

МИНОБРНАУКИ РОССИИ
ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ И СЕЙСМОЛОГИИ
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК



ВУЛКАНИЗМ и СВЯЗАННЫЕ С НИМ процессы

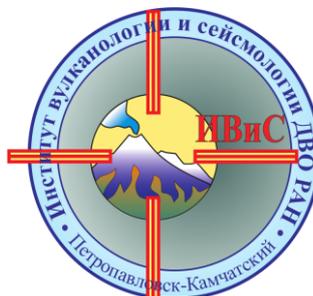
XXVIII ежегодная научная конференция,
посвященная Дню вулканолога
24-29 марта 2025 г.

Материалы конференции



Петропавловск-Камчатский
2025

МИНОБРНАУКИ РОССИИ
ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ И СЕЙСМОЛОГИИ
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК



ВУЛКАНИЗМ И СВЯЗАННЫЕ С НИМ ПРОЦЕССЫ

XXVIII ежегодная научная конференция,
посвященная Дню вулканолога
24-29 марта 2025 г.

Материалы конференции

Петропавловск-Камчатский
2025

УДК 551.21+552+550.34

Научное издание

Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XXVIII ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога, 24-29 марта 2025 г. – Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2025. – 402 с.

Volcanism and related processes. Proceedings of the XXVIII annual scientific conference dedicated to the Volcanologist Day, March, 24-29, 2025. – Petropavlovsk-Kamchatsky: IVS FEB RAS, 2025. – 402 p.

ISBN 978-5-902424-43-7

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

Материалы публикуются в авторской редакции.

Утверждено к печати

Ученым советом

Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН

Главный редактор, председатель организационного комитета:
член-корреспондент РАН А.Ю. Озеров

Организационный комитет:

д.г.-м.н. А.И. Кожурин, д.г.-м.н. Т.К. Пинегина, д.г.-м.н. С.Н. Рычагов,
к.г.-м.н. Н.В. Горбач, к.г.н. О.В. Дирксен, к.ф.-м.н. А.А. Долгая,
к.г.-м.н. Е.Г. Калачева, к.т.н. В.А. Рашидов, к.б.н. Т.Ю. Самкова,
Е.В. Волошина, А.Ф. Сашенкова

На обложке:

Пепловые колонны извержения экструзивных куполов вулкана Шивелуч,
юго-западный склон. 18 августа 2024 г.

Фото В.И. Фролова

ISBN 978-5-902424-43-7

© ИВиС ДВО РАН, 2025

Содержание

Секция I. Вулканизм

Алидибиров М.А. Экспериментальное изучение фрагментации сильновязкой магмы при быстрой декомпрессии	17
Ахмедова Т.Г. Петрология и минералогия эоценовых вулканитов Шахдагского прогиба Малого Кавказа (Азербайджан)	21
Бахматова Я.А., Мельников Д.В., Калачева Е.Г., Чебров Д.В. Комплексные исследования вулкана Карымский в межэруптивный период с 14 по 28 августа 2024 года	25
Белоусов А.Б., Белоусова М.Г. Первое экспериментальное подтверждение периодической деятельности гейзера с питающей системой камерного типа	29
Бреннан Е., Савов И.П., Агостини С., Чурикова Т.Г., Гордейчик Б.Н., Муравьев Я.Д., Морган Д.Дж., Ивесон А.А., Хамфрис М. Петролого-геохимическая характеристика пород Козельского вулкана	33
Вергунов А.В. Минералого-геохимическая идентификация продуктов вулканизма в углях Харанорского месторождения, Восточное Забайкалье	37
Гирина О.А. Вершинные извержения вулкана Ключевской в 1935-2024 гг.	41
Гирина О.А., Маневич А.Г., Мельников Д.В., Нуждаев А.А., Романова И.М., Лупян Е.А., Сорокин А.А., Крамарева Л.С., Королев С.П., Демянчук Ю.В. Активность вулканов Камчатки и Курил в 2024 г. и их опасность для авиации	45
Гирина О.А., Маневич А.Г., Мельников Д.В., Нуждаев А.А., Романова И.М., Лупян Е.А., Сорокин А.А., Крамарева Л.С., Нуждаев И.А., Демянчук Ю.В., Цветков В.А., Королев С.П., Уваров И.А., Константинова А.В. Активность купола «300 лет РАН» вулкана Шивелуч в 2024-2025 гг.	49
Горбач Н.В., Портнягин М.В., Овсянников Г.Н., Нуждаев И.А., Филофова Т.М., Плечова А.А. Первые данные о составе амфиболовых андезибазальтов нового экструзивного купола им. 300-летия РАН на западном склоне вулканического массива Шивелуч (Камчатка)	53
Гордейчик Б.Н., Чурикова Т.Г., Муравьев Я.Д., Кронц А., Вёрнер Г. Моделирование времен формирования Fo-Ni неоднородностей на примере оливинов Авачинского вулкана	57
Дирксен О.В., Пономарева В.В., Зеленин Е.А., Филофова Т.М. Катастрофические извержения вулкана Заварицкого (остров Симушир, Курильские острова) и режим его активности в голоцене	61
Дриль С.И., Рашидов В.А. Первые сведения о химическом составе базальтов вершинного извержения вулкана Алаид в 2022 году	65
Захаров С.М., Метелкин Д.В. Первые палеомагнитные данные по плейстоцен-голоценовым вулканическим породам острова Итуруп	69

Иванов В.В. Сейсмичность, связанная с процессами дегазации магм на Ключевском вулкане	73
Карпов Г.А., Силаев В.И., Тарасов К.В., Демянчук Ю.В. Сравнительная характеристика химического состава и водно-растворимого комплекса пеплов извержений Ключевского вулкана в 2011-2021 гг.	77
Котенко Т.А. Извержение вулкана Эбеко в 2023-2025 гг.: мониторинг с помощью беспилотного летательного аппарата (БПЛА) и фотокамер покадровой съемки	81
Кремнева И.П., Дегтерев А.В. Первые вулканологические исследования сахалинских ученых под руководством В.Н. Шилова в 1958-1971 гг.	85
Кузнецова М.В. К 90-летию Камчатской вулканологической станции	89
Никулина М.А., Фролова Ю.В. Инженерно-геологическая характеристика пирокластических отложений пароксизмального извержения вулкана Шивелуч 2023 года	92
Овсянников Г.Н., Горбач Н.В., Рогозин А.Н., Ермолинский А.Б. Мегакристаллы амфибола из пирокластического материала южного склона Кроноцкого вулкана (Камчатка)	96
Озеров А.Ю., Бахматова Я.А., Мельников Д.В., Нуждаев И.А., Фролов В.И. Многopараметрический мониторинг деятельности Авачинского вулкана для обеспечения безопасности густонаселенных районов Камчатского края	99
Певзнер М.М., Толстых М.Л., Лебедев В.А., Бабанский А.Д., Овсянников Г.Н. Возраст вулканов на междуречье Козыревки и Малой Романовки (Срединный хребет, Камчатка)	103
Ретеюм А.Ю. Связь вулканических извержений с движением планет Юпитера и Сатурна	107
Рогозин А.Н., Смирнов С.З. Содержание H₂O в расплавах, участвовавших в образовании кальдеры Карымшина (Южная Камчатка)	111
Румянцева А.О., Белоусов П.Е. Условия образования вулканогенных цеолитов месторождения Хонгуруу (республика Саха)	115
Рябинкин К.С., Насыров В.В., Фролов В.И., Губин С.В., Римлянд В.И. Возможность применения экспериментальной сейсмостанции и нейросетей для изучения вулканической активности	119
Савельев Д.П. Маары хребта Кумроч (Восточная Камчатка): водородная гипотеза образования	123
Смирнов С.З., Котов А.А., Бергаль-Кувикас О.В., Дегтерев А.В., Низаметдинов И.Р., Кузьмин Д.В., Тими́на Т.Ю. Неоплейстоцен-голоценовый эксплозивный кальдерный вулканизм Большой Курильской гряды: распределение вулканов, природа и параметры становления магматических очагов	126
Смирнов С.Э., Пулинец С.А. Атмосферное электричество и ионосферные эффекты извержения вулкана Шивелуч 10 апреля 2023 г.	130
Толстых М.Л., Бабанский А.Д., Певзнер М.М. Необычные дайки гибридных пород южной оконечности кальдеры Хангар (Срединный хребет, Камчатка)	132

Федерягина Е.Н., Воронцов А.А., Сасим С.А., Дриль С.И. Изотопно-геохимические характеристики и источники вещества J_{2-3}-K_1 вулканитов рифтогенных впадин Западного и Восточного Забайкалья	136
Фёдоров П.И., Рашидов В.А., Ананьев В.В. Новые данные о габбро подводного вулкана Эсмеральда в Марианской островной дуге	140
Флоринский И.В. Геоморфометрия вулкана Гауссберг (Восточная Антарктида)	144
Фролов В.И., Черкашин Р.И., Озеров А.Ю., Рябинкин К.С., Нуждаев И.А. Хронология активности экстрезивных куполов на западном склоне вулкана Шивелуч в 2023-2024 гг.	148
Цветков В.А., Озеров А.Ю., Миронов И.К. Изучение морфологии лавовых потоков Ключевского вулкана с использованием геодезического БПЛА	152
Чемарёв А.С., Шакирова А.А. Семейства землетрясений на вулкане Шивелуч в 2022-2024 гг.	155
Черкашин Р.И., Демянчук Ю.В., Нуждаев И.А., Цветков В.А., Хомчановский А.Л. Динамика изменений морфологии и температур конуса побочного прорыва им. чл.-корр. АН СССР Г.С. Горшкова (вулкан Ключевской) 2021-2024 гг.	159
Черкашин Р.И., Озеров А.Ю. Порфиновые и афировые высокомагнезиальные базальты конуса 1004 в контексте представлений о механизмах формирования магматической серии пород Толбачинского дола (Камчатка)	162
Шайхутдинова Д.Р., Каргин А.В. Петрографические позиции и составы оливина из кимберлитов Куойского поля (Якутия)	166
Шевко А.А., Шакиров Р.Б., Холмогоров А.О., Шевко Е.П., Гора М.П. Минералы магматических пород в донных осадках припарамуширской акватории Охотского моря и их возможные источники	170

Секция II. Геодинамика и тектоника вулканических областей

Акбашев Р.Р., Павлова В.Ю., Мельников Д.В., Тихонов С.А., Будилов Д.И. Результаты георадиолокационных исследований юго-восточного фумарольного поля вулкана Эбеко (о. Парамушир, Курильские острова)	174
Александров В.Н. Геодинамические условия формирования девонских магматических пород центральной части Охотского массива	177
Батанов Ф.И., Бергаль-Кувикас О.В., Хомчановский А.Л. Новые данные о строении морской аккумулятивной террасы Авачинского залива в районе р. Приливная (полуостров Камчатка)	180
Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгая А.А., Петрова В.В., Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Трусов А.А. Геолого-геофизические исследования подводных вулканов Парамуширской группы Курильской островной дуги	183
Гаврилов В.А., Бусс Ю.Ю., Полтавцева Е.В., Морозова Ю.В., Федористов О.В., Сагарьяров И.А., Прогноз Шипунского землетрясения (17.08.2024 г., $M_w=7.0$): подтверждение реальности успешного краткосрочного прогнозирования сильных камчатских землетрясений	187

Глухов В.Е., Макаров Е.О., Болдина С.В. Организация пунктов камчатской сети наклономерных наблюдений и некоторые результаты, полученные в ходе мониторинга землетрясения 17 августа 2024 г.	191
Копылова Г.Н., Серафимова Ю.К. Эффект комплексного проявления предвестников сильных землетрясений Камчатки	195
Лемзиков М.В. Механизмы очагов сильных вулкано-тектонических землетрясений вулкана Плоский Толбачик	199
Миронов И.К., Кафтан В.И., Маневич А.И., Шевчук Р.В., Магуськин В.М. Современные движения и деформации земной коры в окрестности Авачинского вулкана с 2015 по 2023 гг.	203
Миронов И.К., Магуськин К.М., Магуськин В.М. Современные движения и деформации земной поверхности в районе вулкана Плоский Толбачик в 2015-2024 гг.	207
Павлова В.Ю., Акбашев Р.Р. Результаты исследований верхней части геологического разреза комплексом геофизических методов (георадиолокация, сейсморазведка МПВ) у северного склона вулкана Мутновский (Камчатка)	211
Першин С.М., Гордеев Е.И., Акбашев Р.Р., Макаров Е.О., Безруков Л.Б., Завозин В.А., Макаров В.С., Межох А.К., Ингерман С.В., Синёв В.С., Агафонова Н.Ю., Гришин М.Я., Болдин Г.А., Глухов В.Е. Корреляция радона и аэрононов в закрытом объеме в г. Петропавловск-Камчатский	213
Пинегина Т.К. Геологические следы субдукционных голоценовых землетрясений и цунами на восточном побережье Камчатки	216
Полтавцева Е.В., Сагарьяров И.А., Гаврилов В.А., Бусс Ю.Ю., Морозова Ю.В., Титков Н.Н. Пространственно-временные изменения полного электронного содержания ионосферы перед Шипунским землетрясением (17.08.2024, $M_w=7.0$). Первые результаты	220
Салтыков В.А. К вопросу об оценке результативности прогнозов	224
Сенкевич Ю.И. Нейросетевое детектирование отображений динамики характеристик высокочастотной акустической эмиссии в периоды, предшествующие, и периоды, следующие за сильными землетрясениями на Камчатке	228
Соломатин А.В. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на I 2025 – XII 2029 гг. Модель детального мониторинга регионального сейсмического процесса	232
Стовбун Н.С., Костылев Д.В., Гуляков С.А., Костылева Н.В., Макаров Е.О., Богомоллов Л.М., Дудченко И.П. Система мониторинга некоторых геофизических полей и анализ их вариаций во временной окрестности коровых землетрясений на Сахалине	236
Хомчановский А.Л. Реакция аккумулятивных берегов на относительное изменение уровня моря в результате влияния климатических и геодинамических факторов	240
Чечекин А.В., Агафонов К.А., Башкатов Д.С., Марусов С.Е., Чечекин В.А. О возможности использования прибора «Аксолотль» в задачах мониторинга сейсмической и вулканической активности	244

Секция III. Гидротермальные процессы

Белоусов П.Е., Румянцева А.О., Кайлачаков П.Э. Вулканогенные месторождения бентонита и цеолита Дальнего Востока	248
Большаков И.Е., Лебедева Е.В. Обвал 2014 года в Долине Гейзеров: породы и причины	251
Букатов Ю.Ю., Нуждаев И.А., Феофилактов С.О. Геофизические исследования структуры Верхне-Кошелевской термоаномалии (Кошелевский вулканический массив, Южная Камчатка)	255
Вергасова Л.П., Филатов С.К., Шаблинский А.П., Назарова М.А. Характеристика шлэссахерита из отложений фумарол вулкана Шивелуч	259
Гембицкая И.М., Калина В.В. Субмикронные особенности стекла и поверхностей пор из образцов базальтов как показатели механизмов кристаллизации базальтовой лавы	262
Зарубов М.С., Данилова М.А., Тихонова К.А., Ишков А.А. Вахромеев А.Г., Горохов А.П. Гидротермальные процессы отложений рифея и их влияние на химический состав подземных рассолов	266
Калачева Е.Г. Поведение микроэлементов в ультракислых сульфатно-хлоридных термальных вулканических водах Курильских островов	270
Калачева Е.Г., Волошина Е.В. Сравнительная характеристика Малкинских и Начикинских термальных вод (п-ов Камчатка)	274
Касаткин Н.С., Аленичева А.А., Ползуненков Г.О., Акинин В.В., Таловина И.В. Новые данные о генетической связи медно-молибден-порфирового оруденения с магматическими комплексами альб-сеноманского и поздне мелового возраста в Кони-Пьягинском отрезке Удско-Мургальской дуги (Северное Приохотье, Магаданская область)	278
Колесник О.Н., Колесник А.Н., Рашидов В.А., Горбарев А.А. Гидротермальные железомарганцевые корки Берингова моря: изученность и перспективы	281
Котенко Т.А. Озеро Бирюзовое (кальдерный комплекс Заварицкого, о. Симушир): гидротермальная активность в 2023-2024 гг. и водный баланс	285
Кузьмина А.А., Позолотина Л.А., Карташева Е.В., Сергеева А.В., Воронин П.О., Журавлев Н.Б., Мартыненко Д.О., Назарова М.А. Пиратовские источники Мутновского геотермального месторождения (Камчатка, Россия)	289
Логинов В.А., Новиков Ю.В., Воронин П.О., Бергаль-Кувикас О.В. Опыт применения магнитотеллурического зондирования в изучении геоэлектрических особенностей Кеткинского месторождения термальных вод, Центральная Камчатка	293
Мельников Д.В., Калачева Е.Г., Таран Ю.А. Первые данные о диффузионном почвенном потоке CO₂ в районе Нижне-Щапинских термальных источников (Камчатка)	297
Панин Г.Л., Балков Е.В. Сравнение результатов методов постоянного тока и индуктивной электроразведки на примере определения структуры приповерхностного транспорта вещества термальных полей вулканогенных объектов Камчатки и Курил	301

Плутахина Е.Ю., Малик Н.А. Минеральный и фазовый состав возгонов Западного фумарольного поля Авачинского вулкана (Камчатка)	305
Поляков А.Ю., Кирюхин А.В. Магматическая активность Мутновского вулкана в 2024 г. по сейсмическим и газогидрохимическим данным	308
Романова И.М., Белоусова М.Г., Белоусов А.Б. Комплексная информационная веб-система «Гейзеры Камчатки» (GESKA)	312
Сандиминова Е.И., Рычагов С.Н., Философова Т.М. Апатит как индикатор флюидного режима Паужетской гидротермально-магматической системы (Южная Камчатка)	316
Сергеева А.В., Кравченко О.В., Сергеев Я.В., Назарова М.А., Кузьмина А.А., Карташева Е.В. Экспресс-характеристика минерального состава кернов в исследованиях современных геотермальных систем	320
Сергеева А.В., Хубаева О.Р., Назарова М.А., Кузьмина А.А., Карташева Е.В. Оценка микроэлементного состава фумарольной серы вулкана Баранского (остров Итуруп, Россия)	324
Скильская Е.Д., Шишканова К.О., Козлов В.В., Бойко А.У., Сергеева А.В., Максимов А.П., Философова Т.М. Состав и классификация минералов группы блеклых руд Мутновского золото-серебро-полиметаллического месторождения, Южная Камчатка	327
Соктоев Б.Р., Арбузов С.И. Вклад вулканизма в формирование геохимической специализации углей Черемховского каменноугольного месторождения (Иркутский угольный бассейн) по данным изучения тонштейнов	329
Степанов В.А. Золото-серебряное оруденение Авландинского палеовулкана Омолонского массива	333
Таран Ю.А., Ингуаджиато С. Геохимия растворов и газов гидротермальных систем континентальных рифтовых зон: Солтон Си и Серро Прието, Калифорния (США и Мексика)	337
Тарасов К.В. Диффузионный поток CO₂ на Северо-Западном фумарольном поле вулкана Менделеева, о. Кунашир, Курильские о-ва	341
Тихонова К.А., Зарубов М.С., Ишков А.А., Данилова М.А., Вахромеев А.Г. Глинистые минералы в карбонатном рифейском резервуаре как промежуточная область концентрирования лития в гидротермальной модели генезиса литиеносных рассолов (на примере нефтегазоконденсатного месторождения Тунгусского артезианского бассейна, Сибирская платформа)	344
Топчиева О.М., Назарова М.А. Минералого-химические характеристики гидротермально-измененных пород Третьяковских источников (остров Кунашир, Курильские острова, Россия)	348
Цепенков Я.А. Особенности минералогии и гидрогеохимии термальных источников вулкана Баранского (о. Итуруп)	351

Секция IV. Вулканизм и окружающая среда

Дирксен В.Г., Дирксен О.В., Назарова М.А. Применение палинологических данных для определения сезона извержения в прошлом на примере извержения вулкана Новарупта в 1912 году на Аляске, США	354
Калачева Е.Г., Долгая А.А., Волошина Е.В. Изучение эколого-геохимических характеристик поверхностных вод с применением геоинформационных технологий (на примере р. Камчатка)	358
Калачева Е.Г., Сергеева А.В., Волошина Е.В., Эрдниева Д.Ю., Богатко Н.П., Мельников Д.В. Пепел вулкана Шивелуч (п-ов Камчатка): эколого-геохимическая характеристика водных вытяжек	362
Климова А.В., Мартыненко Д.О., Позолотина Л.А., Ильющенко Н.А., Сергеева А.В. Оценка химического загрязнения почв города Северо-Курильск (остров Парамушир) в 2024 г.	366
Кузьмичев И.С., Медведков А.А. Уязвимость вулканических ландшафтов к рекреационной нагрузке (на примере вулкана Горелый)	370
Куксина Л.В. Сток рек Курильских островов в современных климатических условиях	374
Матвеева Е.В., Клочкова Т.А. Содержание микроэлементов в дикорастущих ягодных растениях Усть-Камчатского района после пеплопада вулкана Шивелуч в августе 2024 г.	378
Сёмкин П.Ю., Павлова Г.Ю., Барабанщиков Ю.А., Байгубеков К.Р., Лепская Е.В., Уланова О.А., Шкирникова Е.М., Швецова М.Г., Лобанов В.Б., Jiang Sh., Zhang J. Исследования вулканического воздействия и антропогенного отпечатка в континуумах «речной водосбор-эстуарий-прибрежные воды» Камчатки	382
Уланова О.А., Сёмкин П.Ю., Барабанщиков Ю.А., Павлова Г.Ю., Швецова М.Г., Шкирникова Е.М., Лобанов В.Б. Гидрохимические исследования реки Налычева и Авачинского залива (п-ов Камчатка)	386
Чернягина О.А., Карпов Е.А., Гольдфарб И.Л., Кириченко В.Е. Желтовские горячие ключи (Южно-Камчатский природный парк, Юго-Восточная Камчатка)	390
Школьный Д.И., Цыпленков А.С., Бахарева Е.И. Динамика обвально-селевых отложений извержения вулкана Жупановский 2014-2016 гг.	394
Школьный Д.И., Цыпленков А.С., Лебедева Е.В., Ефимова Л.Е. Внутригодовые изменения водного, твердого и растворенного стока реки Гейзерной	398

Content

Section I. Volcanism

Alidibirov M.A. Experimental study of highly viscous magma fragmentation under rapid decompression	17
Akhmedova T.G. Petrology and mineralogy of Eocene volcanites of the Shahdagh Trough of the Lesser Caucasus (Azerbaijan)	21
Bakhmatova Y.A., Melnikov D.V., Kalacheva E.G., Chebrov D.V. Multipurpose studies of the Karymsky volcano during the inter-eruptive period from August 14 to 28, 2024	25
Belousov A.B., Belousova M.G. First experimental confirmation of periodic eruptions of a geyser with bubble trap-type feeding system	29
Brennan E., Savov I.P., Agostini S., Churikova T.G., Gordeychik B.N., Muravyev Ya.D., Morgan D.J., Iveson A., Humphries M. Petrological and geochemical characteristics of the Kozelsky volcano rocks	33
Vergunov A.V. Mineralogical and geochemical identification of volcanogenic material in coals of the Kharanorskoe Deposit, Eastern Transbaikalia	37
Girina O.A. The 1935-2024 summit eruptions of Klyuchevskoy volcano	41
Girina O.A., Manevich A.G., Melnikov D.V., Nuzhdaev A.A., Romanova I.M., Loupian E.A., Sorokin A.A., Kramareva L.S., Korolev S.P., Demyanchuk Yu.V. The 2024 activity of Kamchatka and Kurile volcanoes and their danger to aviation	45
Girina O.A., Manevich A.G., Melnikov D.V., Nuzhdaev A.A., Romanova I.M., Loupian E.A., Sorokin A.A., Kramareva L.S., Nuzhdaev I.A., Demyanchuk Yu.V., Tsvetkov V.A., Korolev S.P., Uvarov I.A., Konstantinova A.V. The 2024-2025 activity of the 300 years of RAS lava dome	49
Gorbach N.V., Portnyagin M.V., Ovsyannikov G.N., Nuzhdaev I.A., Filosofova T.M., Plechova A.A. First data on the composition of amphibole basaltic andesite of the new extrusive dome named after the 300th anniversary of the RAS on the western flank of Shiveluch volcanic massif (Kamchatka)	53
Gordeychik B.N., Churikova T.G., Muravyev Ya.D., Kronz A., Wörner G. Modeling the formation times of Fo-Ni nonuniformities: an example of Avacha volcano olivine crystals	57
Dirksen O.V., Ponomareva V.V., Zelenin E.A., Filosofova T.M. Catastrophic eruptions of Zavaritsky volcano (Simushir Island, Kurile Islands) and its Holocene eruptive activity	61
Dril S.I., Rashidov V.A. First data on the chemical composition of basalts from the summit eruption of Alaid volcano in 2022	65
Zakharov S.M., Metelkin D.V. The first paleomagnetic data on pleistocene-holocene volcanic rocks of Iturup Island	69
Ivanov V.V. Seismicity associated with magma degassing processes at Klyuchevskoy volcano	73

Karpov G.A., Silaev V.I., Tarasov K.V., Demyanchuk Yu.V. Comparative characteristics of chemical composition and water-soluble complex of ash from Klyuchevskoy volcano eruptions in 2011-2021	77
Kotenko T.A. The 2023-2025 eruption of Ebeko Volcano monitored by unmanned aerial vehicle (UAV) and time-laps cameras	81
Kremneva I.P., Degterev A.V. First volcanological studies conducted by Sakhalin scientists under the leadership of V.N. Shilov in 1958-1971	85
Kuznetsova M.V. The 90th Anniversary of the Kamchatka Volcanological Observatory	89
Nikulina M.A., Frolova Yu.V. Engineering-geological characteristics of pyroclastic deposits of the Shiveluch volcano paroxysmal eruption in 2023	92
Ovsyannikov G.N., Gorbach N.V. Rogozin A.N., Ermolinskiy A.B. Amphibole megacrystals from pyroclastic material of the Kronotsky volcano southern slope (Kamchatka)	96
Ozerov A.Yu., Bakhmatova Ya.A., Melnikov D.V., Nuzhdaev I.A., Frolov V.I. Multiparametric monitoring of the Avacha volcano to ensure the safety of densely populated areas of Kamchatka	99
Pevzner M.M., Tolstykh M.L., Lebedev V.A., Babansky A.D., Ovsyannikov G.N. Age of volcanoes on the interfluve of Kozyrevka and Malaya Romanovka (Sredinny Range, Kamchatka)	103
Retejum A.Yu. The relationship of volcanic eruptions with the motion of the planets Jupiter and Saturn	107
Rogozin A.N., Smirnov S.Z. H₂O content in melts involved in the formation of the Karymshina caldera (South Kamchatka)	111
Rumyantseva A.O., Belousov P.E. Volcanogenic zeolites of the Khonguruu deposit (Yakutia): mineral composition, formation conditions, properties	115
Ryabinkin K.S., Nasyrov V.V., Frolov V.I., Gubin S.V., Rimlyand V.I. The possibility of using experimental seismic stations and neural networks to study volcanic activity	119
Savelyev D.P. Maars of the Kumroch Ridge (Eastern Kamchatka): hydrogen hypothesis of formation	123
Smirnov S.Z., Kotov A.A., Bergal-Kuvikas O.V., Degterev A.V., Nizametdinov I.R., Kuzmin D.V., Timina T.Yu. Late Pleistocene – Holocene caldera volcanism of the Greater Kuril Ridge: volcano distribution, nature and storage conditions of magma reservoirs	126
Smirnov S.E., Pulinets S.A. Atmospheric electricity and ionospheric effects of the Shiveluch volcano eruption on April 10, 2023	130
Tolstykh M.L., Babansky A.D., Pevzner M.M. Extraordinary dikes of hybrid rocks of the southern part of the Khangar caldera (Sredinny Range, Kamchatka)	132
Federyagina E.N., Vorontsov A.A., Sasim S.A., Dril S.I. Isotope-geochemical signature and magmatic sources of the J₂₋₃–K₁ volcanic rocks of the riftogenic depressions of Western and Eastern Transbaikalia	136

Fedorov P.I., Raschidov V.A., Ananiev V.V. New data on gabbro from the Esmeralda submarine volcano in the Mariana island arc	140
Florinsky I.V. Geomorphometry of the Gaussberg Volcano (East Antarctica)	144
Frolov V.I., Cherkashin R.I., Ozerov A.Yu., Ryabinkin K.S., Nuzhdaev I.A. Chronology of the extrusive domes activity at the Shiveluch volcano western slope in 2023-2024	148
Tsvetkov B.A., Ozerov A.Yu., Mironov I.K. Study of the morphology of lava flows of Klyuchevskoy volcano using a geodesic UAV	152
Chemarev A.S., Shakirova A.A. Earthquake families on Shiveluch volcano in 2022-2024	155
Cherkashin R.I., Demyanchuk Yu.V., Nuzhdaev I.A., Tsvetkov V.A., Khomchanovsky A.L., Ozerov A.Yu. Dynamics of changes in the morphology and temperatures of the secondary eruption cone named after Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences G.S. Gorshkov (Klyuchevskoy volcano) in 2021-2024	159
Cherkashin R.I., Ozerov A.Yu. Porphyric and aphyric high-magnesian basalts of the 1004 Cone in the context of ideas about formation mechanisms of the magmatic series of the Tolbachinsky Dol rocks (Kamchatka)	162
Shaikhutdinova D.R., Kargin A.V. Petrographic positions and compositions of olivine from kimberlites of the Kuoika field (Yakutia)	166
Shevko A.Ya., Shakirov R.B., Kholmogorov A.O., Shevko E.P., Gora M.P. Minerals of igneous rocks in bottom sediments of the Paramushir water area of the Sea of Okhotsk and their possible sources	170
Section II. Geodynamics and tectonics of volcanic areas	
Akbashev R.R., Pavlova V.Yu., Melnikov D.V., Tikhonov S.A., Budilov D.I. Results of georadar studies of the south-eastern fumarole field of the Ebeko volcano (Paramushir Island, Kuril Islands)	174
Alexandrov V.N. Geodynamic conditions of Devonian igneous rocks formation in the central part of the Okhotsk massif	177
Batanov F.I., Bergal-Kuvikas O.V., Khomchanovsky A.L. New data on the marine accumulative terrace of the Avacha Bay, Prilivnaya River area (Kamchatka Peninsula)	180
Blokh Yu.I., Bondarenko V.I., Dolgaya A.A., Petrova V.V., Pilipenko O.V., Rashidov V.A., Trusov A.A. Geological and geophysical study of the Paramushir group of underwater volcanoes, Kuril island arc	183
Gavrilov V.A., Buss Yu.Yu., Poltavtseva E.V., Morozova Yu.V., Fedoristov O.V., Sagaryarov I.A. Shipunskoe earthquake prediction (08/17/2024, $M_w=7.0$): confirmation of the reality of successful short-term prediction of strong Kamchatka earthquakes	187
Glukhov V.E., Makarov E.O., Boldina S.V. Organization of points of the Kamchatka tiltmeter observation network and some results obtained when monitoring the earthquake on August 17, 2024	191
Kopylova G.N., Serafimova Yu.K. The effect of integral manifestation of precursors of strong earthquakes in Kamchatka	195

Lemzikov M.V. Focal mechanisms of strong volcano-tectonic earthquakes of Plosky Tolbachik volcano	199
Mironov I.K., Kaftan V.I., Manevich A.I., Shevchuk R.V., Maguskin V.M. Recent movements and deformations of the earth's crust in the region of Avacha volcano from 2015 to 2023	203
Mironov I.K., Maguskin K.M., Maguskin V.M. Recent movements and deformations of the earth's crust in the area of the Plosky Tolbachik volcano in 2015-2024	207
Pavlova V.Yu., Akbashev R.R. Results of studies of the upper part of a geological section using a complex of geophysical methods (ground penetrating radar, seismic exploration of the refraction wave) at the northern slope of the Mutnovsky volcano (Kamchatka)	211
Pershin S.M., Gordeev E.I., Akbashev R.R., Makarov E.O., Bezrukov L.B., Zavozin V.A., Makarov V.S., Mezhokh A.K., Ingerman S.V., Sinev V.S., Agafonova N.Yu., Grishin M.Ya., Boldin G.A., Glukhov V.E. Radon & aero ions correlation inside the close volume in Petropavlovsk-Kamchatsky	213
Pinegina T.K. Geologic traces of subduction Holocene earthquakes and tsunamis on the eastern coast of Kamchatka	216
Poltavtseva E.V., Sagaryarov I.A., Gavrilov V.A., Buss Yu.Yu., Morozova Yu.V., Titkov N.N. Spatiotemporal changes in the total electronic content of the ionosphere recorded before the Shipunskoye earthquake (17.08.2024, $M_w=7.0$). The first results	220
Saltykov V.A. On the assessment of the effectiveness of forecasts	224
Senkevich Yu.I. Neural network detection of dynamics of high-frequency acoustic emission in periods preceding and following strong earthquakes in Kamchatka	228
Solomatin A.V. Long-term seismic forecast for the Kuril-Kamchatka Arc: I 2025-XII 2029. Detailed regional seismic monitoring model	232
Stovbun N.S., Kostylev D.V., Gulyakov S.A., Kostyleva N.V., Makarov E.O., Bogomolov L.M., Dudchenko I.P. Monitoring system of some geophysical fields and analysis of their variations in the temporal vicinity of crustal earthquakes on Sakhalin	236
Khomchanovsky A.L. Response of accumulative shores to relative sea level change due to climatic and geodynamic factors	240
Chechekin A.V., Agafonov K.A., Bashkatov D.S., Marusov S.E., Chechekin V.A. The possibilities of using the «Axolotl» device in monitoring seismic and volcanic activity	244
Section III. Hydrothermal processes	
Belousov P.E., Rummyantseva A.O., Kailachakov P.E. Volcanogenic bentonite and zeolite deposits of the Far East of Russia	248
Bolshakov I.E., Lebedeva E.V. 2014 rockfall in the Valley of Geysers: rocks and causes	251
Bukatov Yu.Yu., Nuzhdaev I.A., Feofilaktov S.O. Geophysical research of the Verkhne-Koshelevskaya thermal anomaly structure (Koshelevsky volcanic massif, Southern Kamchatka)	255

Vergasova L.P., Filatov S.K., Shablinskii A.P., Nazarova M.A. Characteristics of schlossmacherite from fumarole deposits of the Shiveluch volcano	259
Gembitskaya I.M., Kalina V.V. Submicron features of glass and pore surfaces from basalt samples as indicators of the basaltic lava crystallization mechanisms	262
Zarubov M.S., Danilova M.A., Tikhonova K.A., Ishkov A.A., Vakhromeev A.G., Gorokhov A.P. Hydrothermal processes of the Upper Riphean deposits and their influence on the chemical composition of underground brines	266
Kalacheva E.G. The behavior of trace elements in ultra acid sulfate-chloride thermal volcanic waters of the Kuril Islands	270
Kalacheva E.G., Voloshina E.V. Comparative characteristics of Malkinsky and Nachikinsky thermal waters (Kamchatka Peninsula)	274
Kasatkin N.S., Alenicheva A.A., Polzynyenkov G.O., Akinin V.V., Talovina I.V. New data on the genetic relationship of Cu-Mo porphyry mineralization with magmatic complexes of the Albian-Cenomanian and Late Cretaceous age in the Koni-Pyagin segment of the Uda-Murgal arc (Northern Priokhotye, Magadan Region)	278
Kolesnik O.N., Kolesnik A.N., Rashidov V.A., Gorbarev A.A. Hydrothermal ferromanganese crusts of the Bering Sea: state of knowledge and prospects	281
Kotenko T.A. Biryuzovoye Lake (Zavaritsky caldera complex, Simushir Island): hydrothermal activity in 2023-2024 and water balance	285
Kuzmina A.A., Pozolotina L.A., Kartasheva E.V., Sergeeva A.V., Voronin P.O., Zhuravlev N.B., Martynenko D.O., Nazarova M.A. Pirate springs of the Mutnovsky geothermal field (Kamchatka, Russia)	289
Loginov V.A., Novikov Yu.V., Voronin P.O., Bergal-Kuvikas O.V. Application of magnetotelluric sounding in the study of geoelectric features of the Ketkino hydrothermal field, Central Kamchatka	293
Melnikov D.V., Kalacheva E.G., Taran Yu.A. First data on the diffusive soil flux of CO₂ in the area of Nizhne-Shchapinskii thermal springs (Kamchatka)	297
Panin G.L., Balkov E.V. Comparison of joint results of applying electrical resistivity tomography and electromagnetic induction methods for hydrothermal objects of Kamchatka peninsula and Kuril Islands	301
Plutakhina E.Yu., Malik N.A. Mineral and phase composition of exhalations of the Western fumarole field of Avachinsky volcano (Kamchatka)	305
Polyakov A.Yu., Kiryukhin A.V. Magmatic activity of Mutnovsky volcano in 2024 according to seismic and gas-hydrochemical data	308
Romanova I.M., Belousova M.G., Belousov A.B. Comprehensive web information system «Geysers of Kamchatka» (GESKA)	312
Sandimirova E.I., Rychagov S.N., Filosofova T.M. Apatite as an indicator of the Pauzhetka hydrothermal-magmatic systems fluid regime (South Kamchatka)	316
Sergeeva A.V., Kravchenko O.V., Sergeev Ya.V., Nazarova M.A., Kuzmina A.A., Kartasheva E.V. Express characterization of the mineral composition of cores in studies of modern geothermal systems	320

Sergeeva A.V., Khubaeva O.R., Nazarova M.A., Kuzmina A.A., Kartasheva E.V. Microelement composition of fumarole sulfur of Baransky volcano (Iturup, Russia)	324
Skilskaya E.D., Shishkanova K.O., Kozlov V.V., Boyko A.U., Sergeeva A.V., Philosophova T.M. Chemical composition and classification of the tetrahedrite-tennantite group of minerals from the Mutnovskoye gold-silver-polymetallic deposit, South Kamchatka	327
Soktoev B.R., Arbuzov S.I. Contribution of volcanism to the formation of geochemical specialization of coals based on the data of tonsteins study (case of Cheremkhovo coal deposit, Irkutsk coal basin)	329
Stepanov V.A. Gold-silver mineralization of the Avlandinsky paleovolcano of the Omolonsky massif	333
Taran Y.A., Inguaggiato S. Geochemistry of solutions and gases of hydrothermal systems of the continental rift zones: Salton Sea and Cerro Prieto, California (USA and Mexico)	337
Tarasov K.V. Diffusive CO₂ emission on the North-West fumarolic field of Mendeleev volcano, Kunashir, Kuril Islands	341
Tikhonova K.A., Zarubov M.S., Ishkov A.A., Danilova M.A., Vakhromeev A.G. Clay minerals in the carbonate Riphean reservoir as an intermediate region of lithium concentration in the hydrothermal model of the genesis of lithium-bearing brines (using the example of the oil and gas condensate field of the Tunguska artesian basin, Siberian platform)	344
Topchieva O.M., Nazarova M.A. Mineralogical and chemical characteristics of hydrothermally altered rocks of the Tretyakov springs (Kunashir Island, Kuril Islands, Russia)	348
Tsepenkov Ya.A. Features of mineralogy and hydrogeochemistry of thermal springs of the Baransky volcano (Iturup Island)	351
Section IV. Volcanism and the environment	
Dirksen V.G., Dirksen O.V., Nazarova M.A. Using pollen data to detect a season of past volcanic eruption: a case study of the 1912 Novarupta eruption in Alaska, USA	354
Kalacheva E.G., Dolgaya A.A., Voloshina E.V. Study of ecological and geochemical characteristics of surface waters using geoinformation technologies (using Kamchatka River as an example)	358
Kalacheva E.G., Sergeeva A.V., Voloshina E.V., Erdnieva D.Yu., Bogatko N.P., Melnikov D.V. Shiveluch volcano ash (Kamchatka peninsula): ecological and geochemical characteristics of water hoods	362
Klimova A.V., Martynenko D.O., Pozolotina L.A., Ilyushenko N.A., Sergeeva A.V. Assessment of chemical pollution of soils in Severo-Kurilsk (Paramushir Island) in 2024	366
Kuzmichev I.S., Medvedkov A.A. Vulnerability of volcanic landscapes to recreational load (using the Gorely volcano as an example)	370
Kuksina L.V. River runoff in the Kuril Islands under the current climate conditions	374
Matveeva Ye.V., Klochkova T.A. Content of trace elements in wild berry plants from Ust-Kamchatka region after the ashfall of the Shiveluch volcano in August 2024	378

- Semkin P.Yu., Pavlova G.Yu., Barabanshchikov Yu.A., Baygubekov K.R., Lepskaya E.V., Ulanova O.A., Shkirknikova E.M., Shvetsova M.G., Lobanov V.B., Jiang Sh., Zhang J. 382
Studies of volcanic impact and anthropogenic imprint in the «river catchment-estuary-coastal waters» continuum of Kamchatka
- Ulanova O.A., Semkin P.Yu., Barabanshchikov Yu.A., Pavlova G.Yu., Shvetsova M.G., Shkirknikova E.M., Lobanov V.B. 386
Hydrochemical studies of the Nalycheva River and Avacha Bay (Kamchatka Peninsula)
- Chernyagina O.A., Karpov E.A., Goldfarb I.L., Kirichenko V.E. 390
Zheltovskie hot springs (South Kamchatka Nature Park, South-Eastern Kamchatka)
- Shkolnyi D.I., Tsyplenkov A.S., Bakhareva E.I. 394
Dynamics of landslide-mudflow deposits of the 2014-2016 Zhupanovsky volcano eruption
- Shkolnyi D.I., Tsyplenkov A.S., Lebedeva E.V., Efimova L.E. 398
Intra-annual changes in runoff, sediment yield and dissolved load of the Geysernaya River

Экспериментальное изучение фрагментации сильновязкой магмы при быстрой декомпрессии

Алидибиров М.А.

Experimental study of highly viscous magma fragmentation under rapid decompression **Alidibirov M.A.**

Самостоятельный исследователь, г. Москва;

e-mail: ma1828@mail.ru

Приводятся схемы установок для изучения фрагментации (дробления) сильновязкой магмы при быстрой декомпрессии до 200 бар и при температуре до 1000 °С. Для образцов дацита были получены значения перепада давления, необходимого для возникновения фрагментации, а также скорости фрагментации и зависимость размеров фрагментов от температуры.

Введение

Экспериментальное моделирование взрывных извержений активно развивается в последние десятилетия [4]. Направленные взрывы происходили на вулканах Безымянный в 1956 г., Шивелуч в 1964 г. и Сент-Хеленс в 1980 г. [2, 9]. Внедрение магмы в постройку вулкана Сент-Хеленс перед 18 мая 1980 г. привело к деформациям постройки и ее последующему обрушению, спровоцированному землетрясением магнитудой 5+. Возникший взрыв вызвал разрушения на площади 500 км² и сформировал отложения. Средняя пористость выброшенного материала интрузии (криптокупола) составляла 36 об. %. Магма криптокупола находилась перед взрывом в высоковязком, близком к солидусу, состоянии и имела объем около 0.1 км³. В работе [10] предполагалось, что перед взрывом газы, находившиеся в магме криптокупола, прекратили рост. Максимальная температура внутри криптокупола оценивается в 900 °С, а перепад давления, вызванный обрушением части вулканической постройки, оценивается величиной 200 бар. Инструментальные изучения извержений вулкана Карымский [3, 5] также позволили получить важную информацию о взрывах вулканического типа.

Механизм развития взрывов и механизм образования пирокластики в случае сильновязких ($\eta \geq 10^8$ Па·с) магм, содержащих пузырьки газа, оставался не ясным. Было высказано предположение, что сильновязкие магмы, содержащие пузырьки газа с избыточным давлением, могут вести себя при быстрой декомпрессии как твердые пористые тела и разрушаться путем хрупкого послойного дробления отрывом с выбросом продуктов дробления в атмосферу [1]. Однако эта модель требовала экспериментальной проверки.

Экспериментальные установки

Установка для изучения фрагментации модельных пористых материалов при декомпрессии до 10 бар и при температуре 20 °С [8]. Схема этой установки изображена на рисунке. Камера высокого давления (КВД) (рисунок) и камера низкого давления (КНД) разделялись диафрагмой. Стальная секция высокого давления имела длину 365 мм, внутреннее квадратное сечение 40×40 мм и стеклянные окна. Для съемки процесса дробления материала в КВД использовались скоростные кинокамеры со скоростью съемки до 15000 кадр/с. Датчик динамического давления был установлен в дне КВД. КНД имела такое же внутреннее сечение, как и КВД, длину 200 мм и открывалась в бак объемом 0.5 м³. Бак был снабжен окнами для наблюдения процесса выброса. Разрыв диафрагмы вызывал возникновения волны разрежения в объеме сжатого воздуха, прилегающего к диафрагме, и быструю декомпрессию пористого материала. В качестве образцов использовался пористый малопрочный материал пластиприн. Материал имел плотность 100 кг/м³ и в основном открытую пористость 90 %. Характерный размер пор составлял около 100 мкм при толщине перегородок порядка нескольких микрон. Проведенные эксперименты позволили получить

важную информацию о динамике процесса дробления твердой пористой среды при быстрой декомпрессии [8].

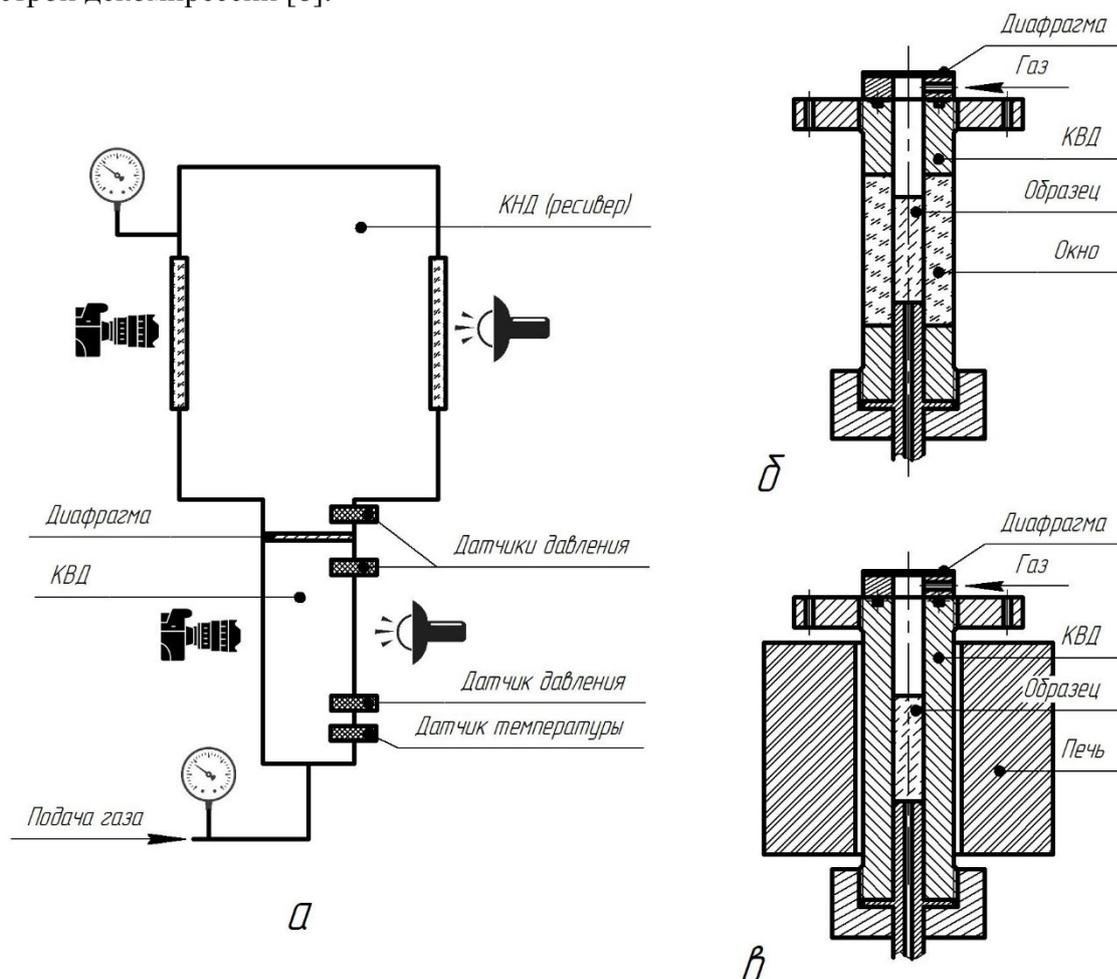


Рисунок. Схема экспериментальной установки (а); устройство камеры высокого давления установки для исследования фрагментации модельных пористых материалов (б); устройство камеры высокого давления установки для исследования образцов лавы (магмы) (в).

Установка для исследования фрагментации образцов магмы (лавы) при декомпрессии до 200 бар и при температуре до 1000 °С [6]. Схема этой установки изображена на рисунке. Установка состояла из высокотемпературной камеры высокого давления (КВД) (рисунок) и камеры низкого давления (КНД), которые были разделены диафрагмой, разрывающейся при определенном перепаде давления ΔP . КВД была рассчитана на работу при ΔP до 200 бар и температуре T до 1000 °С. КВД имела длину 450 мм, внешний диаметр 40 мм и внутренний диаметр 20 мм. Она была изготовлена из специального жаропрочного сплава Nimonic 105. Горячая зона располагалась в центре КВД, находящейся внутри электрической печи. Контроль температуры осуществлялся с помощью термопары. Аргон заполнял поры образца длиной 50 мм и диаметром 17 мм, закрепленного внутри никелевой гильзы. КНД изготавливалась из нержавеющей стали, имела длину 120 мм и внутренний диаметр 20 мм и соединялась с баком объемом 0.7 м³. Бак имел специальные окна для наблюдений. Разрыв диафрагмы вызывал резкую декомпрессию образцов.

Использовались образцы серого дацита вулкана Сент-Хеленс из криптокупола 1980 г. Физические свойства образцов были детально изучены [7]. Дацит содержал 30 об. % фенокристаллов со средним размером 210 мкм, которые состояли из плагиоклаза, гиперстена, роговой обманки и окислов Fe-Ti. Содержание SiO₂ составляло 63.3 вес. %, а содержание SiO₂ в стекле – 76.05 вес. %. Образцы дацита имели плотность 1590 кг/м³ и среднюю пористость 35.9 %. Примерно 80 % всех пор

были открытыми. Средний размер пузырьков составлял ~ 5 мкм при толщине перегородок 1-4 мкм. Температура стеклования $T_g = 810$ °С. Вязкость дацита была близкой к 10^{11} Па·с при температуре 850 °С.

Установка позволила впервые осуществить высокотемпературную фрагментацию (дробление) образцов реальных магм (лав) при быстрой декомпрессии [6].

Результаты экспериментов

1. Было осуществлено дробление (фрагментация) образцов пористого дацита при резкой декомпрессии при температурах до 900 °С. Пороговые значения ΔP_f , вызывающие фрагментацию, снижались с 90 бар до 30 бар при росте T от 15 °С до 900 °С. При ΔP , близких к порогу разрушения, наблюдалась задержка во времени начала разрушения и наблюдался многоактный характер дробления образца.

2. Скорость фрагментации пористого дацита N была в диапазоне 5-170 м/с. Она зависела от ΔP . Значения N , близкие к 5 м/с, были характерны для экспериментов, где дробление носило многоактный характер. При более высоких ΔP разрушение носило одноактный характер, а скорость N возрастала. Величина скорости N возрастала также при увеличении скорости декомпрессии.

3. Скоростная съемка процесса разрушения пористых образцов пемзы и пластирина показала, что процесс разрушения осуществляется путем последовательного отрыва слоев образца. При этом трещины были ориентированы параллельно поверхности образца. Длительность стадии фрагментации была в десятки раз меньше длительности стадии выброса. В процессе выброса наблюдалось дополнительное дробление материала. Процесс выброса фрагментов носил пульсирующий характер: порции смеси газа с фрагментами чередовались с преимущественно газовыми порциями.

4. Крупные фрагменты имели дискообразную и пластинчатую форму, в то время как мелкие фрагменты имели более изометрическую форму. Частицы размером ~ 1 мм состояли из кристаллов, окруженных пористой стеклянной матрицей, а частицы размером 0.1 мм и меньше представляли собой либо только фрагменты кристаллов, либо только фрагменты пористого стекла. Угловатая форма фрагментов, наблюдавшаяся для всего диапазона температур, включая $T = 900$ °С, превышающую температуру стеклования матрицы дацита $T_g = 810$ °С, указывала на хрупкий характер фрагментации. Процесс дробления при высокой $T = 900$ °С не сопровождался изменением характера пористости материала, и дополнительного вспенивания стекловатой матрицы дацита не наблюдалось.

5. Эксперименты, проведенные при $\Delta P = 120$ бар и температуре $T = 15-900$ °С, показали, что увеличение T вызывает ухудшение дробления (размеры фрагментов возрастают) и приводит к появлению бимодальных кривых распределения частиц по размерам. Эксперименты, проведенные при $T = 20$ °С и 900 °С и ΔP в диапазоне 10-185 бар, показали, что увеличение ΔP и скорости декомпрессии вызывает уменьшение характерного размера частиц.

6. Медианный и средний диаметр экспериментально полученных фрагментов оказались близки с аналогичными характеристиками продуктов дробления магмы криптокупола вулкана Сент-Хеленс. Коэффициент сортировки экспериментально полученных фрагментов имел меньшие значения (т.е. материал был лучше сортирован), чем у натуральных частиц [14].

Заключение

Были определены количественные параметры процесса фрагментации пористых образцов дацита криптокупола вулкана Сент-Хеленс при температуре до 1000 °С и декомпрессии до 200 бар. Экспериментальная установка также использовалась для определения параметров фрагментации образцов лав куполов вулканов Мерапи,

Унзена, Колимы и др. [15], а также для исследования процесса дегазации лав куполов при быстрой декомпрессии [12]. Полученные результаты широко используются в настоящее время для объяснения процессов при вулканических эксплозивных извержениях [9, 13, 16]. Они могут быть также использованы для постановки новых задач, связанных с будущими исследованиями фрагментации магм [11, 13].

Список литературы

1. *Алидибиоров М.А.* Модель высвобождения энергии при вулканических взрывах вулканского типа // *Вулканология и сейсмология*. 1987. № 4. С. 50-58.
2. *Богоявленская Г.Е., Брайцева О.А., Мелекесцев И.В. и др.* Катастрофические извержения типа направленных взрывов на вулканах Сент-Хеленс, Безымянный, Шивелуч // *Вулканология и сейсмология*. 1985. № 2. С. 3-26.
3. *Иванов В.В.* Вклад научной школы к.ф.-м.н. П.И. Токарева в развитие методов прогноза вулканических извержений и изучение их механизмов // *Материалы XXVII конференции, посвященной Дню вулканолога. 27-29 марта 2024 г.* Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2024. С. 71-74.
4. *Озеров А.Ю.* Ключевской вулкан: вещество, динамика, модель. Москва: ГЕОС, 2019. 306 с.
5. *Фирстов П.П., Токарев П.И., Лемзиков В.К.* Киносъемка выбросов и схема эксплозивного процесса вулкана Карымского // *Бюллетень вулканологических станций*. 1978. № 5. С. 151-157.
6. *Alidibirov M., Dingwell D.B.* Magma fragmentation by rapid decompression // *Nature*. 1996. V. 380. P. 146-149. <https://doi.org/10.1038/380146a0>
7. *Alidibirov M., Dingwell D.B., Stevenson R.J. et al.* Physical properties of the 1980 Mount St. Helens cryptodome magma // *Bulletin of Volcanology*. 1997. V. 59. P. 103-111. <https://doi.org/10.1007/s004450050178>
8. *Alidibirov M., Panov V.* Magma fragmentation dynamics: experiments with analogue porous low-strength material // *Bulletin of Volcanology*. 1998. V. 59. P. 481-489. <https://doi.org/10.1007/s004450050205>
9. *Belousov A., Voight B., Belousova M.* Directed blasts and blast-generated pyroclastic density currents: A comparison of the Bezymianny 1956, Mount St Helens 1980, and Soufrière Hills, Montserrat 1997 eruptions and deposits // *Bulletin of Volcanology*. 2007. V. 69. P. 701-740. <https://doi.org/10.1007/s00445-006-0109-y>
10. *Eichelberger J.C., Hayes D.B.* Magmatic model for the Mount St. Helens blast of May 18, 1980 // *Journal of Geophysical Research*. 1982. V. 87. P. 7727-7738.
11. *Jones T.J., Cashman K.V., Liu E.J. et al.* Magma fragmentation: a perspective on emerging topics and future directions // *Bulletin of Volcanology*. 2022. V. 84. P. 45. <https://doi.org/10.1007/s00445-022-01555-7>
12. *Mueller S., Melnik O., Spieler O. et al.* Permeability and degassing of dome lavas undergoing rapid decompression: An experimental determination // *Bulletin of Volcanology*. 2005. V. 67. P. 526-538. <https://doi.org/10.1007/s00445-004-0392-4>
13. *Scheu B., Dingwell D.B.* Magma fragmentation // *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*. 2022. V. 87. Is. 1. P. 767-800. <https://doi.org/10.2138/rmg.2021.87.16>
14. *Spieler O., Alidibirov M., Dingwell D.B.* Grain-size characteristics of experimental pyroclasts of 1980 Mount St. Helens cryptodome dacite: Effects of pressure drop and temperature // *Bulletin of Volcanology*. 2003. V. 65. P. 90-104. <https://doi.org/10.1007/s00445-002-0244-z>
15. *Spieler O., Dingwell D.B., Alidibirov M.* Magma fragmentation speed: an experimental determination // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2004. V. 129(1). P. 109-123. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(03\)00235-X](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00235-X)
16. *Woods A.W., Sparks R.S.J., Ritchie L.J. et al.* The explosive decompression of a pressurized volcanic dome: the 26 December 1997 collapse and explosion of Soufriere Hills Volcano, Montserrat // *Geological Society London Memoirs*. 2002. V. 21(1). P. 457-465. <https://doi.org/10.1144/gsl.mem.2002.021.01.20>

Петрология и минералогия эоценовых вулканитов Шахдагского прогиба Малого Кавказа (Азербайджан)

Ахмедова Т.Г.

Petrology and mineralogy of Eocene volcanites of the Shahdagh Trough of the Lesser Caucasus (Azerbaijan)

Akhmedova T.G.

Институт геологии и геофизики Министерства науки и образования Азербайджанской Республики, г. Баку;

e-mail: axmadova_t@mail.ru

Результаты исследований эоценового вулканизма Шахдагского прогиба Малого Кавказа позволили установить, что петрологически он представляет собой магматизм зон сочленения островодужной и рифтогенной структур. Установлена кристаллизация пород, доминирующих известково-щелочной, субщелочной и щелочной серий из щелочной оливин-базальтовой магмы.

Эоценовый магматизм Центральной части Малого Кавказа наиболее интенсивно проявлен в Шахдагском прогибе, представляющем собой прогиб северо-западного простирания. Последний, в тектоническом отношении, на севере Мровдагским межзональным разломом отделяется от Локско-Карабахской мезозойской энсиалической палеостроводужной системы и на юге соприкасается с Малокавказским офиолитовым швом (Гекча-Акеринский рифт). В петрологическом отношении, магматизм Шахдагского прогиба соответствует магматизму зоны сопряжения структур типа островных дуг и рифтов.

Геологическое строение Шахдагского прогиба эоценового времени характеризуется накоплением мощной толщи (более 3000 м) терригенно-осадочных, вулканогенно-осадочных и собственно вулканогенных комплексов, прорванных многочисленными гранитоидными интрузивными массивами [2]. Продукты вулканизма, являющиеся составной частью трахибазальт-трахириолитовой формации [1], представлены разнообразными породами последовательного ряда: от базальта до риолита.

Представления о существовании среднеэоценового и позднеэоценового этапов вулканизма в Шахдагском прогибе, продукты которых представлены последовательно проявленными основными, средними и кислыми вулканитами, общепризнаны. Одной из общих закономерностей пространственного распространения вулканитов является размещение пород основного состава в низах, среднего и кислого – в верхах вулканогенного разреза, наибольшее развитие вулканитов лавовой и пирокластической фаций в осевой зоне, терригенно-карбонатных и туфогенно-осадочных пород в бортовых зонах Шахдагского прогиба.

Совокупность пород Шахдагского блока составляют три ряда вулканических серий – нормальный, субщелочной и щелочной, различающиеся главным образом по уровню общей щелочности. В то же время, в ассоциациях пород этих рядов имеются разновидности с высокими и с относительно низкими содержаниями калия, из которых первые в пространстве тяготеют к осевой полосе, а вторые – к северо-западному борту Шахдагского блока. Вулканиты этих серий в основном калиево-натриевого типа. По величине параметра Na_2O/K_2O вулканиты известково-щелочной серии относятся в равной мере к натриевым и калиево-натриевым, а вулканиты высококалиевой известково-щелочной и щелочной серий, напротив, обнаруживают, главным образом, калиево-натриевый характер. Как правило же, представители всех трех серий встречаются в одном вулканическом ареале, а установленная сериальная неоднородность последнего обусловлена особенностями эволюции щелочной оливин-базальтовой магмы, являющейся исходной для эоценовых вулканических ассоциаций [3].

Эоценовые вулканические комплексы различны по составу. Из них базальты, андезибазальты, андезиты, дациты, риодациты и риолиты – по петрографическим параметрам, а шошониты, латиты, кварцевые латиты, комендиты и пантеллериты установлены как петрографическими, так и химическими параметрами. Породы в основном встречаются в лавовых, пирокластических, субвулканических, экструзивных и жерловых фациях. Эоценовые вулканиды в Шагдагском прогибе представлены различными минеральными ассоциациями. Плаггиоклазы и пироксены, независимо от возраста и состава породы, во всех случаях встречаются во всех породах, поэтому они считаются типоморфными минералами для всех вулканических комплексов. Амфиболы и кварц встречаются в разных случаях. Ортоклаз характерен для субщелочных, а щелочной эгирин, арфведсонит характерен только для щелочных пород. Оливин встречается редко, производными минералами замещает хлорит, эпидот, пренит, кальцит и др. Биотит не встречается в виде вкрапленников, он в основном развивается в основной массе породы.

Плаггиоклаз – ведущий минерал, который находит широкое развитие в породах различной кислотности и щелочности (табл. 1). Количество плаггиоклаза в породах уменьшается от основных к кислым. Плаггиоклаз в трахидацитах, трахириолитах как в среднем, так и в верхнем эоцене находится в схожих морфологических строениях и близких химических составах. В трахидацитах ($Ab_{80.1}An_{15.2}Or_{4.7}$) и трахириолитах ($Ab_{56.7}An_{14.7}Or_{7.2}$) плаггиоклаз соответствует олигоклазу. В щелочных пантеллеритах и комендитах плаггиоклаз по составу в первом случае соответствует андезину ($Ab_{56.7}An_{36.1}Or_{7.2}$), во втором случае – олигоклазу ($Ab_{74.1}An_{18.9}Or_{7.0}$).

Таблица 1. Химический состав плаггиоклазов эоценовых вулканидов Шагдагского прогиба Малого Кавказа

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	49.12	48.12	57.72	65.5	66.3	61.4	63.05
TiO ₂	–	–	–	–	–	–	–
Al ₂ O ₃	31.72	32.05	25.16	19.7	18.53	23.4	22.06
FeO*	0.7	0.71	1.23	0.19	0.5	0.64	0.69
MnO	–	–	–	–	–	–	–
MgO	–	–	–	–	–	–	–
CaO	13.95	14.6	6.28	2.98	3.01	4.52	3.95
Na ₂ O	1.05	2.3	5.75	8.51	9.1	7.82	8.47
K ₂ O	0.05	0.61	1.16	0.75	1.11	1.52	1.16
∑	97.59	98.39	97.3	97.68	98.57	99.3	99.38
Si	6.9	6.66	8.21	9.48	9.63	11.03	8.88
Ti	–	–	–	–	–	–	–
Al	10.49	10.48	8.44	6.7	6.31	4.96	7.34
Fe	0.08	0.08	0.15	0.03	0.06	0.1	0.08
Mn	–	–	–	–	–	–	–
Ca	2.11	2.16	0.96	0.45	0.47	0.87	0.58
Na	0.57	1.23	3.18	4.76	5.06	2.73	2.32
K	–	0.2	0.44	0.28	0.42	0.35	0.22
Ab	11.97	21.89	57.41	80.12	78.8	56.64	74.05
An	88.03	75.14	34.57	15.2	14.68	36.13	18.92
Or	–	3.47	8.02	4.68	6.52	7.23	7.03

Примечание: Плаггиоклаз в оливиновых базальтах (1), трахибазальтах (2), трахиандезитах (3), трахириодацитах (4), трахириолитах (5), пантеллеритах (6) и комендитах (7), FeO* = Fe₂O₃+0.8998×FeO.

Пироксен (Px) в вулканитах Шахдагского прогиба встречается в трех различных составах: диопсид-авгит, бронзит-гиперстен и эгирин. Диопсид-авгит встречается, в основном, в породах среднего эоцена (среднего и основного состава) и изредка в породах верхнего эоцена. Если бронзит-гиперстен считается характерным как для пород среднего, так и верхнего эоцена, то эгирин встречается лишь в щелочных породах верхнего эоцена.

Пироксены в вулканитах Шахдагского прогиба относятся к широко распространенным минералам (табл. 2). По химическому составу пироксены, в основном, относятся к диопсид-салит-субкалиевому и бронзит-гиперстеновому ряду. В основном они определены в нормальных и субщелочных породах. Щелочные породы (щелочной трахидацит, пантеллерит и комендит), в которых установлены вкрапленники эгирина и арфведсонита, в эоценовых вулканитах Шахдагского прогиба впервые выявлены нами.

Таблица 2. Химический состав пироксенов нормальных и субщелочных вулканитов Шахдагского прогиба

	Моноклинный пироксен						Ромбический пироксен		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	50.01	52.44	51.94	50	50.34	52.98	54.78	51.78	54.08
TiO ₂	0.8	0.8	0.7	0.9	0.73	0.6	0.29	0.25	0.12
Al ₂ O ₃	2.75	2.18	3.33	3.01	3.23	2.41	1.92	2.45	2.12
FeO*	9.55	8.81	7.85	8.0	8.36	9.9	12.56	12.45	16.01
MnO	0.24	0.2	0.22	0.15	0.13	0.14	0.21	0.25	0.48
MgO	15.78	14.01	15.16	15.05	14.24	13.15	27.45	29.31	22.15
CaO	19.6	20.19	21	21.35	22.46	18.41	2.95	2.65	3.04
Na ₂ O	0.4	0.45	0.48	0.57	0.78	0.5	0.16	0.11	0.22
K ₂ O	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Σ	99.13	99.08	100.68	99.03	100.37	100.18	100.28	99.25	99.22
Si	1.83	1.91	1.84	1.82	1.81	1.94	1.91	1.81	1.94
Al ^{IV}	0.17	0.09	0.16	0.18	0.19	0.06	0.09	0.19	0.06
Al ^{VI}	0.06	0.1	0.11	0.07	0.08	0.15	0.07	0.02	0.12
Ti	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01
Fe	0.29	0.27	0.23	0.24	0.25	0.3	0.37	0.37	0.49
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Mg	0.86	0.76	0.8	0.82	0.76	0.71	1.43	1.54	1.21
Ca	0.77	0.78	0.8	0.83	0.86	0.72	0.11	0.1	0.12
Na	0.05	0.07	0.07	0.08	0.11	0.07	0.02	0.02	0.03
K	–	–	–	–	–	–	–	–	–
En	44.7	41.7	43.6	43	40.5	41.1	74.7	76.8	66
Fs	15.5	15	13.1	13.1	13.5	17.5	19.5	18.2	27.5
Wo	39.8	43.3	43.3	43.9	46	41.4	50.8	50	6.5
F	25.8	26.5	23.1	23.2	24.9	29.9	20.7	19.3	29.4
Al ^I	10.8	9.5	14.3	13	14.1	10.4	4.8	5.8	5.5
100Mg(Mg+Fe)	74.8	73.8	77.7	77.4	75.2	70/3	79.4	80.6	72.2

Примечание: 1 – пироксен в оливиновом базальте; 2, 7 – андезите; 3, 8 – шошоните; 4 – трахидолерите; 5 – трахибазальте; 6, 9 – трахиандезите.

В установленных трех группах пироксены отличаются по количеству железа, алюминия, кальция и магния. Клинопироксены и ортопироксены друг от друга отличаются по содержанию Al_2O_3 . Клинопироксен по отношению к ортопироксену более насыщен Al_2O_3 . Алюминиевый коэффициент колеблется в пределах 9.5-14.3 для клинопироксенов, 4.8-5.8 – для ортопироксенов. Во всех пироксенах $Al_2O_3 > 2\%$, а это значит, что все пироксены высокоглиноземистые. Реже встречаются низкоглиноземистые пироксены: это, в основном, щелочные пироксены (эгирин), которые наблюдаются в щелочной традацит-пантеллерит-комендитовой серии, где содержание Al_2O_3 колеблется в пределах 0.2-0.6 %.

Таким образом, установленные в эоценовых вулканитах пироксены подразделяются на две группы: высокоглиноземистые и низкоглиноземистые [5]. Многие авторы при образовании высокоглиноземистых пироксенов за основу принимают глубину образования [4]. Можно прийти к выводу, что большинство эоценовых вулканитов Шахдагского прогиба сформировались на большой глубине и при высоком давлении. Низкоглиноземистые пироксены ведут себя как показатели кристаллизации низкого давления.

Список литературы

1. *Абдуллаев Р.Н., Мустафаев М.А., Самедова Р.А. и др.* Новые данные о минералогии, петрографии эоценовых вулканитов Шахдагского синклинория Малого Кавказа // Доклады Академии наук Азербайджанской ССР. 1990. Т. XVI. № 4-5. С. 41-44.
2. *Ахмедова Т.Г.* Петрохимические особенности эоценовых вулканитов Шахдагского прогиба Малого Кавказа // Известия Академии наук Азербайджана. Серия наук о Земле. 2003. № 2. С. 26-30.
3. *Мустафаев М.А., Ахмедова Т.Г.* Особенности эоценового вулканизма зоны сочленения островодужных-рифтогенных систем Малого Кавказа (Азербайджан) // Материалы IX Международной научно-практической геологической конференции. Ессентуки, 2000. С. 191-199.
4. *Kuno H.* Aluminian augite and bronzite in alkali olivine basalt from Taka sima, North Kyushu, Japan / Advancing Frontiers in Geology and Geophysics / Eds. Subramaniam H.P., Balakrishna S. Indian Geophysical Union, Hyderabad, India, 1964. P. 205-220.
5. *Mustafaev M.A., Samedova R.A., Shafiyev Kh.I., Akhmedova T.G.* Mineralogical and petrographical features of the Eocene volcanics of the Shakhdag sinclinorium in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) // 3rd Symposium on Mineralogy, 25-29 August, Baia Mare, Romania, 1995.

Комплексные исследования вулкана Карымский в межэруптивный период с 14 по 28 августа 2024 года

Бахматова Я.А.¹, Мельников Д.В.¹, Калачева Е.Г.¹, Чебров Д.В.²

Multipurpose studies of the Karymsky volcano during the inter-eruptive period from August 14 to 28, 2024

Bakmatova Y.A., Melnikov D.V., Kalacheva E.G., Chebrov D.V.

¹ *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;
e-mail: bakhyana@mail.com*

² *Камчатский филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН», г. Петропавловск-Камчатский*

В августе 2024 г. были проведены комплексные научные исследования в районе вулкана Карымский, Камчатка. По данным инструментальных наблюдений показано, что в период межэруптивного внешне спокойного состояния вулкан продолжает интенсивную деятельность, выраженную в сейсмических событиях и интенсивной дегазации.

Введение

Вулкан Карымский – один из наиболее активных вулканов Камчатки. Это типичный андезитовый стратовулкан центрального типа, который представляет собой правильный конус. Активность вулкана представлена эксплозивными и эффузивными извержениями. В последние 20 лет высота пепловых выбросов в среднем составляет 4-5 км над уровнем моря (далее н.у.м.), однако фиксировались и отдельные события с подъемом пепла до 8-10 км [1]. В связи с удаленностью вулкана от населенных пунктов мониторинг его состояния проводится, преимущественно, с использованием данных спутникового зондирования (ИВиС ДВО РАН, KVERT) и сейсмических наблюдений (КФ ФИЦ ЕГС РАН). В 2024 г. было несколько эксплозивных периодов активности вулкана в июне-июле, августе, октябре и ноябре.

По спутниковым (<http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/volc?name=Karymsky>) и сейсмическим (<http://www.emsd.ru/~ssl/monitoring/main.htm>) данным, первый период продолжался с 20 июня по 10 июля. Он характеризовался пепловыми выбросами до высоты 5.5 км н.у.м. (<http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/volc?name=Karymsky>). Затем последовал период внешне спокойного состояния вулкана, а 30 августа произошла серия сильных эксплозивных событий, сопровождавшихся подъемом пепла до высоты 7 км н.у.м.

С 14 по 26 августа 2024 г. в Карымском вулканическом центре (КВЦ) работала комплексная экспедиция ИВиС ДВО РАН. Проведены исследования динамики восстановления гидрохимии озера Карымское после катастрофического подводного извержения, произошедшего в кальдере Академии Наук в начале января 1996 г., сделана детальная геохимическая съемка на всех термопроявлениях центра. Выполнены сейсмические наблюдения и оценка эмиссии вулканогенного газа SO₂, осуществляемой вулканом Карымский, измерен объем надпочвенной дегазации CO₂ на термальных площадках кальдер Карымская и Академии Наук. Проведена инфракрасная съемка и аэрофотосъемка зон южного сектора КВЦ.

В настоящей публикации представлены первые результаты сейсмических наблюдений в связке с оценкой эмиссии вулканогенного газа SO₂, а также данные аэрофотосъемки вулкана Карымский и информация об обнаруженных по периферии термального поля взрывных воронках.

Методы исследования

Для проведения сейсмических наблюдений на период с 14 по 26 августа 2024 г. была сформирована временная сеть, состоящая из 4 широкополосных цифровых сейсмометров СМЕ-6011ND (https://r-sensors.ru/ru/products/dig_seism/cme-6011nd-ru/). Для подсчета локальной сейсмичности региона также была использована стационарная станция KRY (КФ ФИЦ ЕГС РАН [3]). Расположение станций показано на рис. 1а.

Обработка волновых форм и определение гипоцентров землетрясений проводились в ПО DIMAS [2].

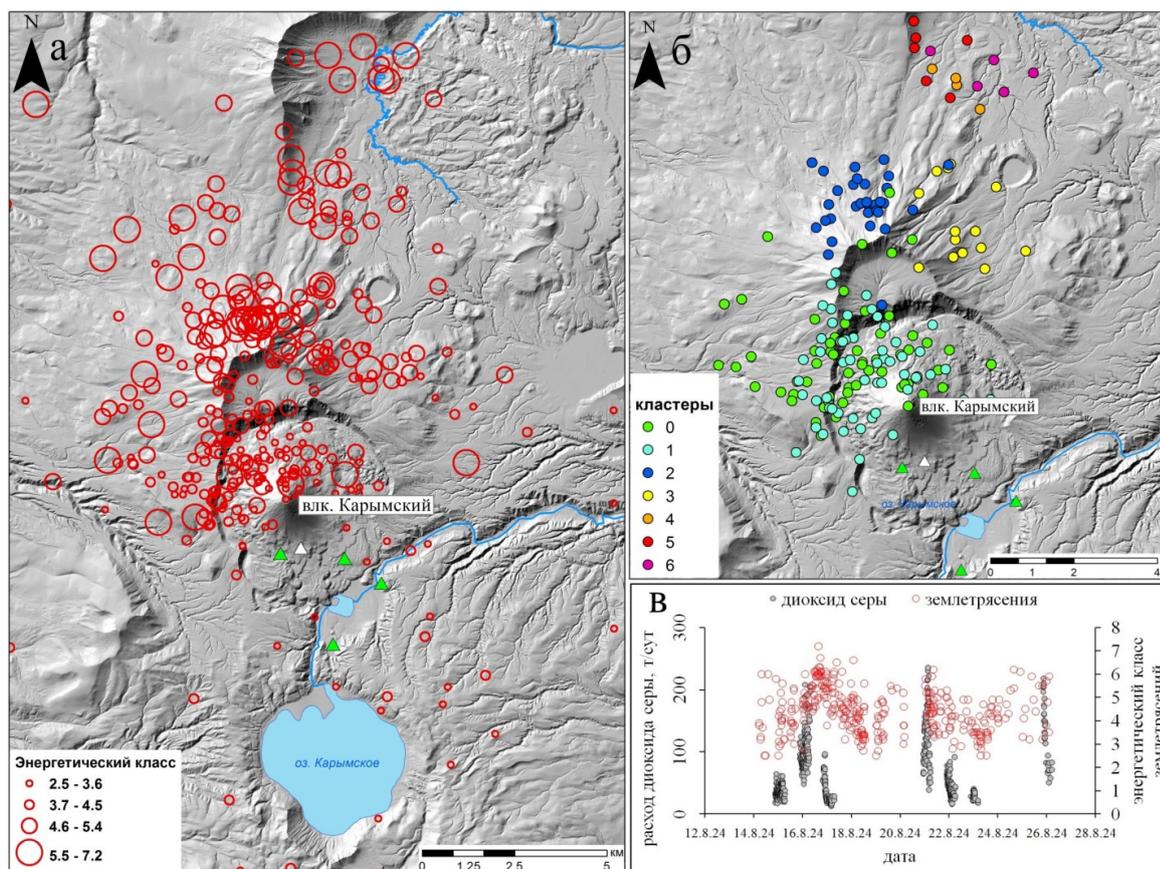


Рис. 1. Схема (а) распределения землетрясений в районе вулкана Карымский в период с 14 по 26 августа 2024 г. Зелеными треугольниками показаны места установки сейсмических станций СМЕ-6011ND, белый треугольник – положение сейсмостанции KRY (КФ ФИЦ ЕГС РАН). Кластерный анализ распределения землетрясений (б). Корреляция по времени между энергетическим классом землетрясений и эмиссии вулканогенного SO_2 из кратера вулкана (в).

Оценка эмиссии диоксида серы (SO_2) проводилась с помощью сканирующей системы на основе дифференциальной оптической абсорбционной спектроскопии (ДОАС). Технически сканер соответствует оборудованию, разработанному в рамках проекта Network for Observation of Volcanic and Atmospheric Change (NOVAC) [5]. Сканирующая станция была установлена рядом с геофизическим полевым стационаром «Карымский» (координаты установки станции 54.024 с.ш. 159.480 в.д.), на расстоянии 7 км от вершины вулкана. Измерение эмиссии газа проводилось в дневное время суток. Также данные о дегазации отсутствуют за период сложных метеорологических условий (сплошная облачность, туман).

Аэрофотосъемка осуществлялась при помощи квадрокоптера DJI Matrice 300 RTK и установленной на него камеры ZENMUSE H20T, позволяющей проводить съемку в видимом и инфракрасном спектральном диапазоне. Для построения ортофотоплана и цифровой модели местности использовалось ПО Agisoft Metashape.

Результаты исследования

По результатам сейсмических наблюдений за период с 14 по 26 августа 2024 г. был составлен каталог и определены гипоцентры 345 землетрясений (рис. 1а). Сейсмические события проявляют себя неравномерно и зачастую представляют собой скопления близко расположенных событий, что позволяет нам рассматривать их как кластеры. Используя алгоритм DBSCAN [4], выделены несколько групп землетрясений,

а также сейсмически активные зоны. Кластеры 0 (период с 15 по 19 августа) и 1 (период с 21 по 25 августа) локализованы (рис. 1б) в постройке вулкана Карымский, их энергетический класс (K_s) находится в диапазоне 2.8-4.7. Разделены эти события на два кластера только по времени между собой – 20 августа землетрясений в постройке вулкана не регистрировалось. Кластеры 2-3 расположены в пределах кальдеры Двор, расположенной к северу от вулкана, соответствуют промежутку времени 15-17 августа и $K_s=4.1-6.1$. Группа кластеров 4-6 локализована севернее кальдеры Двор, землетрясения происходили 16-17 и 21 августа с $K_s=4.7-6.3$. При корреляции сейсмических данных и эмиссии SO_2 показано, что было существенное увеличение количества, K_s землетрясений и расхода газа 16 и 21 августа (до 200 и 230 т/сут, соответственно).

Аэрофотосъемка кратера вулкана была осуществлена 27 августа, т.е. за трое суток до эксплозивного извержения 30 августа 2024 г. По результатам съемки построен ортофотоплан и цифровая модель местности (ЦММ) (рис. 2а, в). Определено, что ширина кратера составляет 300 м, а максимальная глубина 110 м (рис. 2б). По данным инфракрасной съемки (рис. 2а), на дне кратера не наблюдалось каких-либо высокотемпературных аномалий. Максимальная зафиксированная температура составила 170 °С и приурочена к фумароле, расположенной на кромке кратера.

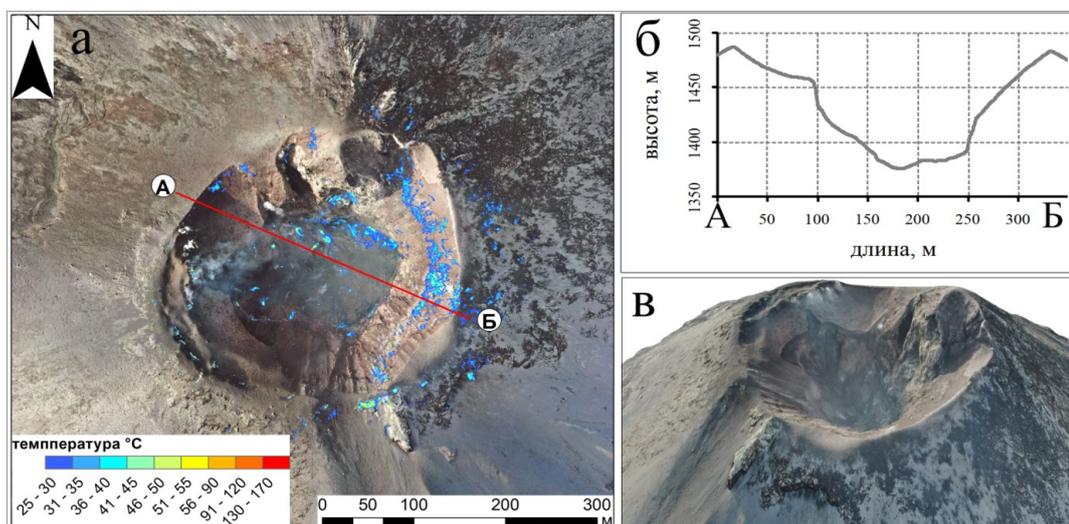


Рис. 2. Ортофотоплан кратера вулкана Карымский. Цветовой палитрой от синего до красного показано распределение температуры, определенной по данным инфракрасной съемки (а). По линии А-Б показан вертикальный разрез кратера по данным ЦММ (б). Перспективная 3D модель кратера вулкана по данным ЦММ (в).

Кроме изучения вулканической постройки проводились работы и на сопредельной территории. Одной из интересных находок было обнаружение двух воронок (ранее не известных), расположенных на болотистой низине у подножия вулкана, на северо-восточной окраине очага разгрузки интенсивно газифицирующихся углекислых термальных вод (Карымские источники). Ширина воронок составляет 7 и 4 метра, глубина до 1.5 м. Координаты более крупной – 54.02587 с.ш. 159.4686 в.д., второй – 54.02663 с.ш. 159.4727 в.д. (рис. 3). Учитывая высокую газонасыщенность термальных вод кальдеры Карымская, наличие «сухих» газовых струй с высоким содержанием CO_2 , происхождение этих воронок связано с газогидратными взрывами. Дополнительно, на взрывной характер указывают характерные небольшие вывороченные «воротники» по краю воронок, а также куски почвенной дернины и обломки горных пород, разбросанные по периферии он них. Поскольку обе образовавшиеся воронки находятся в стороне от зоны разгрузки термальных вод, они заполнены пресной (минерализация 130 мг/л и 86 мг/л) холодной водой гидрокарбонатно-хлоридного типа (по преобладающим анионам) со смешанным катионным составом, рН=6.2-6.3.

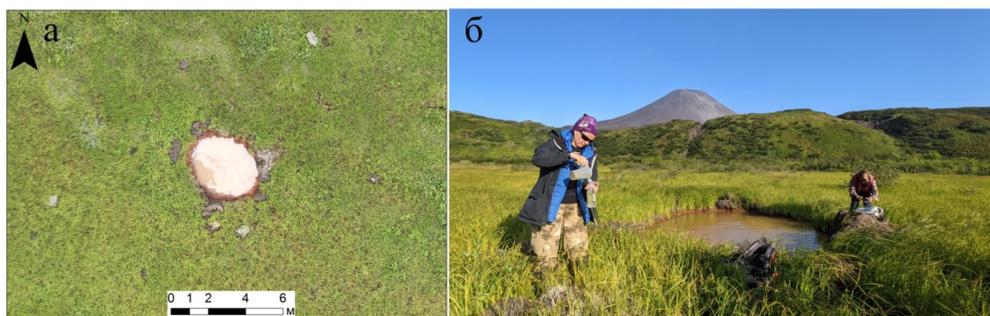


Рис. 3. Взрывная воронка (а). Отбор воды из воронки для гидрохимического анализа (б). На заднем плане вулкан Карымский.

Выводы

В ходе проведенных исследований были получены новые комплексные данные о состоянии вулкана Карымский в межэруптивный период с 14 по 26 августа 2024 г. По визуальным данным, вулкан в этот промежуток времени был спокоен. Однако инструментальные наблюдения позволили выделить этапы повышенной вулканической активности. По сейсмическим данным, 16 и 21 августа регистрировалось большое количество слабых землетрясений в постройке вулкана. Также в эти дни отмечалась интенсивная эмиссия газа SO_2 из кратера вулкана. Серия землетрясений в районе кальдеры Двор, скорее всего, имеет вулканотектонический характер.

Данные работы в очередной раз продемонстрировали, что район Карымского вулкана является крайне интересным для комплексных научных исследований. Такие работы необходимо продолжать и в перспективе расширить их на вулкан Малый Семячик, учитывая, что для этих вулканов существует единый глубокий магматический очаг [6].

Исследование выполняется в рамках темы НИР ИВиС ДВО РАН «Мониторинг влияния вулканической и гидротермальной активности на химический состав рек Камчатки» (FWME-2024-0014). Также работа выполнена с использованием данных, полученных на уникальной научной установке «Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира» (<https://scprf.ru/usu/507436/>).

Список литературы

1. *Гирина О.А., Константинова А.М., Крамарева Л.С. и др.* Эксплозивное событие 19 апреля 2022 г. Вулкана Карымский (Камчатка) по спутниковым данным // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2022. Т. 19. № 2. С. 255-260.
2. *Дроздин Д.В., Дроздина С.Я.* Интерактивная программа обработки сейсмических сигналов DIMAS // *Труды региональной научно-технической конференции «Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока России»*, 11-17 ноября 2007 г. Петропавловск-Камчатский, 2008. С. 117-122.
3. *Чебров Д.В.* Единая информационная система сейсмологических данных в Камчатском филиале ФИЦ ЕГС РАН: принципы организации, основные элементы, ключевые функции // *Геофизические исследования*. 2020. Т. 21. № 3. С. 66-91. <https://doi.org/10.21455/gr2020.3-5>
4. *Ester M., Kriegel H.P., Sander J., Xu X.* A density-based algorithm for discovering clusters in large spatial databases with noise // *AAAI Press*. 1996. P. 226-231.
5. *Galle B., Johansson M., Rivera C. et al.* Network for Observation of Volcanic and Atmospheric Change (NOVAC) – A global network for volcanic gas monitoring: Network layout and instrument description // *Journal of Geophysical Research*. 2010. V. 115. Art. D05304. 3
6. *Ji L., Izbekov P., Senyukov S., Lu Z.* Deformation patterns, magma supply, and magma storage at Karymsky Volcanic Center, Kamchatka, Russia, 2000-2010, revealed by InSAR // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2018. V. 352. P. 106-116.

Первое экспериментальное подтверждение периодической деятельности гейзера с питающей системой камерного типа

Белоусов А.Б., Белоусова М.Г.

First experimental confirmation of periodic eruptions of a geyser with bubble trap-type feeding system

Belousov A.B., Belousova M.G.

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;
e-mail: belousov@mail.ru*

В ИВиС ДВО РАН создана крупномасштабная экспериментальная установка для физического моделирования действия гейзера с подводящей системой камерного типа (*bubble trap*). Проведена первая серия экспериментов, которая подтвердила, что этот тип питающей системы обеспечивает и объясняет периодический режим действия природных гейзеров.

Введение

Гейзер – это гидротермальный источник, периодически выбрасывающий на поверхность пароводяную смесь [2]. Неотъемлемой чертой гейзера является прерывистость деятельности: выброс воды и пара прерывается стадиями покоя, когда на поверхность земли ничего не поступает, а происходит постепенное заполнение подводящей системы гейзера, опустошенной в ходе предшествующего извержения. По соотношению вода/пар и по интенсивности процесса извержение гейзера подразделяется на стадии излива (спокойное истечение воды), фонтанирования (бурный выброс воды и пара) и парения (выброс пара с постепенно уменьшающейся интенсивностью). Эта последовательность стадий извержения и покоя циклически повторяется с определенным временным интервалом. Интервал между начальными моментами двух одинаковых, последовательно повторяющихся стадий называется периодом извержений или периодом гейзерного цикла. Если деятельность гейзера включает все описанные выше стадии, то такая последовательность называется классической, а гейзерный цикл – полным. Показательно, что при имеющемся большом разбросе в размерах существующих природных гейзеров, динамика их деятельности (циклический и многостадийный процесс) даже в деталях проявляет удивительное подобие, что указывает на единый физический механизм, лежащий в основе этого природного феномена.

Механизмы периодического действия гейзеров

Поиск причин периодического действия гейзеров ведется с момента первого описания европейскими учеными Большого гейзера Исландии, когда Маккензи в 1811 г. [10] интуитивно предположил наличие в его питающей системе полости, частично заполненной водой и паром и соединенной с земной поверхностью сильно изогнутым каналом в форме сифона (рис. 1). Главной проблемой механизма Маккензи являлась постулированная, чисто умозрительная сложная геометрия подводящей системы гейзера, формирование которой на тот момент не имело геологического обоснования.

Альтернативное объяснение периодических извержений Большого гейзера Исландии было предложено Бунсенем в 1847 г. [7]. Оно опиралось на выполненные им измерения распределения температур в канале гейзера. Бунсен предположил, что подводящая система гейзера – это прямой вертикальный канал, который полностью заполнен водой. В нижней части канала вода перегрета, и ее кипению препятствует гидростатическое давление. При появлении в канале первых пузырьков пара вытесненная ими вода сливается из верхней части канала, уменьшая гидростатическое давление в системе гейзера. При этом перегретая вода резко вскипает, и происходит фонтанирование гейзера.

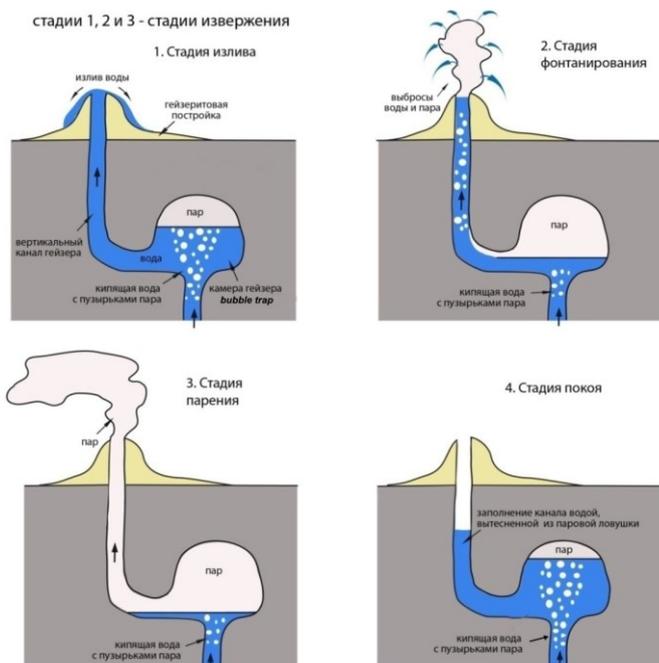


Рис. 1. Механизм действия гейзера с подводящей системой камерного типа (*bubble trap*), [6, 10], воспроизведенный методом физического моделирования.

Механизм Бунсена, как более простой и, на тот момент, более физически обоснованный, постепенно вытеснил модель Маккензи. Он принимался большинством отечественных исследователей для объяснения деятельности гейзеров Камчатки [4, 5]. Популярности механизма Бунсена также способствовала относительная легкость его воспроизведения в лаборатории [1], в то время как механизм Маккензи редко изучался методами физического моделирования из-за сложности работы с большими объемами кипящей воды и пара [9].

Интерес к механизму Маккензи возродился после публикации работы Белоусова [6], в которой на основе прямых наблюдений в каналах камчатских гейзеров было показано соответствие их строения модели Маккензи и было дано 1-ое геологическое объяснение формированию подводящих каналов и полостей необходимой сложной геометрии, которые получили специальный термин *ловушка для пузырей* или *bubble trap*, который сейчас широко используется. Вскоре после этого существование ловушек *bubble trap* было подтверждено геофизическими методами у питающих систем многих гейзеров мира: например, в США [11] и Исландии [8].

Физическое моделирование механизма Маккензи

В 2023-2024 гг. в рамках проекта РФФ № 23-27-00318 в Институте вулканологии и сейсмологии была создана крупномасштабная экспериментальная установка для физического моделирования работы гейзера с подводящей системой, предложенной Маккензи. Установка схематично воспроизводит структуру и принцип действия *ловушки для пузырей* (рис. 2). Она состоит из герметичного бака высотой 90 см, диаметром 75 см и объемом 380 л, в который по трубе поступает механическая смесь воды и воздуха, моделирующая пароводяную смесь, питающую природный гейзер. Возможность замены пара любым газом при моделировании показана Нечаевым [3]. Конструкция установки позволяет в процессе эксперимента измерять и менять объемные соотношения воды и воздуха в модельной двухфазной жидкости, которая поступает в бак. Максимальные притоки воды и воздуха в установку во время экспериментов составляли по 15 л/мин. Выводное отверстие из бака только одно – через патрубок диаметром 5 см, который заходит вертикально в верхнюю крышку бака и опускается вниз, не доходя 10 см до дна бака. Этот патрубок, высотой 90 см над крышкой бака, соединяет внутреннее пространство бака с атмосферой и соответствует выводному каналу природного гейзера.

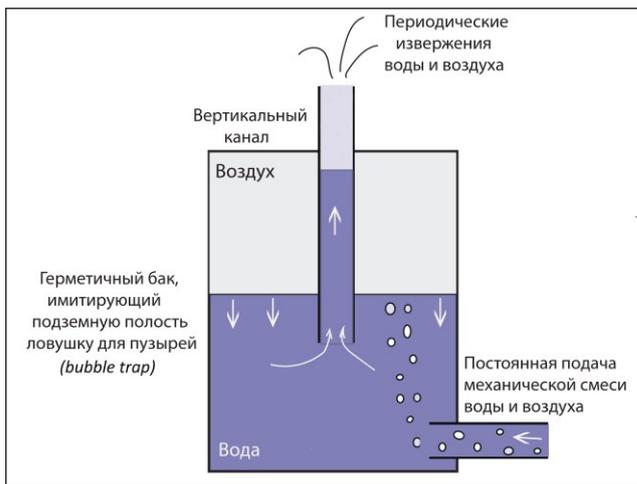


Рис. 2. Принципиальная схема экспериментальной установки для физического моделирования деятельности гейзера с подводящей системой камерного типа *bubble trap*, предложенной Маккензи.

В баке 2-фазная модельная смесь под действием силы гравитации естественным образом расслаивается: воздух занимает верхнюю часть бака, вода – нижнюю. Воздух, накапливающийся в верхней части бака, постепенно вытесняет накапливающуюся в его нижней части воду через вертикальный выводящий патрубок. Вытесняемая вода сначала поднимается вверх по выводящему патрубку (этот период времени соответствует стадии покоя гейзера; давление в баке растет), а потом начинает свободно выливаться наружу через его верхний конец (это соответствует стадии излива гейзера; давление в баке стабилизируется). По мере излива, граница раздела вода/воздух в баке опускается вниз, по направлению к нижней части выводного патрубка (при этом воздух в баке находится под гидростатическим давлением столба воды, которая заполняет выводящий патрубок). В определенный момент, когда поверхность раздела вода/воздух опускается до уровня входа в нижнюю часть выводящего патрубка, воздух из бака прорывается в патрубок и выбрасывает заполняющую его воду (этот момент соответствует стадии фонтанирования гейзера; давление в баке резко падает). В ходе экспериментов высота фонтанирования составляла около 1 м. В процессе фонтанирования выводящий патрубок освобождается от воды, а давление воздуха в баке падает до атмосферного. После этого начинается новый этап заполнения водой выводящего патрубка, который соответствует новой стадии покоя гейзера.

При постоянном поступлении модельной жидкости в установку, описанный выше процесс циклически повторяется, воспроизводя в деталях периодические извержения гейзера с закономерным чередованием всех стадий деятельности классического полного цикла природного гейзера. При этом логгер давления, помещенный в бак, записывает колебания давления (рис. 3а), по форме аналогичные колебаниям давления в канале природного гейзера (рис. 3б).

Эксперименты проводились с разными объемными соотношениями воздуха и воды в питающей модельной 2-фазной смеси. Эксперименты показали, что изменение объемного соотношения газ/жидкость приводит к изменениям продолжительности отдельных стадий извержений экспериментального гейзера: например, снижение объемной доли воздуха приводит к увеличению продолжительности стадий излива и покоя.

Заключение

Проведенная серия экспериментов по физическому моделированию гейзерного процесса подтвердила, что камерный тип подводящей системы, предложенный Маккензи в 1811 г. (*bubble trap* по современной терминологии), совместно с механизмом газо-жидкостной неустойчивости, предложенным А.М. Нечаевым, успешно объясняют периодический режим действия гейзеров. В будущих

экспериментах предполагается выяснить, как изменения геометрических параметров установки (объема бака, высоты и диаметра выводящего вертикального патрубка, имитирующего канал гейзера) будут влиять на динамику извержений модельного гейзера. Результаты экспериментов позволят понять, какие изменения в питающих системах природных гейзеров вызывают наблюдаемые изменения режима их деятельности.

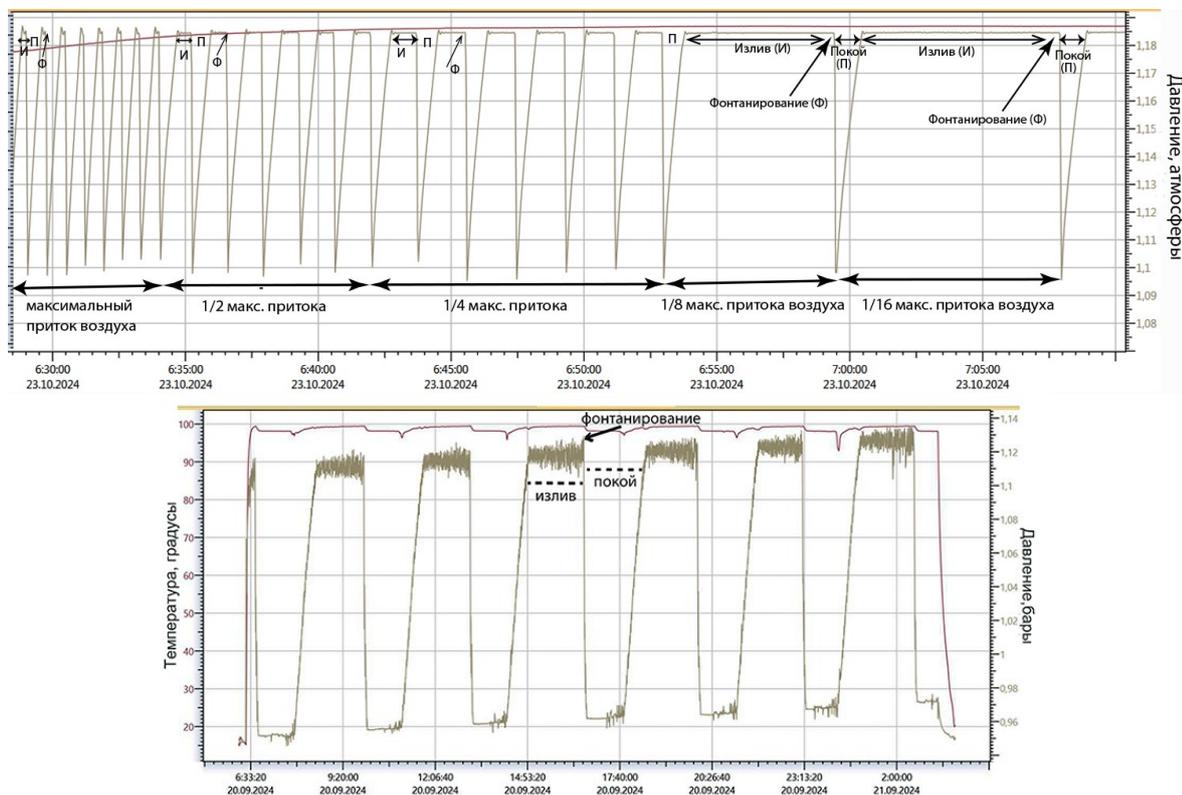


Рис. 3. Записи логгером колебаний давления в подводящей системе камерного типа *bubble trap*, соответствующие разным стадиям извержения и покоя гейзера: а) экспериментальная установка; б) гейзер Жемчужный, Долина Гейзеров, 2024 г.

Список литературы

1. Мержанов А.Г., Штейнберг А.С., Штейнберг Г.С. К теории гейзерного процесса // Доклады Академии наук СССР. 1970. № 194. Вып. 2. С. 318-321.
2. Нехорошев А.С. К вопросу о теории действия гейзеров // Доклады Академии наук СССР. 1959. Т. 127(5). С. 1096-1098.
3. Нечаев А.М. О механизме извержения гейзера // Труды Кроноцкого государственного природного биосферного заповедника. 2012. Вып. 2. С. 135-143.
4. Сугробов В.М., Сугрובה Н.Г., Дроздин В.А. и др. Жемчужина Камчатки – Долина гейзеров. Петропавловск-Камчатский: Камчатпресс, 2009. 108 с.
5. Устинова Т.И. Гейзеры Камчатки // М.: Госиздат, 1955. 120 с.
6. Belousov A., Belousova M., Nechayev A. Video observations inside conduits of erupting geysers in Kamchatka, Russia, and their geological framework: implications for the geyser mechanism // *Geology*. 2013. V. 41. P. 387-390.
7. Bunsen R.W. Physikalische Beobachtungen uber die hauptsachlichsten Geysir Islands // *Annalen der Physik und Chemie*. 1847. V. 83. P. 159-170.
8. Eibl E.P., Müller D., Walter T.R. et al. Eruptive cycle and bubble trap of Strokkur geyser, Iceland // *Journal of geophysical research: Solid Earth*. 2021. V. 126. Art. e2020JB02076.
9. Hurwitz S., Manga M. The fascinating and complex dynamics of geyser eruptions // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 2017. V. 45. P. 31-59.
10. Mackenzie G.S. Travels in the Island of Iceland // Edinburgh, Allam and Company. 1811. 27 p.
11. Vandemeulebrouck J., Roux P., Cros E. The plumbing of Old Faithful Geyser revealed by hydrothermal tremor // *Geophysical Research Letters*. 2013. V. 40(10). P. 1989-1993.

Петролого-геохимическая характеристика пород Козельского вулкана
**Бреннан Е.¹, Савов И.П.¹, Агостини С.², Чурикова Т.Г.³, Гордейчик Б.Н.^{3,4},
Муравьев Я.Д.³, Морган Д.Дж.¹, Ивсон А.А.⁵, Хамфрис М.⁵**
Petrological and geochemical characteristics of the Kozelsky volcano rocks
**Brennan E., Savov I.P., Agostini S., Churikova T.G., Gordeychik B.N., Muravyev Ya.D.,
Morgan D.J., Iveson A., Humphries M.**

¹ Институт геофизики и тектоники, Факультет Земли и окружающей среды, Университет Лидса, г. Лидс, Великобритания;

e-mail: eeebr@leeds.ac.uk

² Институт наук о Земле и ресурсах Земли, Национальный исследовательский совет, г. Пиза, Италия

³ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

⁴ Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черногловка

⁵ Отделение наук о Земле, Научный центр университета Дарема, г. Дарем, Великобритания

Представлены новые минералогические, петрологические и геохимические данные (XRF, EPMA, ICP-MS) для базальт-андезитовой серии пород Козельского вулкана. Породы характеризуются повышенными содержаниями MgO (5-15 мас. %), Ni (10-200 ppm) и Cr (60-800 ppm) и повышенными отношениями Ba/Zr и Sr/Y в сравнении со средне-дуговыми лавами.

Введение

Островодужный вулканизм является основным фактором при обмене летучими и флюидно-подвижными элементами между различными резервуарами Земли. Флюиды, поступающие из старой, холодной и измененной Тихоокеанской плиты, находящейся под полуостровом Камчатка, являются прекрасным объектом для изучения поведения летучих и флюидно-подвижных элементов и их изотопов в зонах субдукции. Мы используем вариации химического и изотопного состава пород в пространстве и во времени с целью понимания вклада этих элементов в их мантийные источники и их последующего переноса.

Необычайно низкие содержания бора (как в расплавных включениях из оливинов пород, так и в жильных минералах ксенолитов) при тяжелых значениях его изотопов в породах Авачинского вулкана [4, 7] поставили задачу дополнительного изучения вулканов Авачинско-Корякской группы.

В первую очередь речь идет о вулкане Козельском, самом восточном в этой группе, расположенном ближе других к преддуговому желобу и находящемся всего в 20 км к северу от г. Петропавловск-Камчатский. Вулкан Козельский находится в сегменте дуги с минимальной глубиной сейсмофокальной зоны в южной части Камчатки, которая составляет лишь около 88 км [6], и при этом крайне мало изучен. В настоящей работе приводятся новые петрографические, петрологические и геохимические данные для пород преддуговых вулканов Козельский и Авачинский. Составы пород и минералов анализировались методами XRF, EPMA, ICP-MS.

Район работ и сбор образцов

Породы Козельского вулкана в настоящем исследовании являются приоритетными. Они опробовались с южной и юго-восточной сторон вулкана (рис. 1). Были опробованы породы стратовулкана, экстрезии и конусы Козлята. Наиболее примитивные лавовые потоки были обнаружены на сочленении вулканов Авачинский и Козельский.

Породы Авачинского вулкана уже исследовались ранее [в т.ч. 2, 3], поэтому мы ограничились опробованием нескольких высокомагнезиальных конусов, расположенных на сочленении Авачинского и Корякского вулканов (СЗ сектор Авачинского вулкана) – верхнеплейстоценовые конусы Добрыня и Попович и

раннеголоценовый конус Страж [1] (рис. 1), а также нескольких оливиносодержащих пород из того же сектора вулкана.

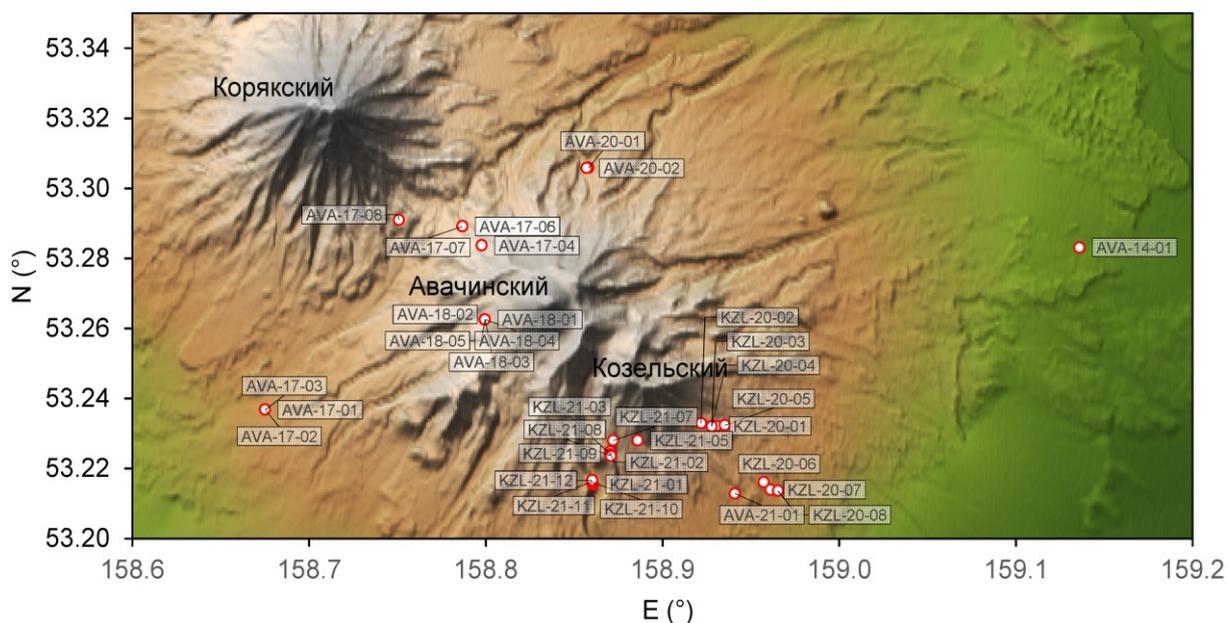


Рис. 1. Схема сбора образцов пород вулканов Козельский (KZL) и Авачинский (AVA).

Описание пород и минералов

Высокомagneзиальные лавы вулкана Козельский, встреченные в нижней части постройки, представлены преимущественно порфировыми разностями с содержанием вкрапленников 20-40 %. Фенокристаллы представлены оливином и клинопироксеном и относительно небольшим количеством шпинели. Основная масса гипокристаллическая, состоящая из оливина, клинопироксена, плагиоклаза и оксидов железа (рис. 2). Породы верхней части постройки стратовулкана представлены более эволюционированными разностями, а именно плотными субафировыми андезитами серого – серо-розового цветов, пироксеновыми, пироксен-плагиоклазовыми и существенно плагиоклазовыми (до 30 % Pl) андезибазальтами, содержащими около 10 % крупных фенокристаллов пироксена размером до 1 см, плотными роговообманковыми андезитами с 10-15 % вкрапленников размером до 1.5 см в длину. Оливин в породах верхней части постройки редок, не превышает 5 %, но в отдельных разностях его кристаллы достигают 7-8 мм. Также встречаются скопления роговообманковых пемз, не привязанных к определенным горизонтам.

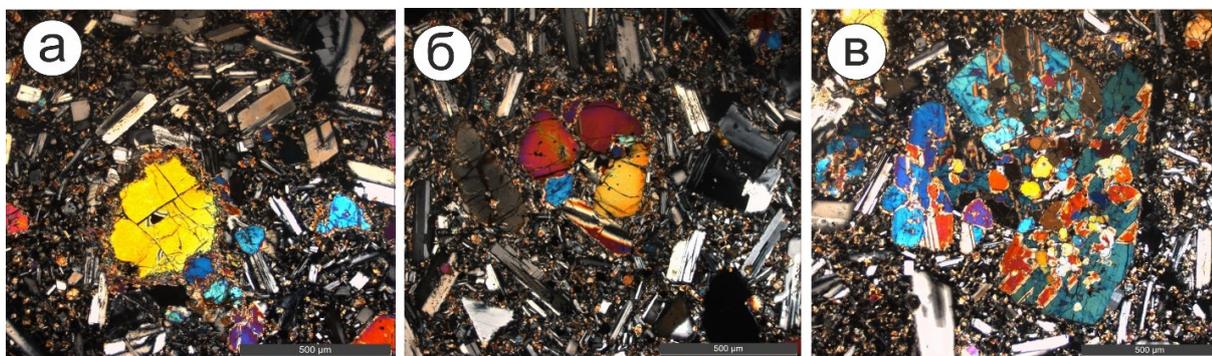


Рис. 2. Фотографии шлифов оливиновых базальтов Козельского вулкана: а) оксидно-пироксеновая кайма вокруг оливина; б) крупный идиоморфный оливин; в) крупный зональный идиоморфный клинопироксен с включениями оливина.

Породы конусов – плагиоклазовые (до 30 % Pl), пироксен-плагиоклазовые и субафировые андезибазальты от афировых до серийнопорфирировых разностей. Основная масса пород черная, слабо раскристаллизованная.

Породы экструзий – это в основном светлые роговообманковые и пироксен-роговообманковые андезиты и дациты, содержащие от 1 до 10 % роговой обманки, также встречаются дупироксеновые и плагиоклазовые андезибазальты и андезиты с содержанием пироксена до 20-25 % (рис. 2).

Породы Авачинского вулкана в настоящем исследовании представлены бомбами, шлаками, лавовыми потоками ОI-базальтов совершенно свежего облика и различной пористости. Оливины в них представлены как отдельными кристаллами, зачастую с включениями шпинели, так и скоплениями до 1 см в диаметре и объемом до 5-7 % породы. Срх имеет подчиненное значение и не превышает 1 %. В лаве конуса Страж наблюдается до 1 % плагиоклаза. Основная масса слабо раскристаллизована, имеет витрофировую структуру.

Оливины из базальтов Козельского вулкана имеют диапазон по форстериту 65-91, предположительно наиболее магнезиальные из них равновесны с мантией. При этом в некоторых образцах наблюдаются две генерации оливиновых вкрапленников, что свидетельствует об интенсивных процессах смешения разных порций расплавов. Оливины из высокомагнезиальных конусов Авачинского вулкана варьируют в диапазоне по форстериту 62-87, а в образцах авачитов 73-90.5.

Петрохимическая и геохимическая характеристики пород

Породы вулканов Козельский и Авачинский лежат в едином тренде и представлены серией от базальтов до андезидацитов, при этом породы Авачинского вулкана составляют более примитивную часть тренда, а лавы Козельского вулкана – более эволюционированную. Как видно из рис. 3, породы Авачинского и Козельского вулканов занимают самую низко-К зону среди пород восточного фронта северного пересечения и лежат вблизи классификационной границы между средне- и низко-калиевыми вулканитами.

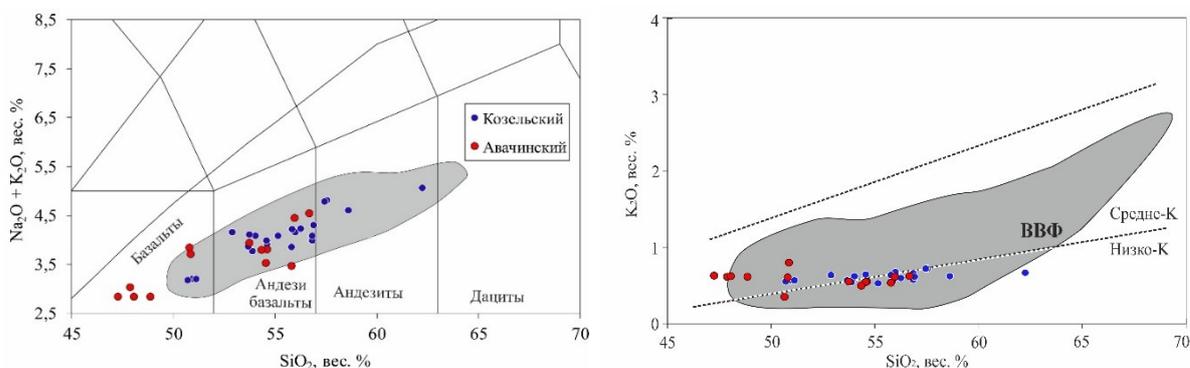


Рис. 3. Сумма щелочей и содержание K_2O в породах Авачинского и Козельского вулканов в зависимости от кремнезема. Серое поле – составы пород восточного фронта северного пересечения Камчатки.

На диаграмме Пирса [5] все изученные породы лежат в поле базальтов островных дуг. Содержания хрома в породах обоих вулканов формируют единый тренд, который значительно варьирует по хрому при практически постоянном значении иттрия. Подобное поведение прослеживается на большинстве геохимических диаграмм – породы обоих вулканов составляют единые тренды, предполагая родственное происхождение и близкие первичные источники. Диаграмма Va/Zr (рис. 4б) показывает, что все породы обогащены флюидно-подвижным барием, источник

которого может быть представлен как субдукционным флюидом, так и расплавом осадочного материала.

Следует отметить, что исследованные породы обоих вулканов имеют довольно высокие Sr/Y отношения: 13-21 (среднее 16) для Козельского и 14-22 (среднее 18) для Авачинского вулканов.

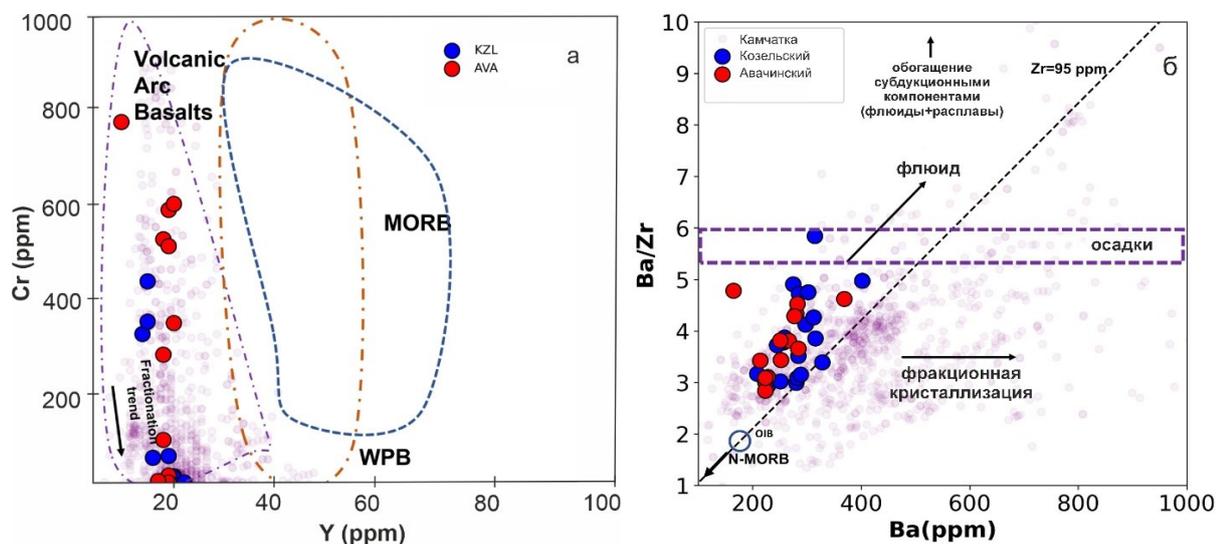


Рис. 4. Графики микроэлементов и их отношений в породах вулканов Авачинский и Козельский. а) Sr в зависимости от Y [5]; б) Ba/Zr в зависимости от Ba отражает добавку флюидной компоненты. Мелкими полупрозрачными розовыми кружками показаны данные для пород Камчатки с содержанием магния менее 4 %, данные взяты из базы данных GEOROC.

Полевые и лабораторные работы проводились в рамках НИР № FWME-2024-0009, анализ результатов – в рамках НИР № FWME-2024-0009 и № FMUF-2022-0004.

Список литературы

1. Базанова Л.И., Пузанков М.Ю., Кулиш Р.В. О возрасте шлаковых конусов на сочленении подножий Авачинского и Корякского вулканов // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвященной Дню вулканолога, 29-30 марта 2013 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014. С. 70-71.
2. Пузанков М.Ю. Геохимическая зональность в островной дуге (на примере Авачинского ряда вулканов) / Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки / Отв. ред. А.П. Кривенко. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1990. С. 114-127. <https://search.rsl.ru/ru/record/01002123232>
3. Castellana B. Geology, chemostratigraphy, and petrogenesis of the Avachinskiy volcano, Kamchatka, Russia. A dissertation submitted in partial satisfaction of the requirements for the degree Doctor of Philosophy in Geology. UMI Number: 9818050. Los Angeles: University of California, 1998.
4. Iveson A., Humphreys M.C., Savov I.P. et al. Deciphering variable mantle sources and hydrous inputs to arc magmas in Kamchatka // Earth and Planetary Science Letters. 2021. V. 562. Art. 1067. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.116848>
5. Pearce J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // Andesites: orogenic andesites and related rocks / Eds. R.S. Thorpe. Chichester, England: John Wiley and Sons, 1982. P. 528-548.
6. Syracuse E.M., van Keken P.E., Abers G.A. The global range of subduction zone thermal models // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2010. V. 183. Is. 1-2. P. 73-90. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2010.02.004>
7. Tomanikova L., Savov I.P., Harvey J. et al. A limited role for metasomatized subarc mantle in the generation of boron isotope signatures of arc volcanic rocks // Geology. 2019. V. 47. Is. 6. P. 517-521. <https://doi.org/10.1130/G46092.1>

Минералого-геохимическая идентификация продуктов вулканизма в углях Харанорского месторождения, Восточное Забайкалье

Вергунов А.В.

Mineralogical and geochemical identification of volcanogenic material in coals of the Kharanorskoe Deposit, Eastern Transbaikalia

Vergunov A.V.

Тюменский государственный университет, г. Тюмень;

e-mail: alexeivergunov@rambler.ru

Исследован состав измененного вулканического пепла (тонштейна) в бурых углях кутинской свиты Харанорского месторождения Забайкальского края. Минералогические и геохимические особенности изученного тонштейна свидетельствуют о кислом щелочном (трахидацит) составе исходного пеплового материала.

Введение

Следы вулканического пепла в угольных пластах надежно диагностируются в виде маломощных глинистых прослоев (тонштейнов). Главным образом, это связано с тем, что торфообразующая среда является наиболее благоприятной для сохранения даже маломощных выпадений вулканического пепла [8]. Это, главным образом, возможно за счет малоподвижной среды, быстрого накопления осадков в масштабах геологического времени. Таким образом, тонштейны представляют собой следы эруптивных циклов, зафиксированных в угленосных отложениях [1].

В данной работе рассмотрены минеральные и геохимические характеристики тонштейна в пласте Новый-1а Харанорского бурогоугольного месторождения мелового возраста. Данные позволяют глубже понять механизмы взаимодействия вулканического материала с угленосными отложениями и его влияние на химический состав углей.

Харанорское бурогоугольное месторождение расположено в северной части Харанорской впадины на юге Забайкальского края. Впадина характеризуется двухъярусным строением, где нижний ярус сложен вулканогенными позднеюрскими образованиями, смятыми в пологие складки. Верхний ярус сложен угленосными раннемеловыми отложениями, залегающими на нижнем ярусе с угловым несогласием [6]. Угленосными отложениями Харанорского месторождения сложена кутинская свита раннего мела. Отложения свиты делятся на три горизонта, где внизу располагается песчано-алевролитовый (безугольный) мощностью 280-300 м, затем следует горизонт частого переслаивания мощностью 240-260 м и мощных угольных пластов мощностью 380-400 м [6].

Для Харанорского месторождения угольный пласт Новый-1а является наиболее мощным, его максимальная мощность достигает 49.1 м. В составе указанного угольного пласта известен тонштейн [3]. Тонштейн представляет собой латерально непрерывный слой мощностью 8-10 см, отчетливо выделяющийся в угольном разрезе светло-серым цветом и характеризующийся раковистым изломом. Горизонт состоит из смеси глинистых минералов, терригенных и вулканогенных зерен, при этом вулканогенные частицы представлены кремнистыми агрегатами со стекловатой структурой. В шлифах выявляется реликтовая структура вулканогенных пород, что подтверждает их происхождение. Глинистые минералы в основной массе породы часто несут следы преобразования, наблюдаются вермикулы каолинита (рисунок), а терригенные зерна кварца и полевых шпатов демонстрируют признаки растворения и замещения глинистыми минералами.

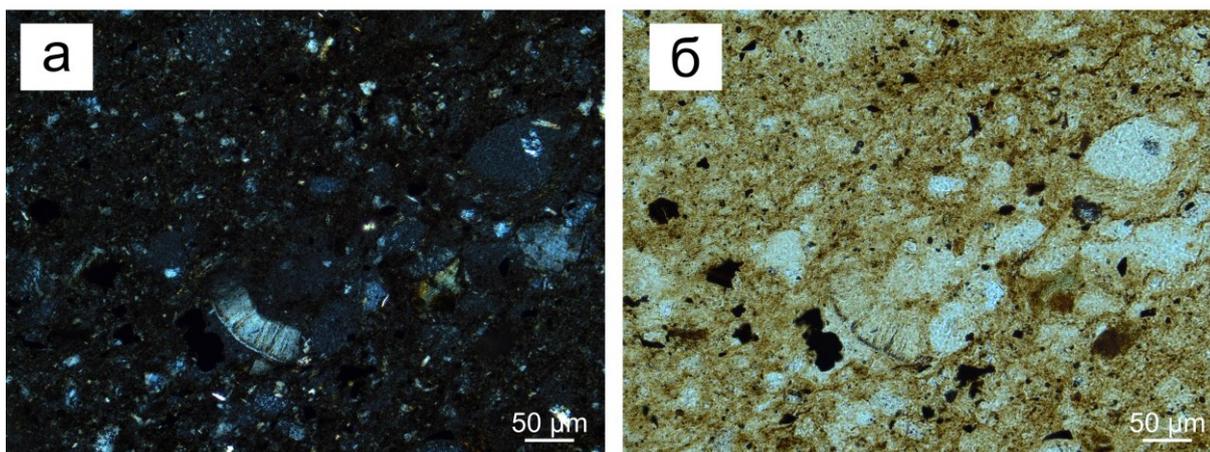


Рисунок. Вермикула каолинита. Оптическая микроскопия в проходящем свете: николи скрещены (а), николи параллельны (б).

Минеральный состав тонштейна характеризуется преобладанием каолинита, второстепенными компонентами являются кварц, КППШ и иллит/мусковит. Обнаружен разнообразный набор акцессорных минералов, включая циркон, ильменит, анатаз и Nb-содержащую фазу, близкую к группе пироклора. Присутствуют фосфаты РЗЭ: легкие РЗЭ представлены монацитом-(Ce), часто с примесью тория, тяжелые РЗЭ – ксенотимом-(Y). Наблюдается органическое вещество как в рассеянном виде, так и в форме включений угля и растительных остатков.

В научных исследованиях, посвященных восстановлению состава преобразованного в тонштейны туфогенного материала, сформировался надежный комплекс методов. Данный комплекс основан на соотношении химических элементов относительно инертных в условиях гипергенеза. Комплекс включает в себя титановый модуль (TiO_2/Al_2O_3), диаграмму Nb/Y–Zr/ TiO_2 , спектры распределения РЗЭ, содержание отдельных редких и радиоактивных элементов, особенности минерального состава. Было установлено, что тонштейн сформировался при участии кислой щелочной пирокластик (трахидацит) [3, 4].

Важной особенностью является высокая концентрация Nb, Y, Zr, Hf, Ta в угле на контакте с тонштейном. Отмечается отчетливая приуроченность наибольших концентраций к породному прослою, что позволяет связать их генезис. Высокие концентрации такого спектра элементов типичны для щелочной пирокластик. Подобные случаи описаны в работах, посвященных туфогенным горизонтам щелочного состава в Китае [10] и России [7, 11]. Таким образом, полученные в результате данные позволяют сделать вывод, что тонштейн сформировался при участии кислой щелочной пирокластик (трахидацит).

Следы пеплов схожего состава прослеживаются в угленосных отложениях пермского возраста Китая и России. С ними связывают аномальные концентрации редких металлов. Это позволяет рассматривать вмещающие угли как нетрадиционные источники редких металлов, а также прослеживать породные прослои до мест перехода пеплов в туфы, которые слагают месторождения редких металлов.

Наблюдаемые в полевых условиях характеристики изученного тонштейна, а также его минеральный и химический состав, свидетельствуют о его воздушно-осадочном вулканическом генезисе и формировании в течение короткого промежутка времени. Учитывая коэффициент уплотнения вулканического пепла после осаждения и последующего захоронения, составляющий 5:1, согласно Б.Ф. Бохору и Д.М. Триплекорну [8], можно предположить, что тонштейн мощностью 8-10 см образовался в результате диагенетического преобразования слоя вулканического пепла толщиной 40-50 см. Предполагается, что столь значительная мощность исходного вулканического слоя обусловлена либо близостью источника извержения, либо

результатом мощного катастрофического извержения, обеспечившего значительный объем пеплового материала, распространившегося на обширной территории.

Угленосные отложения кутинской свиты Харанорского месторождения сформировались в апт-альбское время [9], что соответствует второй стадии позднемезозойского этапа тектонического развития Юго-Восточного Забайкалья. В этот период активный континентальный рифтогенез привел к формированию характерной бимодальной вулканической ассоциации, включающей трахибазальты, дациты, трахидациты, риолиты и их субщелочные аналоги [2]. Такой магматизм характерен для рифтовых структур Монголо-Охотского пояса и представлен в Харанорской впадине вулканитами тургинской свиты. Наиболее близкий химический состав к тонштейну Харанорского месторождения демонстрируют трахириолиты и трахириодациты, распространенные в Западно-Забайкальской и Восточно-Монгольской вулканических провинциях [5], что указывает на потенциальную связь с этими вулканическими центрами.

Заключение

В работе исследован минералого-геохимический состав тонштейна из угольного пласта Новый-1а Харанорского бурогоугольного месторождения. Минеральный состав тонштейна представлен каолинитом, кварцем, полевым шпатом. Акцессорные минералы представлены цирконом, ильменитом, монацитом-(Ce), ксенотимом-(Y). Тонштейн характеризуется высокими концентрациями Ga, Nb, Hf, Ta, Hg, Th и U. Положение в разрезе угольного пласта, минеральный состав, структурно-текстурные и геохимические особенности тонштейна позволили установить его вулканогенную природу.

Исследования выявили обогащение углей пласта Новый-1а рядом литофильных редких элементов, характерных для кислой и щелочной пирокластике. Наиболее высокие концентрации (PЗЭ, Zr, Nb, Y, Ta, Hf, Th и U) отмечены вблизи контакта угля с тонштейном. Полученные данные подтверждают вулканогенную природу тонштейна и указывают на существенную роль вулканизма в формировании геохимических особенностей Харанорского месторождения.

Большая мощность тонштейна свидетельствует либо о близком расположении источника извержения, возможно на территории региона, либо о катастрофическом характере извержения, обеспечившем выброс большого объема пеплового материала и переноса его на большие расстояния. Накопление угленосных отложений Харанорского месторождения пришлось на этап магматизма характерного для многочисленных рифтогенных впадин Монголо-Охотского пояса. Наиболее близкими по химическому составу оказались трахириолиты и трахириодациты Западно-Забайкальской и Восточно-Монгольской вулканических провинций.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-27-00314, <https://rscf.ru/project/24-27-00314/>.

Список литературы

1. Адмакин Л.А. Тонштейны – геохронометры древних эруптивных циклов // Доклады Академии наук СССР. 1991. Т. 320. № 5. С. 1194-1197
2. Андреева Ю.С., Сасим С.А., Дриль С.И. Геохимия и петрогенезис позднемезозойских вулканитов Торейской и Харанорской впадин (Восточное Забайкалье) // Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле. 2020. Т. 33. С. 3-20. <https://doi.org/10.26516/2073-3402.2020.33.3>
3. Вергунов А.В., Арбузов С.И., Соктоев Б.Р. и др. Минералогия и геохимия тонштейна из угольного пласта Новый-1А Харанорского месторождения (Забайкальский край) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2022. Т. 333. № 8. С. 15-26. <https://doi.org/10.18799/24131830/2022/8/3677>

4. *Вергунов А.В., Новоселов А.А., Деева Е.С. и др.* Химический и минеральный состав измененного вулканического пепла в углях Харанорского месторождения, Восточная Сибирь // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2024. Т. 335. № 11. С. 170-184. <https://doi.org/10.18799/24131830/2024/11/4861>
5. *Перетяжко И.С., Савина Е.А., Дриль С.И.* Трахибазальт-трахит-трахириолитовый раннемеловой вулканизм Нилгинской депрессии (Центральная Монголия): источники и эволюция состава магм в условиях континентального рифтогенеза // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 12. С. 2101-2128. <https://doi.org/10.15372/GiG20181211>
6. 3 Угольная база России. Том IV. Угольные бассейны и месторождения Восточной Сибири (Тунгусский и Таймырский бассейны, месторождения Забайкалья). М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2001. 493 с.
7. *Arbuzov S.I., Spears D.A., Vergunov A.V. et al.* Geochemistry, mineralogy and genesis of rare metal (Nb-TaZr-Hf-Y-REE-Ga) coals of the seam XI in the south of Kuznetsk Basin, Russia // Ore Geology Reviews. 2019. V. 113. Art. 103073. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103073>
8. *Bohor B.F., Triplehorn D.M.* Tonsteins: Altered Volcanic-Ash Layers in Coal-Bearing Sequences / Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, 1993. 258 p. <https://doi.org/10.1130/SPE285-p1>
9. *Bugdaeva E.V.* The Early Cretaceous flora of Transbaikalia. Aspects of nonmarine Cretaceous geology // Aspects of nonmarine Cretaceous geology. 1992. P. 193-199.
10. *Dai S., Ward C.R., Graham I.T. et al.* Altered volcanic ashes in coal and coal-bearing sequences: a review of their nature and significance // Earth-Science Reviews. 2017. V. 175. P. 44-74. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.10.005>
11. *Vergunov A.V., Arbuzov S.I., Spears D.A. et al.* Mineralogy and geochemistry of rare metal (Zr-Nb-Hf-Ta-REE-Ga) coals of the seam XXX of the Izykh Coalfield, Minusinsk Basin, Russia: Implications for more widespread rare metal mineralization in North Asia // International Journal of Coal Geology. 2024. V. 289. Art. 104542. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2024.104542>

Вершинные извержения вулкана Ключевской в 1935-2024 гг.

Гирина О.А.

The 1935-2024 summit eruptions of Klyuchevskoy volcano

Girina O.A.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: girina@kscnet.ru

В работе дана сравнительная характеристика вершинных извержений вулкана Ключевской в 1935-2024 гг. и пароксизмальных фаз наиболее сильных эруптивных событий.

Введение

Ключевской (<http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/volc?name=Klyuchevskoy>) относится к числу наиболее мощных активных базальтовых вулканов мира, его продуктивность достигает 60 млн т в год. Для вулкана характерны магнезиальные и глиноземистые базальты нормальной щелочности [9]. Согласно работе [4], высокоглиноземистые базальты представляют собой исходные магмы, выплавляемые из мантии, высокомагнезиальные базальты образовались в глубинном очаге вулкана, промежуточные разности – в его канале или промежуточном очаге в течение извержений.

Сведения об извержениях вулкана Ключевской известны с 1697 г. [1, 8]. В XX веке зарегистрировано 26 вершинных извержений и 19 боковых прорывов [3, 5, 9]. Последнее в XX веке мощное терминальное извержение Ключевского произошло в 1994 г. [7]. Между вершинными извержениями происходил отток магматического вещества по каналу вулкана, и в его кратере формировалась глубокая воронка или несколько воронок, вложенных друг в друга. Например, в 1995-1999 гг. отток магмы по каналу вулкана сопровождался иногда резкими усилениями активности Ключевского: в период с 5 марта по 7 сентября 1997 г. наблюдался подъем пепловой колонны до 9 км над уровнем моря (н.у.м.) [6]. В XXI веке произошло 14 вершинных извержений и 3 боковых прорыва [2, 3, 5, 6]. Современная активность вулкана Ключевской в 2003-2024 гг., основанная на ежедневном мониторинге вулкана по видео-визуальным и спутниковым данным, детально описана в работе [2].

В 1935-2024 гг. проявилось 18 боковых прорывов на западных и восточных склонах вулкана. В период с 1945 по 1953 гг. наблюдалось четыре краткосрочных (от 10 до 29 дней) боковых прорыва (Юбилейный 19.06-15.07.1945, Апахончич 23.10-22.11.1946, Былинкиной 20.11-30.11.1951, Белянкина 13.06-25.06.1953) при отсутствии терминальных извержений вулкана. Остальные прорывы происходили на фоне вершинных извержений Ключевского или в скором времени после их окончания. Наиболее длительным был прорыв Билукай (06.02.1938 – 02.03.1939) – 390 дней, наиболее кратким 8 Марта (1980 г.) – 7 дней.

Вершинные извержения вулкана Ключевской в 1935-2024 гг.

В рассматриваемый период произошло 30 вершинных извержений вулкана (табл. 1): 11 эксплозивных продолжительностью от 6 (27.12.2023 – 02.01.2024) до 1110 (08.03.1960 – 23.03.1963) дней и 19 эксплозивно-эффузивных длительностью от 26 (07.09-03.10.1994) до 1100 (28.07.1987 – 01.08.1990) дней [1-3, 5-10]. Если рассмотреть кумулятивную длительность извержений отдельно в XX и XXI веках, то величина достоверности аппроксимации (R^2) будет, соответственно, 0,94 и 0,98. Учитывая, что в XXI веке для мониторинга вулканов применяются видео и спутниковые наблюдения, которых не было в прошлом веке, можно говорить, что более низкая величина R^2 для XX века связана со сложностями в определении начала и окончания извержений.

В течение всех терминальных извержений вулкана Ключевской наблюдалась стромболианская (фонтанирование лавы в кратере вулкана) и вулканская (вынос пепла из кратера) активность.

Таблица 1. Вершинные извержения вулкана Ключевской в 1935-2024 гг.

Дата	Тип извержения	Дата	Тип извержения	Дата	Тип извержения
11.06 – 30.12.1935	Эксплозивное	12.03.1984 – 28.01.1985	Эксплозивно-эффузивное	16.09.2009 – 09.12.2010	Эксплозивно-эффузивное
03.04.1937 – 10.02.1938	Эксплозивно-эффузивное	13.09.1985 – 21.01.1986	Эксплозивно-эффузивное	14.10.2012 – 10.01.2013	Эксплозивное
05.12.1944 – 31.01.1945	Эксплозивно-эффузивное	07.06 – 11.07.1986	Эксплозивно-эффузивное	15.08 – 15.12.2013	Эксплозивно-эффузивное
28.05 – 20.06.1954	Эксплозивное	27.11.1986 – 06.03.1987	Эксплозивно-эффузивное	01.01 – 24.03.2015	Эксплозивно-эффузивное
08.03.1960 – 23.03.1963	Эксплозивное	28.07.1987 – 01.08.1990	Эксплозивно-эффузивное	03.04 – 06.11.2016	Эксплозивно-эффузивное
22.01 – 31.05.1964	Эксплозивное	07.09 – 03.10.1994	Эксплозивно-эффузивное	01.11.2019 – 03.07.2020	Эксплозивно-эффузивное
01.08.1965 – 15.12.1966	Эксплозивное	11.05.2003 – 28.01.2004	Эксплозивное	30.09.2020 – 08.02.2021	Эксплозивно-эффузивное
30.03.1972 – 23.08.1974	Эксплозивное	15.01 – 10.04.2005	Эксплозивно-эффузивное	16.11 – 26.11.2022	Эксплозивное
31.05.1978 – 15.03.1980	Эксплозивно-эффузивное	15.02 – 26.07.2007	Эксплозивно-эффузивное	22.06 – 05.11.2023	Эксплозивно-эффузивное
05.01 – 28.02.1983	Эксплозивное	13.10.2008 – 27.01.2009	Эксплозивно-эффузивное	27.12.2023 – 02.01.2024	Эксплозивное

Во время эксплозивных извержений эмиссии пепла достигали 10 и 11 км н.у.м. (30.10.1966 г. и 10.04.1964 г., соответственно) (табл. 2). Наиболее сильными были эксплозивно-эффузивные извержения с излиянием лавовых потоков по Крестовскому, Апахончичскому и Козыревскому желобам. Во время кульминационных фаз таких извержений эксплозии поднимали пепел до 13-15 км н.у.м. (табл. 2, рисунок). Следует отметить, что пароксизмальные фазы эруптивных событий с выносом пепла на максимальную высоту (15 км н.у.м. – ~10 км над кратером) характерны только для эксплозивно-эффузивных извержений вулкана Ключевской, т.е. только тогда, когда в системе «вулкан – магматический очаг» достаточно много относительно жидкой лавы.

Таблица 2. Максимальная высота выноса пепла во время кульминационных фаз вершинных извержений вулкана Ключевской в 1935-2024 гг.

Дата	Вынос пепла, км н.у.м.	Дата	Вынос пепла, км н.у.м.	Дата	Вынос пепла, км н.у.м.	Дата	Вынос пепла, км н.у.м.
Эксплозивные извержения							
17.12.1935	8	10.04.1964	11	18.05.1974	8	08.10.2003	8.5
07.06.1954	7	30.10.1966	10	25.02.1983	7	01.01.2024	7
14.12.1962	8						
Эксплозивно-эффузивные извержения							
24.06.1937	13	19.02.1987	10.5	09.12.2008	8	13.04.2020	7
31.12.1944	15	29.01.1990	11	26.10.2010	9	18.01.2021	7.5
26.02.1980	12	01.10.1994	13	19.10.2013	12	31.10.2023	14
13.11.1984	15	23.03.2005	9	15.02.2015	8	02.11.2023	11
02.12.1985	10	19.06.2007	12	28.10.2016	8		

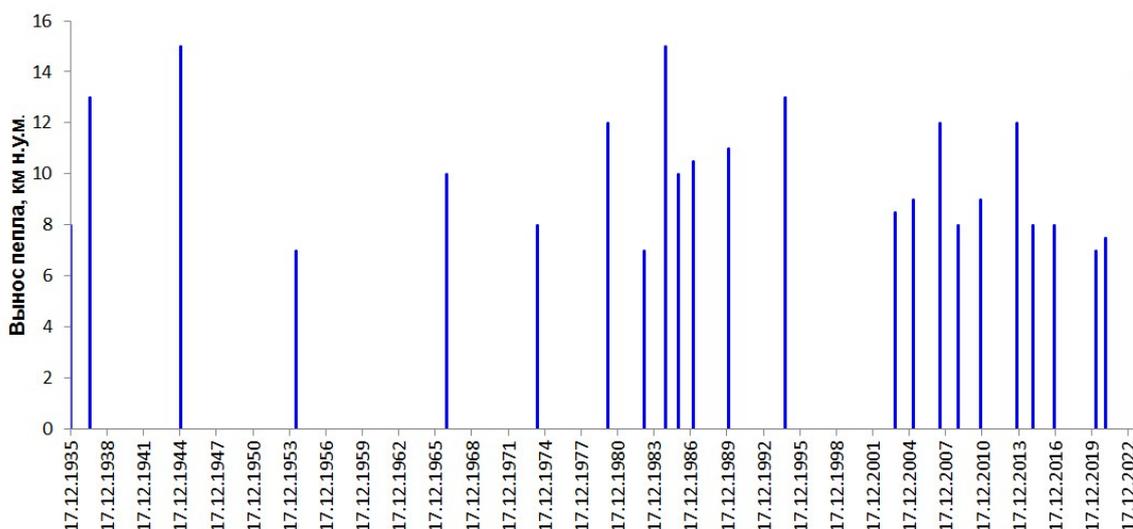


Рисунок. Высота подъема пепла во время кульминационных фаз вершинных извержений вулкана Ключевской в 1935-2024 гг.

В 1935-2024 гг. наблюдалось 9 пароксизмальных фаз извержений, во время которых фонтаны лавы поднимались до 2.5 км над кромкой кратера Ключевского (табл. 2) [1-10]. Перерыв в 36 лет между пароксизмальными событиями (с 31 декабря 1944 г. по 26 февраля 1980 г.) обусловлен, вероятно, образованием 7 боковых прорывов преимущественно на восточных склонах Ключевского, т.е. отток лавы на периферию постройки вулкана значительно снижал активность вершинного кратера.

С 1980 по 1994 гг. наблюдалось пять пароксизмальных извержений вулкана с выносом пепла до 15 км н.у.м. (табл. 3). Паузы между пароксизмами длились, соответственно, 4 года 8.5 месяцев (до 1984 г.), 2 года 3 месяца (до 1987 г.), 2 года 11 месяцев (до 1990 г.) и 4 года 8 месяцев (до 1994 г.). В XXI веке произошло три пароксизмальных извержения с выносом пепла до 14 км н.у.м. (табл. 3). Паузы между пароксизмами продолжались 16 лет (с 1994 по 2010 гг.), 3 года (до 2013 г.) и 10 лет (до 2023 г.). Явной закономерности в частоте пароксизмальных фаз извержений вулкана Ключевской не наблюдается.

Таблица 3. Пароксизмальные фазы вершинных извержений влк. Ключевской в 1935-2024 гг.

Дата	Вынос вулканических бомб, км над кратером	Вынос пепла, км н.у.м.	Дата	Вынос вулканических бомб, км над кратером	Вынос пепла, км н.у.м.
31.12.1944	1.5	15	01.10.1994	2.5	13
26.02.1980	1	12	26.10.2010	1	9
13.11.1984	1	15	19.10.2013	0.8	12
19.02.1987	1.5	10.5	31.10.2023	1	14
29.01.1990	1.5	11			

Также отметим, что пароксизмальные фазы извержений наблюдались, как правило, за 6-15 дней или 1-2.5 месяца (изредка за 2 дня или за 7 месяцев) до их окончания, т.е. усиление мощности выноса пепла по каналу вулкана иногда приводило к подъему на дневную поверхность новых порций лавы, а иногда к опустошению магматического резервуара.

О связи вершинных извержений и боковых прорывов

Например, прорыв Билукай (1938-1939 гг.) образовался спустя 10 месяцев после начала вершинного эксплозивно-эффузивного извержения вулкана; извержение, связанное с прорывом, продолжалось еще год и месяц после окончания вершинного.

Прорыв Пийпа (1966 г.) появился спустя 2 месяца после начала эксплозивного извержения вулкана и длился на 20 дней дольше вершинного. Прорыв 8 Марта (1980 г.) образовался спустя неделю после пароксизмальной фазы вершинного извержения и закончился на 3 дня раньше терминального. Прорыв Предвиденный (1987 г.) также образовался спустя 5 дней после пароксизмальной фазы вершинного извержения, но закончился на неделю позднее терминального извержения. Прорывы Октябрьский (2013 г.) и Мархинина (2016 г.) появились, соответственно, спустя 2 месяца и 23 дня после начала эксплозивно-эффузивных извержений вулкана и продолжались до их завершения. Прорыв Горшкова образовался спустя 9 дней после окончания вершинного извержения.

Работа выполнена в рамках темы ИВиС ДВО РАН «Комплексный мониторинг активных вулканов Камчатки и Курильских островов наземными и дистанционными методами: изучение, оценка опасности, прогноз извержений вулканов. Геологический, энергетический, экологический эффекты извержений вулканов; анализ динамики вулканогенного процесса средствами геоинформационных технологий; моделирование механизмов извержений» (№ 124031400008-3).

Список литературы

1. *Влодавец В.И., Пийп Б.И.* Каталог действующих вулканов Камчатки // Бюллетень вулканологических станций. 1957. № 25. С. 5-95.
2. *Гирина О.А.* Современная активность вулканов Северной группы Камчатки. Петропавловск-Камчатский: Камчатпресс, 2024. 300 с.
3. *Гирина О.А., Луян 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.
4. *Кирсанов И.Т., Марков И.А.* Эволюция базальтов в процессе формирования Ключевского вулкана / Проблемы глубинного магматизма / Отв. ред. В.С. Соболев. М.: Наука, 1979. С. 80-96.
5. *Озеров А.Ю.* Ключевской вулкан: вещество, динамика, модель. М.: ГЕОС, 2019. 306 с.
6. *Озеров А.Ю., Гирина О.А., Жаринов Н.А. и др.* Извержения вулканов Северной группы Камчатки в начале XXI века // Вулканология и сейсмология. 2020. № 1. С. 3-19. <https://doi.org/10.31857/S0203030620010058>
7. *Озеров А.Ю., Карпов Г.А., Дроздин В.А. и др.* Динамика извержения Ключевского вулкана 7 сентября – 2 октября 1994 г. (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1996. № 5. С. 3-16.
8. *Пийп Б.И.* Ключевская сопка и ее извержения в 1944-1945 гг. и в прошлом // Труды Лаборатории вулканологии АН СССР. 1956. Вып. 11. 312 с.
9. *Хренов А.П., Двигало В.Н., Кирсанов И.Т. и др.* Вулкан Ключевской // Действующие вулканы Камчатки / Отв. ред. С.А. Федотов, Ю.П. Масуренков. М.: Наука, 1991. С. 106-153.
10. *Федотов С.А., Хренов А.П., Жаринов Н.А.* Ключевской вулкан, его деятельность в 1932-1986 гг. и возможное развитие // Вулканология и сейсмология. 1987. № 4. С. 3-16.

Активность вулканов Камчатки и Курил в 2024 г. и их опасность для авиации
*Гирина О.А.¹, Маневич А.Г.¹, Мельников Д.В.¹, Нуждаев А.А.¹, Романова И.М.¹,
Лурия Е.А.², Сорокин А.А.³, Крамарева Л.С.⁴, Королев С.П.³, Демянчук Ю.В.¹*

The 2024 activity of Kamchatka and Kurile volcanoes and their danger to aviation
*Girina O.A., Manevich A.G., Melnikov D.V., Nuzhdaev A.A., Romanova I.M.,
Lourian E.A., Sorokin A.A., Kramareva L.S., Korolev S.P., Demyanchuk Yu.V.*

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

² *Институт космических исследований РАН, г. Москва*

³ *Вычислительный центр ДВО РАН, г. Хабаровск*

⁴ *Дальневосточный центр НИЦ «Планета», г. Хабаровск*

В работе описана активность вулканов Камчатки и Курил в 2024 г. Эксплозивные извержения вулканов Шивелуч, Ключевской и Безымянный представляли опасность для международных и местных авиаперевозок, Карымский и Эбеко – для местных авиаперевозок.

Введение

На Камчатке и Курильских островах расположено 68 действующих вулканов, ежегодно здесь происходит до восьми эксплозивных извержений.

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 (ИВиС) ДВО РАН, выполняет функции Вулканологической обсерватории Российской Федерации (№ 290111-300001 в каталоге WOVO – the World Organization of Volcano Observatories) по обеспечению международного аэронавигационного сообщества информацией об активности вулканов на Дальнем Востоке [1]. KVERT проводит спутниковый мониторинг вулканов с 2002 г., с помощью информационной системы (ИС) «Дистанционный мониторинг активности вулканов Камчатки и Курил (VolSatView)» он выполняется с 2014 г. Работа VolSatView осуществляется благодаря ресурсам Дальневосточного НИЦ «Планета», Центра коллективного пользования (ЦКП) «ИКИ-Мониторинг» (при поддержке Минобрнауки РФ, Институт космических исследований РАН, тема «Мониторинг»), ЦКП «Центр данных ДВО РАН» (Вычислительный центр ДВО РАН) и ИВиС ДВО РАН [1, 5, 7-9]. В ИС VolSatView для мониторинга вулканов имеются оперативно обновляемые данные спутниковых систем: NOAA-18/19, Terra и Aqua, Suomi NPP и JPSS-1/2, Метеор-М № 2, Himawari-8/9 [1, 7]. Сбор данных, их обработка и выпуск VONA (Volcano Observatory Notice for Aviation) выполняются в ИС KVERT [1].

В 2024 г. извергались четыре вулкана Камчатки (Шивелуч, Ключевской, Безымянный и Карымский) и вулкан Северных Курил Эбеко.

Активность вулканов Камчатки и Курильских островов в 2024 г.

Шивелуч. Экструзивно-эксплозивное извержение вулкана началось в августе 1980 г. и продолжается до настоящего времени. Пароксизмальное эксплозивное извержение вулкана с выносом пепла до 15-18 км над уровнем моря (н.у.м.) происходило непрерывно в течение 10-13 апреля 2023 г. [2]. Рост купола начался сразу же после окончания эксплозивной фазы извержения и продолжается до настоящего времени. К 9 мая высота купола достигла 350 м, в дальнейшем она не менялась. Активность северной части купола продолжается.

После мощного апрельского извержения вулкана активизировалась фумарольная деятельность купола Каран, расположенного на юго-западном склоне Старого Шивелуча. Учеными KVERT 30 апреля 2023 г. было опубликовано сообщение о возможном появлении в районе купола Каран нового лавового купола

(https://t.me/IViS_DVO_RAN/161) [3]. С этого дня в районе Карана начала отмечаться термальная аномалия, Величина Разности Температур термальной Аномалии и Фона (ВРТАФ) [7] с 30 апреля 2023 г. по 26 апреля 2024 г. изменялась от 2.1 до 18.8 °С [3]. На спутниковых снимках JPSS-1 и Aqua 26 апреля 2024 г. было обнаружено, что ВРТАФ в районе Карана резко повысилась до 95 °С, т.е. ученые KVERT зафиксировали появления магматического вещества на дневной поверхности – рождение нового лавового купола, получившего название «300 лет РАН» [3]. В дальнейшем ВРТАФ нового купола почти постоянно была выше 50 °С (рис. 1). К 7 июня высота его оценена как 100 м, размер 800×500 м, площадь по основанию – 0.28 км² [3]. Эксплозивные извержения, связанные с ростом купола «300 лет РАН», наблюдались 17-18 августа, 1-2 сентября и 7-10 ноября: эруптивные колонны поднимались, соответственно, до 9, 8 и 11 км н.у.м., пепловые шлейфы протягивались до 2400 км, 1050 км и 1200 км преимущественно на северо-восток и восток от вулкана. Следует отметить, что в 2024 г. наблюдались шлейфы ресуспендированных пеплов, поднятых с поверхности отложений пирокластических потоков на южном склоне вулкана (26 февраля, 21 и 29 марта, 11 и 24 апреля, 21 и 29 августа, 5 и 27 сентября, 3-4, 9-10 и 21-23 октября, 12 ноября, 17 и 20 декабря), которые протягивались до 1700 км на восток и юго-восток от вулкана. Во время эксплозивных извержений в августе, сентябре и ноябре активность вулкана была опасной для международных и местных авиаперевозок, для местных – во время перемещения шлейфов ресуспендированных пеплов.

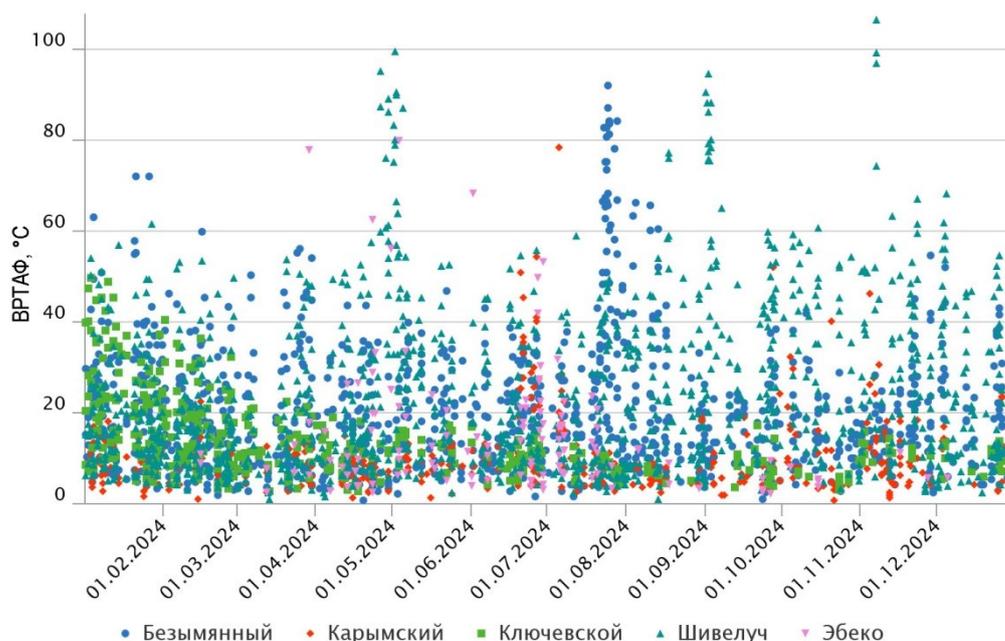


Рис. 1. Величина разности температур термальных аномалий и фона (ВРТАФ) в районах активных вулканов Камчатки и Курил в 2024 г. по спутниковым данным из ИС VolSatView

Ключевской. Предыдущее его вершинное эксплозивно-эффузивное извержение происходило с 22 июня по 5 ноября 2023 г. [6]. Хотя извержение закончилось, ВРТАФ оставалась на уровне 50 °С до 27 декабря 2023 г.

Новое эксплозивное извержение продолжалось с 27 декабря 2023 г. по 2 января 2024 г. С 27 по 30 декабря наблюдалась стромболианская активность вулкана – ВРТАФ достигала 88.8 °С (рис. 1). 29-31 декабря и 1 января происходила вулканская деятельность – эксплозии поднимали пепел до 7 км н.у.м., пепловый шлейф протягивался до 230 км на северо-запад от вулкана. Во время извержения активность вулкана была опасной для международных и местных авиаперевозок. С 3 января до конца 2024 г. вулкан был спокоен, ВРТАФ к середине июля снизилась до уровня фона

(12 °С [7]), изредка наблюдалась только фумарольная активность вулкана. Шлейф ресуспендированного пепла 23 апреля протягивался до 77 км на юго-восток от вулкана.

Безымянный. Предыдущее эксплозивное извержение вулкана происходило 18 октября 2023 г. Выжимание лавовых потоков на склоны его купола отмечалось вплоть до 6 июня 2024 г.: ВРТАФ постоянно была выше 40 °С (рис. 1). Отметим, что фоном термальной активности вулкана является ВРТАФ = 20 °С [7].

С 21 июля начали отмечаться обрушения раскаленных лавин с купола. В связи с этим, в 23:30 UTC 22 июля KVERT выпустил VONA с прогнозом эксплозивного извержения вулкана с выносом пепла до 10-15 км н.у.м. в течение следующих 3 суток (72 ч) (<http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/?n=2024-41>) [4]. Активность вулкана росла, 22-24 июля раскаленные лавины почти непрерывно обрушивались на восточные склоны купола, пепел от лавин поднимался до 3 км н.у.м., пепловые шлейфы протягивались до 85 км на запад-юго-запад от вулкана.

Пароксизмальная фаза эксплозивного извержения началась в 15:10 UTC 24 июля – согласно спутниковым данным, эруптивное облако поднялось до 12 км н.у.м. (<http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/?n=2024-44>), т.е. спустя 39 ч 40 мин прогноз извержения был реализован [4].

По спутниковым данным KVERT, площадь эруптивного облака с 15:10 до 16:00 UTC 24 июля увеличилась с 348 до 24 538 км², т.е. средняя скорость приращения облака составляла 58 км²/мин. Эруптивное облако перемещалось до 2500 км на юго-восток, и коигнимбритовое облако – до 1800 км на юго-запад от вулкана. Для этого извержения VEI (Volcanic Explosivity Index) составляет 2 [4]. В связи с извержением, зарубежные перевозчики, выполнявшие транзитные полеты из Северной Америки в Юго-Восточную Азию, 25-26 июля использовали обходные маршруты, чтобы не столкнуться с эруптивными облаками Безымянного. По сообщению представителя Росавиации, например, 25 июля пилоты 307 авиалайнеров воспользовались обходными маршрутами [4]. Извержение вулкана было опасным для международных и местных авиаперевозок. После эксплозий 24 июля наблюдалось выжимание лавовых потоков на склоны купола. Термальная активность вулкана до конца года оставалась выше фона.

Карымский. В первую половину года вулкан был спокоен, его термальная активность была на уровне фона [7], т.е. ВРТАФ не превышала 13-15 °С (рис. 1). Эксплозивная активность вулкана началась в 06:50 UTC 20 июня и продолжалась почти непрерывно до 27 июня: пепел поднимался до 2-6 км н.у.м. В дальнейшем эксплозии поднимали пепел до 4-5 км н.у.м. 7 июля, 20 октября и 4 ноября, до 6-7 км н.у.м. – 30 августа и 17 октября, до 3.5 км н.у.м. – 5 и 10 июля, 3 и 6 сентября, 10-11 и 15 октября и 4, 8 и 12 ноября. Пепловые облака перемещались до 665 км в основном на восток и северо-восток, изредка на запад и юго-запад от вулкана. Активность вулкана была опасной для местных авиаперевозок.

Эбеко, о. Парамушир. Эксплозивное извержение, начавшееся 11 июня 2022 г., продолжается. По сообщениям из г. Северо-Курильск и спутниковым данным KVERT, в 2024 г. произошло 287 эксплозивных событий, наиболее сильные из них, с выносом пепла до 4.5 км н.у.м., отмечались 6 февраля и 1 апреля (рис. 2). Эксплозии поднимали пепел до 4 км н.у.м. 23 марта, 4, 13 и 15 апреля и 4 июля; до 3.5 км н.у.м. – 12 января, 8 февраля, 23 марта, 4, 7-8 и 11 апреля, 19 июля, 4 августа и 9 декабря (рис. 2).

Наибольшее количество эксплозий поднимало пепел до 2-2.5 км н.у.м. Перерывы между эксплозиями в течение года достигали 18-22 дней (рис. 2). Пепловые облака перемещались до 27 км в основном в восточных направлениях от вулкана. В районе Эбеко в период с 23 марта по 20 июля регистрировалась термальная аномалия с повышенной температурой (ВРТАФ выше 10 °С), 3 мая ВРТАФ достигала 79.6 °С (рис. 1). Активность вулкана была опасной для местных авиаперевозок.

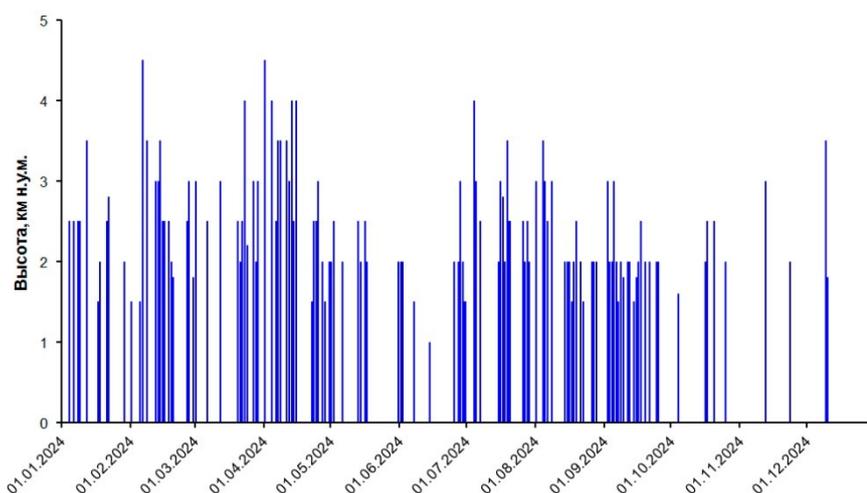


Рис. 2. Эксплозивная активность вулкана Эбеко в 2024 г. с выносом пепла до 4.5 км н.у.м.

Работа выполнена в рамках темы ИВиС ДВО РАН «Комплексный мониторинг активных вулканов Камчатки ...» (№ 124031400008-3).

Список литературы

1. *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.
2. *Гирина О.А., Лупян Е.А., Хорват А. и др.* Анализ развития пароксизмального извержения вулкана Шивелуч 10-13 апреля 2023 года на основе данных различных спутниковых систем // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2023. Т. 20. № 2. С. 283-291. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2023-20-2-283-291>
3. *Гирина О.А., Маневич А.Г., Лупян Е.А. и др.* Рождение нового экструзивного купола вулкана Шивелуч (Камчатка) в 2024 году по данным непрерывного спутникового мониторинга в информационной системе VolSatView // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2024. Т. 21. № 3. С. 348-355. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2024-21-3-348-355>
4. *Гирина О.А., Маневич А.Г., Мельников Д.В. и др.* Дистанционный мониторинг эксплозивного извержения вулкана Безымянный 24 июля 2024 г. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2024. Вып. 21. № 6. С. 389-397. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2024-21-6-389-397>
5. *Лупян Е.А., Прошин А.А., Бурцев М.А. и др.* Опыт эксплуатации и развития центра коллективного пользования системами архивации, обработки и анализа спутниковых данных (ЦКП «ИКИ-Мониторинг») // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019. Т. 16. № 3. С. 151-170. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2019-16-3-151-170>
6. *Маневич А.Г., Гирина О.А., Мельников Д.В. и др.* Извержения вулкана Ключевской в 2023-2024 гг. по данным дистанционного мониторинга в информационной системе VolSatView // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2024. Т. 21. № 3. С. 94-103. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2024-21-3-94-103>
7. *Girina O.A., Manevich A.G., Loupian E.A. et al.* Monitoring the thermal activity of Kamchatkan volcanoes during 2015-2022 using remote sensing // Remote Sensing. 2023. V. 15. № 19. Art. 4775. <https://doi.org/10.3390/rs15194775>
8. *Lupyan E.A., Milekhin O.E., Antonov V.N. et al.* System of operation of joint information resources based on satellite data in the Planeta Research Centers for Space Hydrometeorology // Russian Meteorology and Hydrology. 2014. V. 39. P. 847-853. <https://doi.org/10.3103/S1068373914120103>
9. *Sorokin A.A., Makogonov S.I., Korolev S.P.* The information infrastructure for collective scientific work in the Far East of Russia // Scientific and Technical Information Processing. 2017. V. 4. P. 302-304. <https://doi.org/10.3103/S0147688217040153>

Активность купола «300 лет РАН» вулкана Шивелуч в 2024-2025 гг.

*Гирина О.А.¹, Маневич А.Г.¹, Мельников Д.В.¹, Нуждаев А.А.¹, Романова И.М.¹,
Лупян Е.А.², Сорокин А.А.³, Крамарева Л.С.⁴, Нуждаев И.А.¹, Демянчук Ю.В.¹,
Цветков В.А.¹, Королев С.П.³, Уваров И.А.², Константинова А.В.²*

The 2024-2025 activity of the 300 years of RAS lava dome

*Girina O.A., Manevich A.G., Melnikov D.V., Nuzhdaev A.A., Romanova I.M.,
Loupian E.A., Sorokin A.A., Kramareva L.S., Nuzhdaev I.A., Demyanchuk Yu.V.,
Tsvetkov V.A., Korolev S.P., Uvarov I.A., Konstantinova A.V.*

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

² *Институт космических исследований РАН, г. Москва*

³ *Вычислительный центр ДВО РАН, г. Хабаровск*

⁴ *Дальневосточный центр НИЦ «Планета», г. Хабаровск*

В работе описана активность лавового купола «300 лет РАН» вулкана Шивелуч в 2024-2025 гг. Эксплозивные извержения купола наблюдались 17-18 августа, 1-2 сентября и 7-10 ноября 2024 г.: эруптивные колонны поднимались, соответственно, до 9, 8 и 11 км над уровнем моря, пепловые шлейфы протягивались до 2400 км, 1100 км и 3000 км на восток и северо-восток от вулкана.

Введение

Шивелуч – один из наиболее активных вулканов Камчатки, расположен в северной части Центральной Камчатской депрессии, в 50 км от п. Ключи и в 450 км от г. Петропавловск-Камчатский (<http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/volc?name=Sheveluch>). Современная постройка Шивелуча включает три главных элемента: Старый Шивелуч (3283 м), древнюю кальдеру и Молодой Шивелуч (2800 м). В кратере Молодого Шивелуча с августа 1980 г. растет лавовый купол, активность которого представлена экструзивными, эффузивными и эксплозивными (вулканского типа) извержениями [2, 8]. Последнее пароксизмальное извержение вулкана со значительным разрушением лавового купола, выросшего за 1980-2023 гг., произошло 10-13 апреля 2023 г. [3].

На юго-западном склоне Старого Шивелуча находится группа хорошо сохранившихся древних экструзивных куполов, приуроченных к разлому северо-северо-восточного простирания (с юга на север): Шероховатая, Красная, Каран, Сопочка на склоне [6]. Только в районе купола Каран имелись прогретые площадки, мофетная активность которых изучалась вулканологами с 1937-1938 гг. [1]. Температура мофет оставалась примерно на одном уровне (изменялась в пределах от 70 до 96 °С) в течение всего времени наблюдений (например, [1, 6, 7]). Изредка в XX и XXI веках отмечалась повышенная парогазовая активность купола Каран.

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 (ИВиС) ДВО РАН, выполняет функции Вулканологической обсерватории Российской Федерации (№ 290111-300001 в каталоге WOVO – the World Organization of Volcano Observatories) по обеспечению международного аэронавигационного сообщества информацией об активности вулканов на Дальнем Востоке [2]. KVERT проводит спутниковый мониторинг вулканов с помощью информационной системы (ИС) «Дистанционный мониторинг активности вулканов Камчатки и Курил (VolSatView)» с 2014 г. Работа VolSatView осуществляется благодаря ресурсам Дальневосточного НИЦ «Планета», Центра коллективного пользования (ЦКП) «ИКИ-Мониторинг» (Институт космических исследований (ИКИ) РАН), ЦКП «Центр данных ДВО РАН» (Вычислительный центр ДВО РАН) и ИВиС ДВО РАН [2, 5, 8, 9]. В ИС VolSatView для мониторинга вулканов имеются оперативно обновляемые данные спутниковых систем: NOAA-18/19, Terra и Aqua, Suomi NPP и JPSS-1/2, Метеор-М № 2,

Himawari-8/9 [2, 8]. Сбор данных, их обработка и выпуск VONA (Volcano Observatory Notice for Aviation) выполняются в ИС KVERT [2].

Активность купола «300 лет РАН» вулкана Шивелуч в 2024-2025 гг.

После извержения Молодого Шивелуча в апреле 2023 г. активизировалась фумарольная деятельность в районе древнего купола Каран. Учеными из KVERT 30 апреля 2023 г. было опубликовано сообщение о возможном появлении в районе Карана нового лавового купола (https://t.me/IViS_DVO_RAN/161) [4]. С этого дня в районе Карана начала отмечаться термальная аномалия, величина Разности Температур термальной Аномалии и Фона (РТАФ) [8] с 30 апреля 2023 г. по 26 апреля 2024 г. изменялась от 2.1 до 18.8 °С [4] (рис. 1). На спутниковых снимках JPSS-1 и Aqua 26 апреля 2024 г. в районе Карана было обнаружено резкое повышение РТАФ до 95 °С, и ученые из KVERT объявили о рождении нового лавового купола, получившего по предложению директора ИВиС ДВО РАН А.Ю. Озерова название «300 лет РАН» (300 лет Российской академии наук) [4]. Вплоть до 16 июня РТАФ нового купола была выше 50 °С, что указывало на его непрерывный рост (рис. 1). К 7 июня высота купола была 100 м, размер 800×500 м, площадь по основанию – 0.28 км² [4]. С 20 июня по 13 августа РТАФ снизилась с 16 до 11 °С (рис. 1). Полагаем, что в это время рост купола прекратился и магматическое вещество в его канале частично закристаллизовалось. Этим объясняется высокая сейсмичность (<http://www.emsd.ru>) Шивелуча, предвзявшая и сопровождавшая первое эксплозивное извержение нового купола в августе 2024 г.

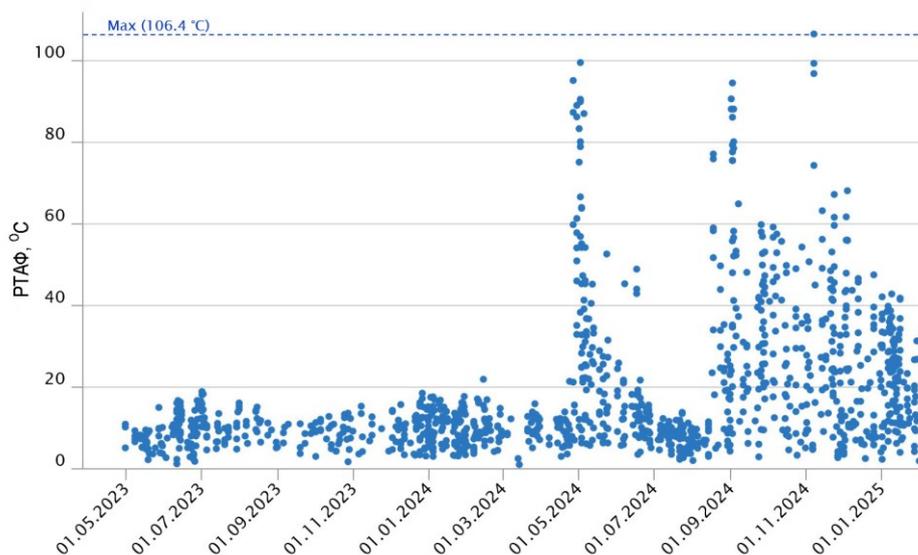


Рис. 1. Величина Разности Температур термальной Аномалии и Фона (РТАФ) в районе лавового купола «300 лет РАН» в 2024-2025 гг. Обработка спутниковых данных в ИС VolSatView выполнена учеными из KVERT, визуализация данных реализована в ИС KVERT.

Первое эксплозивное извержение купола «300 лет РАН» с выносом пепла до 9 км над уровнем моря (н.у.м.) началось в 11:45 UTC 17 августа (<http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/?n=2024-54>) и продолжалось более суток, пепловый шлейф протягивался более чем на 2400 км на восток от вулкана. Величина РТАФ во время эксплозий достигала 77 °С, в дальнейшем оставалась выше фона (рис. 1).

Следующее эксплозивное извержение нового купола началось спустя 13 дней после первого – 1 сентября в 11:15 UTC эксплозии подняли пепел до 8 км н.у.м. (<http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/?n=2024-65>). Следует отметить, что до этих эксплозий существенного повышения сейсмичности вулкана не отмечалось, т.е. канал купола был свободен для новых порций лавы. Извержение продолжалось около суток,

пепловые шлейфы протягивались на 1100 км на северо-восток и восток от купола. Величина РТАФ во время эксплозий достигала 90.5-94.4 °С, т.е. на дневную поверхность поступало ювенильное вещество. Весь сентябрь и октябрь величина РТАФ была выше 50 °С (рис. 1), т.е. рост лавового купола продолжался.

Третье, наиболее мощное, эксплозивное извержение купола началось в 09:19 UTC 7 ноября (<http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/?n=2024-90>) (рис. 2) и продолжалось вплоть до 10 ноября. Свечение купола начало наблюдаться с 07:56 UTC 7 ноября – за 1 ч 23 мин до его первого взрыва. Было отмечено несколько мощных пульсаций в выносе эруптивного материала до 11 км н.у.м., например, в начале извержения 7 ноября и в 00:10 UTC 8 ноября (<http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/?n=2024-94>). Пепловые облака перемещались на 3000 км на восток-северо-восток и восток от купола. Величина РТАФ во время эксплозий достигала 106.4 °С (рис. 1). Следует отметить, что эксплозивное извержение произошло без сейсмической подготовки, т.е. канал купола был открыт для новых порций ювенильного вещества. В результате извержения в северо-восточной части купола – над вероятным расположением его канала – образовалось несколько взрывных воронок с наибольшим диаметром около 400 м (рис. 3), на запад и юго-запад от купола протянулись, соответственно, на 10 км и 4 км отложения пирокластических потоков.



Рис. 2. Начало эксплозивного извержения купола «300 лет РАН» в 09:19 UTC 7 ноября. Видеоданные KVERT ИВиС ДВО РАН и Weathernews Inc.

Вплоть до 4 декабря 2024 г. величина РТАФ достигала 68 °С, затем к 15 января 2025 г. она постепенно снизилась до 42 °С и к 3 февраля – до 33 °С, продолжая оставаться выше уровня фона (рис. 1), хотя явного поступления на дневную поверхность лавового материала не отмечалось – по состоянию на 7 января 2025 г. воронки взрывов внутри были покрыты снегом (рис. 3).

Заключение

Новый лавовый купол «300 лет РАН» за 42 дня (с 26 апреля по 7 июня 2024 г.) достиг объема ~0.03 км³.

Вероятно, с 20 июня по 13 августа рост купола постепенно прекратился, и магматическое вещество в его канале частично закристаллизовалось. Этим объясняется высокая сейсмичность Шивелуча, предвещающая и сопровождающая первое эксплозивное извержение купола «300 лет РАН» в августе 2024 г.

Два первых эксплозивных извержения с выносом пепла до 9 и 8 км н.у.м. продолжались около суток. Судя по рис. 3, после второго эксплозивного извержения в воронку взрыва выжималось пластичное высокопористое вещество.



Рис. 3. Воронки взрывов с наибольшим диаметром около 400 м в северо-восточной части купола «300 лет РАН» по состоянию на 7 января 2025 г. Фото В.А. Цветкова.

Третье эксплозивное извержение было пароксизмальным – длилось трое суток, вынос пепла достигал 11 км н.у.м., купол претерпел значительные разрушения.

Работа выполнена при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (тема ИВиС ДВО РАН «Комплексный мониторинг активных вулканов Камчатки ...», № 124031400008-3; тема ИКИ РАН «Мониторинг», № 122042500031-8).

Список литературы

1. Башарина Л.А. Вулканические газы Камчатки. Автореф. дис. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук. Петропавловск-Камчатский: ИВ СО АН СССР, 1966. 30 с.
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., Лупян Е.А., Хорват А. и др. Анализ развития пароксизмального извержения вулкана Шивелуч 10-13 апреля 2023 года на основе данных различных спутниковых систем // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2023. Т. 20. № 2. С. 283-291. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2023-20-2-283-291>
4. Гирина О.А., Маневич А.Г., Лупян Е.А. и др. Рождение нового экструзивного купола вулкана Шивелуч (Камчатка) в 2024 году по данным непрерывного спутникового мониторинга в информационной системе VolSatView // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2024. Т. 21. № 3. С. 348-355. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2024-21-3-348-355>
5. Лупян Е.А., Прошин А.А., Бурцев М.А. и др. Опыт эксплуатации и развития центра коллективного пользования системами архивации, обработки и анализа спутниковых данных (ЦКП «ИКИ-Мониторинг») // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019. Т. 16. № 3. С. 151-170. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2019-16-3-151-170>
6. Меняйлов А.А. Вулкан Шивелуч – его геологическое строение, состав и извержения // Труды Лаборатории вулканологии АН СССР. Вып. 9. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 264 с.
7. Набоко С.И. Возгоны вулкана Шивелуч // Бюллетень вулканологических станций. 1953. № 18. С. 47-55.
8. Girina O.A., Manevich A.G., Loupian E.A. et al. Monitoring the thermal activity of Kamchatkan volcanoes during 2015-2022 using remote sensing // Remote Sensing. 2023. V. 15. № 19. Art. 4775. <https://doi.org/10.3390/rs15194775>
9. Sorokin A.A., Makogonov S.I., Korolev S.P. The information infrastructure for collective scientific work in the Far East of Russia // Scientific and Technical Information Processing. 2017. V. 4. P. 302-304. <https://doi.org/10.3103/S0147688217040153>

Первые данные о составе амфиболовых андезибазальтов нового экструзивного купола им. 300-летия РАН на западном склоне вулканического массива Шивелуч (Камчатка)

Горбач Н.В.¹, Портнягин М.В.², Овсянников Г.Н.^{1,3}, Нуждаев И.А.¹, Философова Т.М.¹, Плечова А.А.⁴

First data on the composition of amphibole basaltic andesite of the new extrusive dome named after the 300th anniversary of the RAS on the western flank of Shiveluch volcanic massif (Kamchatka)

Gorbach N.V., Portnyagin M.V., Ovsyannikov G.N., Nuzhdaev I.A., Filosofova T.M., Plechova A.A.

¹ *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский; e-mail: n_gorbach@mail.ru*

² *GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research, Kiel, Germany*

³ *Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва*

⁴ *Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва*

В сообщении приведено краткое описание химического состава и петрографии первых порций экструзивных лав и пирокластического материала, изверженных в апреле – начале мая и в августе 2024 г. в пределах нового эруптивного центра им. 300-летия РАН на западном склоне вулканического массива Шивелуч.

В апреле 2024 г. на западном склоне вулканического массива Шивелуч появился новый лавовый купол, названный в честь 300-летия РАН [2]. Он расположен в 5.5 км к юго-западу от активного кратера Молодого Шивелуча, в центре группы древних экструзивных куполов Каран (рис. 1а, б). На протяжении года, предшествующего образованию купола, в западном секторе вулканического массива фиксировалась интенсивная сейсмичность, появление новых центров фумарольной активности и деформации рельефа земной поверхности [12]. Первые образцы экструзивных лав (рис. 1в) были отобраны через две недели после начала роста купола. Отбор образцов пирокластического материала (рис. 1г) удалось выполнить вскоре после завершения эксплозивного извержения в августе 2024 г. В сообщении кратко охарактеризован химический состав изверженных продуктов нового эруптивного центра, особенности их петрографии и минерального состава и показаны ключевые отличия от большинства пород Молодого Шивелуча.

В работе использовано восемь образцов экструзивных лав и фрагментов вулканических бомб (рис. 1в, г). Содержания главных элементов в породах определены рентгенофлуоресцентным методом в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск. Состав минералов и вулканических стекол получен при помощи электронного зонда JEOL JXA 8200 в Центре исследования океана им. Гельмгольца GEOMAR (г. Киль), а также при помощи сканирующего электронного микроскопа Vega 3 Tescan, оборудованного энергодисперсионным спектрометром Oxford X-max 80mm², в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН.

Петрография пород. Первые порции экструзивных лав, образцы которых были отобраны в начале мая 2024 г., – породы серого цвета, которые содержат около 20-25 об. % вкрапленников амфибола, погруженных в микрокристаллическую основную массу (рис. 2а). Кроме амфибола, в породе присутствуют единичные фенокристаллы пироксенов и ксенокристаллы оливина, окруженные реакционной ортопироксен-амфиболовой каймой (рис. 2а, вставки). Плаггиоклаз отсутствует в числе вкрапленников, изредка встречаются единичные микролиты этого минерала. Отдельные образцы имеют неоднородную текстуру и включают участки или обособленные фрагменты-ксенолиты светло-серого амфибол-плаггиоклазового андезита (рис. 2б) размером до 4 см. В таких ксенолитах амфибол полностью опацифицирован, что свидетельствует о термальном воздействии более горячей андезибазальтовой магмы.

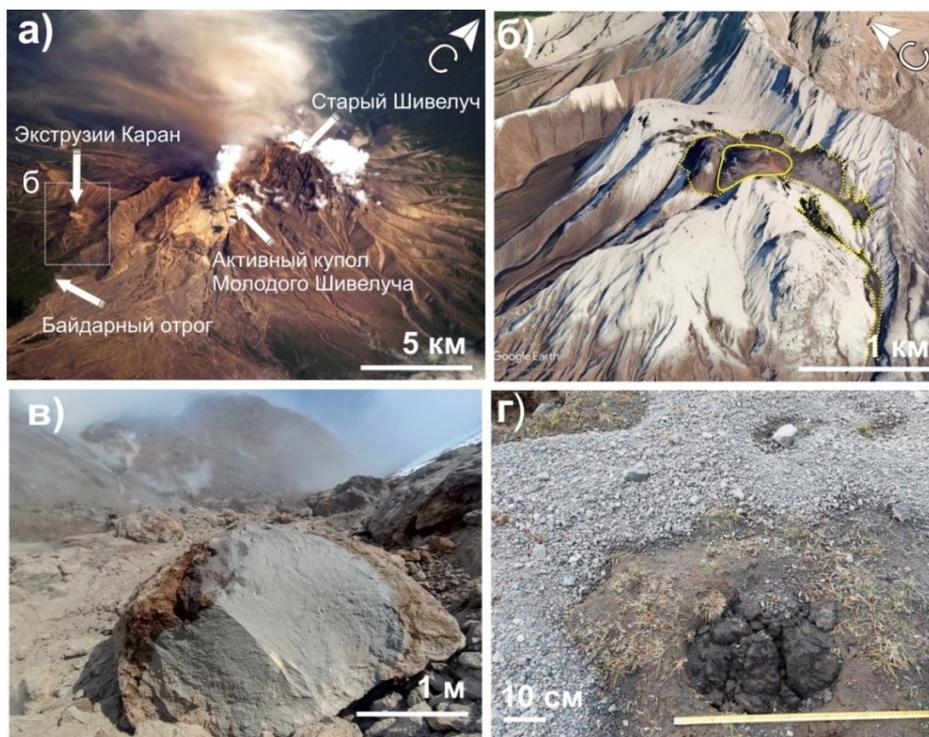


Рис. 1. Позиция нового эруптивного центра в структуре вулканического массива Шивелуч и облик его изверженных продуктов: а) группа экструзий Каран до появления нового купола; б) границы новой экструзии на 26 сентября 2024 г. выделены сплошным желтым контуром, пирокластические отложения – пунктиром; в) глыба экструзивной лавы на подножии новообразованного купола в мае 2024 г.; г) пирокластический материал, изверженный в августе 2024 г., в 2 км к югу от эруптивного центра.

Пирокластические продукты, изверженные в августе 2024 г., подразделяются на два типа (рис. 1г). К первому типу принадлежат вулканические бомбы и лапилли серых плотных пород, идентичных экструзивным порциям начального периода формирования. Второй тип – темно-серые до черных пористые (поры около 20 об. %) вулканические бомбы, которые были извержены непосредственно во время эксплозивного эпизода 17-18 августа 2024 г. Как и плотные экструзивные лавы, черные пористые разности богаты вкрапленниками амфибола (около 30 об. %) и содержат единичные зерна ксеногенного оливина с реакционной каймой, а также немногочисленные фенокристаллы и сростки пироксенов (рис. 2в).

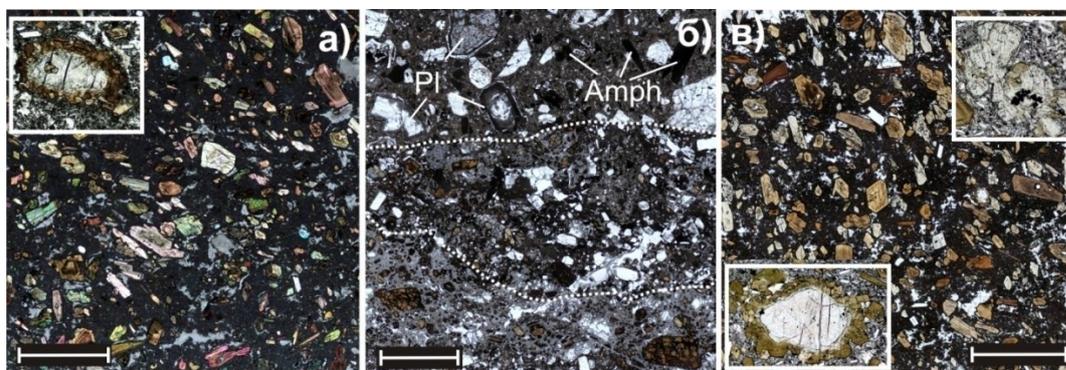


Рис. 2. Петрографический облик пород нового эруптивного центра: а) образец первых экструзивных порций, май 2024 г., на вставке показан оливин, окруженный реакционной каймой; б) фрагмент ксенолита амфибол-плагиоклазового андезита в амфиболовом андезибазальте, белой пунктирной линией выделена зона контакта между породами, где часть минералов раздроблена; в) образец черной пористой бомбы, извержение 17-18 августа 2024 г., на верхней вставке показан сросток пироксенов, на нижней – оливин, окруженный каймой зерен амфибола. Масштабная линейка соответствует 2 мм; поле зрения вставок ~0.6-0.7 мм.

Химический состав лав и пирокластических продуктов. Продукты начальных этапов формирования нового экструзивного купола представлены умеренно-К известково-щелочными андезибазальтами (рис. 3). Содержание SiO_2 в первых порциях экструзивных лав и в черных пористых вулканических бомбах варьирует в узких пределах – от 55.7 до 56.3 мас. % (в пересчете на 100 %) при магнезиальности $\text{Mg\#} = 100 \times \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{\text{общ}})$ 61-64 мол. %. В плотных лапилли и вулканических бомбах, изверженных в августе, содержание SiO_2 составляет 57.2-57.6 мас. %.

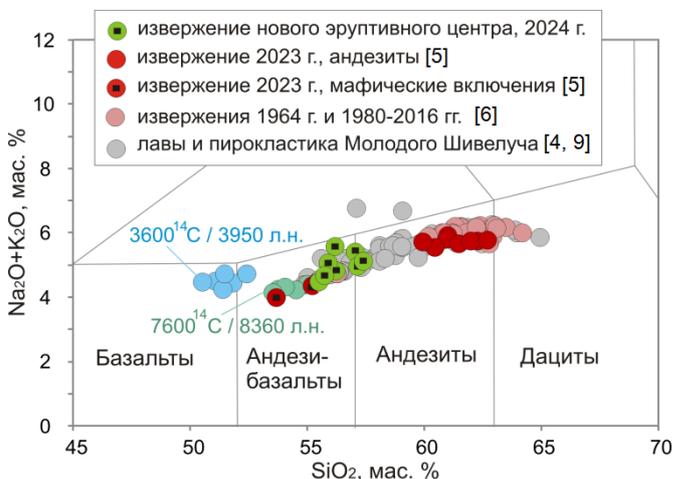


Рис. 3. Химический состав пород нового эруптивного центра на фрагменте TAS-диаграммы [8]. Радиоуглеродный и калиброванный от 1950 г. возраст наиболее примитивных пород Молодого Шивелуча показан согласно [1, 9].

Состав породообразующих минералов. Амфибол андезибазальтов представлен паргаситом-магнезиогастингситом ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 10-15$ мас. %; $\text{Mg\#} = 61-76$ мол. %); клинопироксен – авгит, $\text{Mg\#} = 78-87$ мол. %; ортопироксен, образующий реакционные каймы вокруг оливина и отдельные вкрапленники – энстатит-бронзит, $\text{Mg\#} = 80-90$ мол. %, оливин ($\text{Fo} = 88-90$ мол. %). Микролиты и единичные субфенокристаллы плагиоклаза отвечают андезину ($\text{An} = 39-53$ мол. %); интерстициальные стекла представлены высоко-К риолитом $\text{SiO}_2 = 74.8-78.1$ мас. %; $\text{K}_2\text{O} = 4.3-4.7$ мас. %. Предварительные расчеты условий кристаллизации при помощи термобарометрических уравнений [10], показали, что ядра крупных (>1 мм) вкрапленников амфибола кристаллизовались при температуре 912-948 °С, давлении 410-632 МПа (~16-24 км) и содержании воды в магме 7.4-8.7 мас. %.

Отличия вещественного состава андезибазальтов от других пород голоценовых извержений вулкана Шивелуч. Отсутствие плагиоклаза в числе вкрапленников или же появление его в виде микролитов и редких субвкрапленников – основное отличие андезибазальтов нового эруптивного центра от большинства пород голоценовых извержений вулкана. Плагиоклаз преобладает в числе фенокристаллов в большинстве пород Молодого Шивелуча, и только в андезитах древних экструзий группы Каран [3, 4], а также в наиболее примитивных породах – базальтах-андезибазальтах с возрастом 7600 ^{14}C и 3600 ^{14}C л.н. [1], он отсутствует или проявлен в минимальном количестве. Высоко-Al состав амфибола, отвечающий исключительно паргаситу-магнезиогастингситу, является вторым существенным отличием андезибазальтов – большинство амфиболов в породах Молодого Шивелуча представлено магнезиальной роговой обманкой, а паргаситы и магнезиогастингситы можно обнаружить только в мафических включениях или же в ядрах отдельных кристаллов [5, 6]. Наличие высоко-Mg оливина, окруженного реакционной каймой зерен амфибола – еще одна характерная черта, которая типична как для андезибазальтов нового эруптивного центра, так и для пород экструзий группы Каран [4]. Перечисленные особенности являются отличительными признаками магм с высоким содержанием воды (например, [7]), кристаллизующихся в нижних горизонтах земной коры. Полученные нами предварительные P-T-H₂O оценки и данные о

распределении сейсмичности под вулканом в период, предшествующий появлению нового купола на поверхности [12], согласуются с такой интерпретацией.

Таким образом, формирование нового эруптивного центра на западном склоне вулканического массива Шивелуч связано с подъемом на поверхность водонасыщенных магм из горизонтов нижней коры. При подъеме нижнекоровые магмы взаимодействовали с андезитовыми магмами, о чем свидетельствуют ксенолиты амфибол-плагиоклазового андезита (см. рис. 2б) в первых порциях экструзивных лав.

Ранее нами было показано, что магмы, питающие древние экструзии Каран, могли накапливаться на нижнекоровых глубинах (например, рис. 16 из работы [3]). К такому же заключению пришли и авторы работы [11] на основе экспериментов с породами г. Красная – экструзии, примыкающей с юга к новому эруптивному центру. Извержение амфиболовых андезибазальтов, кристаллизация минеральной ассоциации которых происходила, согласно рассчитанным нами данным, на глубинах 24-16 км, не только подтверждает высказанные ранее гипотезы, но и указывает на особые и стабильные условия накопления и эволюции магм в этом секторе вулканического массива на протяжении нескольких тысяч лет.

Работа выполнена в рамках темы НИР ИВиС ДВО РАН № FWME-2024-0012.

Список литературы

1. *Волынец О.Н., Пономарева В.В., Бабанский А.Д.* Магнезиальные базальты андезитового вулкана Шивелуч // *Петрология*. 1997. Т. 5. № 2. С. 206-211.
2. *Гирина О.А., Маневич А.Г., Луян Е.А. и др.* Рождение нового экструзивного купола вулкана Шивелуч (Камчатка) в 2024 году по данным непрерывного спутникового мониторинга в информационной системе VolSatView // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2024. Т. 21. № 3. С. 348-355.
3. *Горбач Н.В.* Происхождение и эволюция магм вулканического массива Шивелуч (Камчатка) по геологическим и петролого-геохимическим данным. Автореф. дис. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук. Владивосток, 2013. 29 с.
4. *Горбач Н.В., Портнягин М.В.* Геологическое строение и петрология лавового комплекса вулкана Молодой Шивелуч, Камчатка. // *Петрология*. 2011. Т. 19. № 2. С. 140-172.
5. *Горбач Н.В., Философова Т.М.* Состав ювенильных андезитов и ассоциирующих с ними мафических включений, изверженных вулканом Шивелуч в апреле 2023 г. // *Материалы XXVII Всероссийской научной конференции, посвященной Дню вулканолога, 28-29 марта 2024 г.* Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2024. С. 60-63.
6. *Gorbach N.V., Filosofova T.M., Portnyagin M.V.* amphibole record of 1964 plinian and following dome-forming eruptions of Shiveluch volcano, Kamchatka // *Journal of volcanology and geothermal research*. 2020. v. 407. art. 107108.
7. *Grove T.L., Elkins-Tanton L.T., Parman S.W. et al.* Fractional crystallization and mantle-melting controls on calc-alkaline differentiation trends // *Contributions to mineralogy and petrology*. 2003. V. 145. № 5. P. 515-533.
8. *Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B.* A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // *Journal of petrology*. 1986. V 27. P. 745-750.
9. *Ponomareva V., Portnyagin M., Pevzner M. et al.* Tephra from andesitic Shiveluch volcano, Kamchatka, NW Pacific: Chronology of explosive eruptions and geochemical fingerprinting of volcanic glass // *International journal of Earth sciences*. 2015. V. 104. P. 1459-1482. <https://doi.org/10.1007/s00531-015-1156-4>
10. *Ridolfi F.* Amp-TB2: An updated model for calcic amphibole thermobarometry // *Minerals*. 2021. V. 11. Art. 324. <https://doi.org/10.3390/min11030324>
11. *Simakin A.G., Devyatova V.N., Salova T.P. et al.* Experimental study of amphibole crystallization from the highly magnesian melt of Shiveluch volcano, Kamchatka // *Petrology*. 2019. V. 27. P. 442-459. <https://doi.org/10.1134/S0869591119050072>
12. *Volkova M.S., Mikhailov V.O., Gorbach N.V.* The nature of deformations of the western slope of Shiveluch volcano after the eruption on April 11, 2023, Identified by SAR Interferometry // *Doklady Earth sciences*. 2024. V. 518. № 2. P. 1723-1731.

Моделирование времен формирования Fo-Ni неоднородностей на примере оливинов Авачинского вулкана

Гордейчик Б.Н.^{1,2}, Чурикова Т.Г.², Муравьев Я.Д.², Кронц А.³, Вёрнер Г.³

Modeling the formation times of Fo-Ni nonuniformities: an example of Avacha volcano olivine crystals

Gordeychik B.N., Churikova T.G., Muravyev Ya.D., Kronz A., Wörner G.

¹ *Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черногоровка;*

e-mail: gordei@mail.ru

² *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский*

³ *Geowissenschaftliches Zentrum Göttingen, Abteilung Geochemie, Universität Göttingen, Göttingen, Germany*

Кратко изложен комплекс моделей для определения времен формирования Fo-Ni неоднородностей (диффузионной хронометрии) в оливине. Приводятся результаты моделирования на примере оливинов Авачинского вулкана.

Введение

Оливин является одним из первых кристаллизующихся минералов в эволюционирующем силикатном расплаве. При изменении состава расплава и/или термодинамических условий состав растущего кристалла изменяется, и по изменению состава кристалла от ядра к краю можно проследить его эволюцию от зарождения до извержения на поверхность. Реконструкция истории кристаллов оливина на основе диффузионной хронометрии требует подгонки решения диффузионных уравнений к измеренным концентрациям элементов [5]. Кратко изложим используемую для этого последовательность физической, математической и численной моделей.

Физическая модель

Рассматриваются две простые физические ситуации: диффузия на краю кристалла с начальной постоянной концентрацией некоторого компонента (Fo или Ni) и диффузия внутри кристалла, изначально состоящего из двух частей, каждая со своей начальной постоянной концентрацией компонента. Как край кристалла, так и граница контакта между частями кристалла предполагаются плоскими с перпендикулярным профилем из измеренных точек, поэтому ниже рассматривается одномерная геометрия. Пространственно однородные значения компонентов вокруг моделируемой зоны используются в качестве начальных условий, они же используются и как граничные условия. Концентрация компонента на краю кристалла интерпретируется как равновесное значение и также используется как граничное условие. Положение границы между частями кристалла обычно соответствует точке максимального градиента Fo и/или Ni. В случае несовпадения положений максимального градиента Fo и Ni предпочтение отдается Ni, так как деформация и искажение профиля Ni происходят медленнее из-за меньшего коэффициента диффузии. Анизотропные коэффициенты диффузии зависят как от термодинамических параметров – давления, температуры, фугитивности (P - T - fO_2), так и от состава оливина (Fo). По возможности использовались внешние термодинамические условия для моделируемой зоны: при моделировании диффузии внутри ядра кристалла использовались P - T - fO_2 условия для обрастания кристалла; при моделировании диффузии в обрастании кристалла использовались P - T - fO_2 условия для краевой части кристалла.

Математическая модель

Математические уравнения, описывающие диффузию Fo-Ni, имеют вид законов сохранения:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D_c^{pr} \frac{\partial C}{\partial x} \right), \quad (1)$$

где x – координата вдоль профиля, t – время, C – компонент, для которого записано уравнение, то есть, либо Fo – количество магния, измеряемое в мол. %, либо NiO , измеряемое в мас. %, D_C^{pr} – коэффициент диффузии компонента вдоль профиля с учетом ориентации кристалла [1, 2, 4, 8]

$$D_C^{pr} = D_C^a \cos^2 \alpha + D_C^b \cos^2 \beta + D_C^c \cos^2 \gamma, \quad (2)$$

где D_C^a , D_C^b , и D_C^c – коэффициенты диффузии вдоль главных кристаллографических осей, а α , β , и γ – углы между направлением профиля и главными осями. Анизотропные свойства Fo и Ni аналогичны и выражаются соотношениями [2, 4]:

$$D_C^a = D_C^b = D_C^c / 6. \quad (3)$$

Если положение границы кристалла или положение границы контакта между однородными частями кристалла равно x_b , то начальные условия для обеих физических ситуаций формулируются единообразно:

$$C = \begin{cases} C_l, & x_l \leq x \leq x_b \\ C_r, & x_b \leq x \leq x_r \end{cases} \quad (4)$$

где x_l и x_r левая и правая границы рассматриваемой области, C_l и C_r – начальные значения компоненты слева и справа от границы контакта. Граничные условия слева и справа также имеют значения C_l и C_r , соответственно. При моделировании диффузии на краю кристалла, например, на левом краю, значения x_l и x_b совпадают, а C_l следует интерпретировать как равновесное значение компоненты на левом краю кристалла.

Коэффициент диффузии для Fo рассчитывался по [2, стр. 617]:

$$D_{Fo}^c = 10^{-9.21} \left(\frac{fO_2}{10^{-7}} \right)^{\frac{1}{6}} 10^{3(0.9 - \frac{Fo}{100})} \exp \left(- \frac{201000 + (P - 10^5) \cdot 7 \cdot 10^{-6}}{RT} \right), \quad (5)$$

а для Ni по [2, стр. 618]:

$$D_{Ni}^c = 3.84 \cdot 10^{-9} \left(\frac{fO_2}{10^{-6}} \right)^{\frac{1}{4.25}} 10^{1.5(0.9 - \frac{Fo}{100})} \exp \left(- \frac{220000 + (P - 10^5) \cdot 7 \cdot 10^{-6}}{RT} \right), \quad (6)$$

где fO_2 – фугитивность и P – давление в Паскалях, T – температура в Кельвинах, коэффициенты диффузии D_C^c и универсальная газовая постоянная R измеряются в системе единиц СИ.

Уравнения (5) и (6) показывают, что решение уравнения (1) для NiO никак не влияет на решение уравнения для Fo ; поэтому систему уравнений диффузии (1) можно решать последовательно относительно Fo и Ni : сначала решается уравнение для Fo , а затем при известной зависимости $Fo(x, t)$ решается уравнение для NiO . Отметим, что зависимость коэффициентов диффузии от $Fo(x, t)$ обеспечивает нелинейные свойства уравнениям (1). Это обстоятельство требует численного решения уравнений диффузии.

Численная модель

Разработан шаблон таблицы Excel для расчета временных масштабов диффузии Fo и Ni . Входными данными являются угловые данные об ориентации кристаллов, полученные методом EBSD, а также термодинамические параметры, полученные минеральными окситермомбарометрами. Координаты введенных точек измерения корректируются по алгоритму [3], так как в процессе измерения некоторые точки отклонялись от прямой из-за трещин, различного рода включений и других дефектов кристалла. Если две точки находятся очень близко друг к другу, тогда вручную либо одна из них отбрасывается, либо две точки объединяются в одну с осреднением, чтобы шаг по времени не уменьшался существенным образом.

Явная консервативная конечно-разностная схема [7] является разностным аналогом уравнения диффузии

$$C_i^{n+1} = C_i^n + \tau \frac{\left(\Phi_{i-\frac{1}{2}}^c - \Phi_{i+\frac{1}{2}}^c \right)}{v_i}, \quad (7)$$

где C_i^n – значение компонента в ячейке i на временном слое n , τ – временной шаг между временным слоем n и $n + 1$, $v_i = (x_{i+1} - x_{i-1})/2$ – размер ячейки i , $\Phi_{i+\frac{1}{2}}^C$ – поток компонентов между ячейками i и $i + 1$, то есть разностный аналог закона Фика:

$$\Phi_{i+\frac{1}{2}}^C = -D_{i+\frac{1}{2}}^C \cdot \frac{C_{i+1}^n - C_i^n}{x_{i+1} - x_i}, \quad (8)$$

где $D_{i+\frac{1}{2}}^C = (D_i^C + D_{i+1}^C)/2$ – усредненный коэффициент диффузии по соседним ячейкам.

Коэффициент диффузии D_i^C для компоненты C вычисляется по (5) или (6).

Конечно-разностная схема устойчива при временном шаге $\tau < (v_i)^2/2D_i^C$ [7].

Расчет выполняется в два этапа. На первом этапе необходимо определить границы расчетной области, выбрать начальное положение границы x_b , и задать значения F_{O_l} и F_{O_r} . В результате расчета будет определено время, при котором численное решение F_0 наилучшим образом соответствует измеренным данным. Сумма квадратов разностей между численным решением и измеренными точками используется в качестве критерия наилучшего решения. На этом этапе значения x_b , F_{O_l} , и F_{O_r} могут быть скорректированы и наилучшим образом подобраны. На втором этапе выбираются значения NiO_l и NiO_r , и находится время, при котором численное решение для Ni наилучшим образом соответствует измеренным данным.

Результаты моделирования

Модели применялись к анализу структуры неоднородных оливинов из пород Авачинского вулкана (таблица).

Таблица. Использованные образцы.

Объект	Образец	Оливины, шт.	Время подъема, дни	Время пребывания, дни
Конус Попович	AVA-17-06	3	1-17	21-386
Конус Страж	AVA-17-08	4	5-45	12-190
Авачит	AVA-14-01	9	Время остывания: 200-11 000	

Оливины из пород двух Авачинских конусов оказались весьма схожи между собой по внутренней структуре: ядра окружены обрастаниями от расплавов, вынесших оливины на поверхность, приблизительно такая же структура наблюдалась в оливинах маара Шивелуча 7600 ВР [6]. В ядрах F_0 и Ni изменяются плавно, а в обрастаниях имеют крутые градиенты на внутренней границе обрастание-ядро и на внешней границе каждого кристалла (рисунок). Внутренние ядра имеют как прямую зональность, когда форстерит и никель уменьшаются по направлению к краю, так и обратную, когда форстерит и никель увеличиваются к краю кристалла. Такое поведение свидетельствует о контрастных составах расплавов в магматической камере, неравновесных с попавшими в них оливинами. Характерные времена пребывания оливинов в неравновесном составе варьируют от 21 до 386 дней для конуса Попович, и от 12 до 190 дней для конуса Страж. Времена подъема оливинов, то есть их выноса на поверхность несущим расплавом варьирует от 1 до 17 дней для конуса Попович, и от 5 до 45 дней для конуса Страж.

Концентрации элементов в оливинах авачитов плавно изменяются от ядра к краю (рисунок). Времена действия диффузии в оливинах авачитов оказались заметно больше, чем для конусов, 200-11 000 дней. Длительные времена действия диффузии в оливинах авачитов свидетельствуют об их интрузивном происхождении пород и их медленном остывании.

Полевые работы и лабораторные измерения проводились в рамках НИР № FWME-2024-0009, модели разрабатывались в рамках НИР № FMUF-2022-0004.

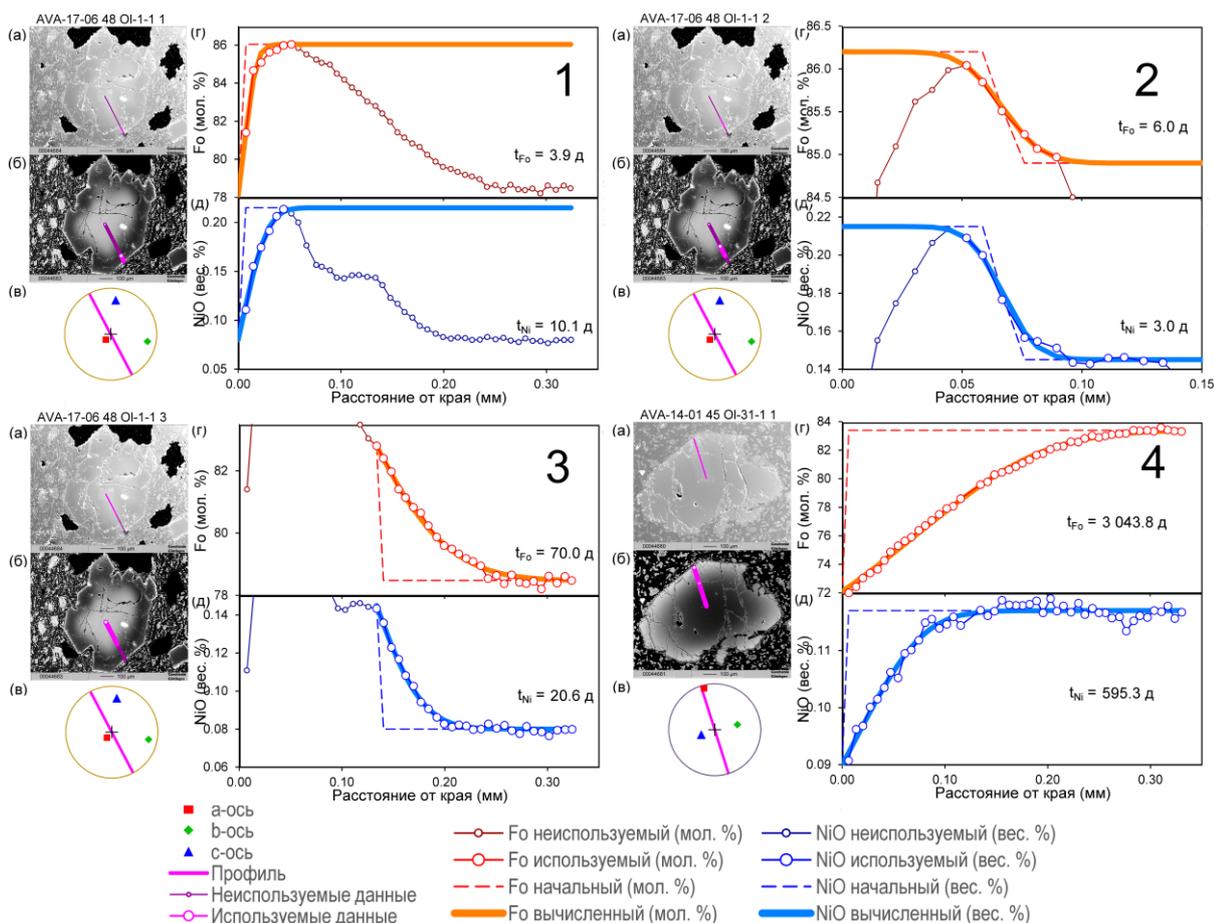


Рисунок. Характерный оливин Авачинских конусов: краевая зона – 1, обрастание – 2, ядро – 3. Характерный оливин авачита – 4. Изображение во вторичных электронах (а) показывает оливин и измеренный профиль. Изображение в обратно рассеянных электронах (б) показывает распределение атомного веса по оливину и положение использованных и неиспользованных в расчете точек. Стереографический график нижней полусферы (в) отображает проекции профиля и кристаллографических осей а, b и с. Графики Fo (г) и NiO (д) показывают измерения, используемые и неиспользуемые в расчетах, в также начальные данные и результаты моделирования.

Список литературы

1. *Carlslaw H.S., Jaeger J.C.* Conduction of Heat in Solids. Second edition. Oxford: Clarendon Press, 1959. 520 p.
2. *Chakraborty S.* Diffusion coefficients in olivine, wadsleyite and ringwoodite // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2010. Vol. 72, Is. 1. P. 603-639. <https://doi.org/10.2138/rmg.2010.72.13>
3. *Chernov N.* Circular and Linear Regression: Fitting Circles and Lines by Least Squares // *Monographs on statistics and applied probability*. CRC Press, 2010. 286 p.
4. *Costa F., Chakraborty S.* Decadal time gaps between mafic intrusion and silicic eruption obtained from chemical zoning patterns in olivine // *Earth and Planetary Science Letters*. 2004. V. 227. Is. 3. P. 517-530. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.08.011>
5. *Costa F., Dohmen R., Chakraborty S.* Time scales of magmatic processes from modeling the zoning patterns of crystals // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2008. V. 69. Is. 1. P. 545-594. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.14>
6. *Gordeychik B., Churikova T., Kronz A. et al.* Growth of, and diffusion in, olivine in ultra-fast ascending basalt magmas from Shiveluch volcano // *Scientific Reports*. 2018. V. 8. Is. 1. Art. 11775. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-30133-1>
7. *Roache P.J.* Computational Fluid Dynamics. Albuquerque: Hermosa Publishers, 1976. 446 p.
8. *Shea T., Costa F., Krimer D., Hammer J.E.* Accuracy of timescales retrieved from diffusion modeling in olivine: A 3D perspective // *American Mineralogist*. 2015. V. 100. Is. 10. P. 2026-2042. <https://doi.org/10.2138/am-2015-5163>

Катастрофические извержения вулкана Заварицкого (остров Симушир, Курильские острова) и режим его активности в голоцене

Дирксен О.В.¹, Пономарева В.В.¹, Зеленин Е.А.², Филоsofoва Т.М.¹

Catastrophic eruptions of Zavaritsky volcano (Simushir Island, Kurile Islands) and its Holocene eruptive activity

Dirksen O.V., Ponomareva V.V., Zelenin E.A., Filosofova T.M.

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

² *Геологический институт РАН, г. Москва*

Наши исследования установили высокую эксплозивную активность вулкана Заварицкого в течение всего голоцена. Выявлены три катастрофических извержения: два из них с магнитудами ≥ 6.4 и 5.6 произошли 9.5 и 9.2 тысяч лет назад, а третье, оставившее след в Гренландском леднике и вызвавшее похолодание климата в Северном полушарии, – в 1831 г.

Вулкан Заварицкого, расположенный в центральной части острова Симушир (рис. 1), представляет собой щитообразную вулканическую постройку диаметром ~ 17 км, срезанную двумя вложенными друг в друга кальдерами. Диаметр внешней, более древней, кальдеры составляет ~ 10 км, внутренней, более молодой – 7-8 км [1]. Последующие извержения сформировали внутри молодой кальдеры небольшой стратовулкан диаметром ~ 6 км, вершина которого также была разрушена в результате мощных эксплозивных извержений. Образовавшийся кратер размером 3.5×2.7 км в настоящее время заполнен озером Бирюзовое, в котором расположены два небольших экстрезивных купола, Северный и Восточный.



Рис. 1. Вулканы о. Симушир. Римскими цифрами обозначены кальдеры влк. Заварицкого. Желтая заливка – отложения пирокластических потоков ZV-1.

Исторические хроники свидетельствуют всего лишь о двух извержениях этого вулкана: между 1916 и 1932 гг. в акватории оз. Бирюзовое появился купол Восточный, а извержение 1957 г. сформировало купол Северный [1]. В то же время, исследования

горизонтов тефры на других островах Курильской гряды, а также в кернах морских осадочных колонок позволили связать с влк. Заварицкого два пепла. Первый из них – это распространившийся в северном направлении вплоть до о. Шумшу раннеголоценовый пепел, первоначально датированный ~8.9 тыс. лет (все возрасты приведены в калиброванных годах до 1950 г.) [7]. Он же был обнаружен в осадочных колонках Охотского моря, где получил индекс TR(Zv) [4]. Также криптотефра влк. Заварицкого была обнаружена в торфянике в северо-западной Канаде, где ее возраст оценен в 9560 ± 110 лет [3]. Вторая, гораздо более молодая, тефра влк. Заварицкого распространилась на юг от вулкана и была обнаружена на островах Чирпой и Уруп [7]. Ее возраст был оценен в 1000-600 лет. Более подробная информация об эруптивной активности вулканического центра Заварицкого практически отсутствовала.

Чтобы восполнить этот пробел, мы реконструировали хронологию основных эруптивных событий на вулкане на основе изучения опорного разреза почвенно-пирокластического чехла (т.н. 01118), расположенного в 5 км от кромки кратера (рис. 1). В разрезе нами были опробованы 50 горизонтов тефры. Определение содержаний главных элементов в вулканических стеклах выполнялось на геологическом факультете МГУ и в ИВиС ДВО РАН. Возрастная модель разреза была создана в программе OxCal с калибровочной кривой IntCal2020. Для построения модели были использованы 13 радиоуглеродных датировок, как опубликованных, так и полученных нами; в расчетах также использовались мощности горизонтов пеплов и межпепловых прослоев. Установлено, что за последние 10 000 лет вулкан извергался не менее 40 раз. Построенная нами возрастная модель позволила рассчитать возраст каждого извержения.

Анализ составов вулканических стекол показал, что стекла вулкана Заварицкого отличаются крайне низким содержанием калия, что позволяет уверенно диагностировать их в удаленных разрезах и коррелировать на большие расстояния.

В основании разреза залегают две мощные пачки пемзовой пирокластики ZV-1 и ZV-3, сформировавшиеся в результате катастрофических извержений в начале голоцена. Выше тефры ZV-3 разрез представляет собой дробное чередование горизонтов шлаков серого и темно-серого цвета, отложившихся в результате менее сильных извержений, с прослоями слабогумусированных супесей. Характерной особенностью нижней части этих отложений (до тефры ZV-12) является присутствие прослоев голубовато-серых плохо сортированных и неясно стратифицированных песков, свидетельствующих о фреато-магматическом характере извержений. Венчается разрез тефрой последнего мощного эксплозивного извержения ZV-40. Общая мощность этого двучленного горизонта серых шлаков составляет ~60 см, в его основании отмечен прослой голубовато-серого плохо сортированного пепла, мощность которого вблизи бровки кальдеры достигает 1 м. Благодаря характерному облику, эту тефру удалось проследить еще в нескольких разрезах. В береговых обрывах западнее кратера вулкана общая мощность тефры ZV-40 достигает 5 м, а внутри кальдеры достигает 10 м, при этом наблюдается частичное спекание обломочного материала, вследствие чего эта тефра была описана как внутрикальдерные игнимбриты [1]. К северу от кальдеры мощность тефры ZV-40 быстро уменьшается и на северной оконечности о. Симушир составляет всего 2 см. Однако к югу она прослеживается весьма уверенно, на о. Чирпой и на севере о. Уруп мощность горизонта составляет 10-12 см, уменьшаясь на юге о. Уруп до 2 см. Эти данные говорят о том, что тефра ZV-40 распространялась главным образом в ЮЗ направлении.

Полученные данные позволили нам реконструировать режим активности влк. Заварицкого в голоцене. Деятельность вулкана началась около 9.5 тыс. лет назад с катастрофического извержения (ZV-1) с выбросом ~37 км³ пемзовой пирокластики, которая распространилась на северо-восток, покрыла слоем Центральные и Северные

Курилы, а также акваторию Охотского моря, и в виде рассеянных частиц вулканического стекла достигла СЗ части Северной Америки (рис. 2). Вслед за этим ~9.2 тыс. л.н. произошло второе сильное извержение (ZV-3) с выбросом 5.5 км^3 пемзовой тefры, которая была обнаружена в осадочной колонке в Охотском море [4].



Рис. 2. Распространение тefр ZV-1 (желтая линия) и ZV-3 (зеленая линия); точки наблюдения показаны соответствующими цветами.

Судя по очертаниям бровки, самая молодая кальдера была открыта в Охотское море и заполнялась морскими водами, подобно современной кальдере Львиная пасть на о. Итуруп. Эруптивная активность на первом этапе (10-7.6 тыс. л.н.) происходила под водой, что и объясняет фреатомагматический характер отложений. Около 7.6 тыс. л.н. действующий вулкан появился над водой и начал формировать стратоконус, постройка которого продолжалась до 1260 л.н. Все эксплозивные извержения этого этапа имели «сухой» характер, т.е. фрагментация происходила исключительно за счет выделения газовой фазы. На этом же этапе начались излияния лавовых потоков, которые заполняли кальдерную впадину, а на северо-востоке, через брешь в стенке кальдеры, достигали берега Охотского моря. Эксплозивные извержения первой половины этапа происходили 1 раз в 200 лет, однако после извержения ZV-32 (3.9 тыс. л.н.) промежутки между извержениями резко увеличились, достигая 1100 лет. Кроме того, вслед за длительным покоем, извержения стали следовать сериями из 2-3 извержений с промежутком, в среднем, 135 лет между ними (рис. 3). Последнее извержение этого этапа (ZV-39) знаменует важный рубеж в истории вулкана. Большое количество крупных обломков плотных пород (до 30 см на расстоянии 7 км от кратера) в тefре ZV-39 и свидетельствует, по нашему мнению, о мощном извержении, частично разрушившем постройку вулкана, а появление фреатомагматической составляющей в последующей тefре ZV-40 говорит о формировании в образовавшемся кратере крупного озера. Воронка кратера извержения ZV-39 проявляется на батиметрической карте в южной части оз. Бирюзовое [2]. Таким образом, озеро Бирюзовое начало свое формирование 1260 л.н.

Последнее эксплозивное извержение, ZV-40, начало, по-видимому, новый этап в истории вулкана – этап разрушения постройки. Две сближенных по времени эксплозии в северной части озера существенно расширили кратер, увеличив его почти в два раза. Объем выброшенного материала, рассчитанный по методу [6], составил около 4.5 км^3 .

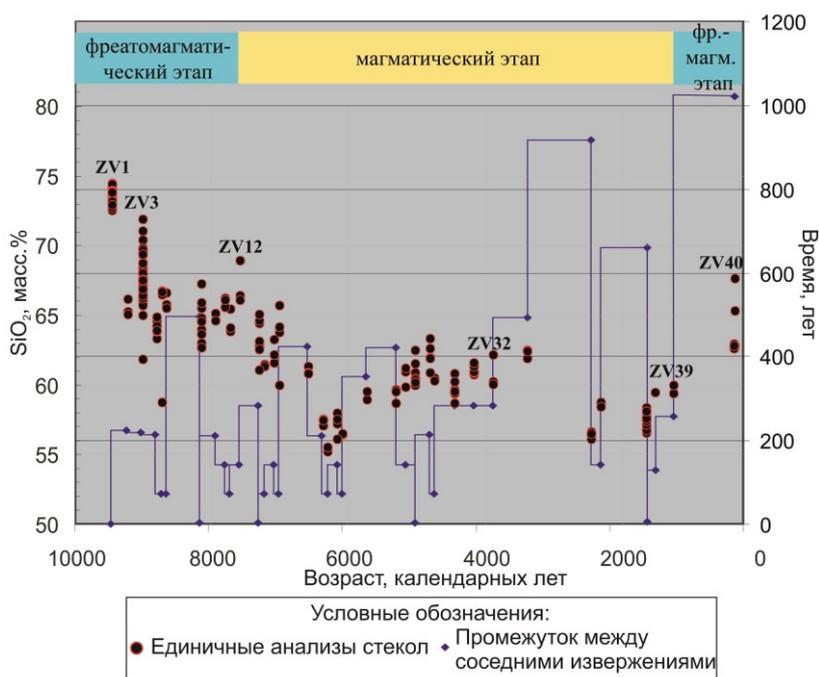


Рис. 3. Режим активности влк. Заварицкого за последние 10 000 лет и изменение содержания кремнезема в вулканических стеклах тефры. Упомянутые в тексте извержения помечены.

Возраст и климатический эффект последнего извержения ZV-40 удалось установить очень точно благодаря изучению ледовых кернов Гренландии. В четырех кернах (NEEM-2011, NGRIP1, B19 и TUNU2013) был обнаружен прослой криптотефры неизвестного вулкана, с которым был связан мощный выброс серы. Подсчет годовых прослоев льда показал, что эта криптотефра отложилась в 1831 г. н.э. Наши исследования показали, что стекла тефры ZV-40 по составу идентичны стеклам криптотефры [5]. На основании этого был сделан вывод, что в ледовых кернах Гренландии впервые обнаружена тефра вулкана Курильских островов, а именно тефра ZV-40 влк. Заварицкого. Извержение произошло летом 1831 г., и именно с ним было связано похолодание на 0.5-1 °С в северном полушарии, что вызвало описанные в исторических хрониках неурожай и голод в Японии и Индии.

После этого эксплозивных извержений на вулкане не наблюдалось, однако, если выявленная нами закономерность верна, то в ближайшем будущем можно ожидать сильного эксплозивного извержения этого вулкана.

Список литературы

1. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. Москва: Наука, 1967. 288 с.
2. Козлов Д.Н., Жарков Р.В. Новые данные по морфологии внутрикальдерных озер островов Кунашир и Симушир // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2009. Вып. 14. № 2. С. 159-164.
3. Davies L.J. The Development of a Holocene Cryptotephra Framework in Northwestern North America. PhD thesis, University of Alberta, Edmonton, 2018. 235 p.
4. 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. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.07.004>
5. Hutchison W., Sugden P., Burke A. et al. The 1831 CE mystery eruption identified as Zavaritskii caldera, Simushir Island (Kurils) // Proceedings of National Academy of Science U.S.A. 2025. V. 122 (1). Art. e2416699122. <https://doi.org/10.1073/pnas.2416699122>
6. 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.
7. 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.

Первые сведения о химическом составе базальтов вершинного извержения вулкана Алаид в 2022 году
Дриль С.И.¹, Рашидов В.А.²

First data on the chemical composition of basalts from the summit eruption of Alaid volcano in 2022

Dril S.I., Rashidov V.A.

¹ *Институт геохимии СО РАН им. А.П. Виноградова, г. Иркутск;*

e-mail: sdril@igc.irk.ru

² *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;*

e-mail: rashidva@kscnet.ru

Изучение продуктов вершинного извержения вулкана Алаид в 2022 г. показало, что они представлены серийно порфиоровыми оливин-плагиоклазовыми базальтами с интерсертальной структурой основной массы и относятся к высококалиевым субщелочным толеитовым базальтам.

Алаид – один из наиболее активных вулканов Курильских островов, входит в состав наземно-подводного вулканического массива Алаид [1] и неоднократно извергался в XX и XXI вв. Для него, в отличие от других вулканов Курильской островной дуги, характерно большое число наземных и подводных паразитических шлаковых конусов с кратерами, сконцентрированных как у его основания, так и на склонах [1, 3-5].

Нами были изучены продукты извержений 1933-1934 гг. (побочный вулкан Такетоми), 1972 г. (прорыв Олимпийский) и вершинных извержений 1981 г. и 2015-2016 гг. [3-5 и др.]. Эти исследования показали, что химический состав продуктов извержения 2015-2016 гг. вулкана Алаид очень близок химическому составу продуктов извержений 1933-1934, 1972 и 1981 гг. В то же время, базальты древнего конуса вулкана, развитые в западной части острова в районе скалы Свечка, характеризуются широким распространением оливин-содержащих парагенезисов [4].

Последнее извержение вулкана Алаид происходило в сентябре-декабре 2022 г., когда лава заполнила вершинный кратер и, перевалив через его борт, образовала два лавовых потока [2]. В июле 2023 г. были отобраны образцы лав этого извержения из вершинного кратера и одного из лавовых потоков в высотном интервале 1400-1800 м н.у.м.; изучены их химический и петрографический составы.

Проведенные исследования показали, что продукты извержения представлены серийно порфиоровыми оливин-плагиоклазовыми базальтами с интерсертальной структурой основной массы (рис. 1).

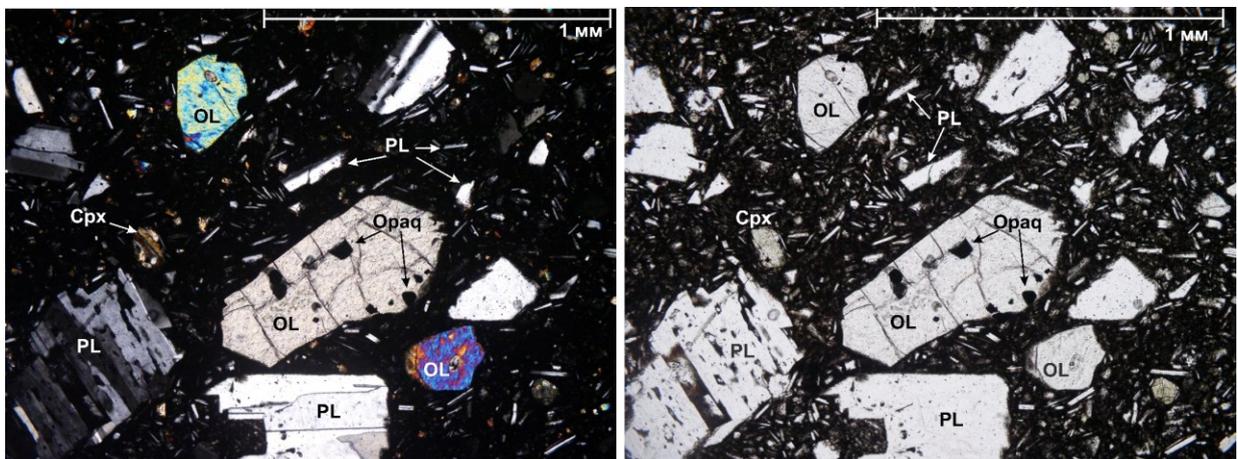


Рис. 1. Микрофотографии лав вулкана Алаид извержения 2022 г. в скрещенных (слева) и параллельных (справа) николях. OL – оливин; PL – плагиоклаз; Срх – клинопироксен; Орақ – рудный минерал.

Во вкрапленниках присутствуют идиоморфные выделения оливина и преобладающего плагиоклаза. Последний часто формирует гломеропорфировые срастания. Вкрапленники оливина содержат включения рудного минерала. Микрофенокристы представлены плагиоклазом, оливином, редким клинопироксеном и рудным минералом.

Основная масса сложена микролитами плагиоклаза и клинопироксена, погруженными в вулканическое стекло.

Химический состав базальтов представлен в таблице.

Таблица. Химический состав базальтов вершинного извержения вулкана Алаид в 2022 г.

Обр. №	А-5-23	А-5-23-1	А-5-23А	А-5-23Б
№ п/п	1	2	3	4
Место отбора	1400-1500 м	1500-1800 м	вершина	вершина
SiO ₂	51.18	51.15	51.50	50.99
TiO ₂	0.97	0.95	0.89	0.94
Al ₂ O ₃	20.07	20.06	20.50	20.46
FeO*	8.85	8.83	8.40	8.71
MnO	0.18	0.17	0.18	0.18
MgO	3.50	3.47	3.56	3.39
CaO	9.80	9.72	9.51	10.12
Na ₂ O	3.05	2.89	3.04	2.85
K ₂ O	1.94	1.99	1.86	1.93
P ₂ O ₅	0.32	0.31	0.30	0.31
ппп	0.11	0.1	0.21	0.21
Сумма	99.97	99.64	99.95	100.09

Примечание. Анализы выполнены в Институте геохимии СО РАН имени А.П. Виноградова (г. Иркутск).

Предшествующими исследованиями [4] было показано, что в пределах вулкана Алаид развиты две петрохимические серии пород – высококалийевые субщелочные базальты и Ne-нормативные шшониты. Обе они являются толеитовыми.

Продукты извержения 2022 г. относятся к высококалийевым субщелочным толеитовым базальтам (рис. 2).

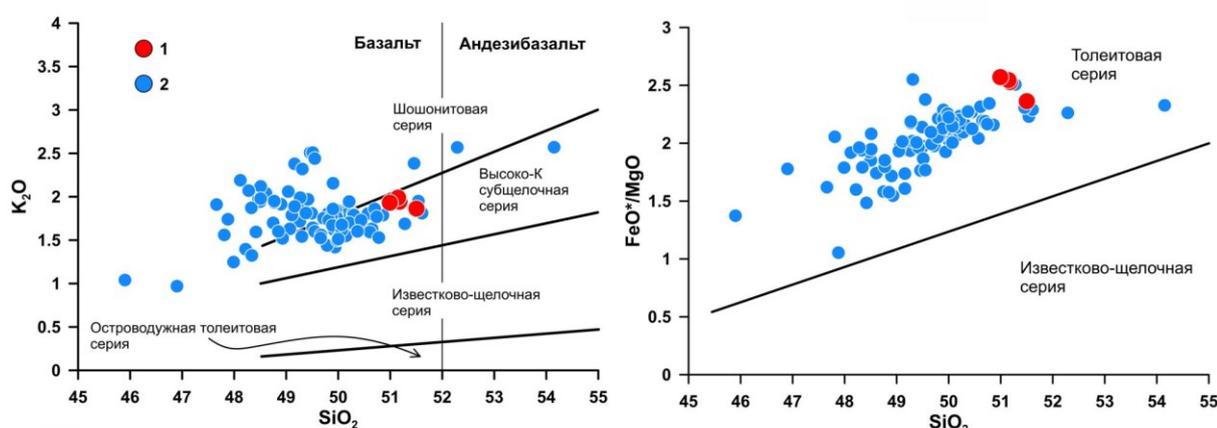


Рис. 2. Классификационные диаграммы K₂O–SiO₂ [6, 7, 9] (слева) и FeO*–MgO [8] (справа) для лав вулкана Алаид: 1 – породы извержения 2022 г.; 2 – остальные изученные породы, слагающие различные участки вулкана Алаид.

Вариационные петрохимические диаграммы (рис. 3) свидетельствуют о том, что исследованные базальты являются существенно фракционированными, что выражается в их низкой магнезиальности, высокой кремнекислотности, железистости и глиноземистости.

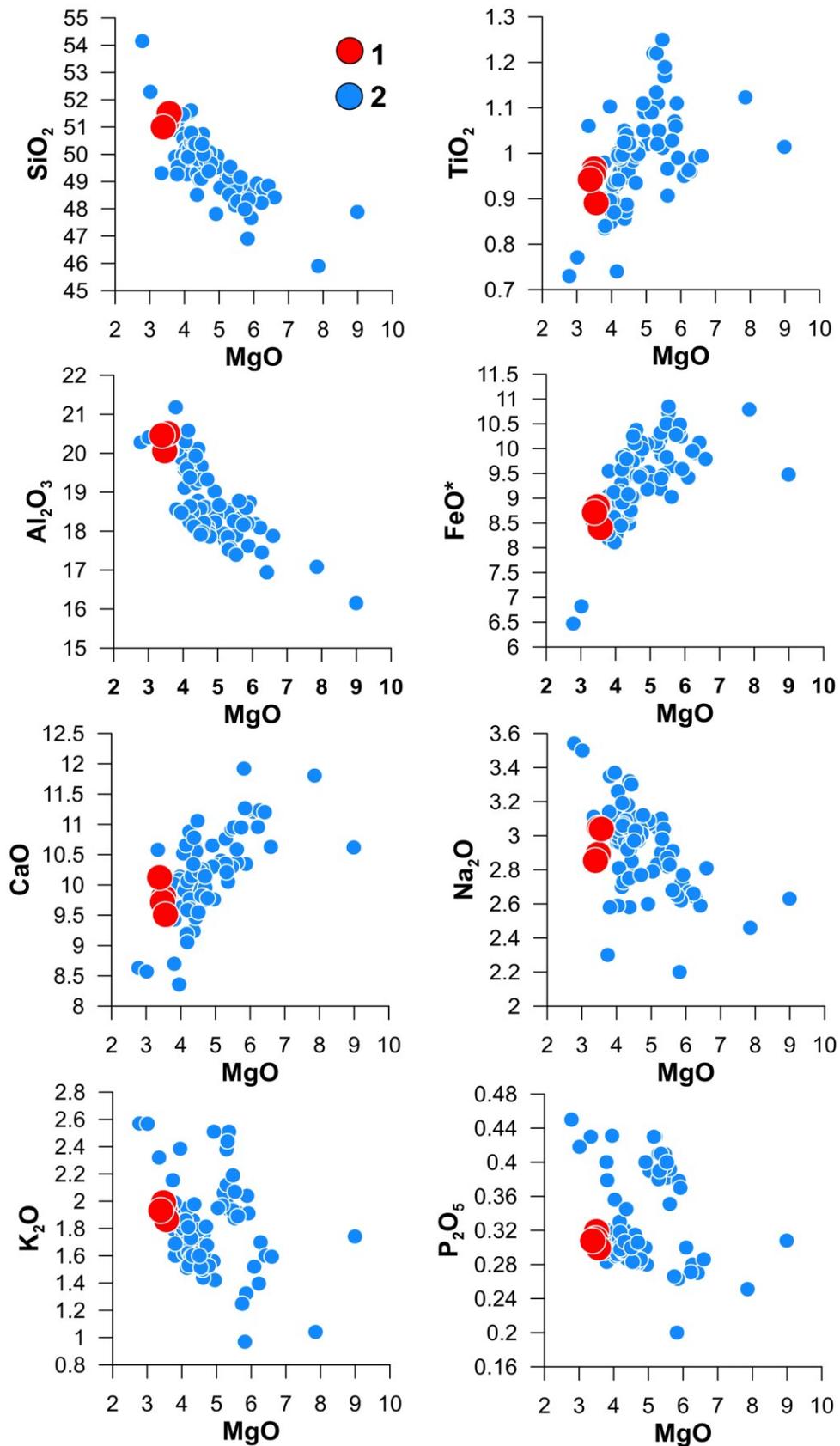


Рис. 3. Вариации содержаний петрогенных окислов в лавах вулкана Алайд в зависимости от концентрации MgO. Окислы в мас. %. Условные обозначения приведены на рис. 2.

Таким образом, наметившаяся ранее тенденция к повышению основности извергаемых лав извержений XX и XXI вв. [4] вулкана Алаид не является устойчивой.

Полученные результаты вносят несомненный вклад в исследование химизма лав вулкана Алаид и подтверждают представления о том, что вулканический центр Алаид является уникальным объектом для понимания генезиса островодужных базальтовых магм.

Авторы благодарят Л.П. Аникина за предоставленный каменный материал.

Работа посвящена памяти исследователя вулканизма Курильской островной дуги Юрия Алексеевича Мартынова (<https://www.fegi.ru/researchers/personal/569>).

Список литературы

1. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Наземно-подводные вулканические массивы Курильской островной дуги // Геология морей и океанов: Материалы XXV Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Москва 13-17 ноября 2023 г. М.: ИО РАН, 2023. Т. III. С. 90-94.
2. Дегтерев А.В., Чибисова М.В., Романюк Ф.А. Эффузивно-эксплозивное извержение вулкана Алаид в 2022 г. (о. Атласова, Северные Курильские острова) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2023. № 2. Вып. 58. С. 17-28. <https://doi.org/10.31431/1816-5524-2023-2-58-17-28>
3. Диденко А.Н., Рашидов В.А., Марков Г.П. и др. Петромагнитная и геохимическая характеристика вулканитов извержения 2015-2016 гг. вулкана Алаид, Курильская островная дуга // Вулканология и сейсмология. 2021. № 1. С. 3-21. <https://doi.org/10.31857/S0203030621010028>
4. Мартынов Ю.А., Рашидов В.А., Дриль С.И. Калиевый щелочной вулканизм вулкана Алаид (Курильские острова): роль субдукционного меланжа в магмогенезисе // Петрология. 2024. Т. 32. № 6. С. 741-758. <https://doi.org/10.31857/S0869590324060047>
5. Петрова В.В., Рашидов В.А., Перепелов А.Б. и др. Рудные элементы и минералы в возгонах вулкана Алаид (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2024. № 2. С. 93-116. <https://doi.org/10.31857/S0203030624020075>
6. Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A. et al. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell, Oxford, 1989. 193 p.
7. Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. et al. Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission of the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press, 2002. 236 p.
8. Miyashiro A. Volcanic Rock Series in Island Arcs and Active Continental Margins // American Journal of Science. 1974. V. 274. P. 321-355.
9. Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1976. V. 58. P. 63-81. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00384745>

Первые палеомагнитные данные по плейстоцен-голоценовым вулканическим породам острова Итуруп

Захаров С.М.^{1,2}, Метелкин Д.В.^{2,3}

The first paleomagnetic data on pleistocene-holocene volcanic rocks of Iturup Island

Zakharov S.M., Metelkin D.V.

¹ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;
e-mail: zakharov.sergey.m@gmail.com

² Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

³ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
г. Новосибирск

Приведены первые результаты палеомагнитного изучения плейстоцен-голоценового вулканогенного разреза о. Итуруп. Было установлено, что горизонт андезитов в средней части первой пачки богатырской толщи имеет обратную намагниченность и, согласно нашим данным, может быть сопоставлен с микрозоной Эмперор (Елунино V) – 420 тыс. лет назад.

В 2022-2023 гг. были проведены полевые работы на о. Итуруп. Данный остров расположен в пределах Большой Курильской гряды с широко развитыми вулканическими ассоциациями пород, преимущественно базальт-андезитового состава неоген-четвертичного возраста. Нами были опробованы верхняя часть фрегатской толщи (N₂-Q₁ fr) плиоцен-плейстоценового возраста, выделенной П.Ю. Ковтуновичем при проведении ГДП-200 [1], а также перекрывающие ее плейстоцен-голоценовые вулканы роковской свиты (Q_{III} гк), выделенной Ю.С. Желубовским под названием «свита Рока», и богатырской толщи [2]. Вся изученная коллекция составила 232 ориентированных образца.

Для установления компонентного состава естественной остаточной намагниченности (NRM) использованы результаты температурной чистки. Во всех изученных породах, кроме вязкой намагниченности, которая разрушается до 140 °С, обнаружена одна регулярная характеристическая компонента (ChRM). Деблокирование ChRM происходит в магнетитовом (до 580 °С) интервале размагничивания, при этом разрушается 95 % суммарной NRM. Полное размагничивание достигается при нагревах образцов до 620-660 °С (рис. 1).

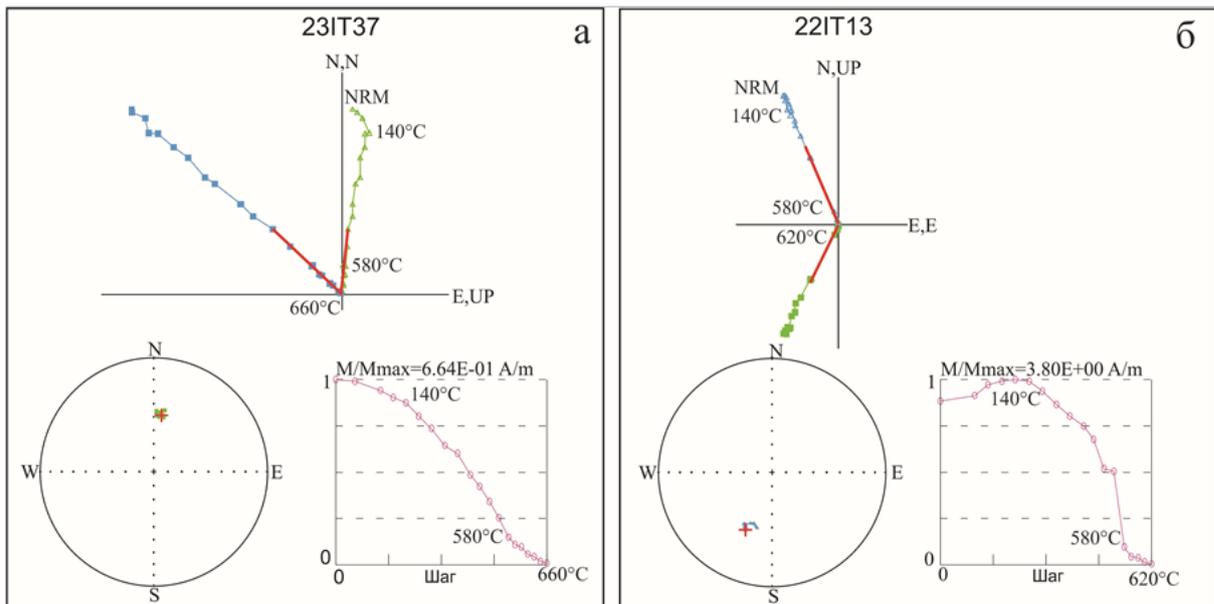


Рис. 1. Результаты температурной чистки андезитов богатырского комплекса: 23IT03 (а) и 22IT03 (б). Характерные диаграммы Зийдервельда, стереограммы и графики изменения модуля NRM в ходе чистки. Красными линиями на диаграммах Зийдервельда и крестами на стереограммах показано направление ChRM.

В результате осреднения ChRM в точках опробования выделено две группы направлений (рис. 2). Первая группа включает породы верхней части изученного разреза и характеризуется северо-восточным склонением при крутом (63.3°) положительном по знаку наклонении, что в целом соответствует направлению геомагнитного поля для этих широт в голоцене. Вторая группа имеет противоположное юго-западное склонение векторов с таким же крутым (-60.7°), но отрицательным наклонением, что предполагает образование намагниченности в эпоху обратной полярности. Последняя известная инверсия геомагнитного поля Брюнес-Матуяма произошла 781 тыс. лет назад [5]. Во вторую группу входят все изученные образцы фрегатской толщи, возраст которых, по имеющимся геологическим данным, может быть древнее этого рубежа и одна точка (22IT03) из первой пачки богатырской толщи, время формирования которой заведомо моложе и соответствует эпохе Брюнес.

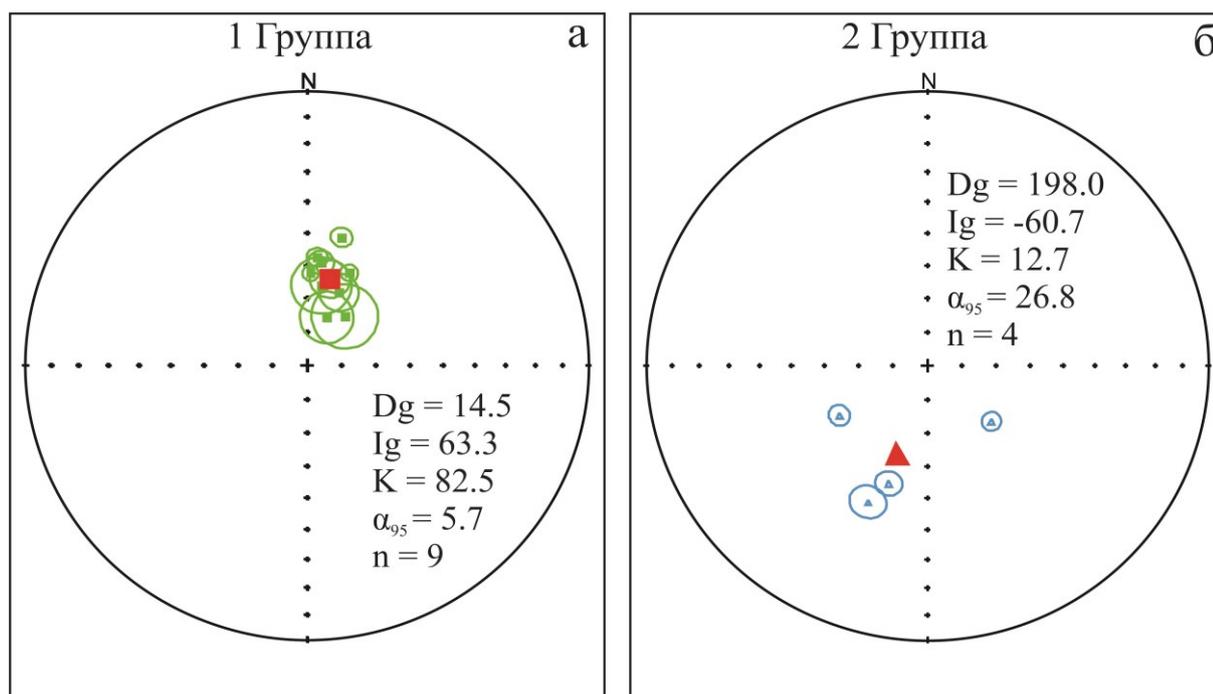


Рис. 2. Распределение средних направлений ChRM. Красный квадрат и треугольник обозначают средние для групп направления.

Сравнение среднего направления для группы прямой полярности (рис. 2а) со средним направлением для второй группы обратной полярности (рис. 2б) после обращения показывает, что угловое расстояние между ними ($\gamma=3.07$) ниже критического ($\gamma_c=16.14$). Соответственно, тест обращения положительный, отвечает классу надежности «С» по [6] и позволяет заключить, что выявленные вариации склонения и наклонения связаны с фактической эволюцией геомагнитного поля во время формирования изученного разреза.

Для хронологической привязки опробованных горизонтов вулканического разреза о. Итуруп и сохранившейся в них информации о вариациях направления вектора ChRM использованы изотопно-геохронологические определения и имеющиеся стратиграфические сведения о наиболее хорошо изученном о. Уруп, который находится неподалеку. Согласно имеющимся представлениям, вулканические события на этих смежных островах Большой Курильской гряды синхронны [3].

Согласно выполненным построениям, породы о. Итуруп хранят запись двух ортозон магнитной полярности (рис. 3).

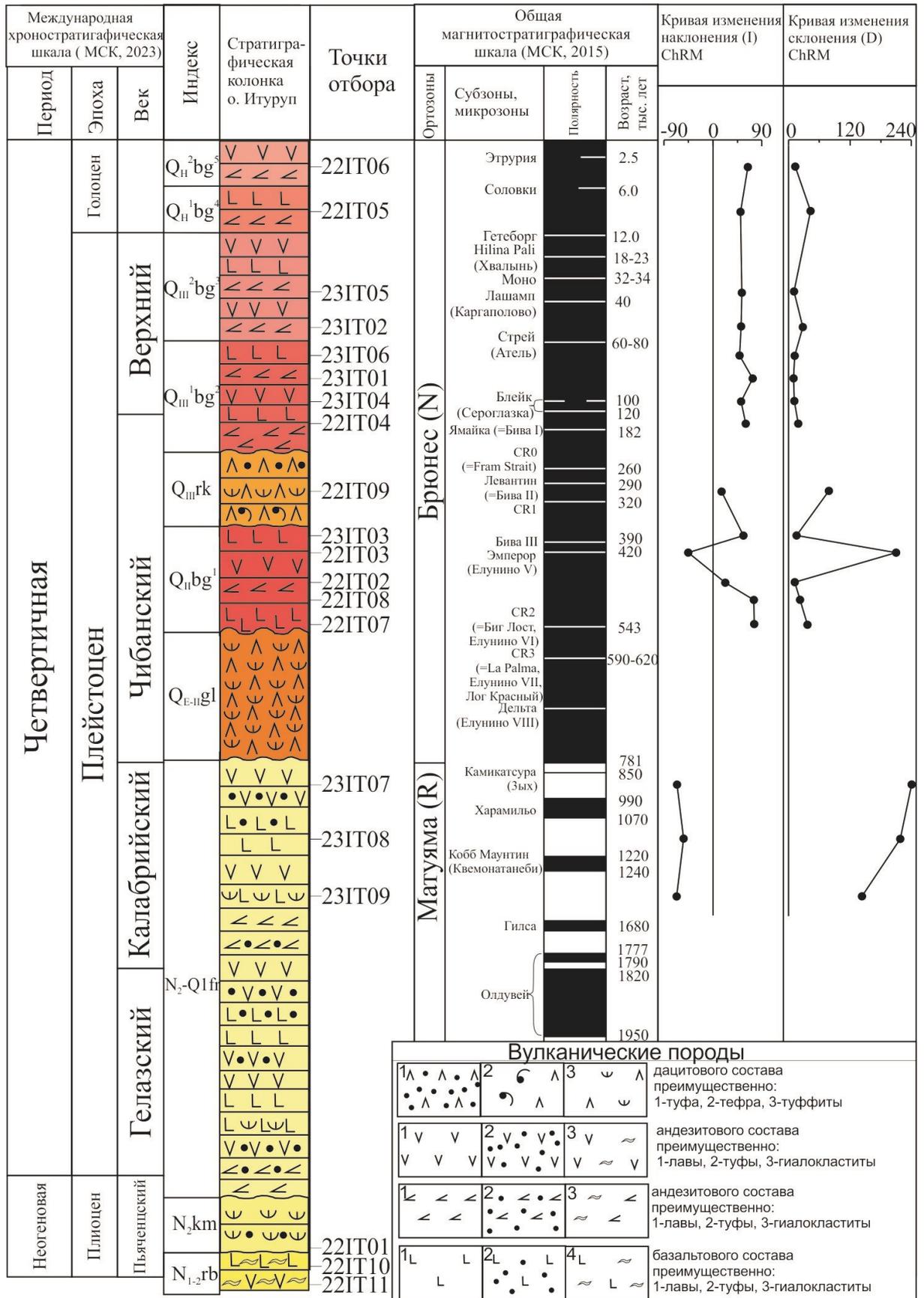


Рис. 3. Корреляция стратиграфических подразделений о. Итуруп и установленной магнитной зональности с международной хроностратиграфической шкалой (МСК, 2023).

Опробованные породы верхней части фрегатской толщи отвечают эпохе обратной полярности Матуяма и, скорее всего, были сформированы в интервале

1680-781 тыс. лет. Вся верхняя часть разреза соответствует современной эпохе нормальной полярности Брюнес, т.е. моложе 781 тыс. лет. След обратной полярности, зафиксированный в горизонте андезитов средней части первой пачки богатырской толщи (точка 22IT03), очевидно, отвечает одной из микрозон обратной полярности (экскурсов) геомагнитного поля в эпоху Брюнес. Согласно изотопно-геохронологическим датировкам, возраст этой пачки на о. Уруп определяется интервалом 400-500 тыс. лет [3]. В этот промежуток, по данным магнитостратиграфической шкалы [4], попадает только один экскурс – микрозона обратной полярности Эмперор (Елунино V), случившийся 420 тыс. лет назад.

Таким образом, мы можем заключить, что вулканическое событие, связанное с формированием андезитового горизонта в средней части первой пачки богатырской толщи, произошло 420 тыс. лет назад. Выполненная магнитостратиграфическая оценка возраста, учитывая сложность датирования эффузивных пород Большой Курильской гряды, представляется весьма важной и после всестороннего подтверждения может стать инструментом для возрастной привязки не только разреза о. Итуруп, но и региональной корреляции вулканических событий на смежных островах.

Список литературы

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. Изд. второе. Серия Курильская. Листы L-55-XXII, XXIII, XXVIII, XXIX, XXXII, XXXIII, XXXIV; K-55-II. Объяснительная записка / Ред. В.К. Ротман. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2002. 298 с.
2. Желубовский Ю.С. Геологическое строение, гидрогеология и полезные ископаемые Курильских островов. (Отчет по комплексной геологической съемке масштаба 1:500 000, проведенной партией № 515-5 ГУ на Курильских островах в 1951 г.) 1952. 422 с.
3. Ковтунович П.Ю., Лебедев В.А., Чернышев И.В., Арутюнян Е.В. Хронология и эволюция магматизма острова Уруп (Курильский архипелаг) по данным K-Ar изотопного датирования и диатомового анализа // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23. № 6. С. 32-44.
4. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Выпуск 44. СПб.: ВСЕГЕИ, 2016. 68 с.
5. Mahgoub A.N., Korte M., Panovska S. Global Geomagnetic Field Evolution From 900 to 700 ka Including the Matuyama-Brunhes Reversal // JGR Solid Earth. 2023. V. 128. № 6. P. 20.
6. McFadden P.L., McElhinny M.W. Classification of reversal test in paleomagnetism // Geophysical Journal International. 1990. V. 103. P. 725-729.

Сейсмичность, связанная с процессами дегазации магм на Ключевском вулкане
Иванов В.В.

Seismicity associated with magma degassing processes at Klyuchevskoy volcano
Ivanov V.V.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;
e-mail: victorvasilievich53@gmail.com

Исследована природа вулканических землетрясений IV типа и вулканического дрожания на Ключевском вулкане в 2008-2009 гг.

Введение

Сейсмологический метод в настоящее время остается главным, всепогодным, сравнительно недорогим методом мониторинга, прогнозирования извержений вулканов, изучения магматических и вулканических процессов [6]. Однако интерпретация наблюдаемой на вулканах сейсмичности встречает значительные трудности. В отличие от вулканотектонических и длиннопериодных вулканических землетрясений, узкополосные, длиннопериодные сейсмические сигналы, связанные с дегазацией основных, сравнительно маловязких, базальтовых и андезибазальтовых магм, не имеют различимых вступлений объемных Р- и S-волн. Поэтому их местоположение не может быть определено методами классической сейсмологии. Они бывают в форме импульсов (вулканические землетрясения IV типа, серии НЧ землетрясений) и продолжительных сигналов (вулканическое дрожание, ВД). Дрожание подразделяется на «спазматическое» и «непрерывное». ВД и события IV типа отмечаются на Ключевском вулкане значительную часть времени [3, 4], что дает богатый сейсмограммный материал. Однако, несмотря на большое количество проведенных исследований [4], природа этих явлений до сих пор не изучена вследствие отсутствия детальных сведений о сопровождающей их активности в центральном кратере вулкана из-за его огромной высоты (4750 м) и недоступности. В данном сообщении более детально, чем ранее, исследуются режимы сейсмичности и переходы между ними, свойства этих сигналов, впервые проводится их сопоставление с характером активности вулкана по наблюдениям на вершине вулкана.

Сейсмичность во время вершинного извержения Ключевского вулкана в 2008-2009 гг.

Анализ сейсмических сигналов ВД и событий IV типа проводился по их огибающим с помощью программы DIMAS [2] с постоянной осреднения, равной 10 с. Согласно [5] (с. 265-266, с. 59), огибающая (ρ) узкополосного гауссовского сейсмического сигнала со среднеквадратическим значением (σ) распределена по закону Релея с матожиданием $E(\rho) = \sigma\sqrt{\pi}/\sqrt{2} = 1.26\sigma$ и дисперсией $D(\rho) = \sigma^2(2-\pi/2) = 0.43\sigma^2$.

В июле 2009 г. на вулкане наблюдалось «полосчатое дрожание», которое дает характерный пример сейсмических режимов и переходов между ними, отражающих изменение режимов дегазации магмы. С 5 по 7 июля отмечены 13 эпизодов дрожания, а в «паузах» между ними – многочисленные события IV типа (рис. 1). Последние были как одиночными, так и состоявшими из двух-трех слившихся событий с общей длительностью около 1 минуты. Эпизоды дрожания продолжались от 1.5 до 13 часов, длительность «пауз» была от 1 до 4 часов. Дрожание начиналось очень резко, без заметных изменений частоты событий IV типа, с фазы *спазматического дрожания*, которое на начальном этапе представляло собой суперпозицию нескольких частично слившихся событий IV типа. С приближением к началу *непрерывного дрожания* частично слившиеся события IV типа все чаще перемежались периодами дрожания. Затем дрожание приобретало непрерывный характер со стабильной во времени огибающей. Эпизоды ВД обычно заканчивались также резко, как и начинались (рис. 1).

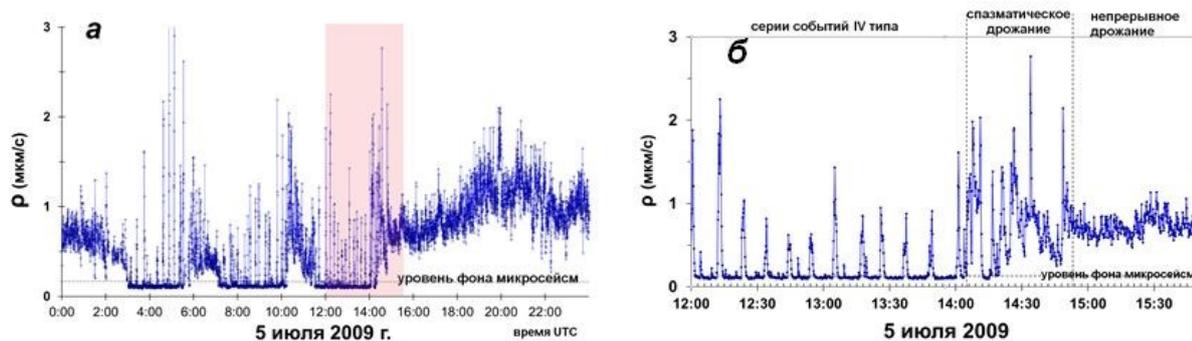


Рис. 1. Изменение во времени огибающей (ρ) сейсмического сигнала на с/ст. «Цирк» ($\Delta=9$ км) 5 июля 2009 г., канал В-3: а) за все сутки; б) на интервале времени, изображенном на (а) заливкой. Время UTC. Постоянная времени осреднения равна 10 с.

Во время эпизодов дрожания средняя, по длительным (20-минутным) интервалам, сейсмическая мощность на 1-2.5 порядка превышала такую в «паузах», состоящих из сравнительно кратковременных событий IV типа (график здесь не приводится). Причем высокая средняя мощность была характерна как для непрерывной, так и для спазматической фаз эпизода ВД. Важно отметить, что огибающие в максимальных фазах событий IV типа или спазматического дрожания (ρ_{max}) намного превышали величины огибающих непрерывного дрожания (ρ).

Частота встречаемости событий IV типа быстро уменьшается с увеличением их размера (ρ_{max}), где ρ_{max} – огибающая в максимальной фазе события (рис. 2а). Крутизна кумулятивного графика в двойном логарифмическом масштабе нелинейна, она монотонно нарастает с увеличением размера (ρ_{max}). С приближением ρ_{max} к 4 мкм/с наблюдается резкий спад графика; $\rho_{max}=4.2$ мкм/с является предельным показателем размера землетрясения IV типа для данной сейсмостанции. Это принципиально отличается от медленно спадающего степенного распределения с «тяжелыми хвостами» землетрясений сдвигового типа, которое изображается в двойных логарифмических координатах в виде прямой линии.

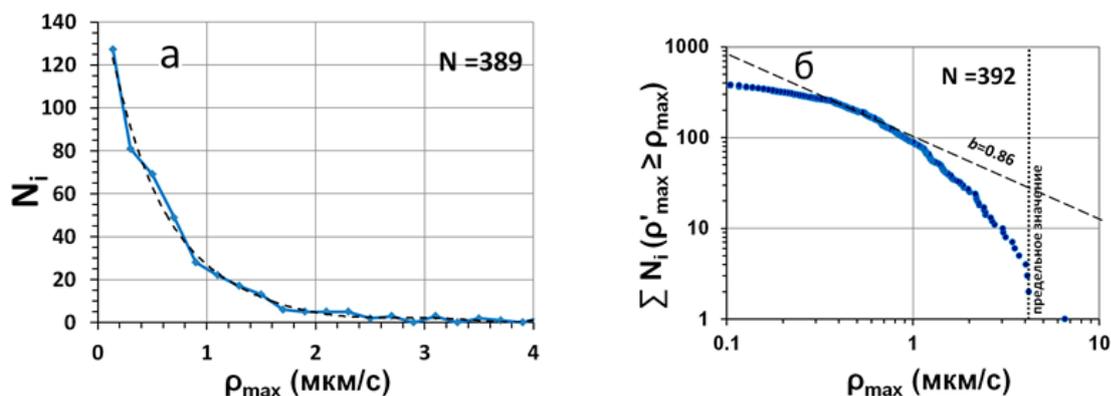


Рис. 2. Распределение вероятностей огибающих в максимальных фазах (ρ_{max}) землетрясений IV типа на с/ст. «Цирк» ($\Delta=9$ км) с 5 по 7 июля 2009 г., канал В-3: а) частоты (N_i) в интервалах ρ_{max} , равных 0.2 мкм/с; б) график дополнительной кумулятивной функции. Пунктирной линией на (б) схематично показан график повторяемости тектонических землетрясений Камчатки со средним тангенсом угла наклона, равным 0.86 (по отношению к $(A/T)_{max}$).

Распределение вероятностей огибающей непрерывного ВД анализировалось в течение 10 января 2009 г., когда его уровень сохранялся примерно постоянным и очень высоким. По видеоданным Ю.В. Демянчука, в это время отмечено фонтанирование лавы в вершинном кратере Ключевского вулкана. Распределение вполне согласуется с распределением вероятностей огибающей узкополосного гауссовского случайного процесса [5, с. 265-266], которое подчиняется закону Релея, чрезвычайно быстро

спадающего с отклонением от среднего значения (рис. 3). Нормальный характер распределения дрожания подобного типа был показан в работе [1].

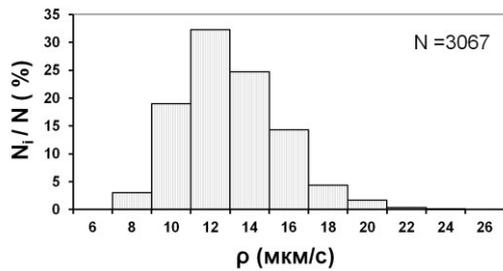


Рис. 3. Плотность вероятностей огибающей непрерывного вулканического дрожания вулкана Ключевской 10 января 2009 г. С/ст. «Цирк» ($\Delta=9$ км), канал В-3.

Сопоставление сейсмичности и вулканической активности по наблюдениям с кромки вершинного кратера вулкана Ключевской 29 июля 2008 г.

29 июля 2008 г. на вулкане отмечались события IV типа и серии НЧ землетрясений, которые происходили на фоне слабого вулканического дрожания (рис. 4). В это время на вершине вулкана был глубокий кратер с максимальным диаметром около 400 м (по приближенной оценке Д.В. Мельникова) (рис. 5). Внутри располагался шлаковый конус с диаметром основания около 45 м, у подножия которого на дно кратера вытекал лавовый поток. На вершине шлакового конуса имелся кратер диаметром около 6 м, в котором было жерло с поперечником около 2 м. Исходя из угла естественного откоса, принятого равным 33 градуса, глубину кратера можно было оценить в 130 м. Размеры объектов были определены по фотографиям из их сравнения с диаметрами внешнего кратера и основания шлакового конуса.

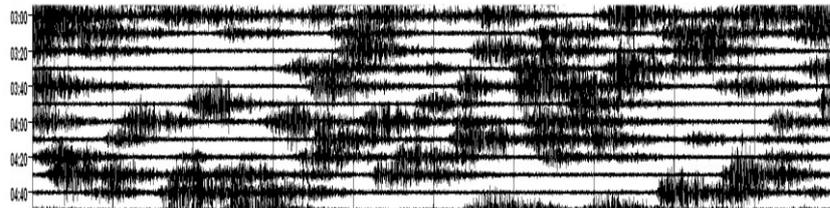


Рис. 4. Сейсмограмма станции «Цирк» ($\Delta=9$ км) 29 июля 2008 г., канал В-3. Время UTC.



Рис. 5. Панорама вершины Ключевского вулкана 29 июля 2008 г. с 03:30 до 04:30 UTC. Предоставлено Ю.А. Щегловым (г. Комсомольск-на-Амуре).

Видеооператоры из г. Комсомольск-на-Амуре свидетельствуют, что звуки извержения были слышны еще 23 июля 2008 г. на расстоянии 15 км от вулкана. Грохот извержения был явственно слышен 24-25 июля с расстояния около 9 км. Сопоставление сейсмичности и видео с кромки кратера показывает, что каждое событие IV типа было связано с сериями из 20-30 стромболианских взрывов, т.е. выбросов пластичной лавы и газов из жерла в центре шлакового конуса. Выбросы следовали один за другим с промежутком две-три секунды, первый выброс серии был самый мощный – иногда лава визуально долетала вверх на уровень кромки кратера ($h=130$ м) и даже выше, так как ее было видно на фоне неба. Последующие выбросы серии были все слабее, ниже, примерно через тридцать секунд-минуту все затихало. Затем следовал перерыв между сериями в несколько минут, потом все повторялось. Цитата: «В перерыве из жерла тоже пыхало с характерным резким «выдохом» (звук, примерно, как у паровоза, чух-

чух-чух), и лава светилась и слегка вылетала над жерлом, но начало следующей серии происходило со звуком пушечного выстрела, да и визуально на выстрел пушки было похоже». Аналогичная картина имела место для серий НЧ землетрясений. Если не учитывать сопротивление воздуха, то подъем фрагментов лавы на высоту 130 м соответствует начальной скорости их вылета около 50 м/с.

Выводы

1) Сейсмичность на Ключевском вулкане в июле 2009 г. представляла собой длительные полосы дрожания и «паузы» между ними, включавшие многочисленные кратковременные события IV типа с длительностями около 1 минуты. На основании наблюдений аналогичной активности 29 июля 2008 г., последние порождались сериями из 20-30 резких стромболианских взрывов из активного жерла, следующих с интервалом 2-3 секунды. Первый взрыв серии наиболее сильный, пушечный, последующие взрывы более слабые, вплоть до их прекращения. В промежутках между событиями IV типа имели место сравнительно небольшие выбросы газов и фрагментов лавы из жерла, порождавшие слабое вулканическое дрожание.

2) Частота встречаемости взрывных землетрясений IV типа не подчиняется степенному закону, характерному для землетрясений сдвигового типа. Существует предельный размер событий IV типа, что, очевидно, связано с предельным размером порождающих их газовых снарядов в магматической колонне вулкана.

3) Средняя мощность дрожания в его эпизодах на 1-2.5 порядка превышала таковую во время «пауз», состоящих из отдельных событий IV типа. Тем не менее, амплитуды событий IV типа или спазматического дрожания в несколько раз превышали величины огибающей последующего непрерывного дрожания. Отсюда и из видеонаблюдений следует, что последнее не было слившимися событиями IV типа, оно порождалось другим режимом дегазации газонасыщенной магмы с фонтанированием лавы в вершинном кратере вулкана (гавайский тип активности).

4) Переход от серии событий IV типа к вулканическому дрожанию происходил очень резко через фазу спазматического дрожания (его включение). Обратный переход также был очень резким (выключение дрожания).

Автор выражает признательность Ю.В. Демянчуку за видеоматериалы, Д.В. Мельникову и Ю.В. Шевченко за консультации. Особая благодарность Ю.А. Щеглову и А.А. Ганущенко за дневники, фото- и видеоматериалы, Д.В. Дрознину и С.Я. Дрозниной – за предоставление программы обработки цифровых сейсмограмм DIMAS.

Список литературы

1. Гордеев Е.И., Феофилактов В.Д., Чебров В.Н. Исследование вулканического дрожания Толбачинского извержения // Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975-1976 гг. М.: Наука, 1978. С. 151-163.
2. Дрознин Д.В., Дрознина С.Я. Интерактивная программа обработки сейсмических сигналов DIMAS // Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока России. Петропавловск-Камчатский, 2008. С. 117-121.
3. Иванов В.В. Сейсмологические предвестники вершинных извержений Ключевского вулкана на Камчатке (на примере вулканического дрожания). Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 2011. 13 с.
4. Иванов В.В. О природе сейсмического дрожания Ключевского вулкана (Камчатка) // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды Четвертой научно-технической конференции. Петропавловск-Камчатский. 29 сентября – 5 октября 2013 г. / Отв. ред. В.Н. Чебров. – Обнинск: ГС РАН, 2013. С. 454-458.
5. Левин Б.Р. Теоретические основы статистической радиотехники. М.: Радио и связь. 1989. 655 с.
6. Озеров А.Ю. Ключевской вулкан: вещество, динамика, модель // Петропавловск-Камчатский – Москва. Издательство ГЕОС, 2019. 306 с.

Сравнительная характеристика химического состава и водно-растворимого комплекса пеплов извержений Ключевского вулкана в 2011-2021 гг.

Карпов Г.А.¹, Силаев В.И.², Тарасов К.В.¹, Демьянчук Ю.В.¹

Comparative characteristics of chemical composition and water-soluble complex of ash from Klyuchevskoy volcano eruptions in 2011-2021

Karpov G.A., Silaev V.I., Tarasov K.V., Demyanchuk Yu.V.

¹ *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;
e-mail: karpovga@kscnet.ru*

² *Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар*

Показано, что валовый химический состав пеплов извержений Ключевского вулкана 2011-2021 гг. был стабильным, а состав водных вытяжек переменным. Сделан вывод о дифференциации состава пепла при эоловом переносе, о быстром переходе элементов в грунтовый раствор и о временном обогащении почвы рядом элементов.

Характеристика вещества пеплов

Исследованные образы пеплов по гранулометрическому составу соответствуют мелко-среднезернистым пескам. Частицы в своем большинстве имеют угловато-неправильную форму и заметную микро-везикулярность. При этом, они обнаруживают последовательное сокращение размера, увеличение степени удлинения и угловатости по мере удаленности пеплов от центра эрупции. По валовому химическому составу пеплы отвечают нормально-щелочным, умеренно-магнезиальным и относительно высокоглиноземистым андезибазальтам, близким к средним данным для продуктов извержений Ключевского вулкана. Состав отдельных пепловых частиц колеблется в более широких пределах – от базальтов к андезибазальтам и трахиандезибазальтам, андезитам и трахиандезитам, вплоть до низкощелочных дацитов.

Среди катионных форм максимальными по переменности оказались (в порядке уменьшения содержания) – Ca, Na, Mg, K, Fe. Кроме того, нами оценены вариации содержания летучих компонентов (по потерям при прокаливании – ппп). В пеплах извержений разных лет наблюдаются вполне сопоставимые вариации содержания петрогенных компонентов, хотя при этом обнаруживаются небольшие колебания в зависимости от удаленности точек отбора проб от центров эрупции. В хронологическом (по времени отбора) ряду проанализированных проб зарегистрирована неоднородность содержания и других компонентов – сильно колеблется содержание серы, и только в одной пробе (за 20.06.2011 г.) обнаружен фтор. При статистически низком содержании урана, в одной пробе (за 03.04.2017 г.) обнаружена очень высокая его концентрация (17.1 г/т). Это может свидетельствовать о некоторой пространственно-временной гетерогенности эксплозивного материала.

Для корректности заключения о причинах химической неоднородности продуктов вулканизма мы проанализировали серию проб пеплов одного извержения, отобранных практически одновременно в равноудаленных от центра эрупции точках. Как и следовало ожидать, наибольшие вариации обнаружили содержания SiO₂, Al₂O₃, в меньшей мере – CaO и обе валентные формы железа. Но особенно показательными оказались колебания значений потерь при прокаливании.

В составе пеплов определены 19 микроэлементов, среди которых преобладают V, Sr, Se и Cr. Суммарное содержание микроэлементов варьирует в пределах от 1032 до 1630 г/т. Характерно, что наименьшие суммы микроэлементов выявлены в пробах 1 и 5, отобранных в наиболее удаленном месте от вулкана – в поселке Ключи. В целом, для семи микроэлементов – Sc, V, As, Y, Ba, Ce, U характерны аномально высокие (надкларковые) концентрации, а для Mo и Th такие концентрации отмечаются спорадически. Содержания других микроэлементов не достигают кларковых уровней [2]. Геодинамическая природа пеплов, определяемая по геохимическим критериям,

вполне согласуется с геологической ситуацией на Ключевском вулкане – изученные пеплы по этим критериям соответствуют базальтоидам вулканических островных дуг.

Полученные геохимические данные указывают также на достаточно высокое содержание во всех изученных пробах пепла химических элементов, имеющих большое значение для жизнедеятельности сельскохозяйственных культур [3].

Минерально-фазовый состав пеплов достаточно разнообразен. Преобладают частицы вулканического стекла. Рентгенофазовый анализ позволил обнаружить в них и ряд породообразующих минералов. Это, прежде всего, микролиты плагиоклазов состава от олигоклаз-андезинов до андезинов и альбит-олигоклаза. Присутствуют отдельные угловатые микрозерна оливина форстеритового состава и пироксенов. Состав последних варьирует от энстатита до гиперстена (ортопироксены) и до диопсид-геденбергита (клинопироксены). Наиболее распространенными и сквозными фазами среди акцессорных минералов являются шпинелиды, варьирующие по минеральному составу в широких пределах от глубинных, высокотемпературных и высокоплотных – ганита, шпинели, герцинита, галаксита, магнезиохромита – до умеренно плотных – магнезиоферрита, хромита, купрошпинели и неплотных – магнетита, франклинита, якобсита и ульвита [5]. Следует отметить также, что среди выявленных четырех генераций шпинелидов обнаружены магнитные шарики диаметром порядка 150 мкм, по составу отвечающие магнетиту с примесью якобсита. В стекловатых частицах, а также в сростаниях с зернами породообразующих минералов в изученных нами пеплах выявлены 33 микроминерала, в том числе 17 самородно-металлических фаз, 4 сульфида, 3 хлорида, 2 оксида и 7 кислородных солей [5]. По общему уровню минеральной организации ключевские пеплы принципиально отличаются от земной коры и внутрикоровых ультрабазит-базальтоидов, что подтверждает вывод о мантийно-астеносферном происхождении большей части их вещества.

Важной особенностью исследованных нами пеплов является обнаружение в них эндогенного углеродного вещества в атомно-дисперсной и конденсированно-фазовой формах. Согласно полученным нами результатам, изотопный состав углерода в этом веществе изменяется в пределах -31.13...-24.94 ‰, что вполне укладывается в установленный нами ранее генеральный диапазон изотопного варьирования органического углерода в продуктах современного вулканизма [4].

В результате пирохроматографического анализа в пеплах обнаружена литогенная газовая фаза, состоящая из неорганических (H_2 , N_2 , NO , CO , CO_2) и органических (CH_4 , C_2H_4 , C_2H_6 , C_3H_6 , C_3H_8) компонентов. Общее содержание газов колеблется в пределах 357-4212 мкг/г, резко сокращаясь в хронологической последовательности образцов. По пропорциям между неорганическими газами исследованные пеплы отвечают продуктам мантийно-коровых взаимодействий. В составе углеводородных газов резко преобладают газы C_1 и C_2 , а в хронологической последовательности образцов происходило увеличение доли метана.

Водные вытяжки из пеплов

Водные вытяжки получены по стандартной методике [1] и проанализированы методом рентгенофлюоресцентной спектроскопии в Аналитическом центре ИВиС ДВО РАН. Химический состав водных вытяжек из пеплов извержений разных лет оказался неоднородным. Наиболее значимые вариации (на два порядка) показали содержания SO_4 и Cl , в меньшей степени – HCO_3 и F , хотя последние в некоторых пробах продемонстрировали контрастность. Согласно полученным данным, в водный раствор из пеплов наиболее быстро переходят сера и кальций, более медленно – натрий, магний, железо и алюминий (рисунок).

Рассматривая результаты анализа водных вытяжек из пеплов, мы должны иметь в виду, что они не полностью отражают химические пропорции в пепловом материале.

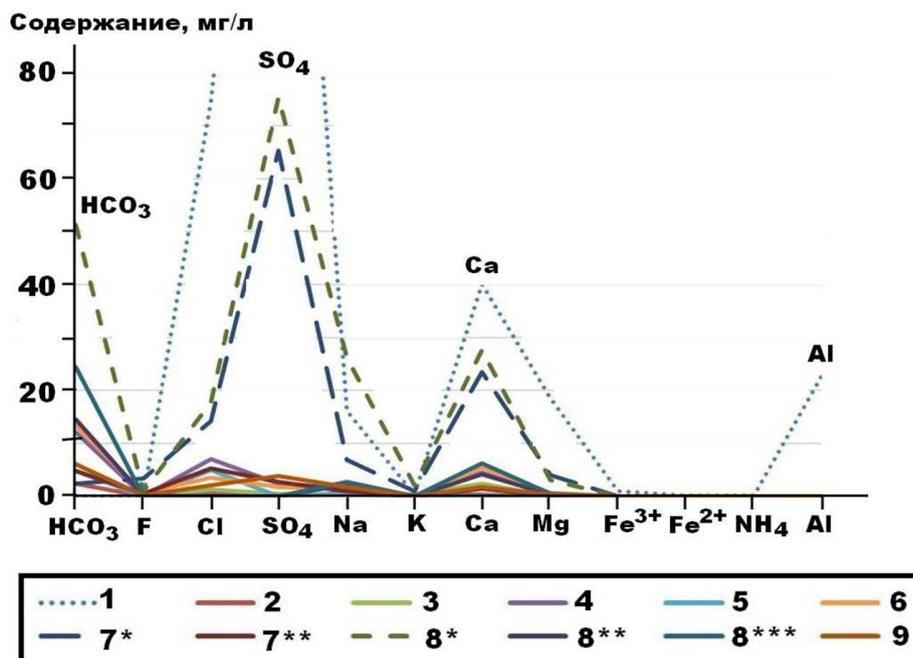


Рисунок. Распределение содержаний ионных форм элементов в водных вытяжках (1-9 – номера проб: 1, 4, 5, 6, 9 – п. Ключи; 2 – с/с Апахончич; 3 – 173 км автотрассы П-К–п. Козыревск; 7 – 15 км от п. Ключи; 8 – п. Козыревск; * – снеговая вода, ** – сутки, *** – 2 сут. вытяжки).

На это обстоятельство обратила внимание еще Л.А. Башарина, анализируя вытяжки из пеплов извержения вулкана Безымянный [1]. Она отметила повышенные содержания катионов в вытяжках с более низкими значениями pH и с небольшими концентрациями ионов хлора и сульфатов, что объяснила гидролизом пеплового вещества в дистиллированной воде и подкислением воды за счет адсорбированных на частицах пепла кислых газов (HCl, SO₂) и CO₂. Последнее приводит к переходу в раствор, в первую очередь, легко растворимых соединений, а также к некоторому увеличению содержаний ряда катионов и анионов в получаемых водных вытяжках. Этот эффект обнаружили и мы в ключевских пробах. Во-первых, в вытяжке из пепла, отобранного в поселке Ключи, было определено самое высокое содержание сульфат-иона, и раствор оказался самым кислым (pH=4.12). Мы объясняем этот факт высоким содержанием в материале пепла таких газов, как SO₂ и H₂S, а также комплекса органических (CH₄, C₂H₄, C₃H₆) и неорганических (H₂, N, NO, CO, CO₂) газов, что подтверждается анализами литогенных газов в пеплах [5].

Из приведенных данных следует, что проанализированные водные вытяжки вулканических пеплов имеют преимущественно кальциевый бикарбонатно-сульфатный состав. При этом в них наблюдаются корреляции порядка содержаний ряда компонентов (галогены, щелочные металлы, железо, алюминий), указывающие на влияние общих геологических условий.

Заключение

Проведенные исследования показали, что многие компоненты состава вулканических пеплов могут содержаться в виде водно-растворимых форм и переходить в почвы. К таким подвижным элементам относятся Ca, Mg, Na, K, Fe, V, Cr, Rb, Sr, Pb, Ni, S, Cl, F, Si, в меньшей степени B, Mo, As. Считается, что пеплы не являются непосредственными поставщиками элементов питания для культурных растений, но могут выполнять роль катализаторов биогеохимических процессов в почвах, улучшая питательный режим сельскохозяйственных культур на прилегающих к вулканам полях. Результаты наших исследований подтверждают выявленный Л.В. Захарихиной [3] для вулкана Безымянный состав эколого-стимулирующих химических элементов, попадающих в почву со свежевыпавшими пеплами. Кроме того,

нами установлено, что содержание этих элементов в базальтоидных пеплах извержений Ключевского вулкана разных лет испытывает существенные вариации. Наметилась также некоторая зависимость состава водно-растворимых комплексов пеплов от длительности нахождения последних в водной среде. Оказалось, что процесс перехода компонентов пепла в раствор происходит достаточно быстро и зависит от степени насыщенности пеплов кислотными соединениями. В снеговой воде, взаимодействующей с пеплом, уже в первые 10-12 часов таяния может появиться как кислая реакция ($\text{pH} \sim 5.5$), так и близкая к нейтральной. Например, в лабораторных условиях уже в первые сутки взаимодействия пепла с дистиллированной водой происходит быстрое подкисление раствора до pH порядка 4.1-5, в зависимости от уровня содержания в пепле серы. При этом, помимо серы, большую роль в скорости подкисления среды играют фтор и хлор. В углекислотных растворах уже через сутки взаимодействия системы пепел/вода наблюдаются нейтральные значения pH . А если в пепле нет фтора и хлора, то происходит быстрое подщелачивание раствора до $\text{pH}=9.5$.

Замечено, что большая часть элементов переходит в раствор в первые сутки попадания пепла в водную среду. Отсюда можно сделать два главных вывода: 1) переход химических элементов из пепла в воду происходит очень быстро и зависит не столько от времени взаимодействия, сколько от температуры окружающей среды; 2) кислотная агрессивность насыщенных серой, хлором и фтором растворов, образовавшихся при попадании в почву водонасыщенных пеплов, достаточно быстро сменится ощелачиванием. Скорость последнего зависит от уровня содержания в растворе углекислоты и щелочных элементов – К и Na.

Помимо важного биохимического значения проведенных исследований для уточнения условий взаимодействия в системе пепел/вода, они позволили выявить общие закономерности изменения химических составов свежевыпавших пеплов и содержащихся в них водно-растворимых комплексов. Полученные нами результаты позволяют считать, что выпадение пеплов Ключевского вулкана на почву действительно играет положительную роль для сельскохозяйственных угодий. Привнесенные в почву вулканогенные компоненты могут привести к повышению урожайности посыпанных пеплом полей на протяжении до года после окончания пеплопада.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИВиС ДВО РАН по теме «Мониторинг влияния вулканической и гидротермальной активности на химический состав рек Камчатки» (FWME-2024-0014).

Список литературы

1. Башарина Л.А. Водные вытяжки пепла и газы пепловой тучи вулкана Безымянного // Бюллетень вулканологической станции. 1958. № 27. С. 38-50.
2. Войткевич Г.В., Кокин А.В., Мирошников А.Б., Прохоров В.Г. Справочник по геохимии. М.: Недра, 1990. 480 с.
3. Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С., Ряховская Н.И. и др. Особенности геохимической трансформации естественных почв и повышение продуктивности агроценозов при поступлении продуктов вулканических извержений // Вулканология и сейсмология. 2016. № 3. С. 57-72.
4. Силаев В.И., Карпов Г.А., Аникин Л.П. и др. Минерально-фазовый парагенезис в эксплозивных продуктах современных извержений вулканов Камчатки и Курил. Часть 1. Алмазы, углеродные фазы, конденсированные органоиды // Вулканология и сейсмология. 2019. № 5. С. 54-67.
5. Силаев В.И., Карпов Г.А., Аникин Л.П. и др. Петро-минералого-геохимические свойства пеплов вершинных извержений вулкана Ключевской 2020-2021 гг., предшествующих побочному извержению прорыва Горшкова // Вулканология и сейсмология. 2022. № 2. С. 3-27.

Извержение вулкана Эбеко в 2023-2025 гг.: мониторинг с помощью беспилотного летательного аппарата (БПЛА) и фотокамер покадровой съемки

Котенко Т.А.

The 2023-2025 eruption of Ebeko Volcano monitored by unmanned aerial vehicle (UAV) and time-laps cameras

Kotenko T.A.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: sinarka2017@mail.ru

Эруптивная активность вулкана Эбеко (начавшаяся в январе 2022 г.) снизилась с сентября 2024 г. Взрывы из кратера Корбута не фиксировались после 19 января 2025 г. 8-15 августа 2024 г. в Северном и Среднем кратерах наблюдались фреатические взрывы, вызвавшие сход лахара. Сообщается об изменениях в тепловом поле, полученных с помощью съемки с БПЛА.

Применение аэрофотосъемки в видимом и инфракрасном (ИК) спектрах для изучения эруптивной активности и картирования термальных аномалий на вулкане Эбеко осуществляется с 2019 г. [1, 2, 6]. Предыдущими исследованиями инструментальными методами была создана базовая тепловая карта. В данной работе приводятся результаты полевых наблюдений, фотосъемки со стационарных камер и аэрофотосъемки с БПЛА в июне 2023 г. – феврале 2025 г. во время продолжавшегося фреато-магматического извержения. Впервые выполнялся систематический мониторинг термальной активности с помощью съемки с БПЛА в течение длительного периода.

Методы

За 2023-2025 гг. выполнено 22 подъема на вулкан Эбеко с проведением аэрофотосъемки при разных метеорологических условиях. ИК-съемка выполнялась с помощью квадрокоптера DJI Mavic 3T, оснащенного тепловизионной камерой с разрешением 640×512 пикселей в диапазоне измеряемой длины волны 8-14 мкм. Точность измерения температуры ± 2 °С. Обработка ИК-изображений выполнялась в программе DJI Thermal Analysis Tool 3. Дополнительно к атмосферной коррекции для активного кратера вводились поправки на поглощение излучения фумарольными газами [5]. Фотографии в видимом спектре с разрешением 4000×3000 пикселей получены широкоугольной камерой Mavic 3t Hasselblad. Ортофотопланы в видимом и ИК-спектрах были получены с помощью программы обработки материалов воздушного фотографирования «Панорама Фото» ПАРБ.00290-01. Наземные измерения температуры выполнялись цифровым термометром с погружной хромель-алюмелевой термопарой и ручным ИК-термометром Кельвин-компакт 1200. Метеорологические параметры во время полетов измерялись в 2023 г. ручным цифровым термогигрометром SKYWATCH atmos, точность измерения температуры ± 0.2 °С, влажности ± 3 %, а в 2024 г. – цифровой метеостанцией MisoI, установленной в Южном кратере (рис. 1а), с точностью измерения температуры ± 1 °С, влажности ± 5 %.

Покадровая фотосъемка велась фотокамерами BRINNO TLC 100 из г. Северо-Курильск (7 км от вулкана) и из Южного кратера вулкана Эбеко (рис. 1а). Ограничение наблюдений: темное время суток и отсутствие видимости.

Характеристика эруптивной активности

Эруптивная активность вулканского типа по-прежнему была приурочена к кратеру Корбута (КК) (рис. 1).

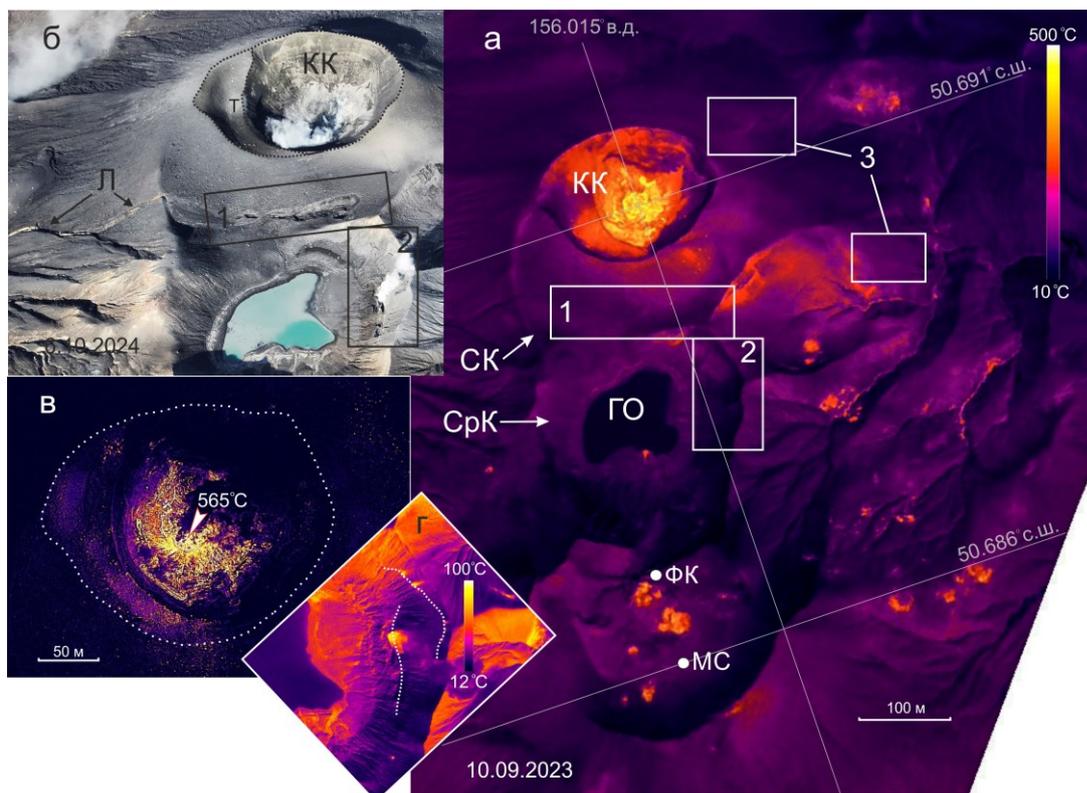


Рис. 1. ИК-карта за 10.09.2023 г. (а); Кратеры Корбута (КК) и Средний (СрК) 06.10.2024 г. (б); ИК-снимок кратера Корбута 24.03.2024 г.(в) и увеличенный участок 2 06.10.2024 г. (г). 1, 2 – участки появления новых термальных аномалий, 3 – фумарольные поля, засыпанные пирокластикой. СК – Северный кратер; ГО – озеро Горячее; Л – лахар; Т – внутрискратерная терраса; МС – метеостанция; ФК – фотокамера.

В январе 2023 г. – июле 2024 г. взрывы происходили в основном с интервалом не более 2 ч. Так, в апреле 2024 г. в светлое время суток наблюдалось до 12 эксплозий с преобладающим интервалом 0.5-1 ч (рис. 2б). В сентябре 2024 г. количество взрывов было уже не более шести, преимущественно с интервалом 2-2.5 ч (рис. 2в). В 10 % случаев пауза между взрывами стала превышать 10 ч. При этом условия мониторинга (наличие видимости) в сентябре были лучше, чем в апреле: 35 % против 24 %. В длительные перерывы между взрывами дно и внутренние стенки кратера успевали покрыться возгонами.

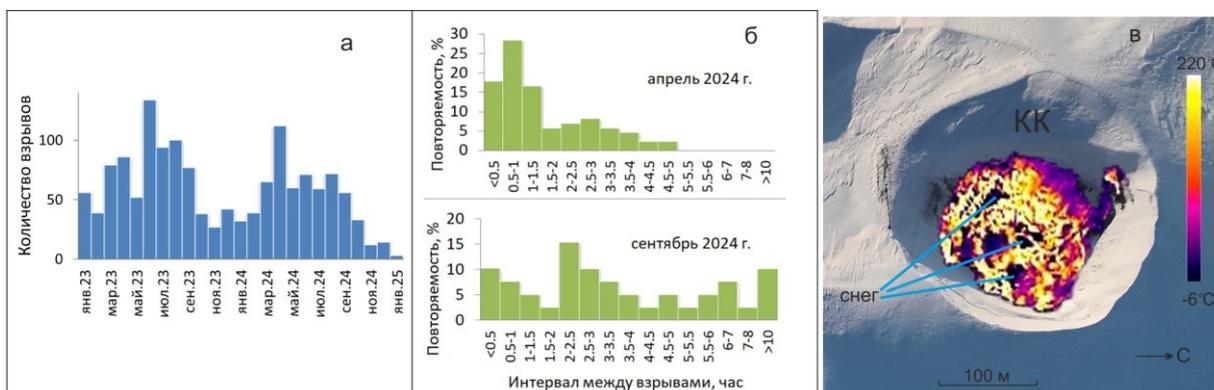


Рис. 2. Зафиксированное количество взрывов на вулкане Эбеко в 2023-2025 гг. (а); повторяемость интервалов между взрывами в апреле и сентябре 2024 г. (б); термальная аномалия в КК 4 февраля 2025 г., наложенная на видимое изображение (в).

Площадь КК 6 октября 2024 г. составила ~43 тыс. м² (260×210 м). Температура дна между взрывами после введения атмосферной и газовой коррекции составляла

500±102 °С. На рис. 1в показана термограмма КК 24.03.2024 г., в течение 1.5 ч до полета взрывы не наблюдались. Максимальная измеренная температура пепло-газовых струй во время взрывов после коррекции составляла 674±104 °С. Это значительно ниже температуры магмы 1000±50 °С, рассчитанной по геотермобарометрам [4]. Таким образом, поглощение длинноволнового излучения пеплом в измеряемом спектре давало ошибку измерения в среднем >33 %.

Аэрофотосъемка 2023-2024 гг. показывала постоянный снос материала с внутренних стенок кратера и скопление его вместе с пирокластикой взрывов на дне кратера. Также внутреннее строение КК осложнилось появлением внутрикратерной террасы с западной стороны, высота которой продолжала расти (рис. 1б). Помимо горячей пироклаستيку, отлагающейся вблизи КК сразу после взрывов, термальная аномалия в КК была приурочена к его дну и осыпям, примыкающим к внутренним стенкам. Самый горячий участок тяготел к центру (50.691° с.ш., 156.015° в.д.) (рис. 1в) и был заполнен самыми горячими фумаролами или окружен их кольцом. В направлении от центра к периферии термальной аномалии температура снижалась. Более холодные фумаролы пробивались сквозь пирокластические и осыпные отложения.

После 19 января не было зафиксировано ни одного взрыва. При отсутствии видимости, но попутном направлении ветра от вулкана на г. Северо-Курильск (западные румбы), не наблюдалось ни одного пеплопада или отложения пепла на снегу. Аэрофотосъемка 4 февраля 2025 г. также показала отсутствие свежих отложений пепла. В КК наблюдалась фумарольная активность. Термальная аномалия в кратере имела мозаичное строение, на дне находились небольшие разрозненные холодные участки, покрытые снегом или льдом (рис. 2в). Максимальная температура в пределах термальной аномалии в кратере 216 °С, однако она, вероятнее всего, сильно занижена (большая высота полета дала размер пикселя 1.8 м и, соответственно, низкую интегрированную температуру за счет вовлечения соседних более холодных участков).

Термальные аномалии за пределами активного кратера

С помощью ИК-съемки с БПЛА в 2023-2025 гг. регулярно обновлялись карты термальных аномалий, приуроченных к участкам газо- и гидротермальной разгрузок за пределами КК. Два фумарольных поля вблизи КК были засыпаны пирокластикой (рис. 1а, участки 3); возможно, все еще сохраняющаяся здесь активность не имеет поверхностных проявлений. На других участках изменений площади аномалий и их температурного фона не отмечено, наблюдалась незначительная миграция газовых выходов в пределах стабильных аномалий. Термальная аномалия в южной части дна Среднего кратера не фиксировалась при высоком уровне воды в озере, так как в этом случае берег затапливается.

Новые термальные аномалии с парогазовой разгрузкой зафиксированы 14 августа 2024 г.: (1) взрывной ров из вытянутых в линию близко расположенных взрывных воронок в направлении с запада на восток в Северном кратере (участок 1 на рис. 1б); (2) две трещины в восточном склоне Среднего кратера, обе длиной ~90 м (участок 2 на рис. 1б, г). Нижняя из трещин состояла из череды небольших кратеров. Данные объекты впервые обнаружены на фотосъемке 9 августа 2024 г., в 5 ч местного времени (UTC+11 ч), после 11 ч отсутствия видимости. Они возникли вследствие фреатических взрывов на этих участках. Появление линейных/кольцевых структур, вероятно, может указывать на локальное разрушение при растяжении, вызванное проседанием части вулканической постройки после удаления верхушки магматического столба сильными взрывами в условиях замедления/прекращения поступления свежей магмы. 8 августа сильные взрывы из КК были зафиксированы в 11:44 и 20:20 ч местного времени. Первый из взрывов сопровождался сильным пеплопадом с выпадением вулканического песка в г. Северо-Курильск. Сброс

магматического газа через трещины, открывшиеся на покрытых снегом склонах, мог вызвать серию фреатических взрывов. Об открытии подобной трещины при извержении вулкана Эбеко в 1989 г. сообщается в [3]. Редкие взрывы в Среднем кратере продолжались по 15 августа включительно. В дальнейшем сохранилась фумарольная разгрузка: слабая в Северном кратере и более сильная в Среднем с температурой выхода газа 134 ± 28 °C (рис. 1б).

Последствием фреатических взрывов также стал узкий лахар длиной около 1 км, сошедший на западный склон вулкана по истоку р. Горшкова (рис. 1б).

Заключение

Предположительно, с сентября 2024 г. поступление свежей магмы прекратилось или значительно замедлилось, и стал преобладать фреатический тип извержений. Анализы пеплов данного периода пока отсутствуют. Однако в пользу этого предположения свидетельствуют: увеличение пауз между эксплозиями; уменьшение содержания пепла в эруптивных шлейфах вплоть до формирования чисто парогазовых выбросов; образование трещин на периферии активного кратера и кратковременные фреатические взрывы, приуроченные к этим трещинам. После 19 января 2025 г. эруптивная активность не наблюдалась.

Впервые для вулкана Эбеко выполнялся систематический мониторинг термальной активности с помощью ИК-съемки с БПЛА с составлением ортофотопланов в сантиметровом диапазоне участков с термальными аномалиями. Два фумарольных поля вблизи активного кратера оказались засыпаны пирокластикой уже в июне 2023 г. Новые термальные аномалии с парогазовой разгрузкой стали последствием фреатических взрывов 8-15 августа 2024 г. в Среднем и Северном кратерах. Результатом этих взрывов стал также небольшой лахар, следы схода которого зафиксированы на западном склоне вулкана.

Работа выполнена в рамках НИР ИВиС ДВО РАН по теме № FWME-2024-0005 «Исследование структуры и динамики геотермальных систем, выделение источников тепла и металлоносных флюидов, физико-химическое моделирование минералообразования в зонах разгрузки парогидротерм». Автор благодарит Л.В. Котенко (ИВиС ДВО РАН) за участие в проведении полевых измерений.

Список литературы

1. *Большаков И.Е., Нурдаев А.А., Кузнецов Р.А. и др.* Экспедиция на вулканы Алаид и Эбеко (Курильские острова) летом 2023 года // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2023. Вып. 60. № 4. С. 105-113. <http://doi.org/10.31431/1816-5524-2023-4-60-105-113>
2. *Котенко Т.А., Мельников Д.В., Тарасов К.В.* Газовая эмиссия вулкана Эбеко (Курильские острова) в 2003-2021 гг.: геохимия, потоки и индикаторы активности // Вулканология и сейсмология. 2022. № 4. С. 31-46. <https://doi.org/10.31857/S0203030622040058>
3. *Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Будников В.А.* Активность вулкана Эбеко в 1987-1991 гг.; характер извержений, особенности их продуктов, опасность для г. Северо-Курильск // Вулканология и сейсмология. 1992. № 5-6. С. 21-33.
4. *Belousov A., Belousova M., Auer A. et al.* Mechanism of the historical and the ongoing Vulcanian eruptions of Ebeko volcano, Northern Kuriles // Bulletin of Volcanology. 2021. V. 83. № 1. P. 1-24. <https://doi.org/10.1007/s00445-020-01426-z>
5. *Sawyer G.M., Burton M.R.* Effects of a volcanic plume on thermal imaging data // Geophysical Research Letters. 2006. V. 33. Art. L14311. <https://doi.org/10.1029/2005GL025320>
6. *Walter T.R., Belousov A., Belousova M. et al.* The 2019 Eruption Dynamics and Morphology at Ebeko Volcano Monitored by Unoccupied Aircraft Systems (UAS) and Field Stations // Remote Sensing. 2020. V. 12. Art. 1961. <https://doi.org/10.3390/rs12121961>

Первые вулканологические исследования сахалинских ученых под руководством В.Н. Шилова в 1958-1971 гг.

Кремнева И.П., Дегтерев А.В.

First volcanological studies conducted by Sakhalin scientists under the leadership of V.N. Shilov in 1958-1971

Kremneva I.P., Degterev A.V.

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск;

e-mail: i.kremneva@imgg.ru

Описана история создания лаборатории вулканологии под руководством Всеволода Николаевича Шилова, приведены результаты первых вулканологических исследований СахКНИИ (1958-1971 гг.).

Первые советские вулканологические исследования на Курильских островах были проведены сахалинскими учеными. Они начаты с момента создания в г. Южно-Сахалинск Сахалинской научно-исследовательской базы Академии Наук СССР (с 1957 г. – Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт (СахКНИИ) СО АН СССР) в 1946 г. Одной из приоритетных задач было изучение геологического строения и предварительная оценка прогнозных запасов минеральных и энергетических ресурсов Сахалина и Курильских островов.

Целенаправленное изучение вулканизма Сахалина проводится в институте с 1953 г., когда Всеволод Николаевич Шилов (рисунок) после отличного окончания геологического факультета Иркутского государственного университета им. А.А. Жданова поступил на работу в институт. Им были начаты специальные палеовулканические исследования в западной части южной половины о. Сахалин. В частности, были охарактеризованы проявления кайнозойского вулканизма указанной территории, выделены три вулканические фазы (раннемиоценовая, среднемиоценовая и позднемиоценовая) и показано, что продукты первой представлены андезитами и дацитами, второй – базальтами, а третьей – полным рядом пород от базальтов до дацитов. Петрохимическое изучение продуктов кайнозойского вулканизма дало В.Н. Шилову возможность выделить среди них известково-щелочную и субщелочную серии пород. Было также доказано, что многие согласно залегающие магматические тела в стратифицированных осадочных толщах являются интрузиями (силлами), а не потоками лав, за которые их обычно принимали. Обнаружен и детально описан специфический комплекс подводных шаровых лав и гиалокластитов.



Рисунок. Всеволод Николаевич Шилов (1931-2003). 1956 год.

1957 г. был объявлен Международным геофизическим годом (МГГ). По программе МГГ в 1957-1958 гг. СахКНИИ СО АН СССР принял участие в сейсмических исследованиях, в ходе которых на Дальнем Востоке изучалось глубинное

строение зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. В 1958 г. в связи с необходимостью усиления геологических и геофизических направлений в структуру института были внесены значительные изменения и созданы три новые лаборатории: прикладной геофизики, геофизических исследований в скважинах и вулканологии.

Лаборатория вулканологии СахКНИИ СО АН СССР была создана по инициативе талантливого ученого Софьи Ивановны Набоко (<http://www.kscnet.ru/ivs/memory/naboko/>), в развитие решения I Всесоюзного вулканологического совещания о расширении изучения активного вулканизма в Советском Союзе и, в частности, на Курильских островах.

Организатором и бессменным руководителем лаборатории на протяжении 12 лет был Всеволод Николаевич Шилов, много сил и энергии отдавший развитию этого направления на Сахалине и воспитанию научных кадров (В.И. Федорченко, Р.И. Родионова, В.Ф. Ерохов, В.Ф. Остапенко, И.П. Аверьянов). Впоследствии он стал известным палеовулканологом, доктором геолого-минералогических наук.

Главными объектами исследований вулканологов института на протяжении всех лет являлись современные вулканы Курильских островов и древние вулканические образования Сахалина. К настоящему времени в той или иной мере изучены вулканы практически всех крупных островов гряды, создана их классификация, оценены перспективы сероносности. На Сахалине проведена реконструкция центров древнего вулканизма, высказаны соображения о роли этого процесса в формировании земной коры.

Со временем, когда появился существенный вулканологический опыт и знания, лаборатория сделала серьезный крен в сторону изучения глубинных аспектов вулканизма, соотношения его с другими эндогенными процессами (сейсмичностью, новейшими движениями, метаморфизмом), роли в общей эволюции земной коры и формировании месторождений полезных ископаемых. В решении этих фундаментальных вопросов, наряду с традиционными методами, большое значение придавалось комплексу геофизических исследований корневых зон вулканов. При решении общепетрологических вопросов вулканологии сотрудники лаборатории уделяют фундаментальное внимание вопросам петрохимии и развитию ее методов исследования [3].

Неустанное накопление научного потенциала дало возможность В.Н. Шилову защитить в 1958 г. кандидатскую диссертацию на тему «Кайнозойский вулканизм и кайнозойские вулканогенные формации западной части Южного Сахалина», научным руководителем был д.г.-м.н., профессор В.И. Влодавец (<http://www.kscnet.ru/ivs/memory/vlodavez/>).

Коллектив сотрудников под руководством к.г.-м.н. В.Н. Шилова сосредоточил свое внимание на морфологических и структурных особенностях действующих и потухших вулканов Курильских островов, выяснении петрологической природы лав и других продуктов извержений, изучении механизмов вулканических извержений, связи вулканической активности с тектоническими движениями, а также роли вулканизма в формировании и развитии земной коры. Изучались также проявления современной вулканической активности на Курильских островах и их последствия.

Детальному изучению были подвергнуты, прежде всего, слабо изученные вулканы о. Парамушир, где известны единственные на всей Курильской гряде достоверные следы четвертичных оледенений. Это создавало возможность детального стратиграфического расчленения не содержащих органические остатки четвертичных вулканических толщ и воссоздания истории четвертичного вулканизма района. Такие работы в пределах Курильской дуги были поставлены впервые и в значительной мере носили методический характер. С другой стороны, вулканы о. Парамушир привлекали к себе внимание в связи с широким развитием в их прижерловых частях гидротермально измененных пород, вмещающих значительное по масштабам серное оруденение.

В результате проведенных исследований В.Н. Шиловым, В.И. Федорченко, Р.И. Родионовой, С.С. Сидоровым, Л.Г. Вороновой, И.П. Аверьяновым были получены исчерпывающие сведения о геологическом строении и составе продуктов деятельности большинства вулканов о. Парамушир, их современной и древней гидротермальной деятельности и ее продуктах, восстановлена история формирования вулканов, высказаны соображения о генезисе пород андезитовой формации. Установлено, что четвертичные вулканические образования острова относятся к своеобразному линейно-кустовому типу, который сочетает в себе некоторые черты вулканизма центрального, ареального и трещинного типов и является наиболее перспективным в отношении возможности образования промышленных скоплений самородной серы кратерно-озерного, импрегнационного и сублимационного типов. И.П. Аверьяновым предложен новый вариант генетической классификации этих месторождений.

На основании изучения характера изменения химического состава гидротерм и интенсивности геомагнитного поля на вулкане Эбеко были высказаны предположения о нарастании активности вулкана, а в марте 1963 г. там произошло газовое извержение, которое детально изучалось сотрудниками лаборатории вулканологии. Рекомендации по детальному изучению и разведке вулканических серных месторождений этого района были переданы Сахалинскому геологическому управлению, которое позднее проводило на Курильских островах детальные поисково-разведочные работы на самородную серу.

Параллельно с плановыми исследованиями на Северных Курильских островах изучались отдельные вулканы на Центральных и Южных Курилах. Был детально изучен вулкан Головина на о. Кунашир, обследованы почти все вулканы о. Симушир и некоторые вулканы о. Итуруп. Особое внимание уделялось исследованию вулканов в моменты их извержений. Были проведены наземные и аэровизуальные наблюдения извержений вулканов Пик Сарычева (о. Матуа) в 1960 г., Чикурачки в 1961 г. и Эбеко (о. Парамушир) в 1963 и 1967 гг. Вулканологам института удалось наблюдать такие интересные вулканические явления, как излияния потоков жидкой серы, мощные газовые взрывы, сопровождаемые возникновением крупных фумарол, образование и движение огромных грязекаменных потоков (лахаров).

В 1961-1962 гг. С.С. Сидоров детально изучил месторождение горячей воды и пара «Горячий пляж» на о. Кунашир. Он определил величину теплосодержания пароводяной смеси и установил, что температура воды на глубине составляет не менее 130 °С. Рекомендации по разведке месторождения и практическому использованию вулканического тепла, прежде всего, для организации крупного тепличного хозяйства, были переданы Сахалинскому геологическому управлению и Сахалинскому облисполкому. Эти рекомендации были в основном реализованы. На протяжении 1959-1965 гг. специальным изучением кайнозойского вулканизма о. Сахалин занимался В.Ф. Ерохов. Им были детально изучены разрезы неогеновых вулканогенных образований восточной части Южного Сахалина и северной половины острова, установлены средние и кислые породы среди продуктов среднемиоценового вулканизма, обнаружены и детально описаны ранее неизвестные вулканические образования субщелочного ряда на Охотском побережье центрального Сахалина. В.Ф. Остапенко и Е.Н. Кичина, приехавшие на о. Сахалин в институт в 1963 г. и начавшие свою работу на Курильских островах, занимались в основном изучением вещественных особенностей магматических образований [1].

В 1964 г., в соответствии с решением Президиума АН СССР и СО АН СССР, основное внимание научных сотрудников лаборатории вулканологии было направлено на разработку проблемы «Строение и развитие земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану». Основное их внимание было сконцентрировано на изучении вулканов и продуктов их деятельности как основных источников информации о вещественном составе глубин нашей планеты. В период 1964-1968 гг. проводились исследования по теме «Действующие вулканы Курильских

островов как индикатор глубинных процессов». В связи с этим В.Н. Шилов, В.И. Федорченко, Р.И. Родионова и В.Ф. Остапенко проводили детальное сравнительное изучение вулканов, расположенных в зонах, которые по геофизическим данным имеют строение земной коры. Особое значение придавалось сбору и изучению ксенолитов, которые являются вероятными представителями вещества различных глубинных зон, т.е. дают прямую информацию о вещественном составе глубинных недр Земли.

Для выполнения этих работ лаборатория располагала квалифицированными научными кадрами. В 1964 г. в лаборатории осадочных формаций была образована специальная группа по изучению вулканогенных пород Курильской островной дуги. Среди ведущих вулканологов следует отметить Б.Н. Пискунова, В.Ф. Остапенко, В.М. Гранника, Р.И. Родионову, А.И. Абдурахманова.

В целях повышения эффективности научных исследований в 1970 г. лаборатория вулканологии была объединена с лабораторией геологии островных дуг с сохранением тематики по вулканологии. В.Н. Шилову предлагалось возглавить группу вулканологии в составе: В.И. Федорченко, Р.И. Родионова, Э.Н. Казакова, Г.М. Прашкевич, Н.Н. Сузонова. Но он отказался от предложения, с 5 августа 1970 г. был уволен из СахКНИИ по собственному желанию и уехал в Москву.

В Москве в 1975 г. им успешно была защищена докторская диссертация, в которой был осуществлен синтез полученной им научной информации по палеозойско-мезозойско-кайнозойскому вулканизму Сахалина и Курильских островов. Он долгие годы сотрудничал с таким корифеем вулканологической науки, как И.В. Лучицкий, который создал в Институте литосферы РАН лабораторию палеовулканологии. После кончины И.В. Лучицкого В.Н. Шилов в начале 1980-х гг. взял на себя руководство этой лабораторией, продолжая при этом разработку комплекса методов по изучению вулканизма. Одним из главных методов он считал формационный анализ и неизменно следовал его принципам во всех своих построениях. Не меньшее внимание он уделял проблемам тектоники и магматизма, считая, что последний невозможно изучать в отрыве от геодинамических и общегеологических процессов.

В отечественной науке В.Н. Шилов стал широко известен как ученый высокой, мирового уровня научной квалификации, главным направлением исследований которого являлся вулканизм в различных его проявлениях и геодинамических обстановках. Всеволод Николаевич всегда чрезвычайно внимательно относился к сотрудникам возглавляемой им лаборатории, особенно поощрял и направлял исследования молодых ученых. Научный стаж В.Н. Шилова в целом составляет 51 год. Он автор 150 научных работ по проблематике вулканизма и региональной геологии. Являлся заместителем главного редактора журнала «Вулканология и сейсмология», заместителем председателя Всероссийской комиссии по вулканизму и химии недр Земли при Геофизическом комитете РАН, членом Палеовулканологической комиссии при Петрографическом комитете РАН, а также членом региональной Европейской палеовулканологической комиссии и Ученого совета Института литосферы окраинных и внутренних морей РАН.

Всеволод Николаевич был трудолюбивым и целеустремленным ученым, необыкновенно скромным и доброжелательным человеком, причем эти поразительные его свойства нисколько не менялись на протяжении всего его пути. Он ушел из жизни в 2003 г. [2]. Оглядываясь на пройденный им жизненный и научный путь, невольно вспоминаешь людей, без которых были бы немислимы те достижения, которых добился небольшой коллектив лаборатории на заре становления отечественной вулканологии.

Список литературы

1. Институту морской геологии и геофизики – 60 лет. Страницы истории. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2006. 153 с.
2. Памяти Всеволода Николаевича Шилова (1931-2003) // Литосфера. 2004. № 3. С. 153-154.
3. Федорченко В.И. Двадцать лет вулканологических исследований на Сахалине // Дальневосточный ученый. 1978. № 24 (232) от 7 июня 1978 г.

К 90-летию Камчатской вулканологической станции

Кузнецова М.В.

The 90th Anniversary of the Kamchatka Volcanological Observatory

Kuznetsova M.V.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: bib@kscnet.ru

Работа входит в цикл статей по истории вулканологических исследований Камчатки. В статье на основе опубликованных и архивных источников показана роль ККЭ СОПС АН СССР 1934-1935 гг. в организации Камчатской вулканологической станции.

Введение

Созданию Камчатской вулканологической станции предшествовали экспедиционные работы 1931-1935 гг. Экспедиция под руководством А.Н. Заварицкого изучала вулкан Авача в 1931 г. В следующем году В.С. Кулаков исследовал вулканы Горелый и Ключевской. Б.И. Пийп в 1933 г. обследовал вулкан Узон. В 1934-1935 гг. на Камчатке работала Камчатской комплексная экспедиция (ККЭ) Совета по изучению производительных сил (СОПС) АН ССР. В плане научных исследований экспедиции большое место занимали геологические и вулканологические работы. В исследовательской литературе уделено мало внимания деятельности ККЭ СОПС АН СССР 1934-1935 гг., что объясняется ограниченным кругом источников.

Цель данной работы – показать роль ККЭ СОПС АН СССР 1934-1935 гг. в организации Камчатской вулканологической станции.

Организация Камчатской комплексной экспедиции СОПС

Совет по изучению производительных сил АН СССР был создан в процессе реформирования Академии наук в апреле 1930 г. на базе Комиссии по изучению производительных сил (КЕПС) и Комиссии экспедиционных исследований. Основным направлением деятельности СОПС в 1930-е гг. являлась организация и проведение экспедиционных исследований. Среди экспедиций, проводившихся в то время, доминирующая роль принадлежала Дальнему Востоку «в силу особых политических, оборонных и хозяйственных условий», в которых этот район находился [7].

Согласно постановлению Президиума АН СССР от 11 января 1934 г., для проведения систематических геологических исследований на Камчатке и основания вулканологической станции была организована Камчатская комплексная экспедиция. СОПС было предложено обеспечить организацию экспедиции, как с материальной стороны дела, так и по линии личного состава. Руководителем был назначен академик Ф.Ю. Левинсон-Лессинг [4]. Работы 1934 г. выполнялись Геологическим (ГИН) и Петрографическим (ПЕТРИН) институтами АН СССР. В составе экспедиции работали три отряда: Верхне-Камчатский, Центрально-Камчатский и Вулканологический. Собственно экспедиционные работы были выполнены Верхне-Камчатским (руководитель А.В. Щербаков) и Центрально-Камчатским (руководитель В.С. Кулаков) геологическими отрядами, организованными ГИН АН СССР под научным руководством профессора А.Н. Заварицкого [5].

Вулканологический отряд ПЕТРИН

Вулканологический отряд ПЕТРИН был образован с целью «начать исследования Ключевского вулкана и создать Вулканологическую станцию» [2]. Создание Вулканологической станции рядом с Ключевским вулканом В.И. Влодавец объяснял «не только чисто вулканологическими, но и общегеологическими интересами, и в частности необходимостью выяснить тектоническую картину стыка таких двух громадных разломов, какими являются Алеутская и Камчатско-Курильская дуги» [3].

13 апреля 1934 г. председателю Райисполкома Усть-Камчатска была отправлена радиограмма: «Академия Наук снаряжает экспедицию зимовкой просит срочно сообщить Ленинград Академия Наук возможность приобретения или найма Вашем районе 12 лошадей ...возможность найма помещения для лаборатории селе Ключи сотрудникам экспедиции 12 человек». 27 мая – Председателю Камчатского Облсполкома: «Просьба срочно сообщить... возможность получения стройматериалов строительства станции Ключах». Председателю Райисполкома Усть-Камчатска «сообщить... мощность напряжение тока электростанции Лесокомбината... возможность пользования электростанцией».

Работы отряда планировалось провести с 18 июня 1934 по 1 января 1935 г., но выехать на Камчатку отряд смог только в начале августа в составе Топографической партии Химического отдела СОПС. Причиной задержки выезда стала длительная работа по организации и снаряжению экспедиции. В отдел пропусков Ленинградского ОГПУ от 17 июня был подан запрос: «Петрографический институт АН СССР просит выдать отдельные пропуска сотрудникам Вулканологического отряда Камчатской Экспедиции для работы в районе Усть-Камчатска» и «выдать разрешение на производство стереофотограмметрической съемки в районе сопки Ключевской на Камчатском полуострове». К запросу прилагался список отряда: Аллер Ганс Демьянович (руководитель), Иванов Александр Иванович (помощник начальника отряда по АХЧ), Троцкий Алексей Никонович (химик), Смелков Михаил Иванович (инженер-фотограмметрист), Михайлов Сергей Ильич (топограф-фотограмметрист), Пичугин Анатолий Павлович (коллектор), Ануфриев Иван Иванович (геодезист) [8].

Оборудование для экспедиции брали во временное арендное пользование у различных организаций и научных институтов и покупали за наличный расчет. Так, 28 июня заведующему Сектором реконструкции Ленинградской железной дороги была отправлена просьба: «Петрографический институт просит предоставить в арендное пользование для Вулканологического отряда Камчатской экспедиции зеркальный стереоскоп Цейса», в июле 1934 г. в Главную геофизическую обсерваторию: «Петрографический институт просит отпечатать за наличный расчет 100 шт. бирографических лент № 15, недельных. Указанную операцию Институт просит выполнить срочно в виду того, что они необходимы для отбывающего на Камчатку Вулканологического отряда Камчатской экспедиции».

На Камчатке к отряду присоединился В.С. Кулаков. В период зимовки 1934-1935 гг. сотрудники отряда работали во временном помещении Вулканологической станции. Они изучали паразитные кратеры Ключевского вулкана, образовавшиеся в 1932-1933 гг. Построить станцию в 1934 г. не удалось. Причинами можно считать поздний приезд отряда в п. Ключи (предположительно, середина октября) и то, что Постановление Президиума Камчатского облсполкома о выделении земельного участка для строительства здания было принято лишь 2 октября 1934 г. В Отчете АН СССР за 1934 г. отмечено: «было собрано большое количество образцов воды термальных источников и газов, которые были доставлены в Москву и подвергнуты анализу в лаборатории ПЕТРИН». Вулканологический зимовочный отряд положил начало тщательному изучению действующих вулканов.

Работы ККЭ в 1935 г.

В 1935 г. Камчатская комплексная экспедиция продолжила работу по исследованию Камчатки. В состав экспедиции входили: два геологических отряда (Верхне-Камчатский и Центральнo-Камчатский), два почвенно-ботанических отряда (Средне-Камчатский и Южно-Камчатский), лесной подотряд, вулканологический и фотограмметрический отряды, а также группа, составляющая геологическую карту.

При маршрутной геологической съемке в мае 1935 г. В.С. Кулаков (руководитель Центральнo-Камчатского геологического отряда) исследовал вулкан

Толбачик и отнес его к вулканам с гавайским типом извержения. В июле 1935 г. В.С. Кулаков с семьей пограничниками совершил восхождение и спуск в кратер Ключевского вулкана. «Начальник Центрально-Камчатского геологического отряда Кулаков В.С. награжден орденом «Знак Почета» за организацию и успешное проведение массового восхождения на вершину со спуском в кратер действующего Ключевского вулкана – впервые в истории исследования Камчатки» [6].

Вулканологический отряд (В.И. Влодавец, А.И. Дьяконов, И.З. Иванов, В.Ф. Попков) прибыл в п. Ключи в августе 1935 г. Позже к ним присоединилась Н.Н. Шаврова. Владимир Иванович Влодавец (руководитель вулканологического отряда) – геолог, петрограф, первый начальник Вулканологической станции (1935-1936 гг.), директор Лаборатории вулканологии (1952-1962 гг.). Илья Захарович Иванов – химик, работал в Институте органической химии, позже в Институте искусственного жидкого топлива, в 1935-1939 гг. был химиком на Камчатской вулканологической станции в п. Ключи. Участник дрейфа на активном потоке вулкана Ключевской в 1938 г. [1]. Виктор Федорович Попков – геолог, участвовал в полевых работах на вулканах Ключевской группы, участник дрейфа на активном потоке вулкана Ключевской в 1938 г., начальник Вулканологической станции 1938-1940 гг. [1]. А.И. Дьяконов – топограф, участник Верхне-Камчатского геологического отряда ККЭ 1934 г. и первой смены Камчатской вулканологической станции. Нина Николаевна Шаврова (Влодавец) – химик, специалист в области химии минералов.

В обязанности отряда входило строительство Камчатской вулканологической станции и организация постоянных наблюдений за Ключевской группой вулканов. 1 сентября 1935 г. в журнал наблюдений Камчатской вулканологической станции была занесена первая запись о состоянии Ключевского вулкана. Начались непрерывные круглосуточные наблюдения за деятельностью Ключевской группы вулканов. Здание Вулканологической станции было построено в 1936 г., и 15 апреля сотрудники вулканологической станции въехали в новый дом.

Заключение

Подводя итоги научно-экспедиционной деятельности Камчатской комплексной экспедиции СОПС АН СССР по изучению Камчатки, следует отметить, что научная проблематика экспедиции охватила все основные «составляющие» природы Камчатки. Были проведены геолого-географические, вулканологические, почвенно-ботанические, физико-географические исследования. Но одним из важнейших результатов деятельности экспедиции является то, что она заложила на Камчатке мощную базу для дальнейших научных исследований вулканов, основав Камчатскую вулканологическую станцию в п. Ключи. Станция стала первым на Камчатке постоянно действующим научно-исследовательским учреждением Академии наук СССР и первым в стране, выполнявшим систематическое изучение современного вулканизма Камчатки.

Список литературы

1. Белоусов А.Б., Белоусова М.Г. Лавовый дрейф вулканолога Попкова // Природа. 2020. № 1. С. 50-79.
2. Влодавец В.И. Начало // Бюллетень вулканологических станций. 1974. № 50. С. 3-5.
3. Влодавец В.И. О деятельности Камчатской вулканологической станции // Известия Академии наук СССР. Серия геологическая. 1945. № 1. С. 40-49.
4. Документы по истории Академии наук СССР: 1926-1934 гг. Л.: Наука, 1988. 289 с.
5. Заварицкий А.Н. Пять лет геологических исследований Камчатки // Проблемы советской геологии. 1935. № 12. С. 1095-1102.
6. На Камчатке / СОПС АН СССР. М.; Л.: АН СССР, 1936. 215 с.
7. Отчет о деятельности Академии наук Союза советских социалистических республик в 1934 году. М.; Л.: АН СССР, 1935. 612 с.
8. Фонды Архива ИВиС ДВО РАН. Ф. 1. Оп. 1. Д. 1341.

Инженерно-геологическая характеристика пирокластических отложений пароксизмального извержения вулкана Шивелуч 2023 года

Никулина М.А., Фролова Ю.В.

Engineering-geological characteristics of pyroclastic deposits of the Shiveluch volcano paroxysmal eruption in 2023

Nikulina M.A., Frolova Yu.V.

МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва;

e-mail: mariya.nikulina.2002@mail.ru

В работе выявлены основные инженерно-геологические особенности пирокластических отложений пароксизмального извержения вулкана Шивелуч 2023 г. Изучены гранулометрический состав отложений, микростроение, минеральный состав, физические и физико-механические свойства. Отложения разделены на две группы – пески и супеси, классифицированы по ГОСТ-25100.

Введение

Пирокластические отложения являются самыми распространенными вулканогенными продуктами и покрывают значительные территории в районах активного вулканизма. Актуальность их изучения с инженерно-геологической точки зрения связана, в первую очередь, с инженерно-хозяйственным освоением территорий и развитием туризма в подобных областях. Известно, что данный тип отложений, а именно наиболее тонкодисперсные фракции – пеплы, обладают рядом негативных свойств, осложняющих строительство, среди которых просадочность, усадочность, набухание, а в случае промерзания им свойственна сильная пучинистость. Также с данным типом отложений могут быть связаны опасные геологические процессы – сели, оползни, пыльные бури, что осложняет инженерно-геологические условия. Вулканический пепел как грунт – объект малоизученный, поэтому важной задачей является поиск методического подхода к его изучению. В апреле 2023 г. произошло мощное эксплозивное извержение вулкана Шивелуч, в результате которого образовались пирокластические потоки протяженностью до 10-15 км и мощностью около 30 м. Свежие пирокластические отложения стали объектом исследования данной работы. Цель работы связана с выявлением инженерно-геологических особенностей пирокластических отложений пароксизмального извержения вулкана Шивелуч 2023 г.

Вулканический массив Шивелуч самая северная активная вулканическая область Камчатки. Главные элементы массива – позднеплейстоценовый стратовулкан Старый Шивелуч и действующий в голоцене Молодой Шивелуч. Конус вулкана Молодой Шивелуч слагают андезибазальты, андезиты и их туфы ($\alpha\beta Q_{IV}^{1-2}$). В настоящее время южные склоны вулкана покрыты свежими пирокластическими отложениями извержений 2023 и 2024 гг.

В ходе проведения полевых работ (в составе полевого отряда ИВиС ДВО РАН) в районе вулкана Шивелуч в августе 2023 г. был выполнен отбор 6 образцов пирокластических пород – МШ-1/23, МШ-2/23, МШ-3/23 – пески (ЮВ часть вулкана), МШ-4/23, МШ-5/23, МШ-6/23 – глинистые грунты (супеси) (ЮЗ часть вулкана) (рис. 1). Образцы были отобраны с поверхности свежего пирокластического потока, в том числе с сольфатарной активностью.



Рис. 1. Точки отбора образцов на вулкане Шивелуч.

Методика исследования

Минеральный состав грунтов изучался методом дифрактометрии рентгеновских лучей на дифрактометре ULTIMA-IV (Rigaku). Микростроение образцов было изучено посредством растрового электронного микроскопа (РЭМ LEO 1450VP, Германия). Для всех образцов определялся гранулометрический состав, для песков – ситовым методом, с отмучиванием; для глинистых – пипеточным методом, с дезинтеграцией посредством кипячения с аммиаком (по методике П.А. Земляченского) [3]. Также были определены влажностные и плотностные показатели. Получена плотность твердой компоненты (p_s) на приборе В.Я. Калачева, также она определена и пикнометрическим методом. Прочностные свойства определены методом статического одноплоскостного среза (неконсолидированные недренированные испытания). Деформационные характеристики определены посредством компрессионных испытаний без предварительного уплотнения, при ступенях давления 150, 300, 450 кПа. Для части глинистых образцов определены просадочные свойства методом двух кривых по ГОСТ 23161-2012 [1], при вертикальных ступенях давления 50, 100, 150, 200, 250, 300 кПа.

Полученные результаты

В минеральном составе пирокластических отложений обнаружены характерные для андезитового вулканизма минералы (плагноклазы (65-76 %), амфиболы (6-14 %), пироксены (3-6 %)), однако не выявлено вулканическое стекло. По-видимому, оно девитрифицировано с образованием кристобалита, содержание которого составляет 12-15 %. Во всех образцах обнаружены смектиты (2-6 %), которые являются либо резургентным материалом вулканической постройки, либо новообразованием по вулканическому материалу. Все образцы, как на микро-, так и на макроуровне, отличаются угловатостью слагающих их частиц, неровностью и шероховатостью зерен.

К поверхности крупных зерен прикреплены частицы микронного размера, предположительно, кристобалита.

Все исследованные образцы можно разделить на две группы. К первой группе относятся образцы, отобранные на ЮВ склоне вулкана (МШ-1/23, МШ-2/23, МШ-3/23). Они представлены песками гравелистыми и песками средней крупности (по ГОСТ-25100-2020) [2], содержат до 27 % крупнообломочной фракции и отличаются неоднородностью. Основная масса образцов (без к/обл. фракции), по классификации ГОСТ 25100-2020, относится к пылеватым пескам. Плотность отложений в естественном сложении 1.46-1.54 г/см³, пористость 44-48 %. Относятся к маловлажным ($S_r=0.08$), рыхлым пескам ($e=0.83-0.93$) в их естественном залегании, к слабо- и среднеуплотненным грунтам (по ГОСТ-25100-2020). Угол внутреннего трения колеблется в пределах 36-42°, сцепление – 6-11 кПа. По модулю общей деформации ($E_o=1.6-29.2$ МПа) грунты относятся к очень сильнодеформируемым и среднедеформируемым по ГОСТ 25100-2020, а по коэффициенту сжимаемости ($a=0.05- 0.98$ МПа⁻¹) – к повышенно- и среднесжимаемым (по Н.Н. Маслову) [3].

Во вторую группу входят образцы, отобранные на ЮЗ склоне вулкана (МШ-4/23, МШ-5/23, МШ-6/23). Это глинисто-пылеватые грунты, относящиеся к супесям легким и супесям легким пылеватым (по классификации В.В. Охотина) [3], также отличающиеся неоднородностью, однако в меньшей степени, чем образцы первой группы. Плотность отложений в естественном сложении 1.31-1.47 г/см³, пористость – 53-55 %. По числу пластичности $I_p=3-4$ % соответствуют супесям, а по показателю текучести – супесям твердым $I_L=(-4)-0$ % (ГОСТ 25100-2020). Угол внутреннего трения образцов колеблется в пределах 31-35°, сцепление – 13-27 кПа. По модулю общей деформации ($E_o=1.4-9.8$ МПа) грунты относятся к сильно- и очень сильнодеформируемым, а по коэффициенту сжимаемости ($a=0.14-1.15$ МПа⁻¹) – к повышенно- и сильносжимаемым (по Н.Н. Маслову) [3]. Для части исследованных образцов свойственна просадочность (рис. 2). По величинам относительной просадочности относятся к среднепросадочным грунтам ($\epsilon_{st}=0.037-0.068$) по ГОСТ 25100-2020. Величина начального просадочного давления составила – 50 кПа. Просадочность обусловлена высокой пористостью грунта в естественном сложении, недоуплотненностью, малой степенью водонасыщения.

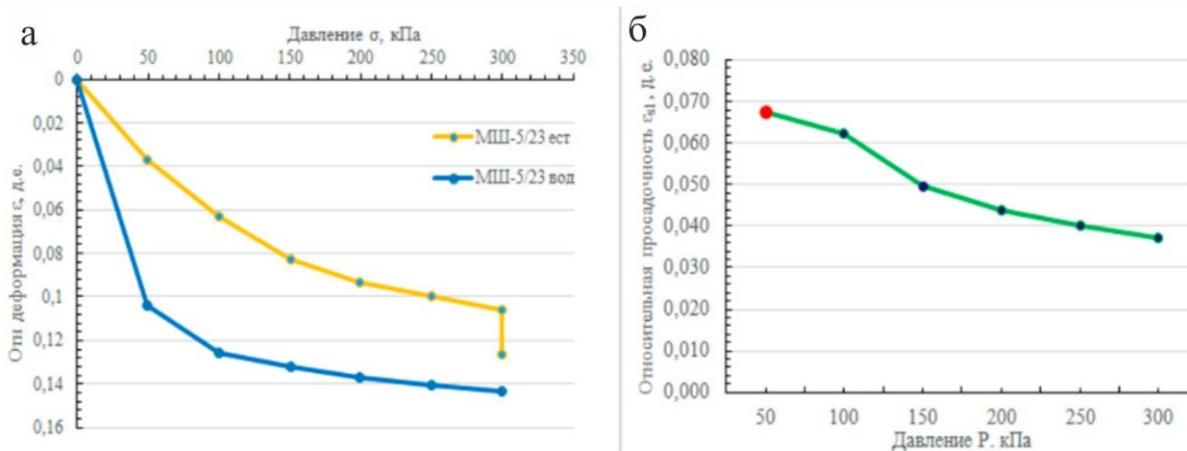


Рис. 2. а) графики зависимости $\epsilon = f(p)$ в естественном и водонасыщенном состоянии для образца МШ-5/23 (супесь легкая пылеватая); б) зависимость относительной просадочности ϵ_{st} от давления для образца МШ-5/23 (супесь легкая пылеватая).

Что касается плотности твердой компоненты, то для образцов обеих групп она примерно одинакова и колеблется в пределах 2.68-2.74 г/см³ (прибор В.Я. Калачева), что находится в соответствии с андезитовым составом отложений. Результаты, полученные пикнометрическим методом, отличаются на 3-4 %.

Заключение

Таким образом, были выявлены основные инженерно-геологические особенности пирокластических отложений. В целом, свойства пирокластических отложений во многом обусловлены угловатой, шероховатой формой частиц, что повышает зацепление, так, углы внутреннего трения для грунтов получились выше нормативных значений (для крупных и гравелистых песков, супесей), кроме того на прочностные свойства песчаных грунтов, повлияло значительное наличие крупнообломочной (16-27 %) и пылевой фракции. В целом повышенная сжимаемость грунтов связана с высокой пористостью, малой плотностью в естественном залегании. Преимущественно пылеватый состав части отложений – супесей, высокая пористость, вероятно, обусловила просадочные свойства пеплов, что требует комплексных исследований и проведения специальных мероприятий при строительстве в ближайших от вулкана Шивелуч населенных пунктах.

Список литературы

1. ГОСТ 23161-2012 Грунты. Метод лабораторного определения характеристик просадочности. Официальное издание. М.: Стандартиформ, 2012. 15 с.
2. ГОСТ 25100-2020. Грунты. Классификация. Официальное издание. М.: Стандартиформ, 2020. 41 с.
3. Лабораторные работы по грунтоведению / Под ред. В.Т. Трофимова, В.А. Королева. М.: Высшая школа, 2017. 656 с.

Мегакристаллы амфибола из пирокластического материала южного склона Кроноцкого вулкана (Камчатка)

Овсянников Г.Н.^{1,2}, Горбач Н.В.¹, Rogozin A.N.¹, Ermolinskiy A.B.²

Amphibole megacrystals from pyroclastic material of the Kronotsky volcano southern slope (Kamchatka)

Ovsyannikov G.N., Gorbach N.V. Rogozin A.N., Ermolinskiy A.B.

¹ *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;*

e-mail: george_ovs@mail.ru

² *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва*

Описаны морфология и состав мегакристаллов амфибола (1-8 см), обнаруженных в пирокластическом материале эруптивных центров Кроноцкого вулкана. На основе результатов изучения состава, морфологии и взаимоотношений мегакристаллов, вмещающей пирокластике и ксенолитов оливиновых клинопироксенитов предполагается реакционное происхождение амфибола.

Введение

Вулкан Кроноцкий (3528 м) – крупный действующий стратовулкан Восточного вулканического пояса Камчатки, сложенный низкокальциевыми толеитовыми базальтами [1]. Ранее в южном секторе стратовулкана были описаны ксенолиты основных и ультраосновных пород, а также монокристаллы амфибола, обнаруженные в туфах М.Л. Фроловой и Ф.Ш. Кутыевым в 1970 г. в ходе работ Кроноцкой геолого-съёмочной партии. Кроме краткого описания в геологическом отчете, мегакристаллы и ассоциирующие с ними ксенолиты упоминаются в книге [2], однако подробной характеристики мегакристаллов, ксенолитов и условий их проявления в перечисленных источниках не приведено. В ходе полевых работ 2024 г. нам удалось повторить находку геологов, а также обнаружить эруптивный центр Гнездо, пирокластический материал которого содержит большое количество мегакристаллов амфибола и ксенолитов. Также, единичные мегакристаллы были найдены нами в пирокластическом материале эруптивного центра Уютный в юго-западном секторе Кроноцкого вулкана. В настоящем сообщении мы приводим краткое описание морфологии и состава мегакристаллов – редкой находки для островодужных базальтов, а также представляем результаты исследования трехмерного строения монокристалла амфибола.

Методы исследования

Изучение петрографических шлифов и полированных заливок монокристаллов производилось на оптическом микроскопе Nikon ECLIPSE LV100N POL в лаборатории Петрологии и геохимии Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН.

Химический состав монокристаллов амфибола, минералов ксенолитов и вмещающих пород определен при помощи электронно-зондового микроанализа в лабораториях Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (Tescan Vega 3, оснащенный ЭДС Oxford Instruments Xmax⁸⁰, аналитик Т.М. Философова) и Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова (Jeol JSM IT-500, оснащенный ЭДС Oxford Instruments Xmax^N, аналитик Н.Н. Коротаева), выполнены фотографии в отраженных электронах. Исследования трехмерного строения монокристаллов проводились методом рентгеновской компьютерной микротомографии (μКТ) на приборе Yamato TDM-1000H-II с разрешением съемки 18 мкм. Интерпретация полученных объемных изображений проводилась в программном комплексе VGStudio MAX 2.2. Исследование проводилось на оборудовании, приобретенном по Программе развития МГУ имени М.В. Ломоносова.

Мегакристаллы и ксенолиты

Мегакристаллы амфибола (1-8 см, в среднем 2-5 см) присутствуют как в составе крупных (>10 см) вулканических бомб, так и в виде кристаллолапилли (≥ 6.4 см) в оторочке вмещающей лавы низко-К толеитовых базальтов. Хорошо ограненные индивиды представлены пинакоидально-ромбопризматическим габитусом, имеют изометричный или слегка удлинённый облик (удлинение от 1.1 до 1.9, в среднем, 1.5, рис. 1). Облик кристалла сформирован комбинацией двух ромбических призм (110) и (011) и двух пинакоидов (010) и (10-1). Иногда в кристаллах проявлены грани призмы (120). Сечение, перпендикулярное оси С, псевдогексагональное.

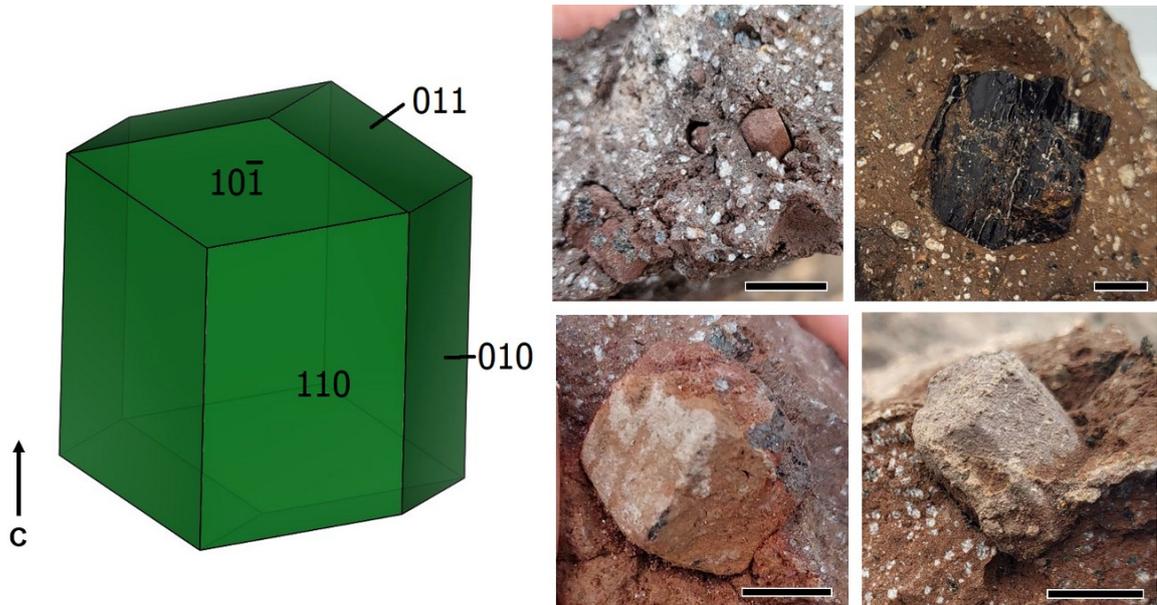


Рис. 1. Модель мегакристалла амфибола из лав Кроноцкого вулкана и фото реальных кристаллов в породе. Длина масштабных линеек 1 см.

Проявлены процессы автоэпитаксии, регенерации и растворения кристаллов (рис. 2а). Изученные фрагменты мегакристаллов амфиболов содержат округлые пироксены (Mg#74), плагиоклазы (An92) и оливины (Mg#73-75) от единичных вростков до 40 об. % (рис. 2а, в). Также обнаружены ксенолиты оливиновых клинопироксенитов с амфиболовыми каймами (рис. 2б).

Определены составы различных участков монокристаллов из двух центров, вростков и кайм в пироксенитах, а также мегакристаллов амфиболов с обильными включениями пироксенов и плагиоклазов. Согласно классификации [3], данные составы относятся к ряду магнезиогастингсит – чермакитовый паргасит с высокими содержаниями Al_2O_3 (14.8-16 мас. %) и AIV (более 2 apfu) при средней магнезиальности $Mg\# = Mg/Mg+Fe^{2+} = 0.67$. Состав амфиболов очень устойчив в монокристаллах, оторочках и вростках обоих изученных центров. Для кристалла на рис. 2в оценены РТ-параметры кристаллизации по двупироксеновому [4] и амфиболовому [5] термобарометрам. По равновесной паре клинопироксен-ортопироксен (Mg#73-74, фактор равновесия 1.07) получены параметры давления 5.5 Кбар и температуры 985 °С. Параметры кристаллизации вмещающего амфибола оценены в 5.5-6.3 Кбар и 950 °С.

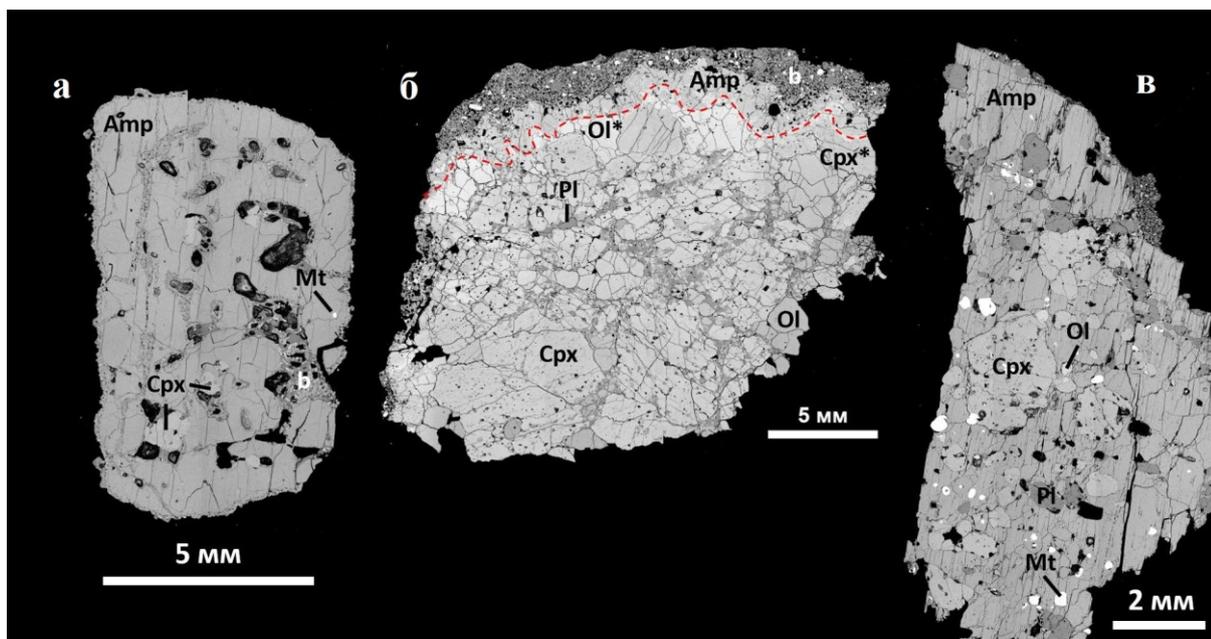


Рис. 2. Монокристаллы и ксенолиты центра Гнездо. а) Монокристалл с редкими включениями клинопироксенов (Срх), порами и заливами базальтового (b) расплава. б) Оливиновый клинопироксенит. Амфибол (Амп) присутствует в виде тонких вростков в клинопироксене (Срх, Mg#82-85) и формирует кайму вокруг ксенолита (отмечена красной пунктирной линией). Присутствует оливин (Ol, Mg#80-83). Плагиоклаз (Pl, An92) формирует вытянутые зоны. На краю ксенолита присутствуют оливин (Ol*) и клинопироксен (Срх*) пониженной магнезиальности Mg#78. в) Фрагмент мегакристалла амфибола (Амп) с обильными включениями клинопироксена (Срх), оливина (Ol) и плагиоклаза (Pl). Присутствуют округлые включения магнетита (Mt). Сечение, параллельное оси С. Панорамы в отраженных электронах.

Томография монокристаллов

При анализе изображений томографии (рис. 3) было выделено несколько фаз в объеме кристалла, которые интерпретированы как поры (4.7 об. %), вулканическое стекло и плагиоклаз (1.4 об. %), оливин и пироксены (0.9 об. %), магнетит (2.9 об. %). По пространственному положению стекло, рудные минералы, оливины и пироксены приурочены к порам. Поры сообщаются друг с другом и с поверхностью кристалла. Стекло локализовано на периферийной части крупных пор, иногда замыкает их целиком, реже формирует «перегородки» между порами. Оливины и пироксены, напротив, приурочены к мелким щелевидным порам, распространенным на контакте с вмещающим объемом амфибола. Рудные минералы приурочены, в основном, к периферийной части пор, наблюдается склонность к локализации вблизи кристаллов оливина и пироксена, часто с контактом через пространство пор.

Наличие мелких щелевидных пор вблизи округлых пироксенов и оливинов ставит под сомнение совместную кристаллизацию амфибола и включений в нем. В ксенолитах оливиновых клинопироксенитов практически отсутствуют рудные минералы, в то время как в мегакристаллах содержание округлых включений магнетита (до 1.5 мм в изученном образце) достигает 3 об. %. Можно предположить, что амфибол и магнетит образовались в результате реакции расплава с минералами оливиновых клинопироксенитов. Сообщающиеся поры с вулканическим стеклом образовались, вероятно, на стадии быстрой эксгумации мегакристалла базальтовым расплавом.

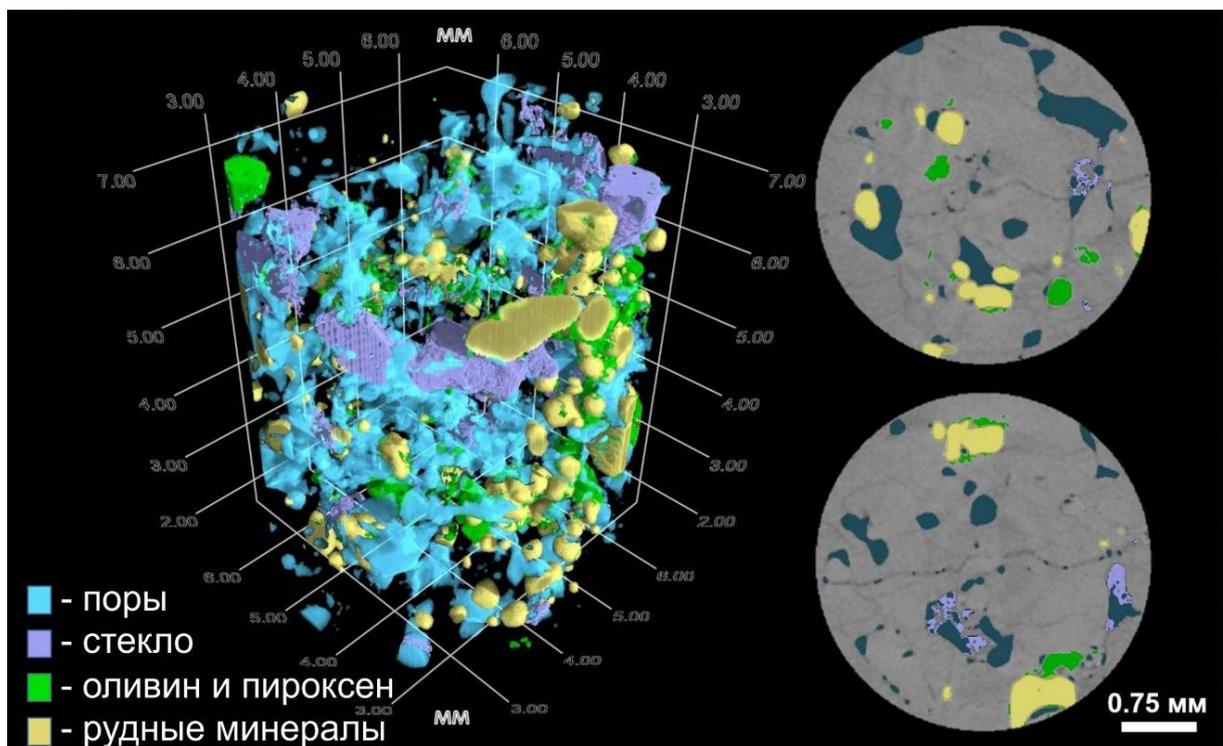


Рис. 3. 3D-томограмма и избранные 2D-сечения перпендикулярно оси С монокристалла амфибола центра Гнездо.

Заключение

Ассоциация мегакристаллов и ксенолитов Кроноцкого вулкана, идентичность состава амфиболов в ксенолитах и в отдельных монокристаллах, отсутствие зональности, морфологические признаки позволяют предполагать ксеногенную природу амфиболов по отношению к вмещающим пирокластическим продуктам. Вероятно, мегакристаллы амфибола с включениями магнетита образовались в результате реакции расплава и минералов оливиновых клинопироксенитов на нижних уровнях питающей системы Кроноцкого вулкана.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФ № 23-27-00053 (<https://rscf.ru/project/23-27-00053/>).

Список литературы

1. Горбач Н.В., Rogozin A.H. Особенности геологического строения и состава пород вулкана Кроноцкого – крупнейшего стратовулкана фронтальной зоны Восточного вулканического пояса Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2023. № 5. С. 26-45.
2. Кутыев Ф.Ш., Шаранов В.Н. Петрогенезис под вулканами (в свете изучения базит-гипербазитовых включений в базальтах). М.: Недра, 1979. 197 с.
3. Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E. et al. Nomenclature of the amphibole supergroup // American Mineralogist. 2012. V. 97. № 11-12. P. 2031-2048.
4. Putirka K.D. Thermometers and barometers for volcanic systems // Reviews in mineralogy and geochemistry. 2008. V. 69(1). P. 61-120.
5. Ridolfi F. Amp-TB2: an updated model for calcic amphibole thermobarometry // Minerals. 2021. V. 11(3). Art. 324.

Многopараметрический мониторинг деятельности Авачинского вулкана для обеспечения безопасности густонаселенных районов Камчатского края

Озеров А.Ю., Бакматова Я.А., Мельников Д.В., Нуждаев И.А., Фролов В.И.

Multiparametric monitoring of the Avacha volcano to ensure the safety of densely populated areas of Kamchatka

Ozerov A.Yu., Bakmatova Ya.A., Melnikov D.V., Nuzhdaev I.A., Frolov V.I.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: bakhyana@mail.com

Вулкан Авачинский (Россия, Камчатка) является активным андезитовым вулканом, представляющим значительную опасность для близлежащих населенных пунктов. Представлен проект создания пилотного вулканологического научно-исследовательского полигона для контроля состояния вулкана, прогнозирования сценариев извержений.

Введение

Авачинский вулкан (2741 м), расположенный на полуострове Камчатка, является активным [8], относится к типу Сомма-Везувий. В историческое время извержения отмечены в 1737, 1772, 1779, 1827, 1851-1855, 1878, 1881, 1894-1895, 1901, 1909, 1926-1927, 1938, 1945, 1991, 2001 гг. [1, 2, 4, 6]. Эти извержения были умеренной силы, с выбросами пепла, пирокластическими и лавовыми потоками. В 1991 г. произошло одно из наиболее заметных извержений конца XX века. Во время этого извержения был зарегистрирован мощный выброс пепла, достигавший высоты до 5-7 км, в результате которого кратерная чаша была заполнена лавовой пробкой [4]. Пепел вулкана выпал в г. Петропавловск-Камчатский и других близлежащих населенных пунктах. Это событие стало объектом пристального внимания вулканологов и сейсмологов.

Авачинский вулкан сохраняет свою активность и в XXI веке. Последнее извержение произошло в 2001 г. Оно сопровождалось выбросом пепла на высоту более 900 м над кратером, лавовая пробка и верхние участки склона были нарушены сквозной трещиной [3]. Хотя это извержение не было разрушительным, оно еще раз подтвердило, что вулкан остается потенциально опасным. Последние годы его активность относительно низкая, хотя регулярные выбросы газа и тепловая активность свидетельствуют о продолжающемся вулканическом процессе.

На Камчатке существуют различные системы мониторинга активных вулканов Камчатки (ИВиС ДВО РАН и структурное подразделение KVERT, КФ ФИЦ ЕГС РАН). Однако, спутникового и сейсмического мониторинга недостаточно для эффективного предсказания извержения Авачинского вулкана. Исполин расположен в 25 км от г. Петропавловск-Камчатский, столицы региона с населением около 190 тысяч человек. Близость аэропорта и многочисленных поселковых агломераций увеличивают риски в случае крупного извержения.

Анализ извержений Авачинского вулкана целесообразно проводить в сравнении с аналогичными вулканическими объектами, например, с вулканом Галерас (самый активный и самый большой андезитовый стратовулкан вулкан в Колумбии) [7]. В 1993 г. при извержении вулкана в кратере погибли 6 ученых, среди которых был ведущий научный сотрудник Института вулканологии Игорь Александрович Меняйлов. Трагедия произошла из-за сильного взрывного взрыва. Ученые полагали, что вулкан находится в относительно спокойном состоянии, сейсмическая обсерватория в г. Пасто зафиксировала усиление вулканического дрожания, но других признаков готовящегося извержения не было. Извержение произошло внезапно и сопровождалось выбросами вулканического пепла, газа и бомб. Так и извержение Авачинского вулкана в 1991 г. не было предсказано учеными. Трагедия на вулкане Галерас подчеркнула важность улучшения методов мониторинга вулканической активности и разработки более точных систем прогнозирования, а также стала

напоминанием о рисках, с которыми сталкиваются исследователи, изучающие активные вулканы.

Исходя из вышеперечисленного, было предложено [5] создать проект наукоемкой, высокотехнологичной системы многопараметрического мониторинга опасных вулканических процессов для снижения рисков нанесения ущерба объектам инфраструктуры, жизни и здоровью людей. Система получила название Вулканологический Многопараметрический Автоматизированный Комплекс (ВМАК).

Целью работы является создание пилотного вулканологического научно-исследовательского полигона для контроля состояния Авачинского вулкана, прогнозирования сценариев извержений и обеспечения безопасности городов Петропавловск-Камчатский, Елизово и Вилючинск. ВМАК (рисунок) должен включать набор инструментально-измерительного оборудования, системы энергопитания, накопления и передачи данных. Комплекс необходимо расположить в районе действующего Авачинского вулкана или его кратера. Все оборудование должно быть соединено в общую систему сбора и передачи данных в приемно-аналитический центр Института вулканологии сейсмологии ДВО РАН для последующей обработки, интерпретации и принятия стратегических решений.

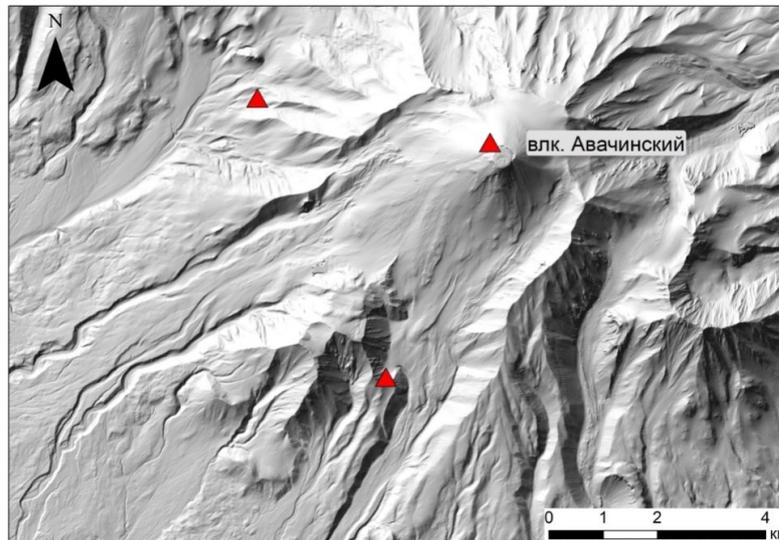


Рисунок. Схема расположения пунктов ВМАК (красные треугольники) в районе вулкана Авачинский.

В базовую комплектацию (Тип-1) комплекса входят: сейсмическая широкополосная станция с регистратором, станция ГНСС (глобальная навигационная спутниковая система), система определения содержания вулканогенного газа SO_2 , датчики определений вулканогенных газов (МультиГаз), метеостанция, видеокамера, инфракрасная камера, система определения надпочвенных концентраций ртути и CO_2 . Кроме этого, будет установлен специальный комплекс (Тип-2), который подразумевает инструментальные наблюдения в кратерной области Авачинского вулкана. Здесь будет располагаться следующее оборудование: сейсмическая широкополосная станция с регистратором, термомпара, комплекс (МультиГаз) электрохимических и инфракрасных датчиков дистанционного анализа вулканических газов (CO_2 , SO_2 , HCl , HF , H_2O), метеостанция. Все данные с комплексов будут передаваться в режиме реального времени в приемно-аналитический центр Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. ВМАК позволит получать поток геохимических, геофизических и видео данных о состоянии вулкана. Для ведения долговременных архивов различного вида наблюдений, обработки данных и проведения анализа информации будет создана специализированная программно-аппаратная система.

Текущее состояние проекта

В рамках Межведомственной комплексной программы научных исследований Камчатского полуострова и сопредельных акваторий в 2024-2026 гг. ИВиС ДВО РАН является исполнителем НИР по теме «Изучение механизмов извержений Авачинского вулкана и создание методик оценки вулканической опасности» (FWME-2024-0015). Структура этой темы исследований подразумевает установку в пределах вулкана трех пунктов ВМАК. На сегодняшний день для них уже приобретено основное научно-исследовательское оборудование.

Выводы:

1. Для понимания процессов, происходящих на вулкане, разработана концепция многопараметрического мониторинга на Авачинском вулкане, включающая геофизические и геохимические методы исследования.
2. Система новых инструментов и методов комплексного анализа позволит подойти к пониманию процессов, происходящих в питающей системе Авачинского вулкана, идентифицировать глубинные процессы.
3. Проект позволит разработать эффективные меры для обеспечения безопасности в регионе, где вулканическая активность представляет серьезную угрозу для населения, объектов инфраструктуры, транспорта и хозяйственной деятельности человека.
4. Использование комбинации приборов и проведение комплексного анализа позволит выявить характерные особенности, закономерности и критерии оценки подготовки эксплозивных извержений, а также разработать стратегию прогнозирования с применением искусственного интеллекта.
5. В дальнейшей перспективе планируется распространить установку ВМАК и на другие активные вулканы Камчатки: Корякский, Ключевской, Безымянный, Шивелуч и др.

Список литературы

1. *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, посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2019. С. 11-14.
2. *Дрознин В.А., Муравьев Я.Д.* Энергетический и экологический аспекты извержения вулкана Авачинский на Камчатке (январь 1991 г.) // Вулканология и сейсмология. 1994. № 3. С. 3-19.
3. *Мелекесцев И.В., Селиверстов Н.И., Сеньюков С.Л.* Информационное сообщение об активизации октября 2001 г. вулкана Авачинский на Камчатке и проведенных исследованиях 2001 г. // Вулканология и сейсмология. 2002. № 2. С. 79-80.
4. *Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Двигало В.Н., Базанова Л.И.* Исторические извержения Авачинского вулкана на Камчатке (попытка современной интерпретации и классификации для долгосрочного прогноза типа и параметров будущих извержений). Часть II (1926-1991 гг.) // Вулканология и сейсмология. 1994. № 2. С. 3-23.
5. *Озеров А.Ю., Мельников Д.В.* Новый подход к мониторингу вулканов Авачинский и Корякский // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XXII Всероссийской научной конференции, посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2019. С. 24-27.
6. *Федотов С.А., Двигало В.Н., Дрознин В.А. и др.* Последнее извержение вулкана Авачинский в январе 1991 г. и проблема вулканической опасности // Вулканизм, структуры и рудообразование: Тез. Докл. VII Всесоюзного вулканол. совещ. Иркутск, 1992. С. 36-37.
7. Galeras Volcano, Colombia [Электронный ресурс] URL: <https://geology.com/volcanoes/galeras/>
8. KVERT – Камчатская группа реагирования на вулканические извержения [Электронный ресурс] URL: <http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/>

Возраст вулканов на междуречье Козыревки и Малой Романовки (Срединный хребет, Камчатка)

Певзнер М.М.¹, Толстых М.Л.², Лебедев В.А.³, Бабанский А.Д.³, Овсянников Г.Н.^{4,5}

Age of volcanoes on the interfluve of Kozyrevka and Malaya Romanovka (Sredinny Range, Kamchatka)

Pevzner M.M., Tolstykh M.L., Lebedev V.A., Babansky A.D., Ovsiannikov G.N.

¹ Геологический институт РАН, г. Москва;

e-mail: m_pevzner@mail.ru

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

³ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва

⁴ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

⁵ МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва

Впервые установлен изотопный К-Аг возраст вулканов на междуречье Козыревки и Малой Романовки в Срединном хребте Камчатки. Выделено шесть этапов активизации вулканизма: конец миоцена (5.8-5.5 млн лет), ранний плиоцен (4.9-4.5 млн лет), средний эоплейстоцен (1.5-1.4 млн лет), поздний эоплейстоцен (1.1-1.0 млн лет), средний плейстоцен (0.4-0.3 млн лет).

Введение

Срединный хребет (СХ) Камчатки – крупнейшее вулcano-тектоническое сооружение полуострова (рисунок, врезка). Настоящая публикация посвящена изучению вулканической активности в одном из малоизученных районов хребта, который расположен на междуречье Козыревки и Малой Романовки в окрестностях озер Мелкого и Галямаки (рисунок, а).

В северной части района исследований расположен крупный существенно лавовый вулкан Иракан ($h=1716$ м, \varnothing (диаметр основания) ~ 8 км), в южной – вулкан Романовка ($h=1440$ м, $\varnothing \sim 4.5$ км). Остальным объектам названия даны нами. В ЮЗ части района расположена Старая гора (h 1369 м, основание 2×3 км). К ЮВ от вулкана Иракан – Верхние шлако-лавовые конусы ($h=1385$ и $h=1300$ м) и лавовый вулкан Малый Иракан ($h=1325$ м, $\varnothing \sim 1$ км). К СВ от вулкана Романовка – группа Нижних шлако-лавовых конусов: конусы Красный ($h=1110$ м) и Зеленый ($h=1152$ м), а также существенно лавовый вулкан Ступеньки ($h=1130$ м, $\varnothing \sim 0.8$ км); лавы Красного конуса подстилаются базальтами, излившимися из неизвестного центра (конус Невидимка). У северного подножия Старой горы на высоте около 940 м был обнаружен выход базальтовых лав (базальт Галямаки), разрезанных ручьем, впадающим в одноименное озеро; центр излияния этих базальтов не установлен. Северный берег оз. Мелкого ограничен Уступом, сложенным разными лавами, высотой 8-12 м. Вулканы Иракан и Малый Иракан, а также Верхние конусы подстилаются породами Постамент (установлены на высотных отметках 1100-1300 м).

Состояние предшествующих исследований

По данным [1], наиболее древним образованием района является Старая гора – она отнесена к породам позднемиоцен-плиоценового хахтунского комплекса. Лавовый Уступ и слабонаклонная равнина между озерами Мелким и Галямаки отнесены к плиоцену (крерукский комплекс); базальт Галямаки на карте не отмечен. Вулкан Иракан вместе с подстилающим его Постаментом отнесен к раннечетвертичному срединненскому комплексу. Все остальные объекты, включая вулкан Малый Иракан, отнесены ко второй фазе козыревско-санаваямского комплекса (голоцен); подчеркивается полное отсутствие следов ледниковой обработки. Изотопные даты для этого района отсутствуют.

Описание вулкана Романовка приводится в [2]. Подчеркивается, что все склоны развиты пропорционально, имеют первично-вулканический облик, и только подножие вулкана эродировано небольшими распадками. Возраст вулкана – голоценовый.

Цель исследований, постановка задачи, методы

Главная цель наших работ заключалась в определении изотопного возраста вулканических центров района исследований.

Определение содержания радиогенного аргона выполнено в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН. Содержание главных петрогенных и некоторых микроэлементов определялось методом РФА ИГЕМ РАН, аналитик А.И. Якушев. Концентрации остальных микроэлементов определены методом ICP-MS в ИПТМ РАН, аналитик В.К. Карандашев.

Результаты К-Аг датирования

По результатам изучения и датирования (11 К-Аг дат) пород района исследований удалось выделить шесть этапов активизации вулканизма (рисунок, б).

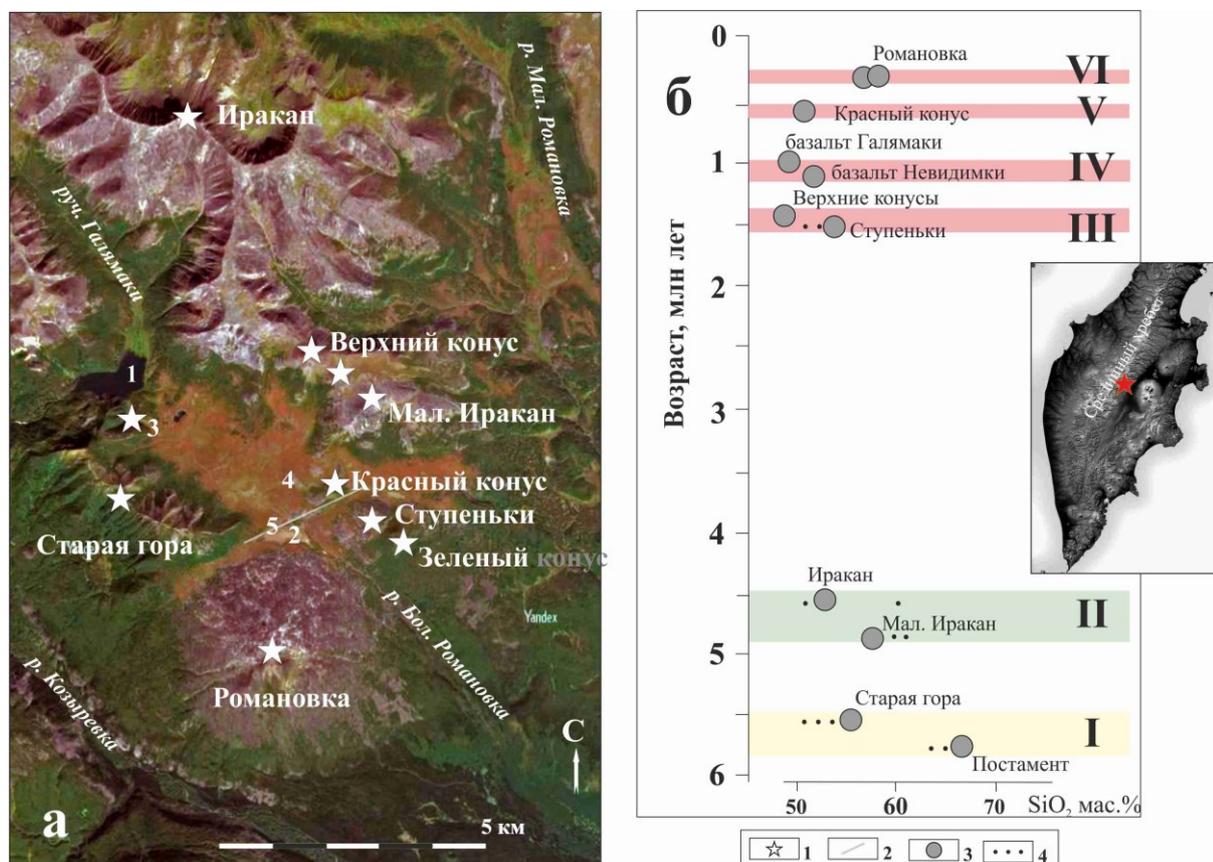


Рисунок. Расположение объектов района исследований на топооснове Yandex Satellite <https://nakarte.me/#m=13/55.67686/158.81149&l=S> (а) и хронология вулканической активности на междуречье Козыревки и Малой Романовки (б). 1 – эруптивные центры; 2 – расположение лавового Уступа; 3 – значение К-Аг возраста; 4 – схематическое изображение диапазона кремнекислотности пород. I-VI – этапы вулканической активности. На рис. (а) цифрами обозначены: 1-2 – озера: 1 – Гальямаки, 2 – Мелкое; 3-4 – выходы базальтов: 3 – Гальямаки, 4 – Невидимка; 5 – лавовый Уступ. На врезке звездочкой показано положение района исследований на карте Камчатки.

I этап – конец миоцена. Наиболее древние породы (~5.8 млн лет) слагают Постамент, на котором располагаются Старая гора, вулканы Иракан, Малый Иракан и Верхние конусы. Породы Постаменты представлены переслаиванием лав и туфов дацитового состава. Видимая мощность толщи превышает 200 м, кровля пород залегает

горизонтально и фиксируется на абсолютных высотах 1200-1300 м. Центр извержения не установлен. Старая гора была сформирована около 5.5 млн л.н., породы представлены андезитами и андезибазальтами. Это крупное сооружение, морфологически уже хорошо выраженное, однако сильно разрушенное. Склоны осложнены оползневыми телами и практически полностью задернованы.

II этап – ранний плиоцен. На этом этапе формировались крупные существенно лавовые вулканы Малый Иракан (~4.9 млн лет, андезит) и Иракан (~4.5 млн лет, преимущественно андезибазальт). По-видимому, именно благодаря массовым излияниям лав этих вулканических центров породы Постаменты (~5.8 млн лет) были надежно бронированы и поэтому хорошо сохранились.

III этап – средний эоплейстоцен (1.5-1.4 млн лет). После длительного периода покоя (около 3 млн лет) вулканизм в районе исследований возобновляется около 1.5 млн л.н. Образуются относительно небольшой существенно лавовый вулкан Ступеньки (~1.48 млн л.н., андезит), а также цепочка Верхних конусов (~1.4 млн л.н., базальт), которая имеет СЗ простирание. Лавы Верхних конусов частично разрушены, вершинные кратера дешифрируются, но не очень четко. Лавы вулкана Ступеньки сильно разрушены и частично перекрыты более поздними отложениями.

IV этап – поздний эоплейстоцен (1.1-1.0 млн л.н.). В это время происходят излияния базальтов конуса Невидимка – они установлены вблизи Красного конуса и подстилают его лавы; по-видимому, эруптивный центр (конус Невидимка) полностью разрушен и/или погребен более поздними лавами Красного конуса. В это же время изливаются базальты Галямаки, эти лавы перекрыты мощными оползнями, сошедшими со Старой горы. В связи с этим местоположение эруптивного центра установить невозможно. Лавы были обнаружены только благодаря тому, что они оказались прорезаны ручьем.

V этап – средний неоплейстоцен. Около 0.6 млн л.н. происходит формирование Красного конуса и ассоциированных с ним лав базальтового состава. Сохранность конуса весьма хорошая, отчетливо виден кратер, открытый в СЗ направлении. Идентичная морфология характерна и для конуса Зеленого, который расположен на лавах вулкана Ступеньки. Сходство морфологических характеристик позволяет предполагать, что конусы Красный и Зеленый образовались на одном этапе.

VI этап – средний неоплейстоцен. Наиболее поздние проявления вулканической активности района связаны с формированием вулкана Романовка (0.4-0.3 млн л.н.). Это существенно лавовый вулкан, имеющий форму пологого, почти правильного конуса и сложенный основными андезитами. В ЮВ части вершины расположены два слившихся пирокластических центра (шлаковые конусы). Тело вулкана разделено распадками в субширотном направлении. Морфологически южные склоны (с пирокластическими центрами) формировались раньше, чем северные. Наиболее поздние лавовые излияния Романовки связаны с СЗ боккой.

Геохимические и петрографические характеристики пород

Изученный район характеризуется развитием весьма широкого спектра пород от базальтов до дацитов. По соотношениям макроэлементов почти все они попадают в общее поле пород южной части СХ, за исключением Старой горы (I этап), для которой характерны пониженные концентрации калия. Общие особенности изученных пород: сравнительно малые содержания титана и щелочей, отсутствие корреляции между кремнекислотностью пород и содержаниями TiO_2 , Al_2O_3 , P_2O_5 , а также довольно четкая обратная зависимость содержания феррических компонентов (FeO , MgO) от кремнекислотности. Содержания элементов-примесей в изученных породах также не выходят за пределы поля пород южной части СХ, тяготея к наименее обогащенным разностям.

Исключение составляют лавы вулкана Иракан, для которых характерно относительное обогащение Th-U, а также средними и тяжелыми редкоземельными элементами (РЗЭ). В целом, все породы демонстрируют сходные геохимические характеристики, обычные для пород субдукционных и постсубдукционных обстановок. Вулканиды разных этапов характеризуются наибольшим разбросом значений флюидомобильных компонентов (Th, U), а также высокозарядных (Nb, Ta, Zr, Hf) и легких РЗЭ (La, Ce), что может являться результатом сложного комплекса процессов магмогенерации, фракционирования и ассимиляции.

Наибольший объем вулканидов – это породы среднего и кислого составов, в то время как базальты характеризуются гораздо более локальными проявлениями и обычно связаны с моногенными центрами.

Заключение

Впервые установлен изотопный K-Ar возраст вулканов на междуречье Козыревки и Малой Романовки в Срединном хребте Камчатки. Выделено шесть этапов активизации вулканизма: конец миоцена (5.8-5.5 млн лет), ранний плиоцен (4.9-4.5 млн лет), средний эоплейстоцен (1.5-1.4 млн лет), поздний эоплейстоцен (1.1-1.0 млн лет), средний плейстоцен (0.4-0.3 млн лет). Зафиксирован продолжительный – около 3 млн лет – период покоя, предшествовавший началу четвертичной вулканической активности. Установлено, что хорошая сохранность (морфологическая выраженность) характерна для вулканических построек не только четвертичного, но и раннеплиоценового возраста. 4.9-4.5 млн л.н. формировались крупные существенно лавовые вулканы. В интервале 1.5-0.6 млн л.н. образовывались множественные моногенные центры: небольшие лавовые вулканы, шлаковые и шлако-лавовые конусы. Сохранность шлаковых конусов возрастом около 0.6 млн лет весьма хорошая, их вершинные кратеры четко дешифрируются. Наиболее поздний вулканизм в этом районе – крупный существенно лавовый вулкан Романовка (0.4-0.3 млн лет). Голоценовая вулканическая активность не зафиксирована. Состав вулканидов, изученных на междуречье Козыревки и Малой Романовки, в целом соответствует характеристикам позднемиоцен-четвертичных пород южной части Срединного хребта.

Результаты наших работ принципиально меняют ранее существовавшие оценки возраста вулканов изученной части Срединного хребта. Поскольку в [1, 2] для этого района Камчатки подчеркивается полное отсутствие морен и следов ледниковой обработки не только для четвертичных вулканических центров (1.5-1.0-0.6-0.3 млн лет), но и для раннеплиоценового вулкана Малый Иракан (4.9 млн лет), то можно предполагать отсутствие на междуречье Козыревки и Малой Романовки существенных оледенений как минимум в четвертичное время.

Работа выполнена в соответствии с Госзаданием по теме ГИН РАН № FMMG-2022-0002 и ГЕОХИ РАН.

Список литературы

1. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000. Издание 2-е. Серия Западно-Камчатская. Лист N-57-III (Эссо). Объяснительная записка. СПб: ВСЕГЕИ, 2008. 188 с.
2. Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н., Вадеевская А.А., Огородова А.С. Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки. М.: Наука, 1972. 192 с.

Связь вулканических извержений с движением планет Юпитер и Сатурн

Ретеюм А.Ю.

The relationship of volcanic eruptions with the motion of the planets Jupiter and Saturn

Retejum A.Yu.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва

e-mail: aretejum@yandex.ru

В работе показано, что газовые гиганты Юпитер и Сатурн, оказывая влияние на скорость вращения Земли, способны существенно менять активность вулканов, причем в разном направлении, зависящем от их положения по отношению к параллелям 35° , что определяется индивидуальным характером отклика секторов эллипсоида на деформации.

Введение

Поиск причин вариаций вулканической активности на планетарном уровне – одна из сложнейших проблем наук о Земле. Факты говорят о том, что переменным источником экзогенной энергии могут служить спутник Луна и другие планеты. Недавно по результатам анализа 1030 событий за период 1900-1977 гг. была установлена зависимость извержений от орбитального перемещения Венеры, Марса и Юпитера [3]. Обоснованное заключение о влиянии соседних небесных тел на подъем больших масс флюидов из мантии сделано в работе [8].

Предполагается, что начальный импульс создает приливная сила. Однако есть основания считать реальной и другую причину. Речь идет о внешнем воздействии на скорость вращения Земли, колебания которой должны найти отражение в геологических процессах. Для его полного выявления недостаточно знать глобальные тренды – нужно учитывать существование геодинамической границы на параллели 35° , открытой А. Веронне [9]. Разделяемые ею пространства эллипсоида по-разному реагируют на отклонения в скорости вращения, например, при уменьшении продолжительности суток недра экваториально-тропического сектора испытывают растяжение, а в северном и южном секторах, напротив, идет сжатие. Соответственно, на низких широтах должно наблюдаться усиление вулканической активности, а на умеренных и высоких – ослабление. Доказательством значимости механизма связи призваны служить итоги мысленных критических экспериментов, спланированных так, чтобы получить только однозначное объяснение.

Материалы и методы

Выполненное исследование базируется на материалах Global Volcanism Program [7]. В интересах обеспечения однородности ряда рассматривались только случаи хорошо заметных извержений, характеризуемых индексом $VEI \geq 1$ (с объемом выброшенных продуктов $\geq 0.00001 \text{ км}^3$). Скорость вращения Земли определена по данным об отклонениях продолжительности суток [5, 6]. Эфемериды планет рассчитаны по программе Alcyone Ephemeris. С целью обобщения показателей, относящихся к разным частям планетных циклов, использовался прием наложенных эпох Ч. Кри.

Эффекты движения Юпитера

Газовый гигант Юпитер, как известно, обладает уникально коротким периодом вращения (9.9 час.), поэтому логично ожидать, что угловая скорость вращения Земли может возрасти в моменты сближения этих планет, повторяющиеся в среднем через 12 лет. Эффект ускорения действительно обнаруживается (рис. 1), и его не удастся объяснить действием сил гравитации.

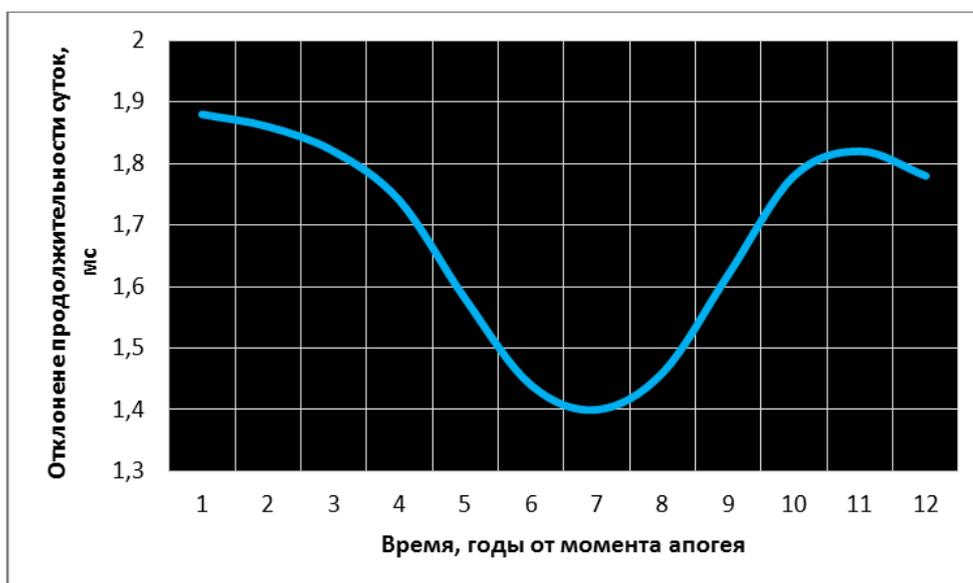


Рис. 1. Отклонение продолжительности суток по годам цикла Юпитера. Осреднение за период 1957-2015 гг.

Согласно выдвигаемой гипотезе, вулканы экваториально-тропического сектора должны резко активизироваться после достижения максимума скорости вращения благодаря дегазации глубинного водорода при расширении магматических каналов. Это, как мы видим, и происходит; к северу и к югу ситуация противоположная (рис. 2).

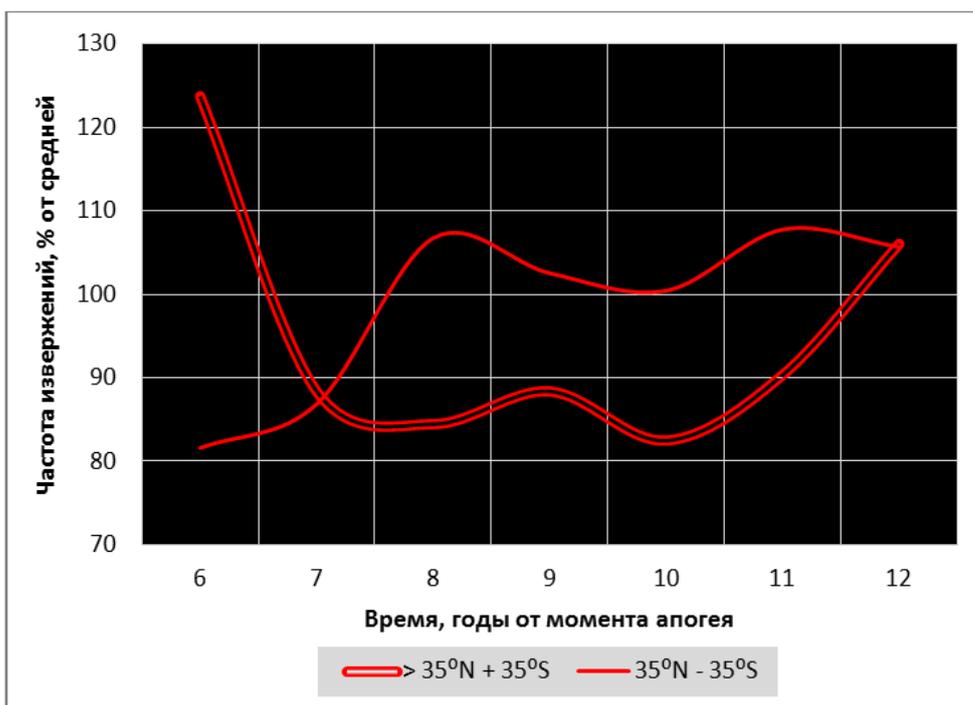


Рис. 2. Частота извержений вулканов в сегментах Земли, ограниченных параллелями 35°. Осреднение за период 1957-2015 гг. по данным о 1760 событиях.

Воздействие Юпитера на вулканы Земли прослеживается также по сведениям о более мощных извержениях, в частности с массой выбросов, оцениваемой как $VEI \geq 3$.

Важно подчеркнуть то обстоятельство, что для значительных изменений частоты рассматриваемых событий требуется сокращение или удлинение продолжительности суток только на тысячные доли секунды.

Последствия соединения Юпитера и Сатурна

Крупнейшие планеты вступают в соединение с периодичностью около 20 лет. Отклик Земли на соответствующие возмущения складывается из фазы замедления и фазы ускорения вращения (рис. 3).

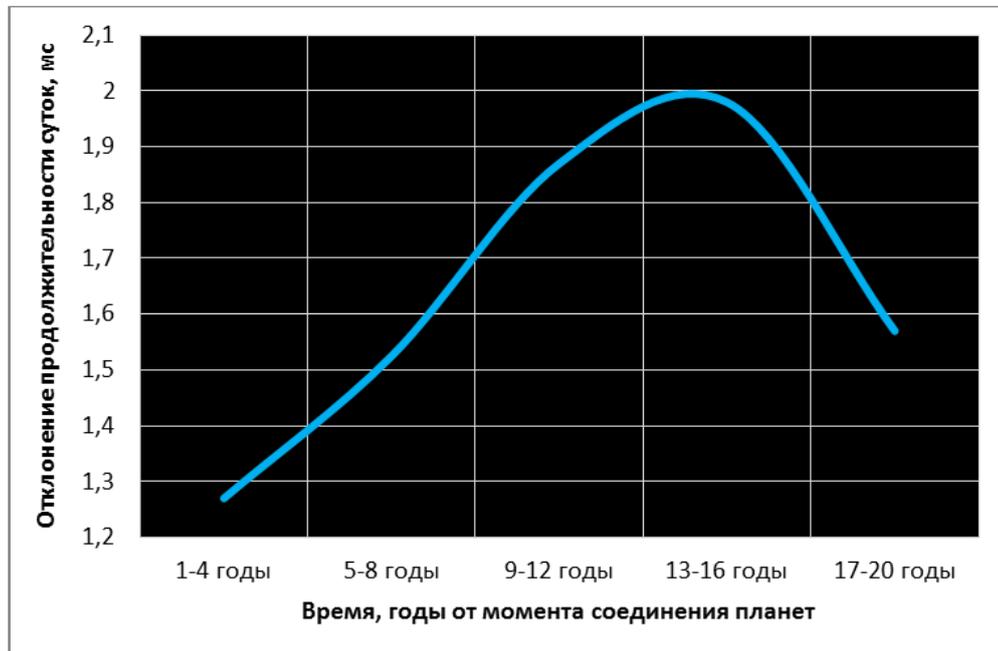


Рис. 3. Отклонение продолжительности суток по годам цикла пары Юпитер – Сатурн. Осреднение за период 1961-2019 гг.

Гипотеза планетного возмущения как бы предсказывает противоположный характер поведения вулканов экваториально-тропического пояса и полярных сфер. Анализ информации по извержениям с $VEI \geq 3$, обеспечивающей наиболее достоверные результаты, показывает, что так оно и есть (рис. 4).

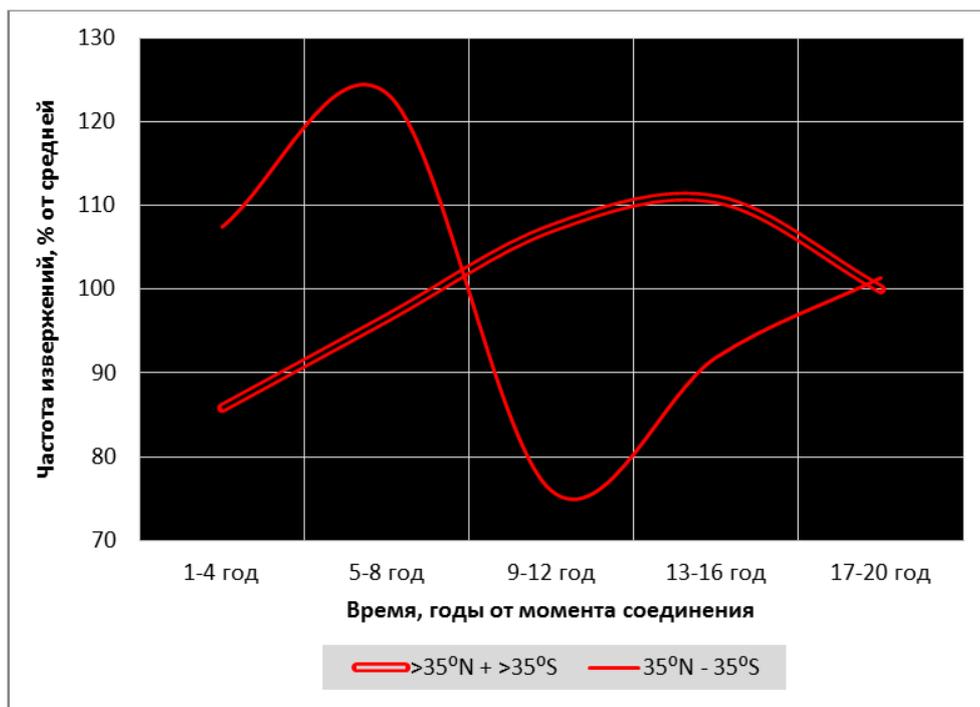


Рис. 4. Частота извержений вулканов в сегментах Земли, ограниченных параллелями 35°. Осреднение за период 1961-2019 гг. по данным о 140 событиях.

Заключение

Как явствует из вышеизложенного, протекание процессов вулканизма в значительной мере определяется внешними силами, природа которых еще требует изучения. Космическая энергия реализуется через ускоренное вращение нашего небесного тела. Вместе с тем, получены доказательства того, что зафиксированное в последние 50 лет сокращение продолжительности суток представляет собой следствие дрейфа ядра Земли в северном направлении [1]. Смещение центра масс связано с опережающим расширением Южного полушария планеты, с ее грушевидной формой и сопровождается грандиозным феноменом дегазации водорода [2].

Совместное действие экзогенного и эндогенного фактора крайне затрудняет прогнозирование, тем более что концепции, принятые на вооружение в настоящее время, не находят места для новых открытий, оставляя их без внимания.

Чтобы приблизиться к решению фундаментальной задачи науки – созданию надежных предпосылок для предвидения стихийных явлений, необходимо перейти от исследований с заранее заданной общеобязательной установкой к эмпирическим обобщениям в духе трудов В.И. Вернадского. Непременным условием для совершения такого шага является всесторонняя сравнительная оценка фактической базы предложенных глобальных гипотез, сосредоточенная на вскрытии несоответствий.

В области широко понимаемой отечественной вулканологии, по мнению автора, имеет особый смысл сопоставление преимуществ и недостатков двух принципиально разных точек зрения, объясняющих происхождение сейсмофокальных зон с рядами вулканов процессами всем знакомой субдукции и мало известной эдукции [4].

Список литературы

1. Баркин Ю.В. Механизм эндогенной активности планетарных процессов // Земля и вселенная. 2015. № 3. С. 67-76.
2. Сывороткин В.Л. Глубинная дегазация и глобальные катастрофы. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2002. 250 с.
3. Федоров В.М., Залиханов А.М., Дегтярев К.С. Гравитационные факторы и астрономическая хронология вулканической и сейсмической активности Земли. М.: «КДУ». «Университетская книга», 2021. 308 с.
4. Чудинов Ю.В. Моя геология. Эдукция и расширение Земли. М.: ГЕОС, 2024. 310 с.
5. Earth orientation data [Электронный ресурс] URL: <https://datacenter.iers.org/eop.php>
6. Earth Rotation – the Change in the Length of Day and ΔT . HM Nautical Almanac Office [Электронный ресурс] URL: <https://web.archive.org/web/20230103030546/>
7. Global Volcanism Program [Электронный ресурс] // Smithsonian Institution. URL: <https://volcano.si.edu/>
8. Safronov A.N. New theory of effusive and explosive volcanic eruptions // International Journal of Geosciences. 2022. V. 13. № 2. P. 115-137.
9. Véronnet A. Rotation de l'ellipsoïde hétérogène et figure exacte de la Terre // Journal de mathématiques pures et appliquées. Série 6. 1912. V. 8. P. 331-463.

Содержание H₂O в расплавах, участвовавших в образовании кальдеры Карымшина (Южная Камчатка)

Рогозин А.Н.¹, Смирнов С.З.²

H₂O content in melts involved in the formation of the Karymshina caldera (South Kamchatka)

Rogozin A.N., Smirnov S.Z.

¹ *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;*

e-mail: alekseiras@yandex.ru

² *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск*

Сообщение посвящено определению содержания воды в расплавах магм, извержение которых образовало игнимбриты и экструзии кальдеры Карымшина. Исследовались природно-закаленные стекловатые расплавные включения во вкрапленниках кварца из пород посткальдерных экструзий и внутрикальдерных игнимбритов.

Одним из важнейших вопросов эволюции очагов мощных эксплозивных извержений является природа, состав и количество воды в магме в период подготовки кальдерообразующих эксплозивных извержений. Вода, как правило, доминирует в составе магматических летучих компонентов. По данным [6, 9, 11], в насыщенных водным флюидом расплавах кислых магм, с которыми чаще всего связаны эксплозивные извержения с образованием кальдер, может содержаться 4-6 мас. % H₂O (800-900 °С, 1-2 кбар). Содержание CO₂ при тех же параметрах составляет не более 0.1 мас. % при максимальном содержании этого компонента в сосуществующем флюиде [11].

Кальдера Карымшина (Южная Камчатка) возникла в период 1.7-0.5 млн лет назад в результате мощнейшего на Камчатке (и на территории России) эксплозивного извержения или серии извержений, сопровождавшихся образованием гигантской кальдеры [2, 7, 8], мощных толщ пирокластики и выдавливанием экстраординарно большого объема дегазированной магмы в виде экструзий [3].

Вулканическое извержение такого масштаба предполагает участие флюидонасыщенной магмы. При этом данные о том, каков был состав летучих компонентов, каковы были их концентрации в расплаве и как вели себя летучие компоненты в ходе подготовки очага к извержению, на сегодняшний день отсутствуют. Наше исследование посвящено определению содержания воды в расплавах магм, извержение которых образовало игнимбриты и экструзии кальдеры Карымшина.

Флюидные и расплавные включения

Для определения содержаний H₂O исследовались расплавные включения (РВ) во вкрапленниках кварца из пород посткальдерных экструзий и внутрикальдерных игнимбритов.

Экструзивные купола кальдеры Карымшина сложены высокоглиноземистыми риолитами (70.4-77.1 мас. % SiO₂) нормальной щелочности с умеренными и высокими содержаниями K₂O, Na₂O/K₂O ~1.1 и пониженными CaO, FeO и MgO. Главными минералами вкрапленниками являются К-полевой шпат, плагиоклаз и кварц. В подчиненном количестве встречается биотит, апатит, магнетит, циркон. Игнимбриты близки по валовому составу к экструзиям, но несколько отличаются более широким диапазоном вариаций составов. Они также относятся к высокоглиноземистым риолитам (71.2-73.5 мас. % SiO₂) нормальной щелочности с умеренными содержаниями K₂O, Na₂O/K₂O ~1.5 и низкими CaO, FeO и MgO.

Вкрапленники кварца в риолитах экструзий и игнимбритах (0.7-2.1 мм) содержат обильные расплавные и редкие флюидные включения (ФВ). Все включения расположены по зонам роста или образуют небольшие азональные группы [4, 5]. ФВ и РВ имеют форму отрицательного кристалла. Часть РВ частично или полностью

раскристаллизована, но часто при комнатной температуре РВ содержат только стекло и пузырьки. Почти все РВ окружены трещинами декрипитации. Флюидные включения при комнатной температуре имеют существенно газовый состав.

Состав и условия захвата расплавных включений

Составы природно закаленных стекол РВ в кварце экструзий и игнимбритов не соответствуют валовым составам пород (рисунок). Они обогащены SiO_2 (70.9-78.1 мас. %), K_2O ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} \sim 0.7$), но, также как и составы пород и стекла основной массы, обеднены CaO , FeO и MgO . В отличие от валовых составов пород и стекла основной массы, стекла РВ характеризуются закономерным обеднением Al_2O_3 , незначительным снижением K_2O по мере увеличения SiO_2 . Содержания CaO , FeO и Na_2O при этом практически не меняются. Эти вариации объясняются постзахватной кристаллизацией кварца на стенки включений [5].

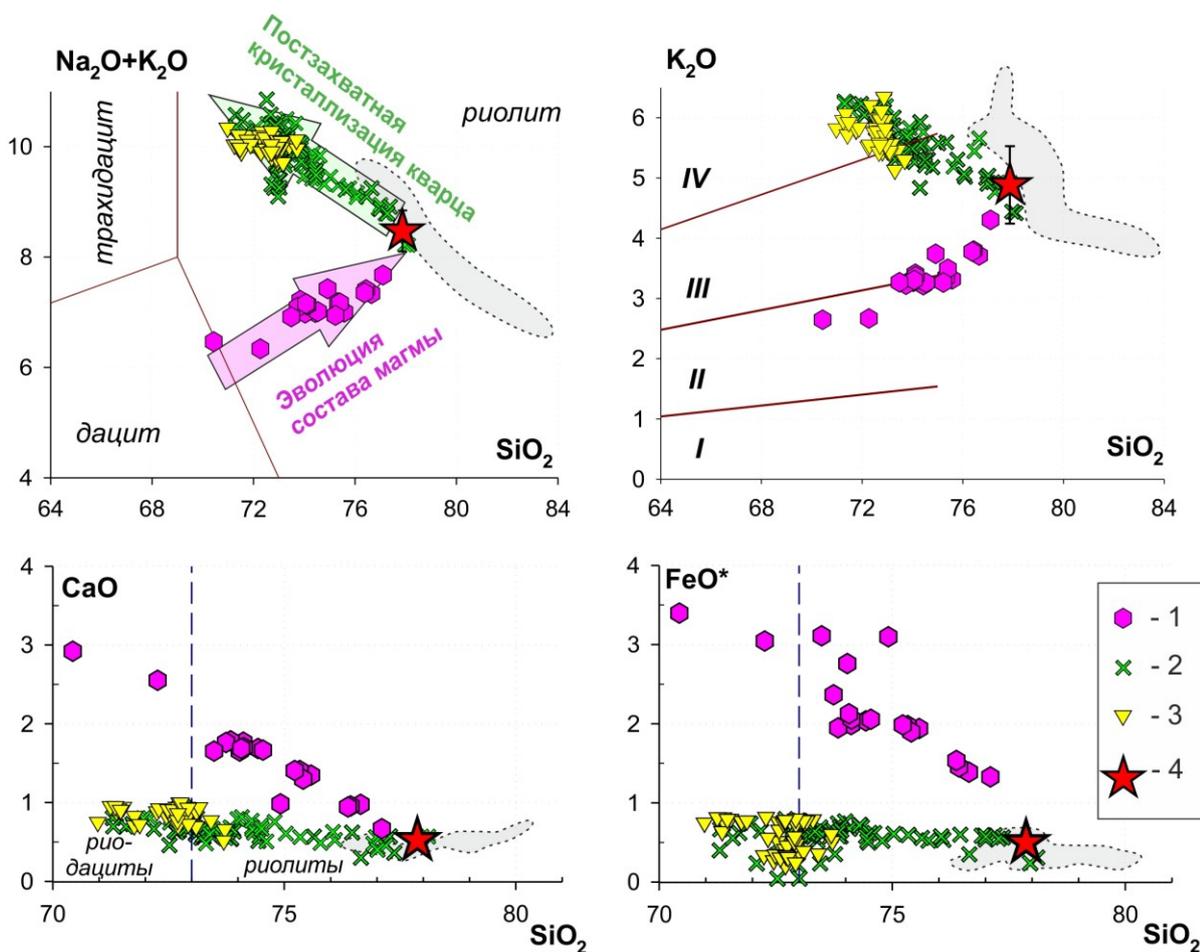


Рисунок. Положение валовых составов пород экструзий (1), стекол РВ экструзий (2) и стекол РВ игнимбритов (3), витрофировой (4) и раскристаллизованной (точечный пункт с серой заливкой контура) основной массы экструзий на классификационных диаграммах кислых пород. Римскими цифрами на диаграмме $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ обозначены поля кислых пород: I – низкокалиевых, II – умереннокалиевых, III – высококалиевых и IV – ультракалиевых. Для диаграмм использованы значения, полученные при пересчете сумм анализа на 100 мас. %.

Составы стекол РВ в кварце экструзий образуют единый эволюционный тренд, пересекающийся с трендом эволюции валовых составов пород экструзий и стекла их витрофировой основной массы в точке, отвечающей среднему составу стекла основной массы (рисунок). Таким образом, захваченный в РВ расплав имел такой же состав ($\text{SiO}_2=77.8$; $\text{K}_2\text{O}=4.9$; $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0.7$), как и стекло основной массы. На рисунке видно, что составы РВ в кварце игнимбритов образуют компактную группу, наложенную на

тренд составов стекла РВ в кварце экструзий. Это означает, что кварц игнимбритов захватил тот же самый расплав, что и кварц экструзий, и часть вкрапленников кварца в породах экструзий образовалась тогда же, когда и кварц игнимбритов. Все это позволяет сделать вывод, что кварц экструзий и игнимбритов кристаллизовался в одной и той же магме. В этом случае можно предположить, что валовый состав пород экструзий по главным компонентам будет представительным для материнской магмы, спровоцировавшей образование кальдеры Карымшина [5].

Содержание H_2O в расплавах

Для определения содержания воды в расплавах использовалась методика [1]. Она предполагает одновременное определение содержания воды двумя методами: рентгеноспектрального микроанализа и спектроскопии комбинационного рассеяния (КРС) для взаимной верификации одного метода другим. Перед проведением измерений нами была выполнена калибровка спектрометра Horiba Lab Ram HR800 с помощью набора стандартов синтетических стекол гаплогранитного состава (SGS) с содержанием воды от 1.8 до 5.9 мас. % [1].

Методом КРС содержание воды в разных природно-закаленных стекловатых расплавных включениях было определено на уровне от 2.3 до 6 мас. % H_2O . По данным рентгеноспектрального микроанализа, содержание воды, измеренное по избытку кислорода, составило от 3.6 до 8.4 мас. %. Стекла включений, в которых содержания воды, определенные разными методами, были близки в пределах ошибки, содержат от 4.5 до 6 мас. % H_2O . С учетом постзахватной кристаллизации кварца на стенках включения, составляющей от 5 до 15 % от массы захваченного расплава, содержание воды в нем должно было составлять от 4.3-5.7 мас. % H_2O . Сделанные нами ранее оценки содержания воды по недостатку суммы электронно-зондового микроанализа составили от 0 до 6 мас. % [4, 5]. Таким образом, полученные нами оценки попадают в указанный диапазон.

Содержания воды в РВ в кварце игнимбритов оказались ниже пределов обнаружения. Учитывая, что расплавы магм, образовавших внутрикальдерные игнимбриты и посткальдерные экструзии, имеют одинаковый состав главных компонентов, и то, что образование игнимбритов неизбежно связано с эксплозивным характером извержения, мы считаем, что незначительные содержания воды в РВ связаны с постзахватной потерей воды из-за декрипитации включений. Так как признаки декрипитации наблюдаются и у включений, содержащих значительные количества воды, нельзя исключить, что наши оценки могут также быть занижены.

Таким образом, если образование игнимбритов и экструзий связано с расплавами одинакового состава, то, соответственно, оценка содержания воды по РВ в кварце из экструзий дает нам возможность считать, что расплавы той части очага, которая участвовала в кальдерообразующем извержении, также могли достигать оцененных нами содержаний H_2O .

Находки флюидных включений, сингенетичных расплавам в кварце экструзий, позволяют сделать вывод о том, что перед извержением расплавы были насыщены флюидом. Нам удалось получить доказательство того, что флюидные включения содержат H_2O , но при этом в них отсутствуют значимые количества CO_2 . Для расчета растворимости H_2O в риолитовом расплаве, находящемся в равновесии с чисто водным флюидом, мы использовали модель VolatileCalc [10]. Для расчета была использована температура 750 °С, оцененная для равновесия кварца с расплавом реконструированного состава в условиях насыщения водой [4, 5]. Величина давления 1.78 кбар была взята из работы [7]. При этих параметрах риолитовый расплав в равновесии с чисто водным флюидом будет содержать 5.8 мас. % H_2O , что хорошо согласуется с оцененными нами содержаниями воды в магматических расплавах, связанных с образованием кальдеры Карымшина.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 22-17-00074 «Детальная летопись эксплозивного вулканизма в островодужных системах Северной Пацифики: хронология, геохимия и взаимосвязь с климатом» (<https://rscf.ru/project/22-17-00074/>).

Аналитические исследования выполнены в ЦКП «Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН» ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Исследования валового состава кислых пород экструзий и игнимбритов выполнены в АЦ ИГХ СО РАН (г. Иркутск).

Список литературы

1. *Котов А.А., Смирнов С.З., Плечов П.Ю. и др.* Методика определения содержания воды в природных расплавах риолитового состава методами спектроскопии комбинационного рассеивания и электронно-зондового микроанализа // *Петрология*. 2021. Т. 29. № 4. С. 429-448. <https://doi.org/10.31857/S086959032104004X>
2. *Леонов В.Л., Rogozin A.H.* Карымшина – гигантская кальдера – супервулкан на Камчатке: границы, строение, объем пирокластики // *Вулканология и сейсмология*. 2007. № 5. С. 14-28.
3. *Rogozin A.H.* Новые данные о кислых экструзиях Банно-Карымшинского района, Камчатка // *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*. 2007. № 2. Вып. 10. С. 156-164.
4. *Rogozin A.H., Смирнов С.З.* Состав и условия захвата включений во вкрапленниках кварца игнимбринов и экструзий кальдеры Карымшина (Южная Камчатка) // *Материалы Годичного собрания РМО «Минералогические исследования в интересах развития минерально-сырьевого комплекса России и создания современных технологий»*. Апатиты, 16-21 сентября 2024 г. Апатиты: Изд-во ФИЦ КНЦ РАН, 2024. С. 154-155.
5. *Rogozin A.H., Смирнов С.З.* Составы расплавов кислых магм экструзий кальдеры Карымшина (Южная Камчатка) по результатам исследований расплавных включений в кварце // *Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XXVI ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога, 27-29 марта 2024 г.* Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2024. С. 125-128.
6. *Baker D.R., Alletti M.* Fluid saturation and volatile partitioning between melts and hydrous fluids in crustal magmatic systems: The contribution of experimental measurements and solubility models // *Earth-Science Reviews*. 2012. V. 114. № 3-4. P. 298-324.
7. *Bindeman I.N., Leonov V.L., Colon D.P. et al.* Isotopic and Petrologic Investigation and a Thermomechanical Model of Genesis of Large Volume Rhyolites in Arc Environments: Karymshina Volcanic Complex, Kamchatka, Russia. // *Frontiers in Earth Science*. 2019. V. 6. Art. 238. <https://doi.org/10.3389/feart.2018.00238>
8. *Bindeman I.N., Leonov V.L., Izbekov P.E. et al.* Large-volume silicic volcanism in Kamchatka: Ar–Ar and U–Pb ages, isotopic, and geochemical characteristics of major pre-Holocene caldera-forming eruptions // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2010. V. 189. P. 57-80.
9. *Holtz F., Behrens H., Dingwell D.B. et al.* H₂O solubility in haplogranitic melts: Compositional, pressure, and temperature dependence // *American Mineralogist*. 1995. V. 80. № 1-2. P. 94-108.
10. *Newman S., Lowenstern J.B.* VolatileCalc: a silicate melt-H₂O-CO₂ solution model written in Visual Basic for excel // *Computers & Geosciences*. 2002. V. 28. № 5. P. 597-604. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(01\)00081-4](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(01)00081-4)
11. *Tamic N., Behrens H., Holtz F.* The solubility of H₂O and CO₂ in rhyolitic melts in equilibrium with a mixed CO₂-H₂O fluid phase // *Chemical Geology*. 2001. V. 174. P. 333-347.

Условия образования вулканогенных цеолитов месторождения Хонгуруу (республика Саха)

Румянцева А.О., Белоусов П.Е.

Volcanogenic zeolites of the Khonguruu deposit (Yakutia): mineral composition, formation conditions, properties

Rumyantseva A.O., Belousov P.E.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН), г. Москва;

e-mail: rumyantseva.anastasia2017@yandex.ru

Работа посвящена изучению условий образования вулканогенных цеолитов месторождения Хонгуруу (Якутия). В генетическом плане месторождение цеолитов относится к вулканогенно-осадочному типу и образовалось в результате цеолитизации пеплового материала в мелководных водах с повышенной соленостью. Установлен состав исходных материнских пород.

Цеолиты являются ценным неметаллическим полезным ископаемым и относятся к группе водных алюмосиликатов, состоящих из кремнекислородных тетраэдров. Основными представителями данной группы являются гейландит, клиноптилолит, морденит, шабазит и др. На территории России выявлено около 120 месторождений и проявлений цеолитсодержащих пород. На Государственном балансе запасов в Российской Федерации учитываются 18 месторождений цеолитов с балансовыми запасами категории $A+B+C_1$ – 594 млн т, категории C_2 – 799 млн т. [1], из них разрабатывается только 3 месторождения [5].

Месторождение Хонгуруу расположено в 22 км к востоку от поселка Кемпендяй Сунтарского района республики Саха, на правом склоне долины руч. Курун-Юрях в отрогах одноименного небольшого хребта. В структурном плане месторождение располагается на юго-восточном борту Таас-Туусской солянокупольной антиклинальной структуры, где расположены четыре пласта цеолитизированных туфов.

В геологическом строении территории принимают участие девонские вулканогенно-осадочные отложения кемпендяйской свиты (D_3km) и верхнедевонско-нижнекаменноугольные терригенные отложения курунгюряхской свиты (D_3-C_1kr), к которым и приурочена продуктивная толща цеолитов [2, 4] (рис. 1). Кемпендяйская свита (D_3km) представлена пестроцветными вулканогенно-терригенно-карбонатными породами. Свита подстилается пластом каменной соли и согласно покрывается сероцветными образованиями верхнедевонско-нижнекаменноугольного возраста. Мощность вскрытой части кемпендяйской свиты в разрезе составляет 174 м. В разрезе свиты выделяют первый и второй пласты цеолитовых туфов. Курунгюряхская свита (D_3-C_1kr) согласно залегает на образованиях верхнего девона. Мощность изученной части 166.3 м. В разрезе свиты выделяются третий и четвертый пласты цеолитовых туфов. Основная часть разреза сложена карбонатными породами.

Всего на месторождении Хонгуруу выделяются четыре основных пласта цеолитовых туфов. Пласты имеют северо-восточное простирание и моноклинально погружаются под углом 25-45°. Мощность пластов колеблется от 5.6 до 11 м, они залегают согласно с вмещающими породами. Запасы месторождения категории $B+C_1$ составляют 11.4 млн т [2, 4].

Макроскопически встречаются цеолиты серо-зеленые и бежевые с тонко- и толсто плитчатыми массивными текстурами. Микроскопически породы представляют собой витрокластические и кристалловитрокластические туфы, почти полностью замещенные скрытокристаллическими изотропными минералами цеолитового ряда. При проведении исследования методом сканирующей электронной микроскопии было обнаружено, что зеленые цеолиты имеют однородную плотную структуру, а бежевые разности – рыхлое и пористое строение с туфогенной структурой.

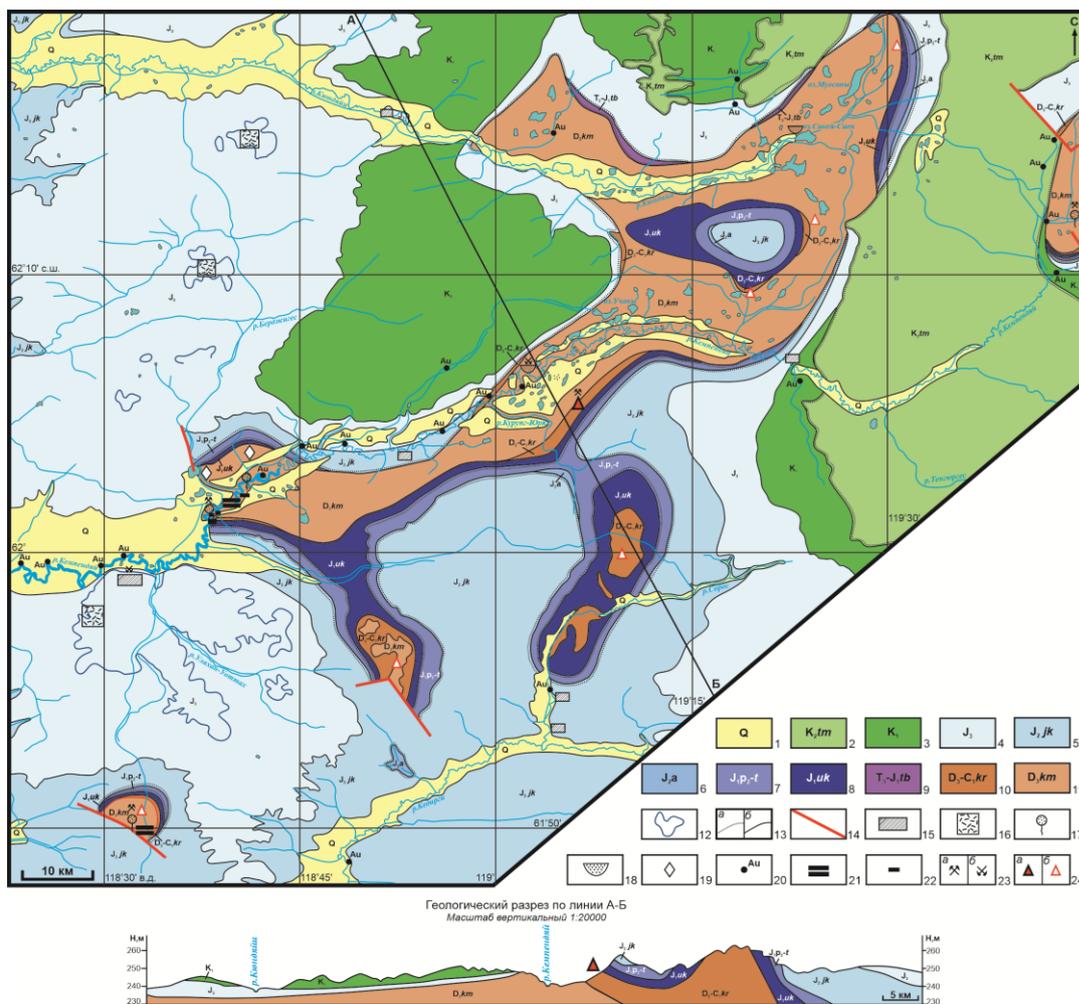


Рис. 1. Геологическая карта района месторождения Хонгуруу [3]. Условные обозначения: 1 – четвертичные отложения нерасчлененные; 2-3 – терригенные отложения мелового возраста: 2 – тимердахская свита, 3 – нерасчлененные отложения; 4-8 – терригенные отложения юрского возраста: 4 – нерасчлененные отложения, 5 – якутская свита, 6 – ааленский ярус, 7 – верхнеплинбасхский подъярус-тоарский ярус, 8 – укугутская свита; 9 – верхнетриасово-нижнеюрские терригенные отложения табасындской свиты; 10 – верхнедевонско-нижнекаменноугольные терригенные отложения курунгуряхской свиты; 11 – девонские вулканогенно-осадочные отложения кемпендяйской свиты; 12 – маркирующий горизонт (горелые породы); 13 – границы залегания отложений: а – несогласного, б – нормального; 14 – тектонические нарушения установленные; 15-24 – проявления полезных ископаемых: 15 – бурый уголь, 16 – горелые породы, 17 – соляные источники и рассолы, 18 – поваренная соль, 19 – гипс, 20 – шлиховые пробы, содержащие Au, 21 – грязи лечебные, 22 – глины, 23 – месторождения: а – эксплуатируемые, б – законсервированные, 24 – цеолиты: а – месторождения, б – проявления.

По минеральному составу выделяются как гейландит-клиноптилолитовые, так и преимущественно гейландитовые разности. Содержание цеолитов в породах колеблется в пределах 55-82 %. Для преимущественно гейландитовых разностей характерно повышенное содержание стронция, который находится в виде обменных катионов в каналах минерала. В виде примесей встречаются смектит, слюдястые минералы, кварц и полевои шпат.

По химическому составу цеолиты относятся к высококремнистой разности, соотношение кремнезема к глинозему составляет в среднем 5.6, что является характерным для минералов клиноптилолит-гейландитового ряда. По составу обменных катионов выделяют щелочные (Ca-Na) и щелочноземельные (Mg-Ca) цеолиты.

Основной задачей данного исследования было детальное изучение условий образования цеолитов месторождения Хонгуруу. Благодаря изучению палеогеографических карт [4] было установлено, что образование цеолитов происходило в мелководных морских прибрежных водах с повышенной соленостью, также с близлежащих Байкальских гор поступал терригенный и обломочный материал (рис. 2).

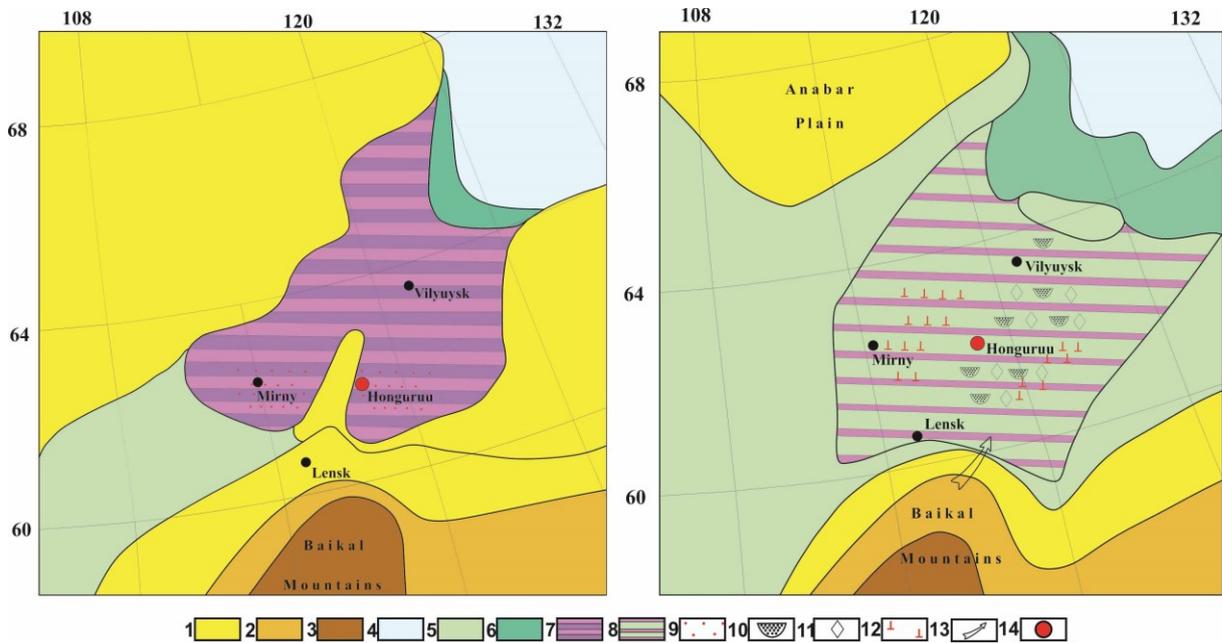


Рис. 2. Палеотектонические обстановки района месторождения Хонгуруу. Условные обозначения: 1 – равнина холмистая; 2 – равнина возвышенная, плато; 3 – горы высокие; 5 – равнина низменная аккумулятивная; 6 – равнина прибрежная, временами заливаемая морем; 7 – море внутреннее, озеро, залив с чередованием условий пониженной и повышенной солености; 8 – равнина прибрежная, временами заливаемая морскими водами с чередованием условий повышенной и пониженной соленостью; 9 – зона распространения вулканического пепла; 10 – первичная красноцветность отдельных прослоев; 11 – ангидриты и гипсы; 12 – каменная соль; 13 – вулканогенные образования излившиеся экструзивные и субвулканические; 14 – направление сноса обломочного и терригенного материала.

В соответствии с диаграммой Винчестера и Флойда, использующей соотношения неподвижных микроэлементов (Ti, Nb, Zr, Y) [6], был определен состав исходных материнских туфов и пеплов, по которым образовывались цеолиты. Материнские породы имеют кислый и средний состав и представлены риодацитами и трахиандезитами (рис. 3). В периоды активизации вулканической деятельности в регионе и регрессии моря пепловый материал образовывал туфопесчаники и туфоалевролиты. В периоды затопления района исследований прибрежными морскими водами с повышенной соленостью происходила цеолитизация пеплового материала. Также в образцах цеолитов присутствуют туфогенные текстуры и акцессорные рудные минералы (магнетит, галенит) и неметаллические тяжелые минералы (циркон, монацит, апатит), характерные для вулканогенной деятельности. Об образовании цеолитов по вулканогенному материалу в прибрежных соленых водах свидетельствуют коренные выходы гипса и каменной соли в районе месторождения, а также реликты вулканического стекла в образцах цеолитов.

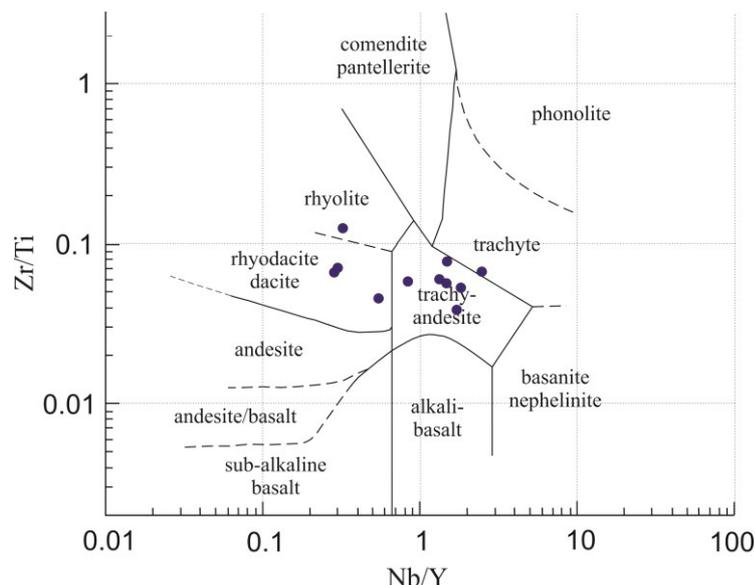


Рис. 3. Проекция цеолитов Хонгуруу на диаграмму Винчестера и Флойда [6].

Выводы

Цеолиты месторождения Хонгуруу имеют вулканогенно-осадочный генезис и образовались в результате цеолитизации пеплового материала в мелководных морских прибрежных водах с повышенной соленостью. Исходные материнские породы, по которым образовались изучаемые цеолиты, имеют кислый и средний состав и представлены риодацитами и трахиандезитами. В образцах цеолитов присутствуют туфогенные текстуры и акцессорные рудные и неметаллические тяжелые минералы, характерные для вулканогенной деятельности. Также в районе месторождения присутствуют коренные выходы гипса и каменной соли, что свидетельствует об образовании цеолитов в прибрежных соленых водах. По минеральному составу выделяются две ассоциации цеолитов – клиноптилолит-гейландитовые и преимущественно гейландитовые, для которых характерно повышенное содержание стронция в каналах цеолита.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Научного Фонда, проект № 22-77-10050 (<https://rscf.ru/project/22-77-10050/>).

Автор выражает благодарность генеральному директору ООО «СунтарЦеолит» П.М. Попову за возможность проведения полевых работ на месторождении Хонгуруу.

Список литературы

1. Белоусов П.Е., Чупаленков Н.М., Карелина Н.Д., Крупская В.В. Геолого-структурная позиция месторождений бентонита и цеолита России // Новое в познании процессов рудообразования. Породо-, минерало- и рудообразование: достижения и перспективы исследований. ИГЕМ, 2020. С. 826-830.
2. Колодезников К.Е., Новгородов П.Г., Матросова Т.В., Степанов В.В. Кемпендяйский цеолитоносный район. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1992. 68 с.
3. Петрова А.И., Старыгина Т.Т., Николаев А.В. Геологическая карта района работ. К отчету по результатам детальной разведки месторождения цеолитов Хонгуруу. Геолком РФ ЯРГЦ. 1993.
4. Познер В.М. Атлас литолого-палеогеографической карты СССР. Т. II. 1969. 68 с.
5. Сафронов А.Ф., Колодезников К.Е., Уаров В.Ф. Полезные ископаемые Сунтарского района и перспективы их промышленного освоения // Якутск: ЯФ ГУ «Изд-во СО РАН», 2004. С. 49-57.
6. Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // Chemical Geology. 1977. V. 20. P. 325-343.

Возможность применения экспериментальной сейсмостанции и нейросетей для изучения вулканической активности

Рябинкин К.С.^{1,2}, Насыров В.В.², Фролов В.И.¹, Губин С.В.², Римлянд В.И.²

The possibility of using experimental seismic stations and neural networks to study volcanic activity

Ryabinkin K.S., Nasyrov V.V., Frolov V.I., Gubin S.V., Rimlyand V.I.

¹ *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;*

e-mail: kostya-rowan@mail.ru

² *Тихоокеанский государственный университет, г. Хабаровск;*

e-mail: 000612@togudv.ru

В работе описан опыт применения экспериментальной сейсмостанции и нейросетевых алгоритмов, созданных для мониторинга сейсмичности. В результате испытаний разработанная система продемонстрировала пригодность для расширения возможностей имеющихся сетей мониторинга сейсмичности и для использования при создании новых сетей ВМАК.

Введение

Камчатка – регион с высокой сейсмической и вулканической активностью, представляющей значительную угрозу для населения и инфраструктуры. Согласно сейсмическим картам ОСР-2016 [6], большая часть полуострова расположена в зоне 8-10-балльных землетрясений с периодичностью около 500 лет.

Сейсмические станции играют важнейшую роль в мониторинге вулканической и тектонической активности. Одной из проблем остается нехватка постоянных пунктов наблюдений в регионе, что приводит к утрате важной информации для прогнозирования катастроф. Потенциал существующей сети сейсмических станций имеет очевидные ограничения, а ручная или полуавтоматическая обработка сигналов не позволяет анализировать постоянно увеличивающийся объем поступающих данных. Одним из возможных решений данной проблемы является разработка и широкое внедрение недорогих автономных сейсмостанций. В ИВиС ДВО РАН ведется разработка прибора «СейсмоПро» – автономной сейсмостанции на базе микрокомпьютера и геофонов. Простота эксплуатации и относительно невысокая стоимость «СейсмоПро» обеспечивают получение данных необходимого качества для сейсмического мониторинга. Для автоматизированной обработки большого потока сейсмических данных ведутся работы по созданию нейросети.

Цель исследования – испытания разработанного прибора в условиях извержения вулкана Шивелуч и сравнение возможностей записи сейсмических сигналов прототипом станции «СейсмоПро» с данными, полученными широкополосными станциями известных производителей. Задачи включают проверку надежности прибора в сложных полевых условиях, выделение сейсмических событий в полученных данных с помощью нейросети, обработку полученных данных и анализ характеристик экспериментального устройства. Результаты исследования позволят оценить потенциал использования «СейсмоПро» для расширения сети мониторинга вулканической активности на Камчатке и нейросети для автоматизированного поиска сейсмических событий.

Испытательный полигон

Испытания сейсмостанции «СейсмоПро» были приурочены к извержению вулкана Шивелуч на севере Камчатки в августе-сентябре 2024 г.

14 августа 2024 г., по данным сейсмических наблюдений КФ ФИЦ ЕГС РАН, появились первые предвестники предстоящего извержения вулкана Шивелуч. В последующие дни происходило непрерывное нарастание количества событий III и IV типов. Если 14 августа количество таких событий исчислялось единицами, то к 17 августа значимые сейсмические события происходили по несколько раз в час.

17 августа 2024 г., около 19:00 по камчатскому времени, в районе экструзивного купола Каран на западном склоне вулкана Шивелуч возникла мощная парогазовая колонна, к которой постепенно начал примешиваться выносимый пепел темного цвета; появился пепловый шлейф. Около 22:00 случилось первое взрывное событие. К 23:00 парогазовая активность сменилась взрывной деятельностью с выносом большого количества ювенильного материала, выдавливанием лавы и выбросом вулканических бомб – пароксизмальное событие. Визуально пирокластические потоки на склонах отсутствовали. Пепловая колонна поднялась на высоту 9 км н.у.м. В ночные часы извержение сопровождалось свечением в районе купола и высокоинтенсивными электростатическими разрядами как в районе купола, так и на протяжении первых километров пеплового шлейфа. Раскаты грома были слышны на расстоянии 12-15 км от активного центра. Визуально было определено, что в области извержения активны по меньшей мере два взрывных центра в районе куполов Каран и 300 лет РАН. Длина шлейфа составила не менее 450 км.

Эксперимент начался 18 августа 2024 г. В радиусе 15 км от вулкана Шивелуч были установлены два временных пункта наблюдений: в районе каньона реки Байдарная и в районе реки Кабеку, также постоянный пункт был установлен в поселке Ключи, на вулканостанции ИВиС ДВО РАН. В эксперименте сравнивались сейсмические записи сейсмостанций «СейсмоПро» с записями широкополосных станций Lennartz, выступавших в качестве эталона. Каждая пара станций была установлена на одно основание.

Материалы и методы

Сейсмостанция «СейсмоПро» включает две составляющие: датчик-геофон и регистратор. В качестве датчиков применяются геофоны с резонансной частотой 4.5 Гц. Сейсмостанция «СейсмоПро» предусматривает использование трех геофонов, расположенных под прямыми углами друг к другу, для регистрации трех компонент сейсмического сигнала (X, Y, Z). Возможности применения геофонов для мониторинга локальных землетрясений обсуждаются в научных исследованиях [1, 2, 4]. Регистратор является уникальной разработкой на основе микрокомпьютера «Искра».

Обработанный в регистраторе сигнал от датчиков записывается на карту памяти и передается на сервер в режиме реального времени. Для обеспечения корректного взаимодействия всех компонентов используются стандартные протоколы SPI и UART. Специально разработанное программное обеспечение для микроконтроллера обеспечивает надежную и стабильную работу всей системы [3, 5].

Выбор оптимальной конфигурации системы сейсмического мониторинга определяется конкретными задачами исследования и техническими характеристиками приборов. В таблице приведены сравнительные характеристики усредненной широкополосной станции и разработанной нами сейсмостанции «СейсмоПро».

Таблица. Сравнение характеристик широкополосного сейсмометра и «СейсмоПро»

№ п/п	Характеристики	Широкополосная сейсмостанция	«СейсмоПро»
1	Эффективный частотный диапазон	0.01-50 Гц	3-100 Гц
2	Средний уровень шума относительно модели низкого шума (2-40 Гц)	20 дБ	30 дБ
3	Максимальная частота дискретизации	1000 Гц	1000 Гц
4	Энергопотребление	2.2 Вт	0.5 Вт
5	Вес	3.5 кг	1 кг
6	Цена	2 000 000 руб.	70 000 руб.

Применение нейросети для поиска землетрясений

Мониторинг вулканической и тектонической сейсмичности требует обработки больших объемов данных сейсмостанций. Ручной анализ неэффективен из-за высокой частоты дискретизации (≥ 100 Гц) и сложности выделения слабых сигналов. Для решения этой проблемы была разработана глубокая нейронная сеть с механизмами внимания для распознавания паттернов в зашумленных сигналах.

Нейронная сеть, реализованная на TensorFlow, обучена на датасете STEAD (1.2 млн записей) [7, 8]. Эксперименты подтвердили ее способность к автоматическому анализу данных как с широкополосных станций, так и с «СейсмоПро».

При обработке данных с извержения вулкана Шивелуч нейронная сеть успешно детектировала землетрясения, что иллюстрируется вероятностными кривыми событий и моментами прихода P- и S-волн (рис. 1). Валидация проводилась на данных STEAD и сравнением с алгоритмами STA/LTA, подтверждая совпадение числа обнаруженных событий. Все результаты были проверены вручную для оценки качества работы нейронной сети.

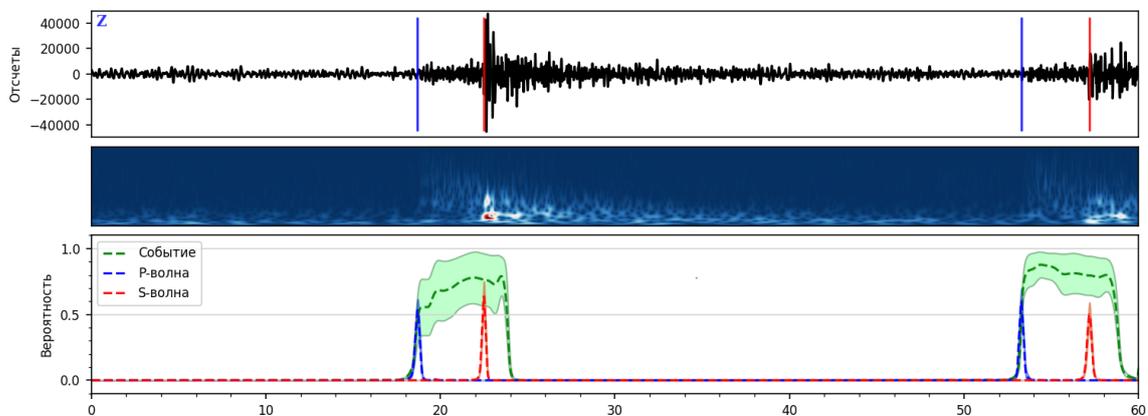


Рис. 1. Пример минутной сейсмической записи с извержения вулкана Шивелуч со станции «СейсмоПро», на которой нейросеть нашла два землетрясения и определила их P- и S-волны.

Результаты и анализ эксперимента

Визуальное сравнение волновых форм широкополосной сейсмостанции и «СейсмоПро» показало расхождения на низких частотах. Однако, времена прихода P- и S-волн соответствовали друг другу, фазовые сдвиги отсутствуют. После фильтрации 3-15 Гц сходимость сигналов повысилась (рис. 2).

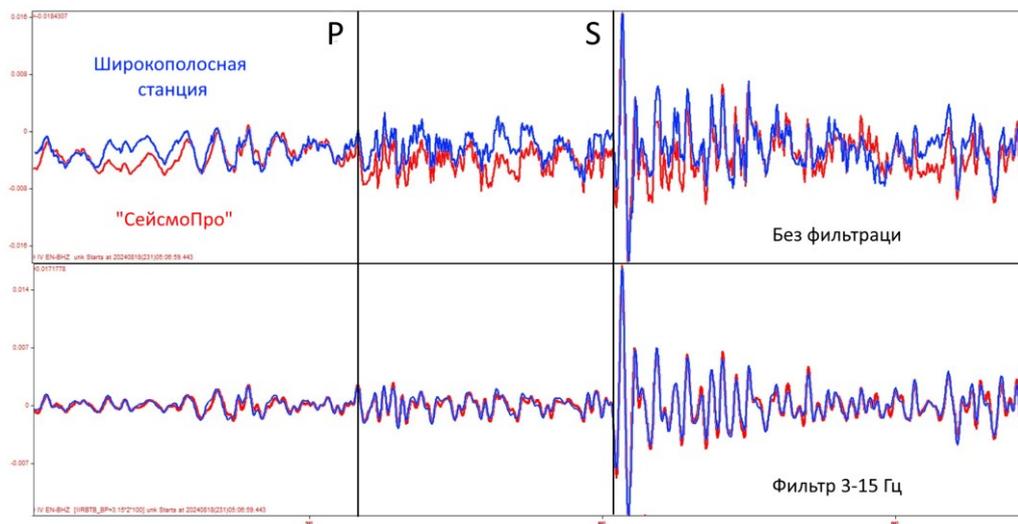


Рис. 2. Наложение волновых форм с широкополосной сейсмической станции и с «СейсмоПро».

Сходимость сигналов свидетельствует о том, что качество записи, полученное с помощью «СейсмоПро», позволяет точно определять времена прихода продольных и поперечных волн, необходимые для вычисления гипоцентральных и эпицентральных расстояний очаговой зоны. Данные также позволяют оценивать амплитуды колебаний и другие параметры, необходимые для расчета магнитуды и других ключевых параметров исследуемых событий. Важно подчеркнуть, что результаты испытаний «СейсмоПро» не указывают на отсутствие полезной информации за пределами указанного диапазона. Причины расхождений на высоких частотах были рассмотрены ранее, а расхождения на частотах ниже 3 Гц могут быть объяснены повышенным уровнем собственных шумов используемых геофонов.

Выводы

В ходе испытаний сейсмостанция «СейсмоПро» продемонстрировала высокую корреляцию данных с эталонным широкополосным сейсмометром Lennartz 3DLite MkIII в частотном диапазоне 3-15 Гц. Сейсмостанция «СейсмоПро» может эффективно применяться для уплотнения существующих сетей сейсмических наблюдений в сочетании с широкополосными станциями в составе ВМАК (вулканологических многопараметрических автоматизированных комплексов). Низкая стоимость и неприхотливость в эксплуатации делают ее привлекательной для расширения сети мониторинга в условиях ограниченных ресурсов.

Были проведены испытания нейросетевого алгоритма для автоматизированного поиска землетрясений. Результаты показали высокую эффективность нейронной сети в обнаружении локальных сейсмических событий. Автоматизированная обработка позволит значительно сократить время анализа информации и улучшить качество мониторинга в целом.

В части обработки, интерпретации и обобщения результатов исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-17-20031 (<https://rscf.ru/project/24-17-20031/>) и Министерства образования и науки Хабаровского края (соглашение № 116С/2024). Работы по организации и проведению измерений выполнены в рамках государственного задания Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН по теме НИР № FWME-2024-0015 «Изучение механизмов извержения Авачинского вулкана и создание методик оценки вулканической опасности».

Список литературы

1. *Беляков А.С.* Магнитоупругие сенсоры и геофоны для векторных измерений в геоакустике // *Акустический журнал*. 2005. Т. 5. С. 53-65.
2. *Беседина А.Н., Кабыченко Н.В., Павлов Д.В. и др.* Инструментальные методы расширения амплитудно-частотной характеристики геофона // *Сейсмические приборы*. 2019. № 3. С. 5-23.
3. *Будченко А.А., Черепанов В.П.* Тестер геофона SGD-TG – повышение качества регистрации сейсмических данных и снижение стоимости сейсморазведочных работ // *Приборы и системы разведочной геофизики*. 2007. Т. 21. № 3. С. 26-33.
4. *Дергач П.А., Дучков А.А., Юшин В.И.* Использование геофонов в локальных сетях сейсмологического мониторинга // *Интерэкспо Гео-Сибирь*. 2019. № 3. С. 140-146.
5. *Столяренко А.С.* Цифровая метеостанция на основе микроконтроллера Arduino // *Техническое творчество молодежи*. 2018. № 4. С. 34-37.
6. *Уломов В.И., Богданов М.И., Трифионов В.Г. и др.* Пояснительная записка к комплекту карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации ОСР-2016 // *Инженерные изыскания*. 2016. № 7. С. 49-122.
7. *Vaswani A., Shazeer N., Parmar N. et al.* Attention Is All You Need // *31st Conference on Neural Information Processing Systems (NIPS 2017)*. Long Beach, CA, USA. 2017. 11 p.
8. *Zhu W., Beroza G.C.* PhaseNet: A Deep-Neural-Network-Based Seismic Arrival Time Picking Method // *Geophysical Journal International*. 2019. V. 216. Is. 1. P. 261-273. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy423>

Маары хребта Кумроч (Восточная Камчатка): водородная гипотеза образования Савельев Д.П.

Maars of the Kumroch Ridge (Eastern Kamchatka): hydrogen hypothesis of formation Savelyev D.P.

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;
e-mail: savelyev@kscnet.ru*

Приведены сведения о трубках взрыва (маарах), расположенных в северной части хребта Кумроч, в обрамлении Кротонского гипербазитового массива. Предложена гипотеза, связывающая образование этих мааров со взрывом водорода, выделившегося при серпентинизации гипербазитов и накопившегося в ловушках в серпентинитовом меланже.

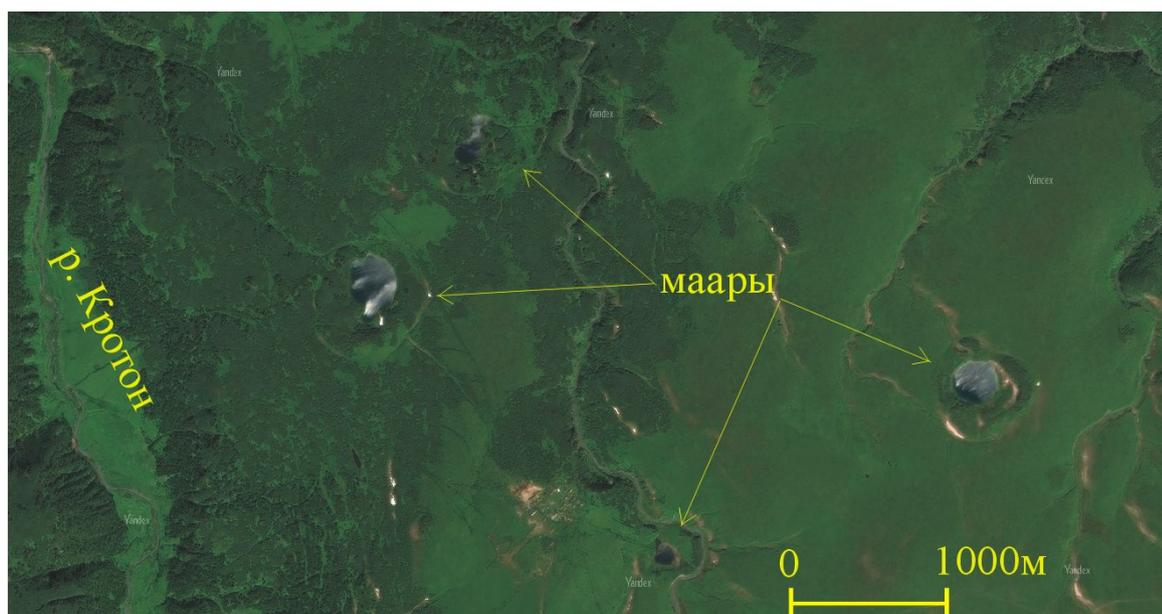
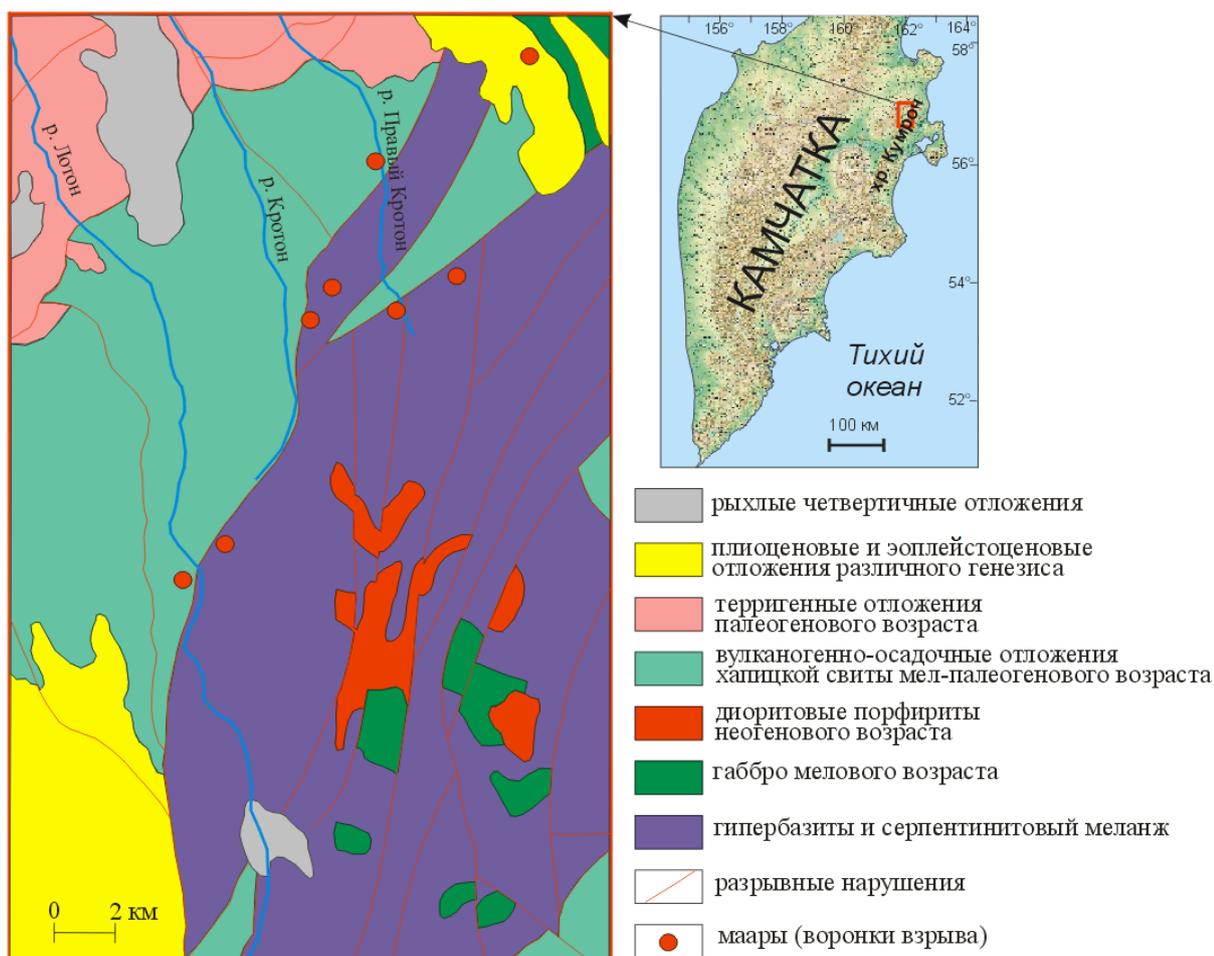
Мааром обычно называют относительно плоскодонный вулканический кратер без конуса, окруженный невысоким валом из рыхлых отложений, часто с озером в центре. Иногда к маарам относят также трубки взрыва, имеющие невулканическое происхождение. Такие трубки взрыва образуются при накоплении и выбросе метана из тающих газогидратов в полярных областях в условиях многолетней мерзлоты [1, 6].

На Камчатке газовые трубки взрыва закартированы в северной части хр. Кумроч, в долинах рек Лотон и Кротон (рис. 1). На изданных геологических картах масштаба 1:200 000 они показаны как маары (лист О-57-XXX [4]) и воронки взрыва (лист О-57- XXV [3]). Описания этих объектов приведены в записках к геологическим картам этих листов. Они представляют собой воронки округлой формы диаметром 300-1000 м, окруженные валом высотой 15-40 м и шириной до 80 м (рис. 2). Кольцевые валы сложены серпентинитовыми брекчиями с песчаным и глинистым цементом [3, 4]. Геологи отнесли их к голоценовым образованиям. В работе М.М. Певзнер [2] маары верховьев р. Правый Кротон отнесены к вулканическим центрам доголоценового возраста на основании того, что на поверхности насыпных валов фиксируется полный голоценовый почвенно-пирокластический чехол, и на основании датировки одного из горизонтов пеплов внутри маара [2]. Ювенильной пирокластике в отложениях валов не обнаружено. Рельефные формы воронок и валов позволяют считать их моложе последнего позднеплейстоценового оледенения. По мнению геологов-съемщиков В.С. Успенского и Н.А. Пилипчука, эти маары являются результатом одноактных взрывов прорывающих газов [4].

В пользу гипотезы о газовом, а не вулканическом генезисе мааров междуречья Кротон-Лотон, кроме отсутствия ювенильного вулканического материала в кольцевых валах, служит также достаточная удаленность вулканических построек и конусов. Ближайшие экструзивные тела андезитов и андезибазальтов позднеплейстоценового шишейского комплекса закартированы в 40 км к северо-западу [4]. На площади листа О-57-XXX (в 50 км к северо-западу от Кротонского массива) закартирован маар, который можно отнести к вулканическим, поскольку его вал сложен обломками риолитов, аналогичными породам шишейского комплекса, в пределах экструзивного тела которого он находится [4]. Однако, в случае принятия газовой гипотезы происхождения мааров Лотона-Кротона, необходимо объяснить один факт – их очень кучное расположение вблизи границы Кротонского гипербазитового массива и отсутствие в других местах. Именно этот факт позволяет уточнить газовую гипотезу и предположить состав и источник этого газа.

При исследовании щелочных источников и травертиновых шлейфов в пределах Солдатского гипербазитового массива на п-ове Камчатский Мыс Ю.А. Тараном с коллегами было обнаружено, что вода некоторых источников содержит растворенный водород (до 0.77 ммоль/л) [7]. Этот водород выделяется при серпентинизации оливина по такой реакции [5]: $(\text{Mg,Fe}^{2+})_2\text{SiO}_4 + \text{H}_2\text{O} \Rightarrow \text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + \text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{H}_2$. На Солдатском массиве щелочные источники находятся на склоне горы, гипербазиты трещиноваты и не перекрыты чехлом рыхлых отложений. Поэтому был зафиксирован

только остаточный растворенный в воде водород, из-за отсутствия ловушек он не может скапливаться в больших объемах.



Кротонский массив, также, как и массив горы Солдатской, серпентинизирован неравномерно. Наибольшая серпентинизация может быть обеспечена при интенсивной

тектонической переработке гипербазитов, т.е. в зонах меланжа. Чем более интенсивно происходит серпентинизация гипербазитов, тем интенсивнее выделяется водород. При этом серпентинитовые глины, слагающие матрикс меланжа, являются хорошей крышкой, непроницаемой для воды и газов. Такая структура (зона серпентинитового меланжа, перекрывающая основное тело гипербазитового массива) создает условия для возникновения ловушек, в которых может скапливаться водород, выделяющийся при серпентинизации. При смешении с кислородом из воздуха в близповерхностных резервуарах может образоваться взрывоопасная смесь. Тогда искра от пожаров или от сухих гроз может вызвать взрыв и формирование кратера, аналогичного тем, что образуются при взрыве смеси биогенного метана с воздухом на Ямале [1]. Описанные процессы (серпентинизация перидотитов и выделение водорода) происходят в Кротонском массиве непрерывно сотни тысяч (а может быть, и миллионы) лет – с момента попадания воды по трещинам в объем массива гипербазитов. Для формирования скоплений водорода нужны только специфические геологические условия – наличие газонепроницаемых ловушек над гипербазитами. Если такие условия возникают, то взрывы газа и образование взрывных кратеров будут повторяться постоянно.

Предложенная модель объясняет наблюдаемый факт – скопление трубок взрыва (мааров) в пределах полосы шириной 2-4 км вдоль северо-восточной границы Кротонского гипербазитового массива.

Автор благодарен В.С. Каменецкому за лекцию, в которой им была предложена идея образования кимберлитовых трубок взрыва за счет водорода, выделяющегося при серпентинизации оливина. Также благодарность коллегам и водителю КАМАЗа И.А. Утешеву, с которыми мы безуспешно пытались доехать до мааров хребта Кумроч, но не доехали, поэтому описание кратеров сделано по материалам предшественников.

Работа выполнена при финансировании по теме НИР № FWME-2024-0012 Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН.

Список литературы

1. *Богоявленский В.И., Сизов О.С., Мажаров А.В. и др.* Дегазация Земли в Арктике: дистанционные и экспедиционные исследования катастрофического Сеяхинского выброса газа на полуострове Ямал // *Арктика: экология и экономика*. 2019. № 1. Т. 33. С. 88-105. <https://doi.org/10.25283/2223-4594-2019-1-88-105>
2. *Певзнер М.М.* Голоценовый вулканизм Срединного хребта Камчатки / Труды Геологического института. Вып. 68 / Отв. ред. М.А. Федонкин. М.: ГЕОС, 2015. 252 с.
3. *Сляднев Б.И.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Восточно-Камчатская. Лист О-58-XXV, XXVI (р. Уколка). Л.: Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1989. + Записка к карте 99 с.
4. *Успенский В.С., Пилипчук Н.А.* Государственная геологическая карта и карта полезных ископаемых Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Восточно-Камчатская. Лист О-57-XXX (соп. Острая). СПб: Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2006. + Записка к карте 120 с.
5. *Таран Ю.А., Савельев Д.П., Пальянова Г.А., Покровский Б.Г.* Щелочные воды ультраосновного массива г. Солдатской (Камчатка): химический и изотопный состав, минералогия и ¹⁴C-возраст травертинов // Доклады РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 510. № 1. С. 30-37. <https://doi.org/10.1134/S1028334X23600093>
6. *Andreassen K., Hubbard A., Winsborrow M. et al.* Massive blow-out craters formed by hydrate-controlled methane expulsion from the Arctic seafloor // *Science*. 2017. V. 356. № 6341. P. 948-953. <https://doi.org/10.1126/science.aal4500>
7. *Taran Yu., Kalacheva E., Savelyev D. et al.* Hyperalkaline waters and travertines of the ophiolite complex of Mt. Soldatskaya, Kamchatsky Mys Peninsula, Kamchatka, Russia // *Geochemical Journal*. 2024. V. 58. № 3. Art. GJ24011. P. 127-137. <https://doi.org/10.2343/geochemj.GJ24011>

Неоплейстоцен-голоценовый эксплозивный кальдерный вулканизм Большой Курильской гряды: распределение вулканов, природа и параметры становления магматических очагов

Смирнов С.З.¹, Котов А.А.², Бергаль-Кувикас О.В.^{3,4}, Дегтерев А.В.⁵, Низаметдинов И.Р.¹, Кузьмин Д.В.¹, Тимина Т.Ю.¹

Late Pleistocene – Holocene caldera volcanism of the Greater Kuril Ridge: volcano distribution, nature and storage conditions of magma reservoirs

Smirnov S.Z., Kotov A.A., Bergal-Kuvikas O.V., Degterev A.V., Nizametdinov I.R., Kuzmin D.V., Timina T.Yu.

¹ *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск; e-mail: ssmr@igm.nsc.ru*

² *Graduate School of Environmental Studies, Tohoku University, Sendai, Japan*

³ *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский*

⁴ *Камчатский государственный университет им. В. Беринга, г. Петропавловск-Камчатский*

⁵ *Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск*

Неоплейстоцен-голоценовое кальдерообразование Большой Курильской гряды сосредоточено на южных и центральных островах. Оно было связано с развитием в верхних горизонтах земной коры крупных очагов флюидонасыщенных преимущественно дацитовых магм. Рассмотрены особенности распределения вулканов и генезиса магматических очагов.

Пространственное распределение и временные рамки кальдерообразования Большой Курильской гряды

Эксплозивный кальдерный вулканизм относится к наиболее опасным природным явлениям, имеющим катастрофические последствия для живой природы, человека и его экономической деятельности. По мнению разных исследователей, в пределах Большой Курильской гряды (БКГ) выделяются от 11 до 27 кальдер. Данная работа представляет собой обзор оригинальной и опубликованной ранее в литературе информации о кальдерах на островах БКГ.

Четвертичные кальдеры расположены во всех секторах БКГ, однако распределены неравномерно. Наибольшее их количество наблюдается в Южном секторе. Здесь отчетливо выражены 7 кальдер на островах Кунашир (Менделеева и Головнина) и Итуруп (Львиная Пасть, Урбич, Цирк, Камуй, Медвежья). В Центральном секторе выражены 3 субаэральных кальдеры и 1 кальдерный комплекс на островах Симушир, Расшуа и Матуа. Наиболее крупными из них являются кальдеры о. Симушир с диаметрами около 6-7 км. Северный сектор БКГ отличается от Южного и Центрального наименьшим количеством неоплейстоцен-голоценовых кальдер, сосредоточенных на о. Онекотан. В пределах БКГ о. Итуруп является абсолютным лидером по количеству четвертичных кальдер на суше. Размеры кальдер варьируют от 3 до 15 км, но чаще всего они достигают 5-7 км. Самой крупной субаэральной кальдерой БКГ по [1] является кальдера Медвежья (10×9.5 км) на о. Итуруп. Кальдеру Горшкова, обнаруженную в районе островов Черные Братья, можно считать наиболее крупной подводной кальдерой (7.5×11.5 км [2]). Есть также предположение о наличии крупной подводной кальдеры в районе острова Броутона (15×9 км) [1, 3]. Объемы кальдерных извержений оцениваются от 6 до 170 кубических километров [1, 3].

Пемзовая толща на перешейке Ветровом и в его окрестностях на о. Итуруп образовалась в результате извержения, которое должно было сопровождаться кальдерообразованием. Однако очевидные признаки кальдеры на суше отсутствуют. По этой причине до сих пор расположение его эруптивного центра остается предметом дискуссий.

Наиболее древним из датированных кальдерных извержений БКГ является образование кальдеры Медвежьей на о. Итуруп – 0.41±0.1 млн лет [4]. Большая же

часть датировок таких извержений относятся к концу позднего неоплейстоцена – началу голоцена (44.2-10.7 тыс. кал. л.н.). Кальдерообразование происходило и в голоцене, но вероятно не так интенсивно, как в неоплейстоцене. Имеющиеся датировки дают диапазон 9.5-7.7 тыс. кал. л.н. [1, 3]. В позднем голоцене во многих центрах кальдерообразования возникли посткальдерные экструзивные купола и стратовулканы. Мощные извержения, связанные с вулканами, где в неоплейстоцене-голоцене произошло образование крупных кальдер, вероятно, имели место и в позднем голоцене. К ним можно отнести внутрикальдерные пемзы риолитового состава, приуроченные к позднеголоценовому вулкану Меньший Брат (кальдера Медвежья, о. Итуруп). Однако их возраст не установлен точно. Мощное (VEI 4-5) извержение, не сопровождавшееся возникновением кальдеры, произошло около 2.06 тыс. кал. л.н. в районе перешейка Ветрового на о. Итуруп и привело к образованию слоев дацитовой пирокластики на расстоянии до 400 км от эруптивного центра [5].

По оценкам, сделанным в разное время, объемы неоплейстоцен-голоценовых кальдерообразующих извержений варьировали.

Химизм продуктов кальдерообразующих извержений

Отложения кальдерообразующих извержений представлены игнимбритами, пемзовыми, лапиллиевыми и пепловыми туфами. Химизм этих пород варьирует от базальтов до риолитов. При этом резко преобладают умеренноглиноземистые дацитовые и риодацитовые составы (среднее содержание SiO_2 67 мас. %). Наиболее низкими содержаниями кремнезема обладают, как правило, игнимбриты, в то время как пемзы являются более кислыми [6]. Существенные различия валовых составов заметны в содержании оксидов К и Na. Породы изученных кальдер островов Кунашир, Симушир и Итуруп относятся к породам низкой щелочности, в то время как игнимбриты кальдеры Немо III на о. Онекотан попадают в поле пород нормальной щелочности. При этом продукты кальдерных извержений о. Кунашир обладают наименьшим ее значением, а на о. Итуруп – более высоким.

Для пород кальдерных извержений характерно преобладание Na_2O над K_2O . Породы кальдер островов Кунашир и Симушир обладают наименьшим содержанием K_2O и относятся к низкокалиевой серии, в то время как кальдерная пирокластика островов Итуруп и Онекотан группируется вблизи границы между низко- и умеренно калиевой сериями. Это различие еще более резко заметно в составах стекол основной массы. Ювенильный материал кальдерных извержений по составу похож на островодужные и офиолитовые плагиограниты, которые являются аналогами интрузивных М-гранитов, образующихся за счет плавления базитовых субстратов земной коры.

Составы магм и оценка параметров становления очагов кальдерообразующих извержений БКГ

Данные для реконструкции параметров эволюции и становления очагов кальдерных извержений получены только для некоторых кальдер в южном секторе БКГ. Составы расплавных включений и стекол основной массы резко отличаются от валовых составов пород. В некоторых случаях они составляют с ними единый эволюционный тренд, но чаще лежат в стороне от него.

Расплавы, из которых кристаллизовались вкрапленники кислых пемз изученных кальдер на островах Итуруп и Кунашир, имели состав низко и умереннокалиевых известковистых риолитов (плагиориолитов). Наиболее низкокалиевыми оказались расплавы кальдер Менделеева и Головнина. Расплавы кальдер о. Итуруп обогащены калием по сравнению с кальдерами Кунашира. Наиболее низкими содержаниями K_2O на о. Итуруп обладают расплавы перешейка Ветрового, а расплавы кальдерного вулкана Львиная Пасть и риолитов кальдеры Медвежьей, напротив – обогащены K_2O

[6]. Минералогические исследования показали, что процесс магмогенерации включал дегидратационное плавление амфиболсодержащих метабазитовых субстратов, приводящее к образованию плагиориолитового расплава и «габброноритового» рестита. Эволюция этой магмы включала последующую кристаллизацию из расплава нового плагиоклаза, к которому на поздних стадиях мог присоединиться кварц [7, 8]. Процессы частичного плавления, как показывают полученные нами данные, протекали в верхних частях островодужной коры на глубинах не более 12 км при температурах около 810-930 °С [8]. Образование очагов извержений перешейка Ветрового и кальдеры Менделеева происходило при 830-890 °С, т.е. в диапазоне температур, сходном с температурами частичного плавления, при давлениях, не превышающих 2-3 кбар [7, 8]. Таким образом, частичное плавление и становление очагов могло происходить в одном и том же диапазоне глубин.

Магматические расплавы в очагах кальдерных извержений были обогащены летучими, среди которых главную роль играют H₂O (до 7.2 мас. % в расплаве) и Cl (до 0.4 мас. % в расплаве). В то же время содержания CO₂ и S в расплавах крайне низки и не превышают 17 и 179 г/т по данным [8]. Вкрапленники плагиоклаза, реже пироксенов, вместе с расплавленными включениями содержат существенно газовые флюидные углекислотно-водные включения, свидетельствующие о том, что расплавы были насыщены флюидом. Наши исследования показали, что расплавы были равновесны с флюидом при давлениях близких к 0.9 кбар, т.е. дегазация в очаге кальдерообразующих извержений могла происходить на глубине около 3 км. Малоглубинная (~3 км) дегазация магм может стать самостоятельным триггером кальдерного извержения. Выделяющийся флюид значительно расширяется, создавая избыточное давление на кровлю очага. Это, в свою очередь, может привести к нарушению ее сплошности, лавинообразной декомпрессионной дегазации, фрагментации магмы и стремительному истечению из жерла и кольцевых трещин ее гигантских объемов в виде флюидизированной суспензии магматического расплава, кристаллов и обломков вмещающих пород.

Заключение

Кальдерообразующие извержения, даже сравнительно небольших объемов, оказывают заметное воздействие на окружающую среду в региональном и глобальном масштабах: пирокластические потоки и плининские пеплопады ближней зоны приводят к полной перестройке существующих экосистем, вызывая гибель флоры и фауны. Вулканические пеплы и аэрозоли, поступающие в стратосферу, на протяжении нескольких лет оказывают влияние на климат, вызывая снижение среднегодовых температур (эффект вулканической зимы).

Мощные эксплозивные извержения с образованием кальдер диаметром 3-15 км и выбросом нескольких десятков кубических километров пирокластического материала были характерны для всей БКГ в конце неоплейстоцена и начале голоцена и сосредоточены были в ее средней и южной частях. Для некоторых из этих вулканов мощные эксплозивные извержения были характерны даже в позднем голоцене, что указывает на необходимость мониторинга их активности и в настоящее время.

Полученные в последнее время данные о петрологии продуктов кальдерных извержений позволяют утверждать, что эти извержения были связаны с возникновением и развитием в верхних горизонтах земной коры (3-12 км) крупных очагов кислых магм, преимущественно дацитового состава, близких по составу к интрузивным М-гранитам и насыщенным флюидом углекислотно-водного состава. Их образование, вероятнее всего, было связано с частичным плавлением метабазитовых верхнекоровых субстратов при температурах, не превышающих 930 °С.

Список литературы

1. Базанова Л.И., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В. Вулканические катастрофы позднего плейстоцена-голоцена на Камчатке и Курильских островах. Часть 1. Типы и классы катастрофических извержений-главных компонентов вулканического катастрофизма // Вулканология и сейсмология. 2016. № 3. С. 3-21.
2. Авдейко Г.П., Антонов А.Ю., Волынец О.Н. и др. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. Москва: Наука, 1992. 528 с.
3. Новейший и современный вулканизм на территории России / Отв. ред. Н.П. Лаверов. Москва: Наука, 2005. 604 с.
4. Ермаков В.А., Штейнберг Г.С. Вулкан Кудрявый и эволюция кальдеры Медвежья (о. Итуруп, Курильские острова) // Вулканология и сейсмология. 1999. № 3. С. 19-40.
5. Бергаль-Кувикас О.В., Смирнов С.З., Агатова А.Р. и др. Голоценовое эксплозивное извержение на перешейке Ветровой (о. Итуруп) как источник маркирующего горизонта тефры (~2000 лет назад) в центральной части Курильской островной дуги // Доклады Академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 511. № 1. С. 46-54. <https://doi.org/10.31857/S2686739723600601>
6. Смирнов С.З., Котов А.А., Бергаль-Кувикас О.В. и др. Неоплейстоцен-голоценовый эксплозивный кальдерный вулканизм Большой Курильской гряды // Геология и геофизика. 2025. <http://doi.org/10.15372/GiG2025102>
7. Smirnov S.Z., Rybin A.V., Kruk N.N. et al. Parental melts and magma storage of a large-volume dacite eruption at Vetrovoy Isthmus (Iturup Island, Southern Kuril Islands): Insights into the genesis of subduction-zone dacites // Journal of Petrology. 2019. V. 60. № 7. P. 1349-1370, <https://doi.org/10.1093/petrology/egz032>
8. Kotov A., Smirnov S., Nizametdinov I. et al. Partial melting under shallow-crustal conditions: a study of the Pleistocene caldera eruption of Mendeleev Volcano, Southern Kuril Island Arc // Journal of Petrology. 2023. V. 64. № 6. Art. egad033. <https://doi.org/10.1093/petrology/egad033>

Атмосферное электричество и ионосферные эффекты извержения вулкана Шивелуч 10 апреля 2023 г.

Смирнов С.Э.¹, Пулинец С.А.²

Atmospheric electricity and ionospheric effects of the Shiveluch volcano eruption on April 10, 2023

Smirnov S.E., Pulinets S.A.

¹ Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, п. Паратунка, Камчатский край;

e-mail: sergey@ikir.ru

² Институт космических исследований РАН, г. Москва

10 апреля 2023 г. произошло извержение вулкана Шивелуч на Камчатке. В слое F ионосферы над вулканом наблюдалось резкое увеличение электронной концентрации. Одновременно на расстоянии 450 км от вулкана наблюдалась интенсивная аномалия электрического поля в приземной атмосфере. Рассматриваются атмосферно-электрические эффекты этого извержения.

Весь спектр воздействия мощных вулканических извержений на электрические характеристики атмосферы пока до конца не изучен. 10 апреля 2023 г. произошло крупнейшее за последние десятилетия извержение вулкана Шивелуч на Камчатке. В момент извержения в слое F ионосферы наблюдалось резкое увеличение электронной концентрации, зафиксированное станцией вертикального ионосферного зондирования в обсерватории «Паратунка» (рис. 1), расположенной на расстоянии 450 км от вулкана.

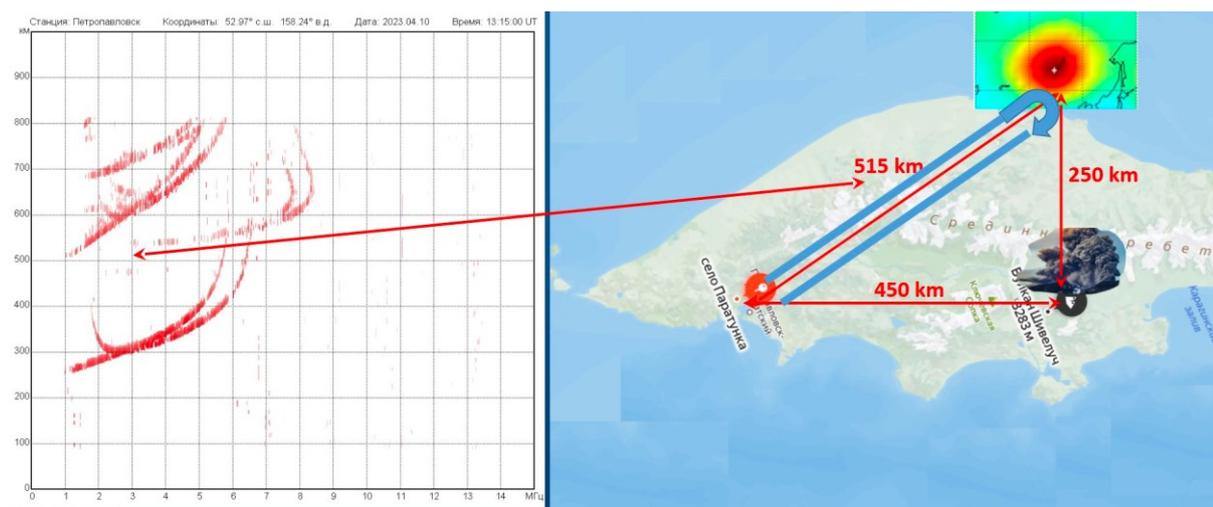


Рис. 1. Ионограмма 10 апреля 2023 г. в момент появления аномалии в электрическом поле приземного воздуха на обсерватории «Паратунка» (слева) и карта с местоположением вулкана Шивелуч и обсерватории «Паратунка» (справа).

Использование данных ионосферной станции позволило не только оценить электронную концентрацию в F-слое ионосферы, но и получить ее вертикальный профиль, что при извержении вулкана было произведено впервые [2].

Одновременно на обсерватории наблюдалась интенсивная аномалия вертикальной составляющей градиента потенциала электрического поля в приземной атмосфере (рис. 2). На таком расстоянии аномалия электрического поля не могла быть вызвана пространственным зарядом вулканического пепла, так как пепловое облако еще не достигло пункта наблюдения. Для понимания причин ее появления требуются дополнительные исследования.

Изменение состояния электрических параметров атмосферы, зарегистрированное на обсерватории «Паратунка», расположенной в 451 км от вулкана, представлено на рис. 2. Момент появления аномалий в ионосфере представлен красной

стрелкой. Электрическое поле атмосферы среагировало высоким положительным всплеском (рис. 2а). На рис. 2б представлена электропроводность воздуха, вызванная положительными ионами (красная линия) и отрицательными ионами (синяя линия).

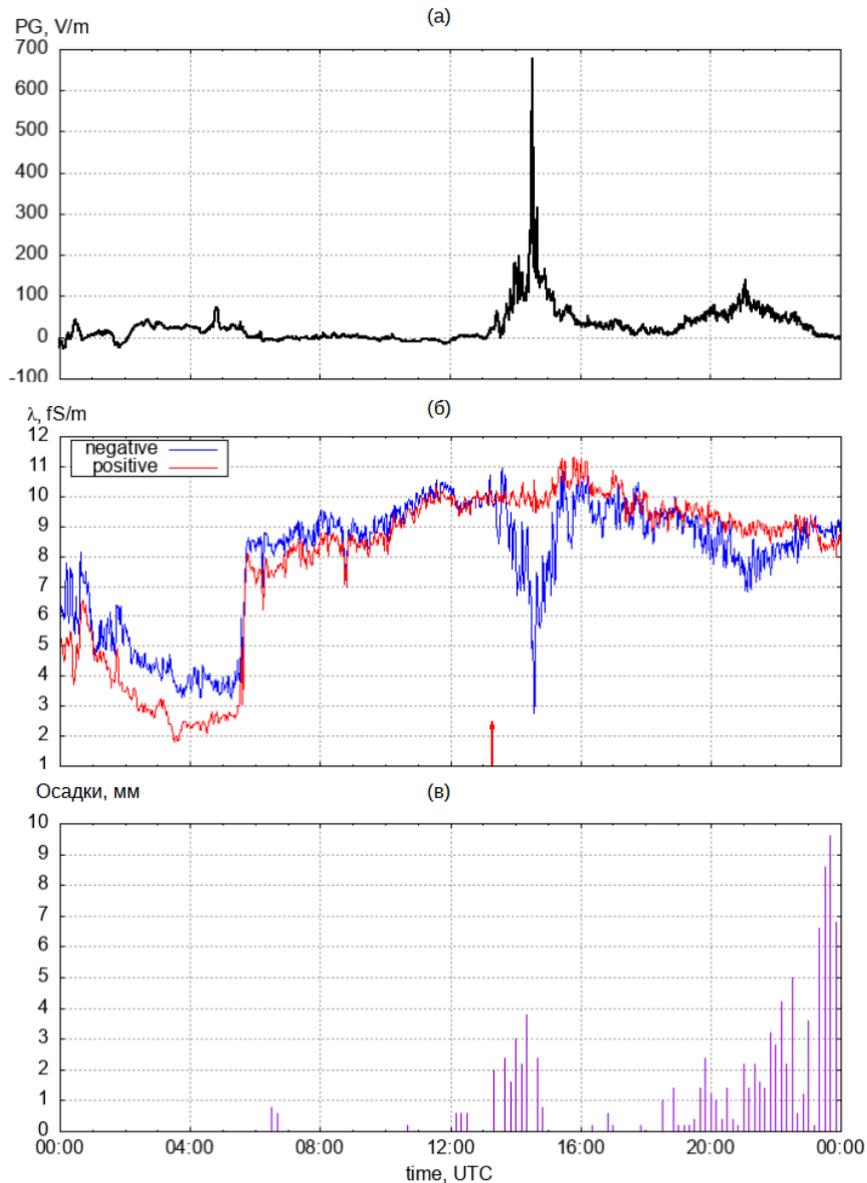


Рис. 2. Электрические и метеорологические параметры атмосферы на обсерватории «Паратунка» во время извержения вулкана Шивелуч (момент 13:15 – красная стрелка) (а) градиент потенциала; (б) электропроводность воздуха, вызванная положительными ионами (красная линия) и отрицательными ионами (синяя линия); (в) осадки.

Такой тип сигнала по форме мог сформироваться от снегопада [1]. В это время в районе обсерватории шел снег с дождем (рис. 2в). Однако, его интенсивность нельзя объяснить только осадками. Так, после 20:00 интенсивность осадков увеличилась, но электрические параметры атмосферы не изменились. Для появления такого сильного сигнала в электрическом поле после 13:15 включились дополнительные механизмы модификации атмосферы.

Список литературы

1. *Smirnov S.* Atmospheric Electricity Measurements in the Pacific Northwest, Russia // *Applied Sciences*. 2023. V. 13. № 4. Art. 2571. <https://doi.org/10.3390/app13042571>
2. *Smirnov S., Pulinets S., Bychkov V.* Some Effects of the Shiveluch Volcano Eruption of the 10 April 2023 on Atmospheric Electricity and the Ionosphere // *Atmosphere*. 2024. V. 15. № 12. Art. 1467. <https://doi.org/10.3390/atmos15121467>

Необычные дайки гибридных пород южной оконечности кальдеры Хангар (Срединный хребет, Камчатка)

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

Extraordinary dikes of hybrid rocks of the southern part of the Khangar caldera (Sredinny Range, Kamchatka)

Tolstykh M.L., Babansky A.D., Pevzner M.M.

¹ *Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва;*

e-mail: mashtol@mail.ru

² *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва*

³ *Геологический институт РАН, г. Москва*

В кальдере Хангар обнаружены дайки андезитового состава, вкрапленники в их лавах представлены оливином, кислым плагиоклазом, кварцем и амфиболом. Минералогические и термобарогеохимические исследования выявили гибридное происхождение этих пород.

Породы гибридного генезиса – магматические породы, в формировании которых участвовали магмы различных составов – давно привлекали внимание исследователей. Существует множество особенностей, которые позволяют предположить гибридное происхождение породы [8]. Часто это макроскопические свидетельства минглинга, в том числе сетчато-жильные структуры, сформировавшиеся при остывании исходных контрастных магм. В маломощных субвулканических телах подобного генезиса участки, сформированные контрастными магмами, обычно хорошо различимы, т.к. образуют характерные структуры так называемых композитных даек [6], часто приуроченных к интрузивным массивам кислого состава. В южной части кальдеры Хангар были обнаружены дайки, сложенные однородной порфировой породой андезитового состава, сформированной в результате кристаллизации двух магм с последующим локальным аутометасоматическим преобразованием. В настоящей работе мы предлагаем краткое описание этих пород.

Структура Хангар расположена в северной части Срединно-метаморфического массива Камчатки и приурочена к одному из его гранито-гнейсовых куполов. Кальдера Хангар – крупная отрицательная форма рельефа, которая отличается от типичных кальдер отсутствием вулканитов в ограничивающих ее бортах [1], сложенных интрузивными и метаморфическими породами. Вся вулканическая деятельность центра Хангар локализована в крупной (12×16 км) котловине.

В пределах этой котловины выделяют выходы неогеновых гранитоидов [3], а также фрагменты различных построек четвертичного возраста: древний щитовой андезитовый вулкан, разновозрастные группы экструзивных дацитовых и риолитовых куполов, центральную андезидацитовую постройку стратовулкана – собственно вулкан Хангар [2]. В целом, наиболее распространенными типами вулканитов в кальдере, как лав, так и пирокластики, являются андезиты, дациты и риолиты, причем кислые породы преобладают [2]; есть и игнимбриты [9]. Базальты приурочены только к южной части кальдеры; главным центром базитового вулканизма является конус Голодьяк (рис. 1) и связанный с ним лавовый поток четвертичного возраста. Наряду с этими молодыми базальтами в южной части кальдеры установлены выходы гнейсов и гранодиоритов.

Именно к выходам гранитоидов возраста 15-11 млн лет [2, 10] приурочены локальные проявления специфических крупнопорфировых пород (рис. 1б), нигде более в кальдере не обнаруженных. Их К-Аг возраст составляет 7.2-7.0 млн лет, это самые древние вулканиты, обнаруженные в пределах кальдеры [2, 10]. Весьма специфичен как химический состав этих пород, для некоторых образцов приближающийся к бонинитам, так и их минеральный комплекс, состоящий из нескольких минеральных ассоциаций.

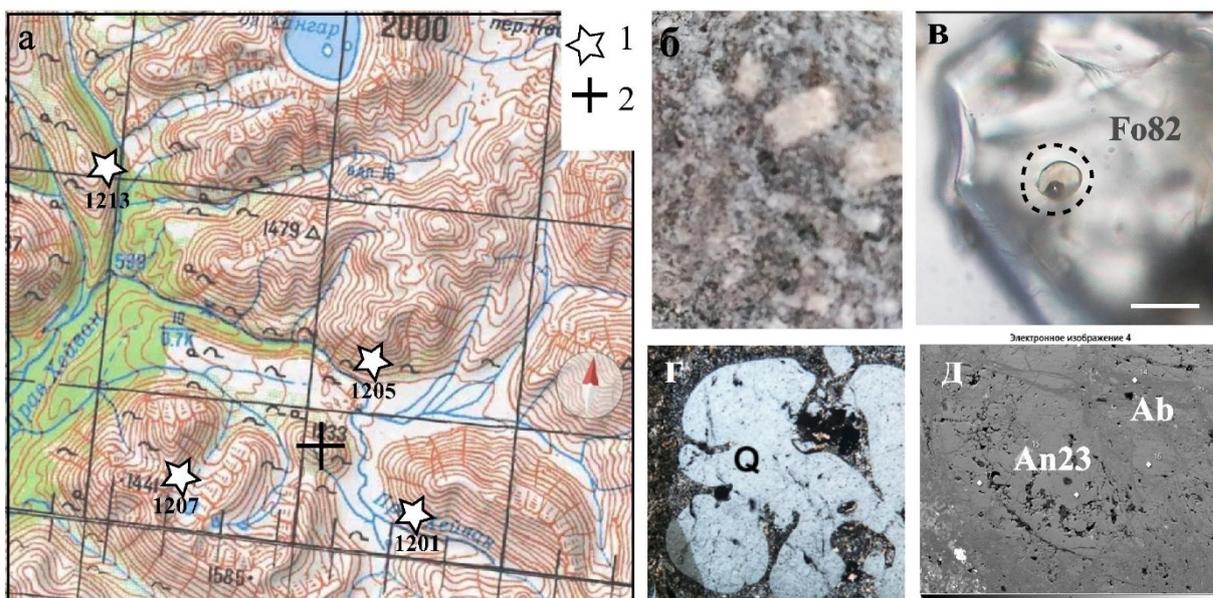


Рис. 1. Схема расположения гибридных даек в кальдере Хангар (а), общий вид пород (б) и минералы под оптическим (в, г) и сканирующим электронным микроскопом (д). 1 – выходы гибридных даек; 2 – конус Голодыак. Q – кварц, An – анортит, Ab – альбит, Fo – форстерит. Линейка – 50 мкм. а – схема на основе топографической карты масштабom 1:100 000, сторона квадрата 2 км.

Ассоциация I. Крупные (>3 мм) вкрапленники, определяющие порфиновый облик изученных пород (рис. 1), представлены средним и кислым плагиоклазом, ортоклазом и кварцем. Зерна кварца часто имеют округлую форму или многочисленные «заливы» основной массы (рис. 1г). Наиболее крупные зерна плагиоклазов (An 22-40) часто трещиноваты, по трещинам развивается альбит либо мелкозернистый агрегат кварца и кальцита. Зерна практически не зональны (рис. 1д). Крупные вкрапленники темноцветных минералов практически целиком изменены (хлоритизированы или замещены эпидотом); лишь отдельные реликтовые зоны сохранили исходный минеральный состав (пироксен, амфибол, биотит).

Ассоциация II. Серийно-порфиновые идиоморфные вкрапленники плагиоклаза и амфибола, а также микролиты Pl+Amph+Sph, в отдельных участках Q+KSP.

Плагиоклаз составляет около 40 % вкрапленников этой ассоциации и представлен двумя генерациями: (1) крупно- и среднеразмерные идиоморфные вкрапленники (An24-40); (2) каймы вкрапленников и микролиты (An52-60). Амфибол также представлен двумя генерациями: (1) серийно-порфиновые вкрапленники; (2) микролиты и тонкие каймы кварца и плагиоклаза. Амфибол этих генераций не слишком отличается по магнизальности, однако велики вариации натрия, титана и алюминия (рис. 2б, г).

Ассоциация III. Мелкозерновые вкрапленники оливина и хромшпинелида. Оливин встречается в виде мелких (до 0.3 мм) чистых зерен, которые содержат кристаллические включения хромшпинелида и полностью раскристаллизованные расплавные включения размером не более 15-20 мкм (рис. 1в). Зерна оливина характеризуются прямой зональностью Fo 85-73, наиболее распространены составы Fo 82-80. Состав расплава соответствует магнизальному базальту (SiO₂ 47-51 мас. %, MgO 6-10 %, K₂O 1.6 %).

Ассоциация IV, соответствующая пропиловому комплексу: альбит, хлорит, эпидот, микрозернистый кварц и кальцит.

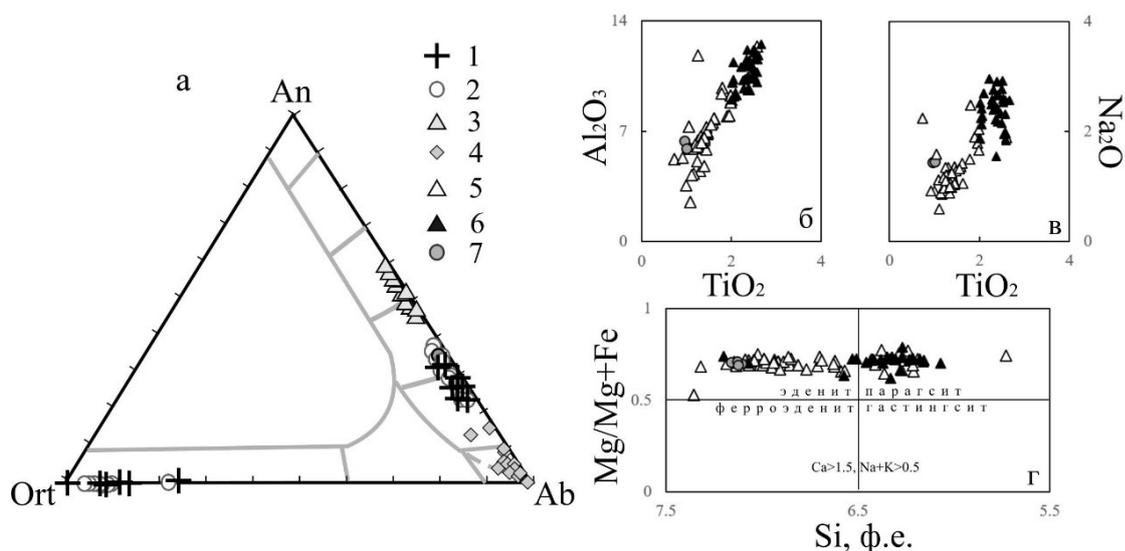


Рис. 2. Составы полевых шпатов (а) и амфиболов (б-г) гибридных даек кальдеры Хангар и вмещающих гранодиоритов. Полевые шпаты: 1 – гранитоидов; 2, 3 – ассоциации I, II; 4 – ассоциации IV; амфиболы: 5, 6 – ассоциации II; 7 – гранитоидов.

Согласно расчетам на основании нескольких геотермометров [4, 7 и др.], ассоциации гибридных пород кальдеры Хангар кристаллизовались при следующих температурах:

- 1070-750 °С – минералы вмещающих гранодиоритов, Pl+KSP+Bt, Px, Amph.
- 1070-740 °С – ассоциация I, парагенезис PL+Q+Bt.
- 1250 °С – ассоциация III, парагенезис оливин+шпинелид, эксперимент.
- 1100-810 °С – ассоциация II, вкрапленники Pl+Amph.
- 1200-1100 °С – ассоциация II, каймы вкрапленников и микролиты.
- 345-220 °С – ассоциация IV, хлориты пропилитового комплекса.

Рассчитанное давление для ассоциаций магматической стадии попадает в общий диапазон 7-13 Кбар, за исключением поздних плагиоклазов и амфиболов ассоциации II, для которых давление составляет 2-7 Кбар [4].

На основе анализа соотношений P-T условий для разных минеральных комплексов можно с большой достоверностью предполагать, что: а) минералы ассоциации I – твердофазный материал вмещающей гранитоидной интрузии, захваченный поднимающимся расплавом; б) низкотемпературные минералы ассоциации II кристаллизовались из кислого гранитоидного расплава, сходного по составу с вмещающими породами; в) парагенезис Ol+Cr-Spl кристаллизовался из высокотемпературного базальтового расплава; г) смешение основного и кислого расплавов в близповерхностных условиях вызвало резкий нагрев системы, в ходе которого кристаллизовались высокотемпературные минералы ассоциации II; д) процессы воздействия высокотемпературного флюида, транспортируемого базитовым расплавом, могло вызвать локальные процессы автометасоматоза, не затронувшие фазы основного парагенезиса Ol+Cr-Spl.

Если предполагать, что два главных компонента смешения в системе даек Хангара – это базальтовый расплав включений в оливине и кислый расплав, аналогичный вмещающим гранитоидам, то гибридные породы должны находиться на линии смешения, что и демонстрирует рис. 3. Балансовый расчет показывает, что ближе всего к усредненному составу даек оказывается состав, полученный при смешении 42 % базитового и 58 % кислого компонентов (стандартные ошибки 0.01 и 0.02).

Таким образом, андезиты неогеновых даек кальдеры Хангар – это гибридные породы, образованные базальтовыми выплавками, схожими с четвертичными лавами конуса Голодьак, реликтами вмещающих гранитоидов и кислыми магмами.

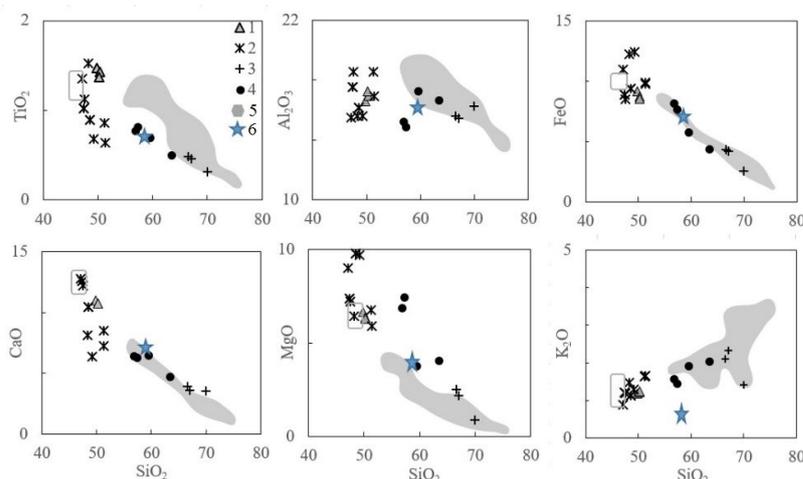


Рис. 3. Бинарные вариационные диаграммы для изученных расплавов и пород кальдеры Хангар. 1 – базальты конуса Голодьжак [10]; 2 – расплавы включений и затеков стекла в оливинах гибридных даек; 3 – гранитоиды пород фундамента; 4 – породы гибридных даек; 5 – поле голоценовых пород вулкана Хангар; 6 – расчетный состав (см. текст). Прямоугольное поле – составы расплавов, равновесных оливинам гибридных даек, пересчитанные на равновесие с оливином (K_d_{Fe-Mg} 0.3).

Происхождение этих кислых магм дискуссионно; они могут быть результатом локального низкобарного плавления вмещающих интрузий при внедрении базитовых магм [5] либо частью масштабного комплекса средних и кислых вулканитов кимитинской серии [3], который развивался в этом районе в неогене.

Работа выполнена в рамках государственного задания Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Российской академии наук.

Список литературы

1. *Леонов В.Л., Гриб Е.Н.* Структурные позиции и вулканизм четвертичных кальдер Камчатки. Владивосток, «Дальнаука» ДВО РАН, 2004. 18 с.
2. *Певзнер М.М., Лебедев В.А., Волюнец А.О. и др.* Возраст стратовулканов Ичинский и Хангар (Срединный хребет. Камчатка) // Доклады Академии наук. 2019. Т. 489. № 6. С. 82-86.
3. *Сидоренко В.И., Селиванов М.Т., Лисович В.А. и др.* Отчет Хейванской партии о геологическом доизучении и подготовке к изданию комплекта Государственной геологической карты Российской Федерации. Петропавловск-Камчатский, 1999. 599 с.
4. *Blundy J.D., Holland T.J.B.* Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer // Contributions to mineralogy and petrology. 1990. Т. 104. № 2. С. 208-224.
5. *Brawn M.* Granite: from genesis to emplacement // GSA Bulletin. 2013. V. 125. № 7-8. P. 1079-1113. <https://doi.org/10.1130/B30877.1>
6. *Dahlquist J.A.* Mechanisms of magmatic mingling in composite dyke: models of dispersion and shear dilatation // Geodynamics & Tectonophysics. 2019. V. 10. № 2. P. 325-345. <https://doi.org/10.5800/GT-2019-10-217>
7. *Kudo A.M., Weill D.F.* An igneous plagioclase thermometer // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1970. V. 25. P. 52-65. <https://doi.org/10.1007/BF00383062>
8. *Pistone M., Blundy J.D., Brooker R.A. et al.* Textural and chemical consequences of interaction between hydrous mafic and felsic magmas: an experimental study // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2016. V. 171. P. 1-21. <https://doi.org/10.2138/am-2017-579>
9. *Simonov V.A., Kotlyarov A.V., Kotov A.A. et al.* Formation Conditions of Ignimbrites of the Khangar Volcano (Kamchatka) // Russian Geology and Geophysics. 2024. V. 65. № 7. P. 831-847. <https://doi.org/10.2113/rgg20234566>
10. *Volynets A.O., Nekrylov N., Kostitsyn Y. et al.* Deciphering mantle source heterogeneity in space and time in the back-arc of a contemporary subduction system: A regional study of the Sredinny Range, Kamchatka // Lithos. 2024. V. 476. Art. 107605. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2024.107605>

Изотопно-геохимические характеристики и источники вещества J_{2-3} – K_1 вулканитов рифтогенных впадин Западного и Восточного Забайкалья
Федерягина Е.Н.¹, Воронцов А.А.², Сасим С.А.¹, Дриль С.И.²

Isotope-geochemical signature and magmatic sources of the J_{2-3} – K_1 volcanic rocks of the riftogenic depressions of Western and Eastern Transbaikalia

Federyagina E.N., Vorontsov A.A., Sasim S.A., Dril S.I.

¹ Иркутский государственный университет, г. Иркутск

e-mail: katerinka19.85@mail.ru

² Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск

В работе приведены результаты изотопно-геохимических исследований J_{2-3} – K_1 вулканитов рифтогенных впадин Западного и Восточного Забайкалья, для которых показана разная геохимическая специализация и природа источников вещества.

Согласно данным палеогеодинамических реконструкций, полное замыкание Монголо-Охотского пояса (МОП) на территории Забайкалья произошло на рубеже ранней и средней юры [2]. Внутриплитовая эндогенная активность в пределах Азиатского континента обусловила появление системы грабенов, горстов, сводовых поднятий, а также привела к формированию серии магматических пород повышенной щелочности, которые характеризуются повышенными содержаниями некогерентных элементов [4].

В Западном Забайкалье, на территории, протянувшейся от западного фланга хребта Малый Хамар-Дабан до Витимского плоскогорья, в позднем мезозое-кайнозое широко проявился континентальный магматизм, связанный с развитием системы впадин Западно-Забайкальской рифтовой области (ЗЗРО) [1]. Рифтовая область возникла в поздней юре и развивалась до раннего кайнозоя включительно. За это время в ее пределах сформировались дифференцированные и бимодальные умеренно-щелочные и щелочные серии. ЗЗРО расположена к северу от МОП, протянувшись вдоль его борта более чем на 1000 км.

Территория Восточного Забайкалья находится на сопряжении развития двух крупных вулканических областей – Восточно-Монгольской (ВМВО) и Большехинганской (БХВО). Развитие ВМВО началось в начале раннего мела и было связано с процессами внутриконтинентального рифтогенеза над мантийным плюмом. Формирование БХВО происходило в интервале времени от 166 до 115 млн лет [11] в режиме активной континентальной окраины и характеризовалось поперечной геохимической зональностью, определившей появление высококалийных вулканитов в ее тыловой части.

В настоящем сообщении авторы рассматривают изотопно-геохимические характеристики магматических пород, образовавшихся в интервале средней юры – раннего мела на территории рифтогенных впадин Западного и Восточного Забайкалья.

В пределах Западного Забайкалья были изучены вулканические породы основного-среднего состава повышенной щелочности, развитые в пределах Удинской, Еравнинской, Зазинской рифтогенных впадин в возрастном диапазоне 174-113 млн лет, а на территории Восточного Забайкалья – вулканиты основного и среднего состава повышенной щелочности, развитые в Нерчинской и Александрово-Заводской впадины с возрастом 162-131 млн лет.

На рис. 1 отчетливо видно разную специализацию вулканических пород впадин Западного и Восточного Забайкалья. Вулканиты впадин Западного Забайкалья отличаются более высокотитанистыми составами, типичными для рифтогенных обстановок. Их фигуративные точки составов полностью лежат в пределах составов ВМВО, тогда как вулканиты Нерчинской впадины и нижней пачки кайласской свиты Александрово-Заводской впадины локализируются в области низкотитанистых составов, имеющих сходство с областями развития магматизма субдукционной природы

(рис. 1б). Следует отметить, что в пределах Александрово-Заводской впадины выделяются две вулканогенные толщи, нижняя из которых принадлежит к нижней пачке, а верхняя – к верхней пачке кайласской свиты. Положение фигуративных точек составов верхней вулканогенной толщи Александрово-Заводской впадины также характеризуется более высокими содержаниями TiO_2 . На рис. 1а вулканиты впадин Восточного Забайкалья имеют высокие Th/Yb значения и вариации величин Nb/Yb , что определяет их положение, близкое к составам активных континентальных окраин. Вулканиты, проявленные во впадинах Западного Забайкалья, отличаются компактным расположением составов в координатах $Th/Yb - Nb/Yb$ и близки по составу к ОИВ. Обращает на себя внимание промежуточный характер составов вулканитов верхней вулканогенной толщи Александрово-Заводской впадины между вулканитами ОИВ и АКО, а также участие корового материала в их составе, что подтверждается наличием в них ксеногенного корового материала, представленного ксеноморфными зернами кварца и резорбированными кристаллами полевых шпатов в основной массе вулканитов.

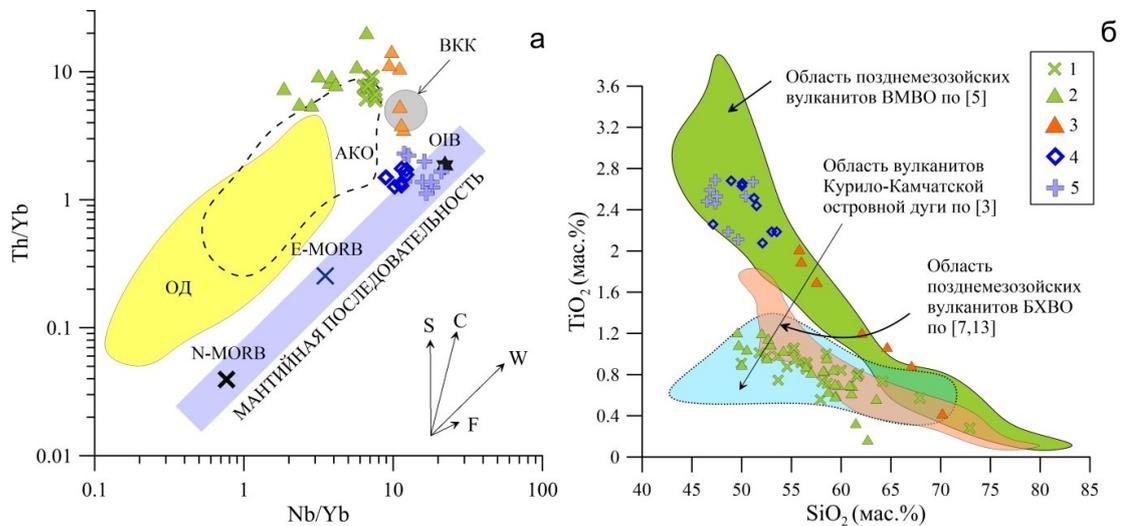


Рис. 1. Дискриминантные диаграммы $Th/Yb-Nb/Yb$ и TiO_2-SiO_2 для $J_{2-3}-K_1$ вулканитов для рифтогенных впадин Западного и Восточного Забайкалья. Условные обозначения: 1 – вулканиты Нерчинской впадины; 2-3 – вулканиты Александрово-Заводской впадины (2 – нижняя пачка кайласской свиты, 3 – верхняя пачка кайласской свиты); 4 – вулканиты Удинской впадины, 5 – вулканиты Еравнинской и Зазинской впадины. На (а) векторами отмечено возможное влияние процессов: S – обогащения субдукционным компонентом, C – коровой контаминации, W – обогащения внутриплитным (плюмовым) компонентом, F – фракционной кристаллизации. Точки средних составов N-MORB, E-MORB, ОИВ приведены по [10]; валовый состав верхней континентальной коры (ВКК) по [9]; поля составов островных дуг (ОД) и активных континентальных окраин (АКО) приведены по [12].

На мультикомпонентной диаграмме (рис. 2) отмечается сходство в спектрах распределения редких элементов вулканитов Нерчинской и Александрово-Заводской (нижняя толща) впадин, обогащенных литофильными элементами (особенно Rb, Th, U) с проявленными минимумами Nb, Ti, P и максимумами по Pb, что в целом согласуется со средним составом коры активных континентальных окраин.

Вулканиты Удинской, Зазинской и Еравнинской впадин ЗЗРО обладают несколько отличными спектрами распределения редких элементов – нет явно выраженного максимума Pb, отмечаются небольшие отрицательные аномалии Th и U, а также положительные аномалии по Ba и Sr (особенно для вулканитов Удинской впадины). В общих чертах, характер распределения микроэлементов в вулканитах впадин ЗЗРО имеет сходства с ОИВ, отличаясь более высокими содержаниями наиболее неогерентных элементов (рис. 2).

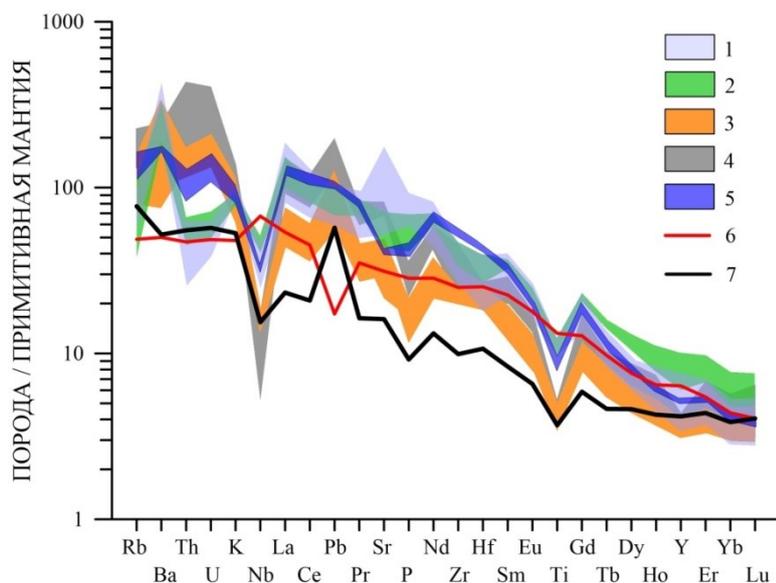


Рис. 2. Мультикомпонентная диаграмма для J_{2-3} - K_1 вулканитов для рифтогенных впадин Западного и Восточного Забайкалья. Условные обозначения: 1-5 – области составов вулканитов рифтогенных впадин: 1 – Удинская, 2 – Еравнинская и Зазинская, 3 – Нерчинская, 4-5 – Александрово-Заводская (4 – вулканиты нижней пачки кайласской свиты, 5 – вулканиты верхней пачки кайласской свиты); 6 – средний состав ОИВ по [10], 7 – средний состав коры активных континентальных окраин по [8].

Вулканиты впадин Восточного Забайкалья по своим изотопным характеристикам ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}$ от 0.70641 до 0.70675, $\epsilon\text{Nd}(t)$ от -0.1 до -2.1) перекрываются с областью составов раннемеловых вулканитов шошонит-латитовой серии Восточной Монголии (рис. 3б), а также имеют широкие вариации Ba/Nb , что типично для магматитов субдукционной природы. Вулканиты впадин ЗЗРО, а также вулканиты верхней вулканогенной тощи Александрово-Заводской впадины имеют более низкие величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}$ (0.70391-0.70546) при значениях $\epsilon\text{Nd}(t)$ от -2.9 до +3.6, при незначительных вариациях Ba/Nb , и полностью локализованы в области составов раннемеловых вулканитов трахибазальтовой серии рифтогенных впадин Восточного Забайкалья и Центрально-Азиатского складчатого пояса в целом.

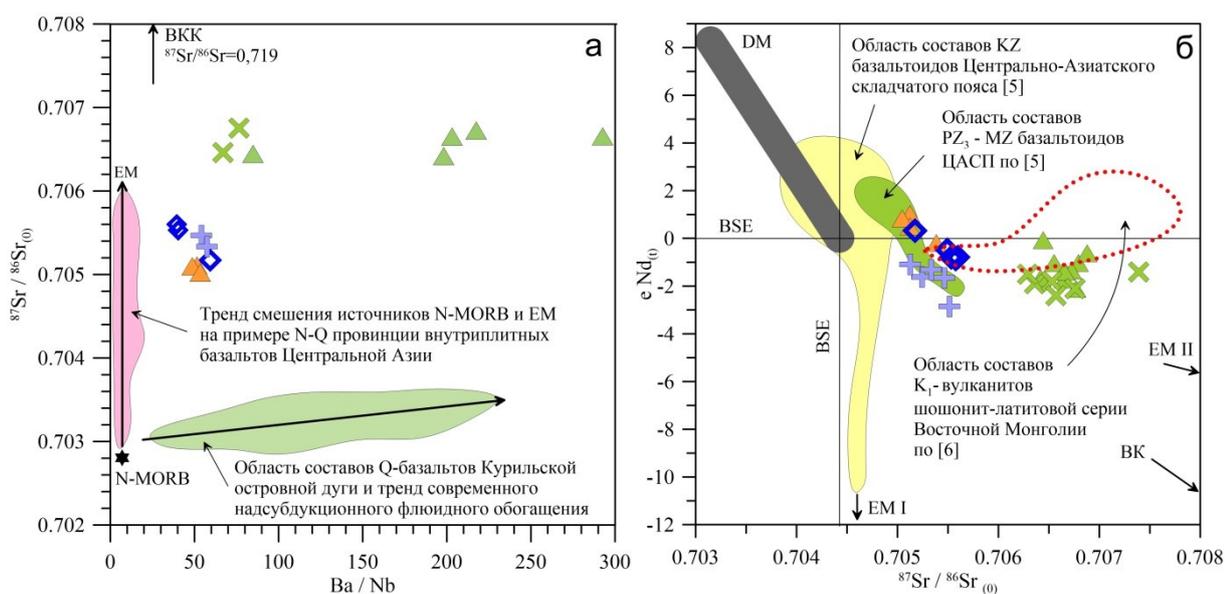


Рис. 3. Дискриминантные диаграммы $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}$ - Ba/Nb и $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}$ для J_{2-3} - K_1 вулканитов для рифтогенных впадин Западного и Восточного Забайкалья. Условные обозначения приведены на рис. 1.

Таким образом, можно отметить, что вулканиты впадин Западного Забайкалья формировались при участии расплавов, сформированных в деплетированной мантии и обогащенной мантии двух типов (ЕМІ и ЕМІІ), а также расплавов коровой природы, что выражено в совокупности петрографических, геохимических и изотопных данных.

В пределах Александрово-Заводской впадины Восточного Забайкалья отмечаются две вулканические толщи, имеющие разную природу источников вещества – нижняя толща имеет изотопно-геохимические маркеры субдукционного компонента, образованного при смешении магм, унаследовавших характеристики ДМ и ЕМІІ, и вместе с вулканитами Нерчинской впадины, вероятно, имеет отношение к процессам, определившим развитие БХВО. Верхняя вулканогенная толща Александрово-Заводской впадины по совокупности изотопно-геохимических данных имеет гибридную природу и наиболее близка по характеристикам к вулканитам впадин ЗЗРО, а также раннемелового этапа трахибазальтового магматизма Восточного Забайкалья.

Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации на проведение НИР ИГХ СО РАН по теме № 0284-2021-0006.

Список литературы

1. *Воронцов А.А., Ярмолюк В.В.* Эволюция магматизма Тугнуйско-Хилокского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области в позднем мезозое и кайнозое // Вулканология и сейсмология. 2007. № 4. С. 3-28.
2. *Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др.* Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7-41.
3. *Перепелов А.Б.* Геохимия позднекайнозойских высококалийных вулканических серий островодужной системы Камчатки. Дис. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 1989. 394 с.
4. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Геохимические и изотопные параметры аномальной мантии Северной Азии в позднем палеозое-раннем мезозое (данные изучения внутриплитного базитового магматизма) // Доклады Академии наук. 2000. Т. 375. № 4. С. 525-530.
5. *Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М. и др.* Позднемезозойская Восточно-Монгольская вулканическая область: строение, магматические ассоциации, источники магматизма // Петрология. 2020. Т. 28. № 6. С. 563-590.
6. *Dash B., Yin A., Tseveendorj B., Han B.* Petrology, structural setting, timing, and geochemistry of Cretaceous volcanic rocks in eastern Mongolia: Constraints on their tectonic // Gondwana Research. 2015. V. 27. P. 281-299.
7. *Fan W.-M., Guo F., Wang Y.-J., Lin G.* Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of post-orogenic extension in the northern Da Hinggan Mountains, northeastern China // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2003. V. 121. P. 115-135.
8. *Rudnick R.L., Fountain D.M.* Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // Reviews of Geophysics. 1995. V. 33. № 3. P. 267-309.
9. *Rudnick R.L., Gao S.* Composition of the continental crust // Theasure on Geochemistry / Ed. D. Holland, K.K. Turekian. Amsterdam: Elsevier, 2003. V. 3: The Crust. P. 1-64.
10. *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in Ocean Basins. Geol. Soc. London Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313-346.
11. *Vorontsov A.A., Federyagina E.N., Dril S.I. et al.* The Jurassic–Cretaceous K-rich volcanism of the Nercha depression in Eastern Transbaikalia and its geodynamic nature // Doklady Earth Sciences. 2024. V. 516. № 2. P. 1015-1022.
12. *Wilson M.* Igneous petrogenesis London: Unwin Hyman, 1989. 446 p.
13. *Yu Y., Xu W., Pei F. et al.* Chronology and geochemistry of Mesozoic volcanic rocks in the Linjiang area, Jilin province and their tectonic implication // Acta Geologica Sinica. 2009. V. 83. P. 245-257.

Новые данные о габбро подводного вулкана Эсмеральда в Марианской островной дуге

Фёдоров П.И.¹, Рашидов В.А.², Ананьев В.В.²

New data on gabbro from the Esmeralda submarine volcano in the Mariana island arc
Fedorov P.I., Raschidov V.A., Ananiev V.V.

¹ Геологический институт РАН, г. Москва;

e-mail: pi_fedorov@mail.ru

² Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

Габбро подводного вулкана Эсмеральда принадлежат к островодужной толеитовой высокожелезистой серии. Обогащение габбро крупноионными литофильными элементами свидетельствует об участии в магмогенезисе высокотемпературного осадочного расплава и существенной роли низкотемпературного флюидного компонента.

Подводный вулкан Эсмеральда, имеющий три постройки, расположен в Марианской островной дуге, имеет диаметр основания 15-20 км по изобате 1500 м и объем $\sim 127 \text{ км}^3$, а минимальная глубина над его вершиной равна 43 м. На вершине вулкана расположен кратер диаметром 2-3.5 км и глубиной 200-300 м.

В результате работ, выполненных в 4 и 5 рейсах НИС «Вулканолог», были опробованы различные типы магматических горных пород [2]: порфиновые базальты и андезибазальты слагают постройку центрального конуса, потоки афировых базальтов, как правило, тяготеют к молодым конусам. Габбро были драгированы в привершинной части и в стенках кратера вулкана Эсмеральда, а также на южной вулканической постройке.

Габбро представлены полнокристаллической породой разной степени зернистости, состоящей из плагиоклаза, орто-, клинопироксена, оливина и магнетита, реже встречается ильменит [1, 2]. В оливин-содержащих габбро оливин представлен гиалосидеритом (50-65 мол. % Fo). Клинопиксен встречается в виде вкрапленников таблитчатой формы, размером до 1.5-2.0 мм, по составу отвечает авгиту ($Wo_{37-45}En_{30-43}Fs_{17-34}$). Ортопироксен представлен практически чистым гиперстеном ($Wo_{1-5}En_{40-72}Fs_{30-65}$) с весьма незначительными примесями алюминия и титана, повышенными содержаниями до 1.5 % MnO и 1-1.5 % CaO . Магнетит часто без титана или с его незначительным количеством. В безоливиновых габбро отмечается ильменит.

Для габбро характерны содержания $SiO_2 = 47.7-54.4$ мас. %. По соотношению $(Na_2O + K_2O)-SiO_2$ габбро являются субщелочными, с низкими K_2O/Na_2O отношениями (0.12-0.32). По соотношению SiO_2-FeO^*/MgO габбро принадлежат толеитовой серии. Концентрации титана ($TiO_2 = 0.8-1.8$ мас. %) варьируют от низких к умеренно высоким значениям при низких содержаниях фосфора ($P_2O_5 = 0.03-0.19$ мас. %). Повышенная железистость пород подтверждается высокими содержаниями железа в пироксенах и плагиоклазах, что позволяет отнести основную часть драгированных габбро к ассоциации островодужных железистых толеитов.

Изученные образцы габбро являются сильно дифференцированными породами. Для них характерны низкая магнезиальность ($Mg\# = MgO/(MgO + FeO^*)$, мол. %), равная 0.30-0.39, высокое содержание железа ($FeO^* = 10.3-13.3$ мас. %) при содержании оксида магния 2.45-4.00 мас. % и крайне низкие концентрации хрома (1-25) и никеля (1-18). Концентрации кобальта (24-97 г/т), ванадия (180-580 г/т) и скандия (30-43 г/т) обычны для надсубдукционных магматических пород. Исключение составляет один образец габбро (B5-6-82, [1]), отличающийся повышенной магнезиальностью ($Mg\# = 0.67$), более низкими содержаниями железа.

Вариации некогерентных элементов в габбро показаны на спайдерграммах (рис. 1), нормированных к среднему составу N-MORB (C_i/C_{N-MORB}), редкоземельных и гафния – к хондриту (C_i/C_{ch}) [8].

Для габбро подводного вулкана Эсмеральда характерны типично островодужные спектры распределения микроэлементов (рис. 1а): породы обогащены крупноионными литофильными и легкими редкоземельными элементами относительно высокозарядных и тяжелых редкоземельных элементов. Подобные вариации состава отражаются в появлении на спайдерграммах минимумов Nb и Ta при наличии максимумов Pb и Sr.

Распределение редкоземельных элементов (REE) в габбро (рис. 1б) отличается низкой степенью обогащения легкими лантаноидами ($La_n/Yb_n = 2.0-2.5$), отсутствием или слабо выраженным Eu-минимумом ($Eu/Eu^* = 0.8-1.0$), (рис. 1б). La_n/Sm_n отношение, характеризующее наклон спектра распределения REE в области легких лантаноидов, изменяется в основном от 1.3 до 1.4, реже – габбро характеризуются слабым истощением легкими редкоземельными элементами ($La_n/Sm_n = 0.78$).

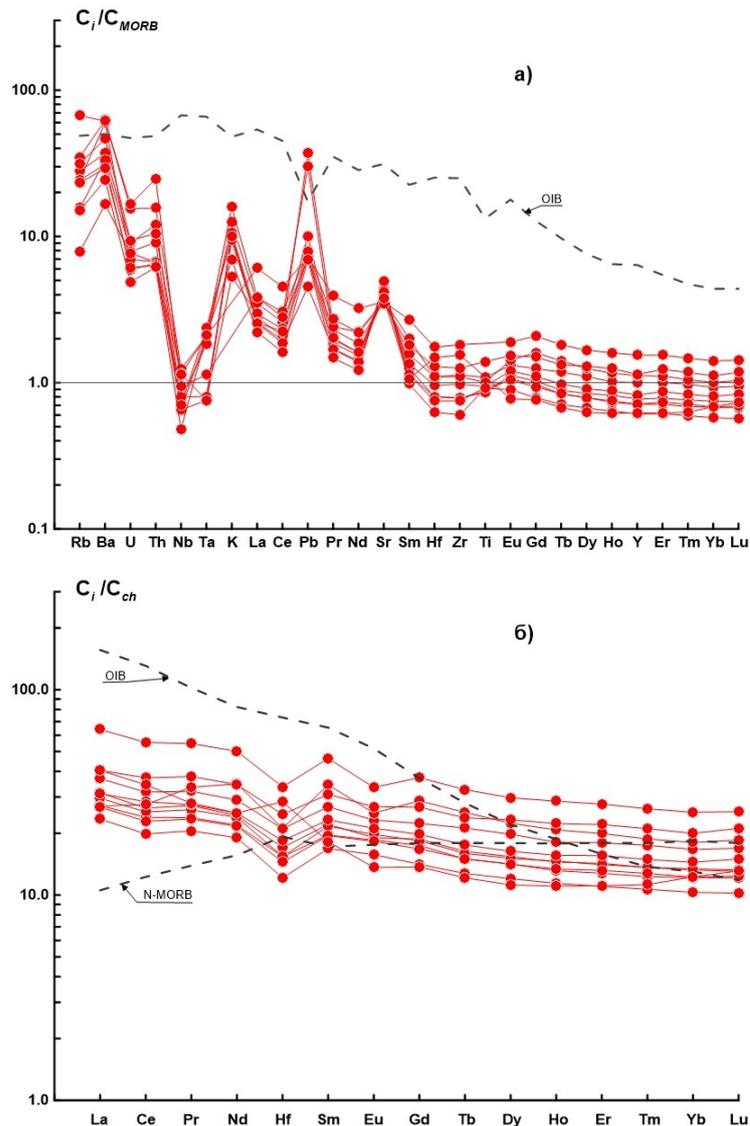


Рис. 1. Распределение редких (а) и редкоземельных (б) элементов в габбро подводного вулкана Эсмеральда, нормированных к среднему составу N-MORB (C_i/C_{N-MORB}) и хондрита (C_i/C_{Ch}) [8]. Пунктиром показан средний состав N-MORB и OIB [8].

По соотношению Nb/Y–Zr/Y (рис. 2), являющемуся индикаторным при выделении мантийно-плюмовой компоненты источника базальтоидов, образованных при частичном плавлении истощенной верхней мантии [3], габбро подводного вулкана Эсмеральда располагаются ниже границы состава пород мантийно-плюмового

генезиса, занимая область развития толеитов Срединно-океанических хребтов (N-MORB).

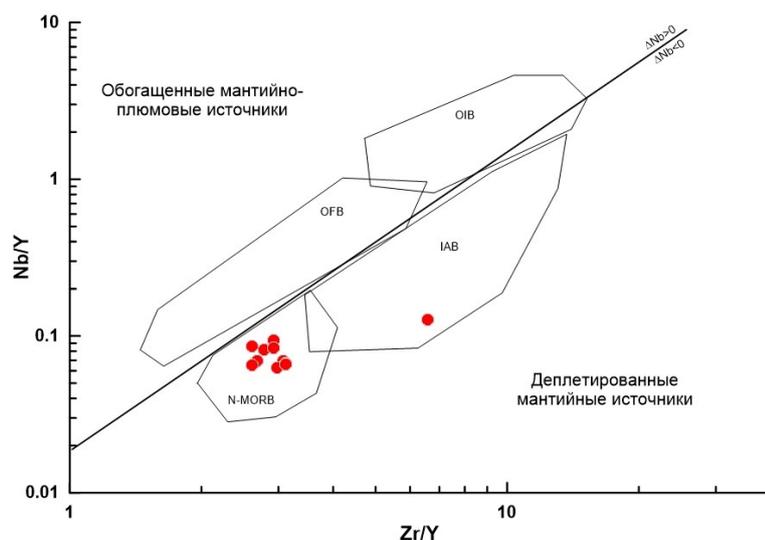


Рис. 2. Дискриминантная диаграмма Nb/Y-Zr/Y для габбро подводного вулкана Эсмеральда. Поля составов разных типов базальтов по [3]: N-MORB – толеиты срединно-океанических хребтов, OIB – базальты океанических островов, IAB – базальты островных дуг, OFB – базальты океанического плато.

Принадлежность габбро к мафическим ассоциациям, образованным при частичном плавлении истощенной верхней мантии, подтверждается низкими Nb/Yb (0.6-0.9) отношениями, позволяющими оценить природу глубинного источника до его контаминации субдукционной составляющей [4], а также подчеркивающими относительно ювенильную природу источника. Низкие $(Gd/Yb)_n$ отношения (<2) для всех габбро подводного вулкана Эсмеральда являются признаком образования базитового расплава на уровне шпинелевой фации в мантии.

Для оценки роли флюида, образованного в результате дегидратации измененных океанических базальтов, или расплава, образованного при плавлении осадков, был использован ряд соотношений микроэлементов (рис. 3).

Показано, что по соотношению Th/Nb–Ba/Nb и Th/Nd–Pb/Nd (рис. 3а, б) габбро отличаются повышенными Th/Nb и Th/Nd отношениями при пониженных Ba/Nb и Pb/Nd, что свидетельствует об участии в магмогенезисе пород высокотемпературного осадочного субдукционного компонента – расплава [7]. Также, геохимическим индикатором влияния высокотемпературного субдукционного осадочного компонента (расплава) на состав габбро подводного вулкана Эсмеральда является отрицательная Hf-аномалия ($Hf/Hf^* = 0.61-0.76$) на диаграмме распределения редкоземельных элементов и гафния (рис. 1б).

С другой стороны, индикаторами низкотемпературного флюидного субдукционного компонента в настоящее время считаются Ba, Rb, Cs, а также отношения этих элементов к высокозарядным элементам и лантаноидам [6]. На диаграммах Ba/Th– $(La/Sm)_n$ и Rb/Th–Th/Yb (рис. 3в, г) габбро с высокими Ba/Th и Rb/Th и низкими $(La/Sm)_{pm}$ и Th/Yb отношениями формируют субвертикальный тренд, свидетельствующий не только об участии в магмогенезисе высокотемпературного осадочного расплава, но и о существенной роли низкотемпературного флюидного компонента.

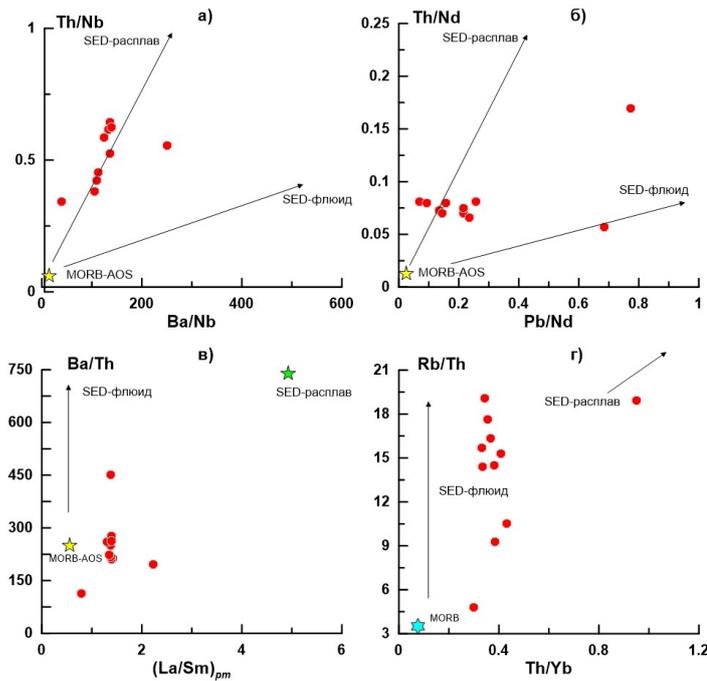


Рис. 3. Вариации Th/Nb-Ba/Nb (а), Th/Nd-Pb/Nd (б), Ba/Th-(La/Sm)_{pm} (в), Rb/Th-Th/Yb (г) для габбро подводного вулкана Эсмеральда. MORB-AOS – средний состав измененных базальтов северо-западной части Тихого океана, по [5]. Составы флюида, образовавшегося при дегидратации измененной океанической коры (АОС флюид) и осадка (SED флюид), расплава, связанного с плавлением осадка (SED расплав), по [6, 7 и др.].

Список литературы

1. Ананьев В.В., Петрова В.В., Рашидов В.А. Подводный вулкан Эсмеральда (Марианская островная дуга) и некоторые особенности слагающих его горных пород // Вулканология и сейсмология. 2024. № 1. С. 56-75. <https://doi.org/10.31857/S0203030624010058>
2. Горшков А.П., Абрамов В.А., Сапожников Е.А. и др. Геологическое строение подводного вулкана Эсмеральда // Вулканология и сейсмология. 1980. № 4. С. 65-78.
3. Condie K. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. Iss. 3-4. P. 491-504.
4. Di Vincenzo G., Rocchi S. Origin and interaction of mafic and felsic magmas in an evolving late orogenic setting: the Early Paleozoic Terra Nova Intrusive Complex, Antarctica // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1999. V. 137. P. 15-35.
5. Duggen S., Portnyagin M., Baker J. et al. Drastic shift in lava geochemistry in the volcanic-front to rear-arc region of the Southern Kamchatkan subduction zone: Evidence for the transition from slab surface dehydration to sediment melting // Geochimica Cosmochimica Acta. 2007. V. 71. P. 452-480.
6. Johnson M.C., Plank T. Dehydration and melting experiments constrain the fate of subducted sediments // Geochemistry. Geophysics. Geosystems. 2000. V. 1. Iss. 12. Art. 1007. <https://doi.org/10.1029/1999GC000014>
7. Pearce J.A., Stern R.J., Bloomer S.H. et al. Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: Implications for the nature and distribution of subduction components // Geochemistry. Geophysics. Geosystems. 2005. V. 6. № 7. Art. Q07006. <https://doi.org/10.1029/2004GC000895>
8. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts / In: Magmatism in ocean basin. Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geological Society. London. Special Publications. 1989. V. 42. P. 313-345.

Геоморфометрия вулкана Гауссберг (Восточная Антарктида)

Флоринский И.В.

Geomorphometry of the Gaussberg Volcano (East Antarctica)

Florinsky I.V.

Институт математических проблем биологии РАН – филиал ФИЦ «Институт прикладной математики им. М.В. Келдыша РАН», г. Пущино;

e-mail: iflor@mail.ru

Описаны некоторые результаты геоморфометрического моделирования и картографирования четвертичного вулкана Гауссберг (Земля Вильгельма II, Восточная Антарктида). Представлены карты горизонтальной, вертикальной, минимальной и максимальной кривизн, а также водосборной площади, рассчитанные по цифровой модели рельефа REMA.

Введение

Начаты работы по созданию геоморфометрического атласа свободных от оледенения территорий Антарктики [2], к которым относятся: 1) прибрежные, пришельфовые и горные антарктические оазисы; 2) свободные от ледникового покрова острова за пределами шельфовых ледников; 3) свободные от оледенения горные хребты и нунатаки. Значительная часть этих территорий приурочена к активным вулканам и областям кайнозойского вулканизма Западно-Антарктической рифтовой системы и континентальной вулканической дуги (Западная Антарктида), а также юрской крупной магматической провинции Феррар (Трансантарктические горы) [4].

Особняком стоит изолированный от других вулканических центров и областей четвертичный потухший вулкан Гауссберг, который был открыт в 1902 г. участниками первой германской антарктической экспедиции и назван в честь экспедиционного судна, носившего имя К.Ф. Гаусса [1]. В статье представлены некоторые результаты геоморфометрического моделирования и картографирования этого объекта.

Характеристика территории

Гауссберг расположен на побережье бухты Посадовского моря Дейвиса Южного океана (Берег Правды, Земля Вильгельма II, Восточная Антарктида; 66.80408° ю.ш., 89.19631° в.д.). Северный и северо-восточный склоны вулкана обрываются в море, склоны других экспозиций уходят под материковый ледниковый щит. При ширине 1000-1200 м, высота вулканического конуса составляет 372 м над уровнем моря, а над прилегающим ледником – от 230 м (на юге) до 320 м (на востоке и западе) (рис. 1).

Конус не имеет кратера и сложен лампроитовыми подушечными лавами. Эффузивные извержения происходили, по-видимому, в подледных условиях 56±5 тыс. лет назад. Возникновение вулкана на стабильной континентальной окраине Антарктиды могло быть связано с деятельностью плюма Кергелен [1, 6, 7].

Материалы и методы

В качестве исходных данных использован фрагмент цифровой модели рельефа (ЦМР) Reference Elevation Model of Antarctica (REMA) [5] с шагом сетки 2 м. ЦМР задана в системе WGS-84, в полярной стереографической проекции.

Из REMA был выделен фрагмент, включающий Гауссберг. Он был перепроектирован в проекцию UTM, зона 45S (рис. 1). Полученная ЦМР описывает территорию размером 2750×2294 м (матрица высот 1376×1148; шаг сетки 2 м). Значения высот даны только для суши, так как в REMA батиметрия отсутствует.

По выделенной несглаженной ЦМР были рассчитаны цифровые модели ряда морфометрических величин, в частности водосборной площади (CA) и 4 типов кривизны: горизонтальной (k_h), вертикальной (k_v), минимальной (k_{min}) и максимальной (k_{max}). Определения, формулы, физико-математические и физико-географические интерпретации величин см. [3]. Модели кривизн рассчитаны авторским конечно-

разностным методом [3], а модель СА – методом множественных направлений потока на основе максимального градиента. По полученным моделям (шаг сетки 2 м) были построены морфометрические карты в проекции UTM, зона 45S (рис. 2, 3). Для предобработки ЦМР, расчетов и картографирования использовалась программа SAGA.

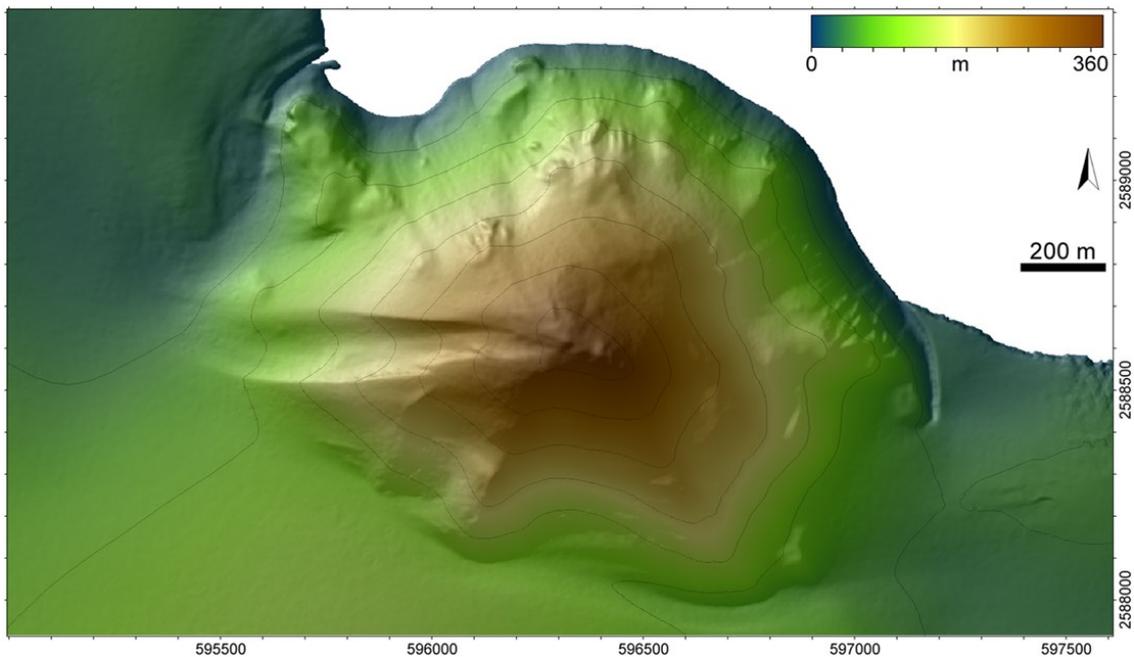


Рис. 1. Гауссберг, высоты.

Результаты и обсуждение

Карта k_h (рис. 2а) выявляет распределение областей конвергенции и дивергенции поверхностных потоков ($k_h < 0$ и $k_h > 0$, синие и оранжевые оттенки, соответственно) [3]. Морфологически им соответствуют отроги оврагов и гребней, совокупность которых дает образ потоковых структур территории. Наиболее выраженные барранкосы развиты на западном и южном склонах конуса [1].

Карта k_v (рис. 2б) позволяет увидеть распределение областей относительного замедления и ускорения поверхностных потоков ($k_v < 0$ и $k_v > 0$, синие и оранжевые оттенки, соответственно) [3]. Морфологически им соответствуют плоские террасы и уступы, которые могут быть связаны с лавовыми слоями серии последовательных извержений, обработанных ледниковой эрозией [1, 6].

Карты k_{min} и k_{max} (рис. 3а, б) выявляют вытянутые линейные формы рельефа [3]: вогнутые, в частности – овраги (рис. 3а, $k_{min} < 0$, темно-синие линеаменты), и выпуклые, в частности – гребни (рис. 3б, $k_{max} > 0$, темно-оранжевые линеаменты).

СА – мера площади участков, которые могут дренироваться через данную точку. На карте СА (рис. 2в) в виде светлых и темных линий (низкие и высокие значения СА) выделяются водоразделы и тальвеги, соответственно. В целом, карта СА отображает особенности геометрии, «шероховатости» и пространственного распределения малых водосборных бассейнов поверхности конуса и прилегающих ледниковых потоков.

Заключение

Геоморфометрическое моделирование и картографирование горы Гауссберг (рис. 2, 3) позволило четко и наглядно выявить особенности геометрии конуса вулкана, которые плохо распознаются или вообще не читаются как на карте высот (рис. 1), так и на аэрокосмических изображениях этого удаленного и сложноступного объекта. Геоморфометрия, предметом которой является математическое моделирование и анализ рельефа, а также взаимосвязей между рельефом и другими компонентами геосистем, обеспечивает строгость и воспроизводимость подобных исследований [3].

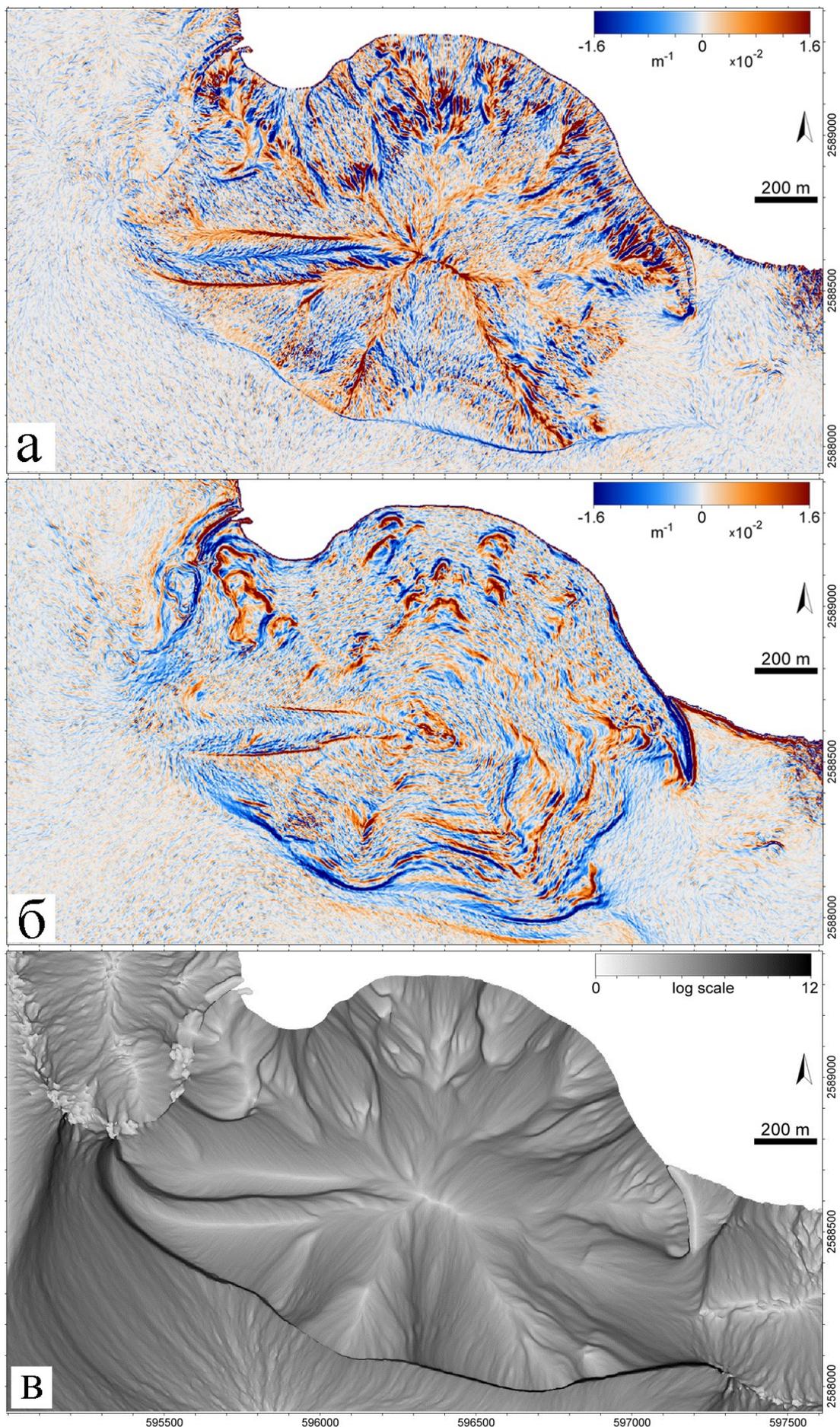


Рис. 2. Гауссберг: а – горизонтальная кривизна; б – вертикальная кривизна; в – водосборная площадь.

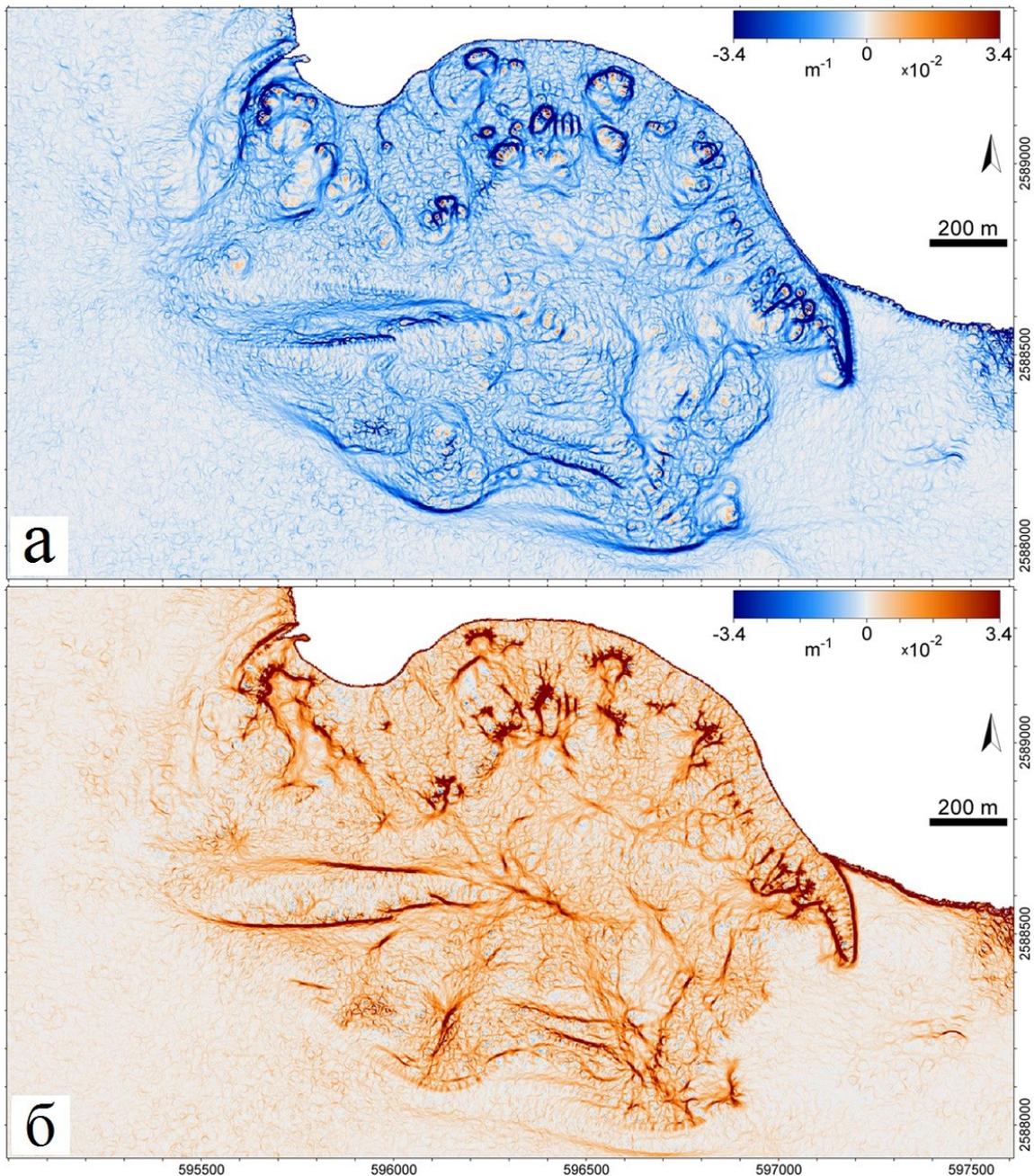


Рис. 3. Гауссберг: а – минимальная кривизна; б – максимальная кривизна.

Список литературы

1. Вялов О.С., Соболев В.С. Гора Гаусс в Антарктике // Известия вузов. Геология и разведка. 1958. № 2. С. 3-17.
2. Флоринский И.В. Проект геоморфометрического атласа свободных от оледенения территорий Антарктики // ИнтерКарто. ИнтерГИС. 2024. Т. 30. № 2. С. 53-79.
3. Florinsky I.V. Digital Terrain Analysis. 3rd rev. enl. ed. London: Academic Press, 2025. 455 p.
4. Geyer A., Di Roberto A., Smellie J.L. et al. Volcanism in Antarctica: an assessment of the present state of research and future directions // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2023. V. 444. Art. 107941.
5. Howat I.M., Porter C., Smith B.E. et al. The reference elevation model of Antarctica // Cryosphere. 2019. V. 13. № 2. P. 665-674.
6. Smellie J.L., Collerson K.D. Gaussberg: volcanology and petrology // Volcanism in Antarctica: 200 Million Years of Subduction, Rifting and Continental Breakup. London: Geological Society, 2021. P. 615-628.
7. Tingey R.J., McDougall I., Gleadow A.J.W. The age and mode of formation of Gaussberg, Antarctica // Journal of the Geological Society of Australia. 1983. V. 30. № 1-2. P. 241-246.

Хронология активности экструзивных куполов на западном склоне вулкана Шивелуч в 2023-2024 гг.

Фролов В.И., Черкашин Р.И., Озеров А.Ю., Рябинкин К.С., Нуждаев И.А.

Chronology of the extrusive domes activity at the Shiveluch volcano western slope in 2023-2024

Frolov V.I., Cherkashin R.I., Ozerov A.Yu., Ryabinkin K.S., Nuzhdaev I.A.

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;
e-mail: frolovvi91@ya.ru*

События 2023-2024 гг. на западном склоне вулкана Шивелуч позволили вулканологам стать свидетелями активности экструзивных куполов – от предваряющей сейсмической активности до разрушения новообразованной экструзивной постройки. В работе описана хронология событий в активной зоне вулкана и выделены особенности выявленных стадий.

Введение

Вулкан Шивелуч ($56^{\circ}38'10''$ с.ш., $161^{\circ}18'54''$ в.д.) по праву носит звание одного из самых активных и крупных вулканических сооружений Камчатки. Он расположен в 50 км к северу от п. Ключи, 450 км от г. Петропавловск-Камчатский и приурочен к северной части Центральной Камчатской депрессии. Его основание достигает 50 км в диаметре, а площадь составляет не менее 1300 км^2 . Возраст постройки оценивается в 60-70 тыс. лет. Основные породы – андезиты, однако встречаются дациты, андезибазальты и базальты. Современная постройка включает в себя три основных структуры – Старый Шивелуч (3283 м), древнюю кальдеру и Молодой Шивелуч (2800 м до извержения 2023 г.) [1].

На западном склоне Старого Шивелуча находится группа экструзивных куполов (экструзии гор Каран, Сопочка на склоне, Красная и Шероховатая), которые возникли субсинхронно с формированием вулкана Молодой Шивелуч (рис. 1). Внедрение экструзий приурочено к разлому северо-восточного простирания, секущему западные склоны постройки Старого Шивелуча [3, 4].



Рис. 1. Вулкан Шивелуч. Положение на карте. Расположение основных структур. Желтым кругом отмечено положение экструзивных куполов. Фото: В.И. Фролов, вид на северо-восток.

В период с мая 2023 г. по ноябрь 2024 г. в районе экструзивных куполов группы Каран наблюдалась высокая вулканическая активность, которая ознаменовалась формированием нового купола, получившего название «300 лет РАН» [2]. Полевые и дистанционные наблюдения позволили зафиксировать процесс подготовки к росту нового купола, формирование купола и серию эксплозивных извержений, последнее из которых закончилось частичным разрушением новообразованной постройки. В результате удалось составить хронологию событий и выдвинуть некоторые гипотезы о протекании процесса.

Хронология активности

10-13 апреля 2023 г. случилось пароксизмальное, сильнейшее за 60 лет, извержение вулкана Молодой Шивелуч, в результате которого был разрушен лавовый купол в кратере [1]. Вслед за извержением, в течение второй половины апреля 2023 г. случилась серия тектонических событий, двигавшихся с востока на запад по Алеутской островодужной системе и вплоть до северной группы вулканов Камчатки. Последнее из этих событий с магнитудой 5 (согласно каталогу землетрясений КФ ФИЦ ЕГС РАН) произошло в ~10 км к западу от вулкана Шивелуч.

В период с 29 апреля по 1 мая 2023 г. в районе западного склона вулкана Шивелуч зафиксирована серия вулканотектонических событий на глубинах менее 5 км с магнитудой выше 3.5. В августе и сентябре 2023 г. в результате полевых выездов подтверждена высокая парогазовая активность в районе куполов группы Каран. Наблюдались мощные парогазовые струи, сопровождавшиеся характерным свистом, у подножия купола Сопочка на склоне. Измерения температур в фумаролах с использованием термопары показали значения вплоть до 790 °С. В распадке между куполами Сопочка на склоне и Красная был обнаружен крупный грязевой котел с интенсивным выносом парогазовой смеси. В активной области присутствовал характерный запах сернистых и иных газов. На западном склоне в интервале высот 1000-1300 м были обнаружены множественные поверхностные разрывные нарушения. Отсутствие в трещинах пеплов извержения Молодого Шивелуча от 10 апреля 2023 г. указывает на их образование в период с мая по август 2023 г. Это согласуется с работой [5] по изучению деформаций западного склона методом спутниковой радарной интерферометрии.

В период с мая 2023 г. по март 2024 г. динамика процессов в активном центре не менялась, наблюдалась мощная парогазовая активность. В начале марта 2024 г. на спутниковых снимках миссий Sentinel-2 и Канопус сотрудником ИВиС ДВО РАН Д.В. Мельниковым в районе куполов группы Каран был обнаружен свежий след пеплового шлейфа южного простирания длиной порядка 3.5 км, а через два дня еще один – юго-восточного простирания. На основании спутниковых снимков Sentinel-2 от 28 февраля, 3, 5 и 7 марта 2024 г. можно утверждать, что первый выброс произошел в интервале 3-5 марта, а второй – 6-7 марта. 7 марта сотрудниками Ключевской вулканостанции выполнен оперативный отбор образцов пепла и аэрофотосъемка области выброса. Стало очевидным, что выбросы произошли из района грязевого котла, обнаруженного в сентябре 2023 г. В течение следующего месяца динамика активности визуально оставалась неизменной.

Переломный момент в деятельности активного центра произошел 26 апреля 2024 г. На спутниковом снимке JPSS-1 в 15:07 UTC в районе купола Каран (в разных источниках именуется «Сопочка на склоне», прим. автора) была обнаружена яркая термальная аномалия, РТАФ которой увеличилась с 8 до 59.7 °С, а в 16:23 UTC достигла 95 °С [2]. В ночное время наблюдалось яркое свечение на кадрах камер видеонаблюдения ИВиС ДВО РАН/KVERT. Таким образом, начался рост нового лавового купола (первый эпизод извержения), получившего название «300 лет РАН». Рост сопровождался мощной парогазовой деятельностью (ПГД) с выносом вулканогенных аэрозолей. Наиболее мощно новый купол рос в первые недели, максимальная РТАФ 90.4 °С была зафиксирована 2 мая 2024 г. [2]. В дальнейшем температура лавового купола начала постепенно снижаться. 8 мая 2024 г. эта информация была подтверждена сотрудником ИВиС ДВО РАН И.А. Нуждаевым в ходе полевого выезда в район нового купола. По состоянию на 7 июня 2024 г., размеры купола «300 лет РАН» составляли: высота 100 м, длина 800 м, ширина 500 м, площадь короны купола 0.19 км² [2].

Следующий эпизод активности случился 17 августа 2024 г. Первым предвестником грядущего, второго, извержения стало нарастание количества и

магнитуды значимых сейсмических событий вулканотектонического характера, начиная с 14 августа 2024 г. В последующие дни происходило непрерывное нарастание количества сейсмических событий. К 17 августа значимые толчки происходили непрерывно. Наблюдение за развитием сейсмической активности в районе экструзивных куполов указывало на подготовку крупного события.

17 августа 2024 г. около 19:00 по Камчатскому времени в районе купола Каран возникла мощная парогазовая колонна, сносимая ветром в юго-восточном направлении. Постепенно к парогазовой смеси начал примешиваться выносимый пепел серого цвета, появился пепловый шлейф юго-восточного простирания. Около 22:00 случилось первое взрывное событие. К 23:00-23:15 ПГД окончательно сменилась взрывной деятельностью с выносом большого количества ювенильного материала, выдавливанием лавы и выбросом вулканических бомб. Визуально, пирокластические потоки на склонах отсутствовали. Пепловая колонна поднялась до высоты 7-8 км (9 км н.у.м.). В ночные часы извержение сопровождалось свечением в районе купола и высокоинтенсивными электростатическими разрядами. В области извержения проявляли активность, по меньшей мере, два взрывных центра (рис. 2), предположительно в районе куполов 300 лет РАН и Сопочка на склоне (Каран). Длина шлейфа составила не менее 450 км. С вечера 18 августа наблюдения за извержением более не представлялись возможными в силу ухудшения метеоусловий, однако, опираясь на сейсмические данные КФ ФИЦ ЕГС РАН, около 7:00 по Камчатскому времени 19 августа 2024 г. основная фаза извержения закончилась.



Рис. 2. Второе извержение в районе экструзивных куполов группы Каран. 18 августа 2024 г. ~12:00 Камчатское время. Вид на северо-восток. Фото: В.И. Фролов.

Спустя всего 15 дней, в ночь с 1 на 2 сентября 2024 г., произошел третий эпизод извержения. Это извержение описано гораздо хуже в силу неблагоприятных метеоусловий. Начало взрывного события пришлось на 22:45 по Камчатскому времени. Камеры видеонаблюдения зафиксировали яркое свечение в районе купола. В моменты улучшения видимости наблюдалась мощная пепловая колонна. Высота пепловой колонны оценена значением 8 км н.у.м. (https://t.me/IViS_DVO_RAN/1368). Извержение завершилось 3 сентября 2024 г.

В рамках работ в конце сентября 2024 г. выполнены восхождения к куполу 300 лет РАН с западной и южной стороны, получены образцы пород. В подножии купола визуально наблюдались раскаленные породы. В кулуаре южного простирания

обнаружены свежие отложения эксплозивной деятельности общей протяженностью около 4.5 км с наличием большого количества крупных глыб до 10-15 м в диаметре (предположительно – пирокластический поток). На всей площади отложений присутствовал резкий запах газов. Измерение температур отложений на потоке на расстоянии 1 км от купола показало значения выше 400 °С (предел измерений термопары).

Четвертый, и самый мощный, эпизод извержения зафиксирован 7 ноября 2024 г. В 21:46 по Камчатскому времени эксплозии подняли пепел вулкана Шивелуч на высоту порядка 9 км. 8 ноября в районе мыса Африка в 150 км от вулкана судно РС «Командор» оказалось в зоне пеплопада (https://t.me/IViS_DVO_RAN/1504). В результате эксплозии купол был значительно разрушен, обломки пород достигли района купола Молодой Шивелуч. В западном направлении сошел пирокластический поток протяженностью ~8 км. В п. Ключи ощущалась ударная волна от взрыва. Ударная волна зафиксирована микробарометром ISGM-03M, установленным на стационаре Карымшина в долине р. Паратунка на расстоянии около 500 км от вулкана (https://t.me/IViS_DVO_RAN/1577). Извержение закончилось 9 ноября 2024 г.

Обсуждение

В 2023-2024 гг. вулкан Шивелуч неизменно проявлял высокую степень активности. Начиная с извержения купола Молодой Шивелуч 10 апреля 2023 г., события вскоре переместились на западный склон вулкана, где значительно возросла активность в районе экструзивных куполов группы Каран. Подробно изучая хронологию и последовательность наблюдаемых событий, представляется логичным выдвинуть гипотезу о причинно-следственной связи всех наблюдаемых явлений. Кажется очевидной связь извержения Молодого Шивелуча с последовавшими за ним сейсмическими событиями тектонического характера, которые в свою очередь привели к внедрению новых порций вещества в западном секторе вулкана, активизации экструзивных куполов, росту нового лавового купола и его последующему разрушению. Однако, данная гипотеза на сегодняшний день не имеет под собой достаточных оснований, а потому требуется выполнить большой объем камеральных работ по поиску доказательств или опровержений высказанного предположения.

На текущий момент остается неясной дальнейшая судьба экструзивного купола 300 лет РАН и прочих куполов группы Каран, однако, даже произошедшие события являются по-настоящему уникальными с точки зрения современной вулканологии, поскольку детальное изучение таких явлений позволит значительно расширить понимание процессов образования и деятельности экструзивных куполов.

Список литературы

1. *Гирина О.А., Лупян Е.А., Хорват А. и др.* Анализ развития пароксизмального извержения вулкана Шивелуч 10-13 апреля 2023 года на основе данных различных спутниковых систем // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2023. Т. 20. № 2. С. 283-291. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2023-20-2-283-291>
2. *Гирина О.А., Маневич А.Г., Лупян Е.А. и др.* Рождение нового экструзивного купола вулкана Шивелуч (Камчатка) в 2024 году по данным непрерывного спутникового мониторинга в информационной системе VolSatView // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2024. Т. 21. № 3. С. 348-355. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2024-21-3-348-355>
3. *Горбач Н.В., Портнягин М.В.* Геологическое строение и петрология лавового комплекса вулкана Молодой Шивелуч, Камчатка // Петрология. 2011. Т. 19. №2. С. 140-172.
4. *Меняйлов А.А.* Вулкан Шивелуч – его геологическое строение, состав и извержения // Труды Лаборатории вулканологии АН СССР. 1955. Вып. 9. 264 с.
5. *Volkova M.S., Mikhailov V.O., Gorbach N.V.* The Nature of Deformations of the Western Slope of Shiveluch Volcano after the Eruption on April 11, 2023, Identified by SAR Interferometry // Doklady Earth Sciences. 2024. V. 518. Part 2. P. 1723-1731.

Изучение морфологии лавовых потоков Ключевского вулкана с использованием геодезического БПЛА

Цветков В.А., Озеров А.Ю., Миронов И.К.

Study of the morphology of lava flows of Klyuchevskoy volcano using a geodesic UAV

Tsvetkov V.A., Ozerov A.Yu., Mironov I.K.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: valkam777@mail.ru

На Ключевском вулкане выполнены работы по исследованию побочных прорывов на принципиально новой основе, которая позволила получить новую геодезическую и морфологическую информацию.

Цель исследований – получение высокоточных данных о размерах и объемах продуктов извержения Ключевского вулкана во время побочных извержений 1945 г., 1946 г., 1956 г. Уточнение морфологической информации об этих геологических структурах.

Задача исследований – построение высокоточной цифровой модели рельефа и ортофотоплана исследуемой местности.

Метод исследований – выполнение аэрофотосъемки квадрокоптером с бортовым ГНСС-приемником (Глобальные Навигационные Спутниковые Системы) на борту и стационарным ГНСС-приемником в известной точке поверхности, с последующей обработкой результатов в специализированном ПО.

С появлением технологии ГНСС, стало возможным получать точные координаты центров фотографирования при выполнении съемки земной поверхности с помощью квадрокоптера. При этом используются данные, сохраняемые на борту во время выполнения аэрофотосъемки (рис. 1).

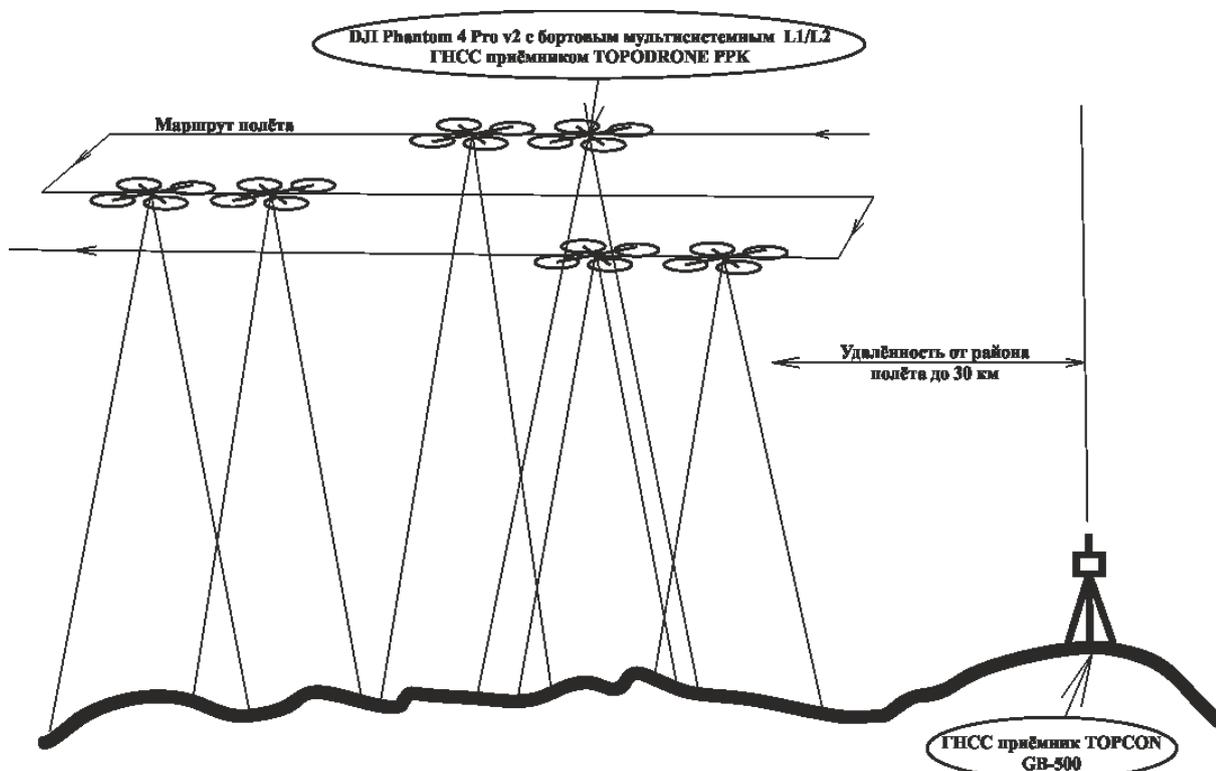


Рис. 1. Схема выполнения съемки с БПЛА с двухчастотным геодезическим приемником на борту.

Основным и очень важным отличием нового варианта получения данных является отсутствие необходимости в опорных точках (маркерах) на земной

поверхности. В труднодоступных районах, в условиях, не позволяющих разместить опорные точки и выполнить на них измерения, этот фактор может быть определяющим для возможности произвести съемку с требуемой точностью. Необходимо отметить, что в данном случае, для дополнительного контроля точности полученной нами модели поверхности, такие контрольные точки (маркеры) были использованы.

В процессе выполнения работ использовался квадрокоптер DJI Phantom 4 Pro v2 с бортовым ГНСС-приемником TOPODRON PPK, ГНСС-приемник TOPCON GB-500 в качестве базовой станции. Обработка данных осуществлялась в программных продуктах Toposetter 2.0 Pro, Leica Geo Office, Topcon Tools. В результате обработки вычисляются положения центров фотографирования с сантиметровой точностью. Обработка фотограмметрических данных осуществлялась в программном комплексе Agisoft Metashape Professional.

С 1932 г. произошло 17 побочных прорывов на склонах Ключевского вулкана [1]. На первом этапе работ были выбраны три прорыва: прорыв Апахончич (рис. 2), прорывы Юбилейной группы, Вернадского и Крыжановского (рис. 3). Потоки сильно отличаются. Теперь есть возможность достоверно оценить размеры образовавшихся взрывных воронок, их глубину: кратер Обручева имеет относительно правильную округлую форму диаметром 175 м, глубиной 47 м; кратер Левинсона-Лессинга близок к форме эллипса с осями 353 м и 90 м, глубиной от 17 м до 32 м; кратер Комарова близок форме эллипса с осями 320 м и 176 м, средней глубиной 35 м. Важнейшим результатом работы являются данные о ширине, длине, мощности лавовых потоков и возможности более точной оценки объема изверженного материала. Количественные оценки побочных прорывов приведены в таблице.

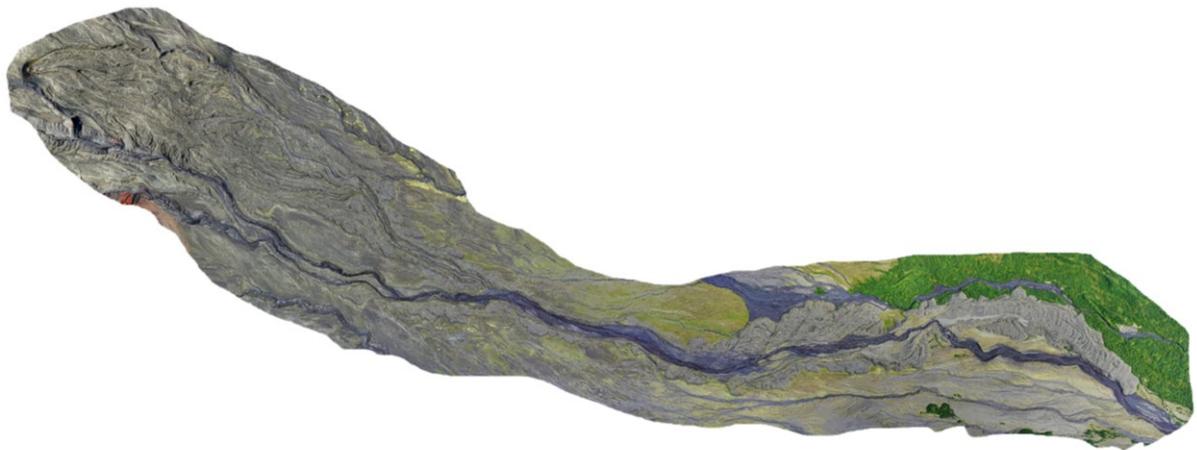


Рис. 2. Побочный прорыв Ключевского вулкана Апахончич (октябрь-ноябрь 1946 г.), общая протяженность 7100 м.

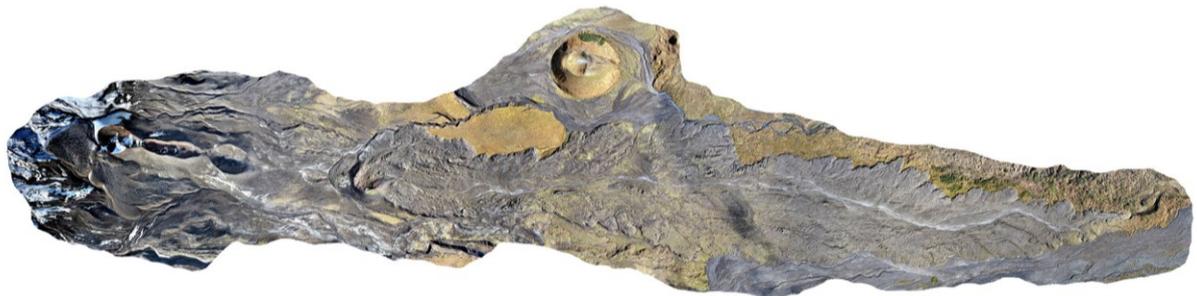


Рис. 3. Побочные прорывы Вернадского и Крыжановского (июль-август 1956 г., общая протяженность 1000 м), побочные прорывы Юбилейной группы (июнь-июль 1945 г., общая протяженность 6680 м).

Таблица. Количественная оценка побочных прорывов Ключевского вулкана

Характеристика	Прорывы Юбилейной группы	Прорыв Апахончич	Прорывы Вернадского и Крыжановского
Геодезическая высота места прорыва (основание конуса, верхней точки поверхности), м	1435	1537	1463
Общий перепад высот по потоку, м	650	780	200
Общая протяженность, м	6680	7100	1000
Общая площадь лавовых отложений, м ²	2 605 400	2 430 000	193 400
Максимальная мощность потока, м	20	31	40

Важно отметить, что для выполнения этих работ есть возможность использовать минимально необходимое количество техники: 1-2 БПЛА, геодезический ГНСС-приемник в качестве базовой станции, несколько подготовленных автомобилей УАЗ. В современных условиях, при отсутствии возможности использовать для аэрофотосъемки самолет или вертолет, этот момент также часто становится определяющим.

Результаты проведенных работ:

1. Получены новые данные о побочных извержениях Ключевского вулкана. Определены геометрические размеры лавовых потоков с высокой точностью.

2. Приведены сравнительные сценарии деятельности побочных извержений.

3. Получены принципиально новые цифровые модели и ортофотопланы побочных прорывов, позволяющие проводить дальнейшие детальные изучения этих событий.

4. Показаны новые возможности применения использованного метода для оценки рисков, связанных с последствиями извержений для населенных пунктов и критически важной дорожной сети полуострова Камчатка, расположенной в непосредственной близости к активным вулканам.

Список литературы

1. *Озеров А.Ю.* Ключевской вулкан: вещество, динамика, модель. М.: Издательство ГЭОС, 2019. 306 с.

Семейства землетрясений на вулкане Шивелуч в 2022-2024 гг.

Чемарёв А.С., Шакирова А.А.

Earthquake families on Shiveluch volcano in 2022-2024

Chemarev A.S., Shakirova A.A.

Камчатский филиал ФИЦ ЕГС РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: andrew@emsd.ru

10 апреля 2023 г. произошло сильнейшее за последние 60 лет извержение вулкана Шивелуч (Россия, п-ов Камчатка), а также активизация в районе старого экструзивного купола Каран, сопровождавшаяся высокой сейсмической активностью. На основе сходства волновых форм выделены семейства землетрясений, сопоставленные с вулканической активностью.

Введение

Вулкан Шивелуч – самый северный действующий вулкан полуострова Камчатка (Россия), расположен на удалении 450 км от г. Петропавловск-Камчатский. С момента плинианского извержения в 1964 г. с $VEI=4$ [6] начался этап вулканической активности Молодого Шивелуча. По мере роста экструзивного купола в кратере Молодого Шивелуча раз-два в год происходили умеренные извержения, характеризующиеся $VEI=1-3$ [2]. Однако 10 апреля 2023 г. произошло извержение с $VEI\sim 4$, в результате которого почти полностью был уничтожен экструзивный купол Молодого Шивелуча. Это второе извержение такой силы после катастрофического извержения 1964 г.

По мере прекращения выжимания купола Молодого Шивелуча после кульминационной фазы извержения, на западном склоне в Шивелуч начала регистрироваться сейсмическая активность в месте, где расположен старый эруптивный центр Каран. С Караном связано большинство голоценовых извержений, здесь сосредоточено множество лавовых куполов и коротких лавовых потоков [1]. В 2024 г. здесь появился новый экструзивный купол. Извержение 2023-2024 гг. можно считать уникальным, так как оно происходило из двух эруптивных центров, что не было зафиксировано за весь период наблюдения за вулканической активностью Шивелуча.

Извержение сопровождалось высокой сейсмической активностью с регистрацией как гибридных, так и длинопериодных землетрясений. На основе сходства волновых форм землетрясений выделялись их семейства, которые сопоставлялись с вулканической активностью.

Исходные данные и методика

В районе вулкана Шивелуч установлены три сейсмических станции (с/ст) КФ ФИЦ ЕГС РАН [3], каждая на удалении ~ 10 км от Молодого Шивелуча, что позволяет локализовать землетрясения с минимальной магнитудой $M_L=0.3$. Каждая с/ст оборудована комплектом короткопериодной аппаратуры с диапазоном частот 0.5-20 Гц на базе сейсмометра CM-3 и включает в себя три канала (два ортогональных горизонтальных SHE и SHN и один вертикальный SHZ).

Исходными данными для выделения семейств землетрясений являлись суточные сейсмические записи с с/ст BDR, вертикальный канал SHZ. Эта станция была выбрана из-за ее ближайшего месторасположения относительно источников землетрясений и хорошего отношения сигнал/шум. Для получения откалиброванных сейсмограмм из сигнала удалялся отклик прибора и коэффициент усиления цифрового преобразователя. Сейсмограммы фильтровались в полосе частот 0.5-10 Гц. Отсутствие сайт-эффекта (локальных эффектов в районе сейсмостанции) на станции BDR проверялось корреляцией сигналов на двух других с/ст в районе вулкана Шивелуч.

Анализировались сейсмические данные за период 01.07.2022 – 12.11.2024 гг. Основной проблемой при анализе землетрясений в районе вулкана Шивелуч является их большое количество и обильная слабая сейсмичность, что затрудняет выделение

землетрясений алгоритмом STA/LTA. Поэтому поиск шаблонов проводился среди локализованных землетрясений, параметры которых взяты из ЕИССД КФ ФИЦ ЕГС РАН [4].

Выборка из каталога землетрясений производилась по параметрам: координаты в центре 56.637° с.ш., 161.311° в.д., радиус 15 км, ограничение глубины до 40 км, временной интервал 07.2022-11.2024 гг. Выборка включает район эруптивного центра Каран с координатами 56.617° с.ш., 161.235° в.д. и содержит 23 678 землетрясений с $2 \leq K_s \leq 11.4$. Эпицентры землетрясений разделялись по долготе 161.28° в.д. на принадлежность к району Молодого Шивелуча (правее 161.28° в.д.) и Карана (левее 161.28° в.д.).

Для анализа указывалось время вступления P -волны на выбранной s/st , а также длина землетрясения, которая должна включать часть сигнала с наибольшей амплитудой. Для землетрясений из района Молодого Шивелуча была выбрана длина сейсмической записи 28 с (период 01.07.2022 – 24.04.2023 гг., захватывает период после кульминационной фазы извержения), из района Карана – 15 с (период 01.04.2023 – 12.11.2024 гг.), затем строились матрицы подобия землетрясений, указывающие степень сходства волновых форм между собой [7, 8].

Выделение шаблонов из матриц подобия происходило согласно методике, описанной в [5, 7]. Для выделения землетрясений, принадлежащих одному семейству, брались суточные сейсмограммы, сейсмическая запись сопоставлялась с заданным шаблоном с применением детектора, основанного на взаимной корреляции сигналов. При выделении шаблонов и землетрясений, принадлежащих одному семейству, использовался коэффициент корреляции $r_{corr} \geq 0.7$.

Результаты

Матрица подобия землетрясений из района Молодого Шивелуча включает в себя 17 652 землетрясений, из района Карана – 6 254 землетрясений. Из матриц подобия выделено 850 шаблонов: 830 для периода до извержения Молодого Шивелуча, 20 – из района Карана. Для рассмотрения преобладающих семейств в каждом из периодов вулканической активности для семейств из матрицы подобия был установлен порог числа землетрясений в семействе $N \geq 10$.

По всплескам количества землетрясений в сутки (рис. 1а) в районе Молодого Шивелуча выделено четыре временных периода: I – конец июля – начало сентября 2022 г.; II – сентябрь – конец декабря 2022 г.; III – конец декабря 2022 г. – середина февраля 2023 г.; IV – середина февраля – 10 апреля 2023 г. По всплескам количества землетрясений в сутки (рис. 1б) в районе старого эруптивного центра Каран выделено четыре временных периода: V – апрель – май 2023 г.; VI – январь – август 2024 г.; VII – апрель – май 2024 г. (этот период выделяется внутри VI периода); VIII – август – ноябрь 2024 г. (рис. 1б). Согласно выделению семейств землетрясений, активизация в районе Карана началась 10.04.2023 г. после кульминационной фазы извержения Молодого Шивелуча.

Сопоставляя среднесуточную максимальную амплитуду землетрясений \bar{A} (рис. 1а) с количеством землетрясений в сутки в семействах, связанных с выжиманием купола Молодого Шивелуча, прослеживается обратно пропорциональная зависимость: чем больше землетрясений в сутках, тем меньше \bar{A} , и наоборот. Среднесуточные максимальные амплитуды \bar{A} землетрясений при выжимании купола Новый Каран (рис. 1б) выше, чем \bar{A} при выжимании купола Молодого Шивелуча (рис. 1а). Закономерностей в зависимости числа землетрясений в сутках и \bar{A} при выжимании купола Каран не выделено.

Шаблоны всех выделенных семейств в районе Молодого Шивелуча расположены на глубинах от 0.9 до 1.3 км н.у.м. (рис. 2). Шаблоны всех выделенных

семейств района Каран произошли на глубинах от 1.8 км н.у.м до 25.6 км, первые семейства произошли на глубинах 2-4 км (рис. 2).

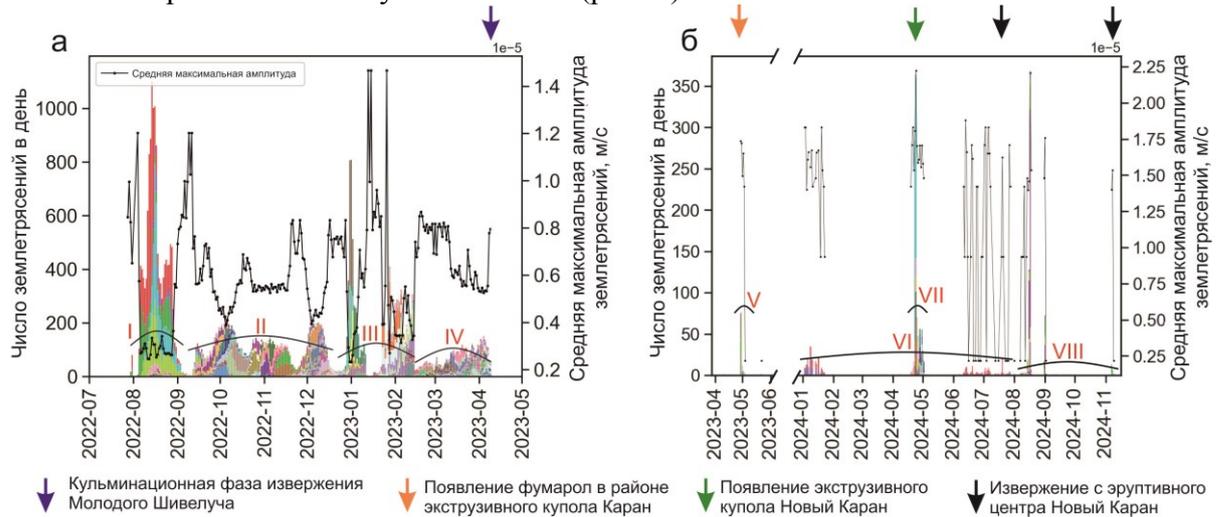


Рис. 1. Семейства длиннопериодных землетрясений, выделенные корреляционным детектором, с 01.07.2022 по 12.11.2024 гг.: количество землетрясений в сутках для 128 семейств землетрясений в районе Молодого Шивелуча и средняя максимальная амплитуда землетрясений в сутки (а); количество землетрясений в сутках для 20 семейств землетрясений в районе купола Каран и средняя максимальная амплитуда землетрясений в сутки (б). I-VIII – разбиение семейств землетрясений на периоды.

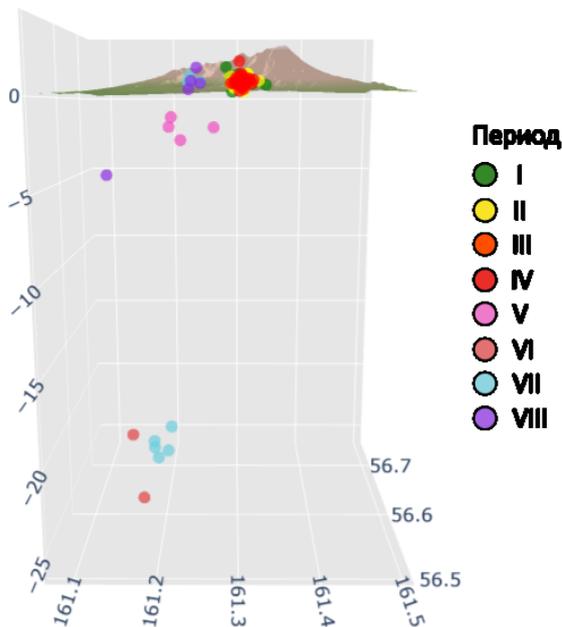


Рис. 2. Гипоцентры шаблонов семейств землетрясений из района вулкана Шивелуч.

Несмотря на то, что в районе вулкана функционируют три сейсмических станции, отсутствие детального скоростного разреза, а также отсутствие четких вступлений волн для длиннопериодных землетрясений не дает достаточно точно локализовать их положение и отследить перемещение источников семейств землетрясений [5].

Обсуждение результатов

Анализ волновых форм землетрясений из района вулкана Шивелуч в 2022-2024 гг. позволил выделить семейства, связанные как с выжиманием экструзивного купола Молодого Шивелуча, так и с активизацией трещин в районе старого эруптивного центра Карана, расположенного к западу от Молодого Шивелуча, а также с выжиманием экструзивного купола Новый Каран и с его извержениями.

В сейсмической активизации, предшествовавшей извержению Молодого Шивелуча, выделены продолжительные семейства длиннопериодных землетрясений (в которых время между первым и последним событием наибольшее) (периоды I-III, рис. 1а). Они, вероятно, выделялись во время монотонного выжимания экструзии с постоянной скоростью, когда в канале устанавливалось постоянное давление и происходила пассивная дегазация. В последнем периоде перед кульминационной фазой извержения Молодого Шивелуча выделено 11 семейств (рис. 1а, период IV). Последнее землетрясение из семейств произошло 10 апреля, незадолго до кульминационной фазы извержения, начавшейся в 12:54 UTC. Отсутствие доминирующей волновой формы в этом периоде может свидетельствовать о нестабильности среды, вызванной подступающим к поверхности магматическим веществом, и начале периода предэруптивной дегазации.

С конца апреля 2023 г. регистрировались землетрясения в районе экструзии Каран. Период V (апрель-май 2023 г.) соответствует времени реактивации старых трещин и появления фумарол в районе Карана, это подтверждается регистрацией в этот период более высокочастотных гибридных землетрясений с небольших глубин $H=1-4$ км (рис. 2). VI период характеризует реактивацию глубинных разломов, так как источники землетрясений были стабильны в январе, а затем спустя полгода – в июне-июле 2024 г. Видимое проявление глубинных активизаций отразилось в появлении лавового материала на поверхности. Появление экструзивного купола Новый Каран (VII период) произошло спустя 4 месяца после выделения семейств длиннопериодных землетрясений в январе 2024 г. (VI период), его извержение 17-18.08.2024 г. произошло после глубинной активизации в июне-июле (конец VI периода).

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки России (в рамках государственного задания № 075-00604-25) и с использованием данных, полученных на уникальной научной установке «Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира» (<https://ckp-rf.ru/usu/507436/>, <http://www.gsras.ru/unu/>).

Список литературы

1. Горбач Н.В., Портнягин М.В. Геологическое строение и петрология лавового комплекса вулкана Молодой Шивелуч (Камчатка) // Петрология. 2011. Т. 19. № 2. С. 140-172.
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.
3. Чебров В.Н., Дроздин Д.В., Кугаенко Ю.А. и др. Система детальных сейсмологических наблюдений на Камчатке в 2011 г. // Вулканология и сейсмология. 2013. № 1. С. 18-40. <https://doi.org/10.7868/S0203030613010021>
4. Чеброва А.Ю., Чемарёв А.С., Матвеев Е.А., Чебров Д.В. Единая информационная система сейсмологических данных в Камчатском филиале ФИЦ ЕГС РАН: принципы организации, основные элементы, ключевые функции // Геофизические исследования. 2020. Т. 21. № 3. С. 66-91. <https://doi.org/10.21455/gr2020.3-5>
5. Шакирова А.А., Чемарёв А.С. Семейства длиннопериодных землетрясений на вулкане Молодой Шивелуч (Россия) в 2022-2023 годах // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2024. № 3. Вып. 63. С. 62-73. <https://doi.org/10.31431/1816-5524-2024-3-63-62-73>
6. Newhall C.G., Self S. The volcanic explosivity index [VEI] an estimate of explosive magnitude for historical volcanism // Journal of Geophysical Research. Oceans. 1982. V. 87. Iss. C2. P. 1231-1238. <https://doi.org/10.1029/JC087iC02p01231>
7. Petersen T. Swarms of repeating long-period earthquakes at Shishaldin Volcano, Alaska, 2001–2004 // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2007. V. 166. P. 177-192.
8. Shakirova A., Chemarev A. Multiplets of low-frequency earthquakes during the eruption of the Kizimen volcano in 2011-2012, Russia // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2023. V. 438. P. 1-11. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2023.107805>

Динамика изменений морфологии и температур конуса побочного прорыва им. чл.-корр. АН СССР Г.С. Горшкова (вулкан Ключевской) в 2021-2024 гг.

Черкашин Р.И., Демянчук Ю.В., Нуждаев И.А., Цветков В.А., Хомчановский А.Л., Озеров А.Ю.

Dynamics of changes in the morphology and temperatures of the secondary eruption cone named after Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences G.S. Gorshkov (Klyuchevskoy volcano) in 2021-2024

Cherkashin R.I., Demyanchuk Yu.V., Nuzhdaev I.A., Tsvetkov V.A., Khomchanovsky A.L., Ozerov A.Yu.

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;
e-mail: romache@kscnet.ru*

По результатам полевых наземных/БПЛА и температурных наблюдений в 2021-2024 гг. проведен анализ динамики изменения морфологии и температур конуса побочного прорыва им. Г.С. Горшкова, извергавшегося на вулкане Ключевской с 18.02 по 21.03 2021 г.

Извержение побочного прорыва им. член.-корр. АН СССР Г.С. Горшкова произошло с 18 февраля по 21 марта 2021 г. на северо-западном склоне Ключевского вулкана на высоте 2850 м над уровнем моря. Извержение сопровождалось ростом шлакового конуса высотой до 60 м над его основанием и изливанием лавовых потоков протяженностью около 1.2 км и шириной лавового поля 400-500 м [2]. Предыдущее побочное извержение, оставившее после себя шлаковый конус с лавовыми потоками, – прорыв Скуридина (1989-1990 гг.) – произошло на восточном склоне Ключевского вулкана на высоте 4100 м над уровнем моря [1].

В марте-апреле 2021 г. и в апреле 2024 г. были совершены полевые выезды в район побочного прорыва, в рамках которых проведена БПЛА-тепловая и фото-съемка шлакового конуса и лавовых потоков прорыва им. Г.С. Горшкова. По результатам съемки построены ортофотопланы и цифровые модели рельефа шлакового конуса.

С 2021 г. по 2024 г. постройка конуса побочного прорыва им. Г.С. Горшкова претерпела частичное разрушение вершинной части (рис. 1). Спустя две недели после окончания извержения, 3 апреля 2021 г., конус имел остроконечную вершину (на восточной кромке кратера) и глубокий кратер с отвесными стенками и диаметром провала ~10 м. Максимальные температуры пород шлакового конуса, зафиксированные с помощью тепловой БПЛА-съемки, составляли 165.4 °С.



Рис. 1. Полевые фотографии побочного прорыва им. Г.С. Горшкова в 2021 и 2024 гг., вид на юг. На правом снимке желтым контуром обозначена форма конуса на 03.04.2021 г.

Через 20 дней, к 23 апреля 2021 г., вершина конуса частично обрушилась внутрь кратера, закрыв глубокий провал в нем. Часть вершины конуса также осыпалась по наиболее крутым его склонам, в северо-западном и юго-восточном направлении, вдоль экспозиции склона Ключевского вулкана. Размер обрушенного кратера составлял 43.5×34.0 м.

К моменту следующих полевых наблюдений через 3 года, 12 апреля 2024 г., степень разрушения вершины конуса побочного прорыва им. Г.С. Горшкова несколько возросла. Остроконечная вершина восточной кромки кратера разрушилась, кратер расширился и стал еще более открытым на северо-запад и юго-восток. Максимальные температуры пород в обрушенном кратере, по данным тепловой съемки с БПЛА, составили 127.1 °С. Размер кратера немного увеличился: 44.0×39.0 м.

В ходе извержения рост шлакового конуса происходил на наклонном основании ледника Эрмана, 3 апреля 2021 г. у восточного подножия конуса наблюдались проседания тела ледника в результате температурного взаимодействия с излившимся лавовым потоком (рис. 2б). К 23 апреля 2021 г. постройка конуса побочного прорыва им. Г.С. Горшкова имела слегка вытянутую форму с юго-запада на северо-восток, перпендикулярно экспозиции склона Ключевского вулкана. При этом склоны узкой части постройки были круче склонов вытянутой части постройки конуса. Углы наклонов по склонам составляли: северо-западный 37.5°, юго-восточный 36.6°, юго-западный 35.7°, северо-восточный 34.8° (рис. 2а, б). Диаметр основания вытянутой и узкой частей конуса составлял около 130 м и 100 м, соответственно.

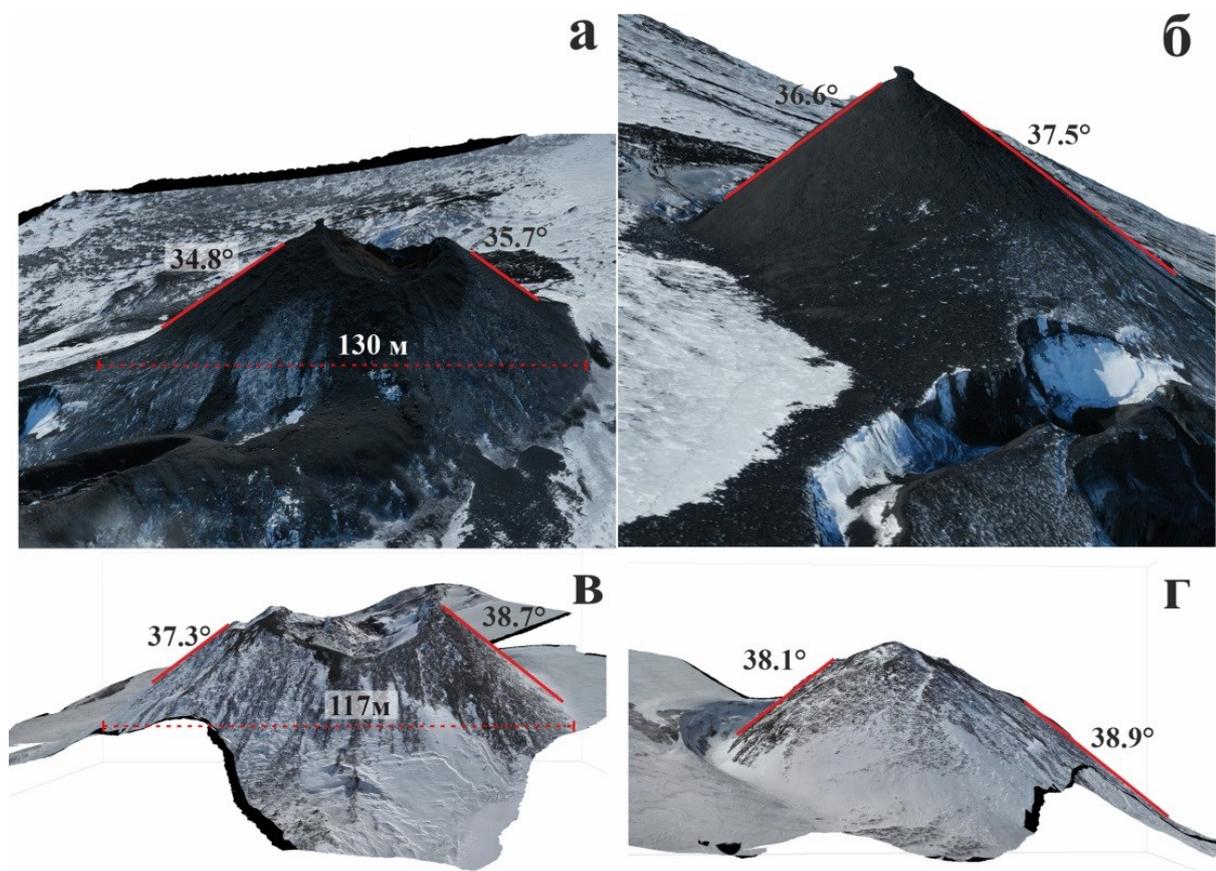


Рис. 2. Цифровые модели рельефа (текстурированные) конуса побочного прорыва им. Г.С. Горшкова 23 апреля 2021 г. (а, б), и 12 апреля 2024 г. (в, г), построенные по ортофотопланам. а, в – вид на юго-восток; б, г – вид на юго-запад.

К апрелю 2024 г. увеличилась крутизна всех склонов конуса: северо-западный 38.9°, юго-восточный 38.1°, юго-западный 38.7°, северо-восточный 37.3° (рис. 2в, г). При этом диаметры основания вытянутой и узкой частей конуса сократились и составили 117 м и 92 м, соответственно, а ровные прямые склоны конуса приобрели оплывшую форму. Таким образом, крутизна склонов конуса прорыва им. Г.С. Горшкова спустя три года после извержения возросла пропорционально сокращению основания его постройки. Возможной причиной уменьшения основания

конуса стало проплавление разогретыми шлаками постройки подстилающего его ледника Эрмана.

Выводы

Максимальные температуры на шлаковом конусе побочного прорыва им. Г.С. Горшкова упали с 165.4 °С в 2021 г. до 127.1 °С в 2024 г. За три года после извержения постройка конуса частично разрушилась и оплыла, углы склонов стали круче, диаметр основания сократился. Возможной причиной такого изменения морфологии конуса стало проседание ледника Эрмана, подстилающего постройку конуса, в результате длительного взаимодействия с остывающими лавами.

Список литературы

1. *Озеров А.Ю.* Ключевской вулкан: вещество, динамика, модель. М.: ГЕОС, 2019. 306 с.
2. *Озеров А.Ю., Гирина О.А., Мельников Д.В. и др.* Вулкан Ключевской: новый побочный прорыв им. Г.С. Горшкова, 2021 г. (п-ов Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2021. № 1. Вып. 49. С. 5-9. <https://doi.org/10.31431/1816-5524-2021-1-49-5-9>

Порфировые и афировые высокомагнезиальные базальты конуса 1004 в контексте представлений о механизмах формирования магматической серии пород Толбачинского дола (Камчатка)

Черкашин Р.И., Озеров А.Ю.

Porphyric and aphyric high-magnesian basalts of the 1004 Cone in the context of ideas about formation mechanisms of the magmatic series of the Tolbachinsky Dol rocks (Kamchatka)

Cherkashin R.I., Ozerov A.Yu.

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;
e-mail: romache@kscnet.ru*

Порфировые и афировые высокомагнезиальные базальты конуса 1004 (Толбачинский дол) сходны по содержаниям MgO, SiO₂, Al₂O₃, но отличаются по содержаниям K₂O, P₂O₅, TiO₂, CaO и всего ряда микроэлементов. Эти наблюдения не согласуются с представлениями о различном глубинном генезисе этих двух типов высокомагнезиальных пород Толбачинского дола.

Введение

Вулкан Толбачик привлекает внимание петрологов по всему миру со времен двух последних крупных трещинных извержений: Большое трещинное Толбачинское извержение 1975-1976 гг. (БТТИ) [3 и ссылки в ней] и Трещинное Толбачинское извержение 2012-2013 гг. имени 50-летия Института вулканологии (ТТИ-50) [1 и ссылки в ней]. Среди вулканов Камчатки Толбачик отличается довольно редкими лавами высоко-калиевых серий [4]. Состав пород Толбачинского дола имеет широкий разброс от высокомагнезиальных базальтов к высокоглиноземистым базальтам-андезибазальтам, с преобладанием по объему глиноземистых разновидностей пород [1, 3].

Несмотря на многолетние исследования вулкана Толбачик в XX-XXI вв., на сегодняшний день при изучении этого объекта остается ряд важных нераскрытых или дискуссионных вулканологических и петрологических вопросов. Один из них – вопрос о наличии единого либо различных источников магм, формирующих магматическую серию пород Толбачинского дола. Проблемы эволюции пород вулкана Толбачик ранее пытались решить геохимическими и изотопными методами с точки зрения валовых составов вулканических пород [1, 3, 4, 6]. При этом недостаточно внимания уделялось изучению состава породообразующих минералов и структур пород, которые должны отражать предложенные эволюционные механизмы формирования серии пород Толбачика.

Высокомагнезиальные (ВМ) вулканические породы (MgO ≥ 10 вес. %) считаются наиболее примитивными членами в ряду широких по составу серий магматических пород, из которых формируются все последующие члены петрохимического эволюционного ряда [2]. В данной работе представлены петрографическая, петрохимическая, геохимическая характеристика порфировых и афировых высокомагнезиальных базальтов (ВМ-Б) доисторического извержения конуса (к.) 1004 как одного из ключевых объектов в понимании эволюции серии пород Толбачинского дола.

Методы исследования

Исследования валового вещественного состава пород проводились в Центре коллективного пользования (ЦКП) «Геодинамика и геохронология» Института земной коры СО РАН (г. Иркутск). Содержания петрогенных оксидов определялись на рентгенофлуоресцентном спектрометре S8 Tiger (Bruker AXS, Германия). Состав микроэлементов анализировали методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7900 (Agilent Technologies Inc., США). Для градуировки прибора и контроля измерений использовали

стандартные образцы Геологических служб США основного состава – базальты BCR-2, BHVO-2.

Результаты и обсуждение

Извержение к.1004, согласно тефрохронологическим датировкам [3, 5], произошло около ~1600 лет назад. Постройка конуса образовалась в результате двух фаз извержения, согласно [3], она несимметрична и вытянута в меридиональном направлении. В разных частях постройки конуса встречаются как порфиоровые разности ВМ-базальтов с крупными оливинами (Ol) и клинопироксенами (Cpx) (от 1-3 до 5-7 мм), слагающими до 10 % объема породы, так и афировые ВМ-лавы, не содержащие крупных вкрапленников минералов (рис. 1). При рассмотрении микроструктуры пород в шлифах обнаруживается более высокая степень раскристаллизованности основной массы афировых базальтов по сравнению с порфиоровыми (рис. 1в, г). Эта разница выражается в обилии мелких микролитов оливина и клинопироксена размером ~0.1 мм в афировых лавах (фельзитовая структура) и в относительно редких микролитах в основной массе порфиоровой лавы, наряду с более высокой долей свежего вулканического стекла в ней (витрофировая структура).

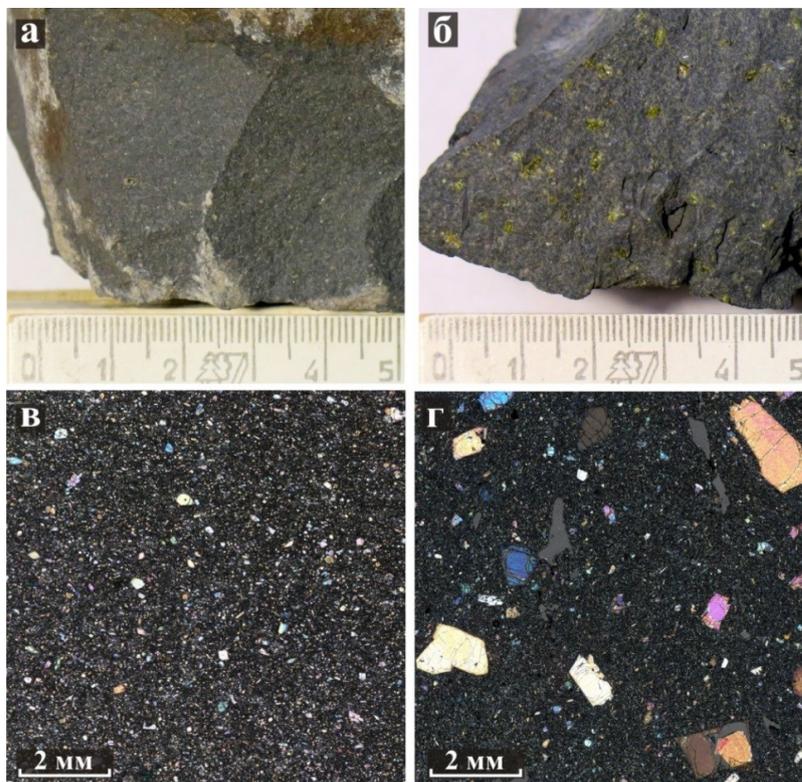


Рис. 1. Фотографии образцов ВМ-базальтов конуса 1004 и изображения их шлифов (в скрещенных николях): породы с афировой (а, в) и порфиоровой (б, г) структурами. а, в – плотный афировый ВМ-базальт с многочисленными микролитами Ol и Cpx (размер 0.1-0.3 мм); б, г – плотный порфиоровый ВМ-базальт с крупными (2-5 мм) вкрапленниками Ol и Cpx.

Содержания главных элементов идентичны в порфиоровых и афировых ВМ-базальтах к.1004: SiO_2 50.01-50.41 и 50.16-50.42 вес. %, MgO 9.59-10.74 и 9.89-10.11 вес. %, Al_2O_3 13.39-13.76 и 13.04-13.68 вес. %, соответственно. При этом концентрации K_2O , P_2O_5 , TiO_2 , и целого ряда несовместимых микроэлементов (Cs, Rb, Ba, Th, U, Nb, Ta, Zr, все легкие РЗЭ) в 1.5-2.0 раза выше в порфиоровых разностях пород конуса в сравнении с афировыми (рис. 2, 3). В свою очередь, концентрации CaO на 2-3 вес. % выше в афировых базальтах, чем в порфиоровых (рис. 2).

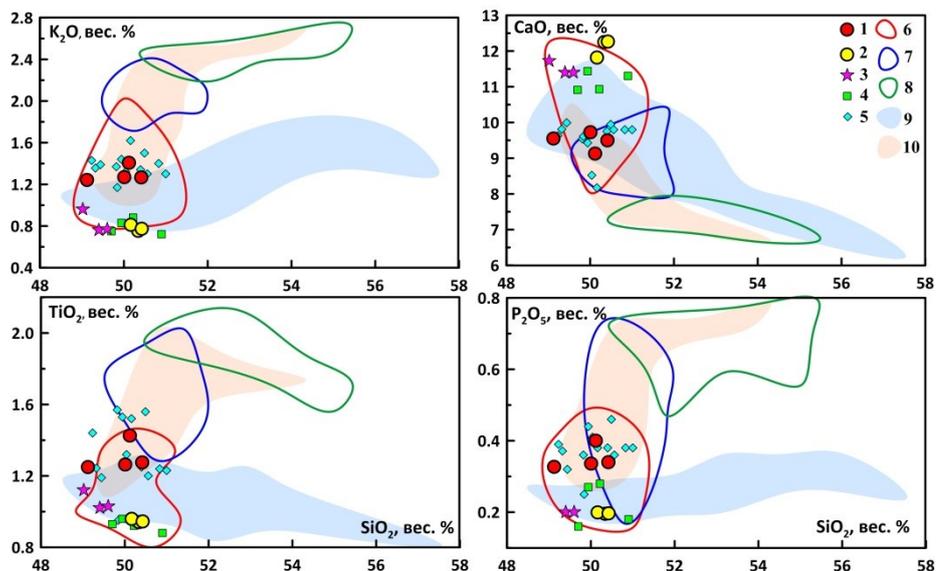


Рис. 2. Диаграммы Харкера для порфировых и афировых ВМ-базальтов к. 1004 и других пород Толбачинского дола. 1 – порфировые ВМ-базальты к. 1004; 2 – афировые ВМ-базальты к. 1004 (эта работа); 3 – афировые ВМ-базальты к. Красный; 4 – афировые ВМ-базальты к. Песчаные горки; 5 – базальты к. 1941 г.; 6 – базальты Северного прорыва БТТИ; 7 – базальты Южного прорыва БТТИ; 8 – базальты и андезибазальты извержения ТТИ-50; 9, 10 – породы Толбачинского вулканического массива тренда 1 (умеренно-калиевые) и тренда 2 (высоко-калиевые), соответственно, по [4]. Опубликованные данные по [1 и ссылки в ней, 3 и ссылки в ней, 4, 6].

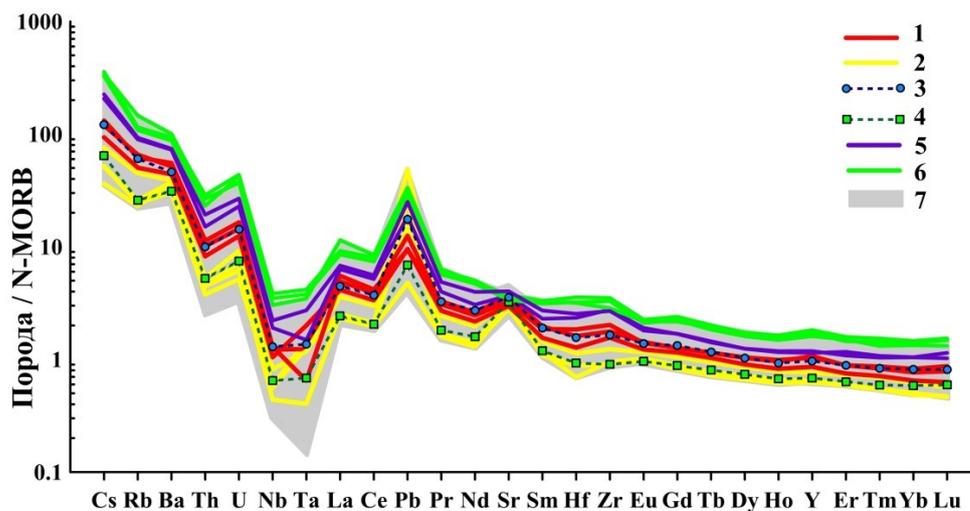


Рис. 3. Распределение микроэлементов в базальтах Толбачинского дола: 1 – порфировые ВМ-базальты к. 1004; 2 – афировые ВМ-базальты к. 1004; 3 – высоко-калиевые ВМ-базальты к. 1004 (типа К-НМВ); 4 – умеренно-калиевые ВМ-базальты к. Песчаные горки (типа НМВ) по [6]; 5 – высокоглиноземистые (ВГ) базальты Южного прорыва БТТИ; 6 – ВГ-базальты-андезибазальты извержения ТТИ-50, по нашим данным и по [6]; 7 – поле составов пород Толбачинского дола (эта работа и по [1]).

Различия в концентрациях K_2O , P_2O_5 , TiO_2 и целого ряда микроэлементов, вероятно, отражены в большей доле свежего К-содержащего вулканического стекла в основной массе порфировых базальтов по сравнению с афировыми. Повышенные содержания СаО в афировых ВМ-базальтах к. 1004 связаны с большой массой микролитов и субфенокристаллов Са-содержащего клинопироксена по сравнению с порфировыми породами.

Афировые разности ВМ-базальтов к. 1004 ранее не были описаны, между тем, по своим петрохимическим и геохимическим характеристикам они аналогичны

афировым ВМ-базальтам других конусов Толбачинского дола, например, конусов Красный и Песчаные горки и ВМ-базальтам Северного прорыва БТТИ (рис. 2). Порфиоровым ВМ-базальтам к. 1004 по химическим характеристикам соответствуют ВМ-базальты к. 1941 г. (рис. 2), также порфиоровые по своему облику и содержащие крупные вкрапленники оливина [3 и ссылки в ней].

По содержаниям K_2O , P_2O_5 , TiO_2 и всего спектра микроэлементов порфиоровые и афировые ВМ-базальты к. 1004 соответствуют ранее выделенным [1, 6] геохимически контрастным типам НМВ и К-НМВ высокомагнезиальных базальтов Толбачинского дола. Данные типы примитивных базальтов Толбачика ранее предлагались в качестве родоначальных магм с различным мантийным генезисом, дающих начало двум разным химическим трендам лав Толбачика по содержанию K_2O и несовместимых элементов [4, 6].

Степень различия концентраций K_2O и широкого спектра микроэлементов между ВГ-базальтами Южного прорыва БТТИ и ВГ-базальтами-андезибазальтами извержения ТТИ-50 такая же или даже ниже, чем в порфиоровых и афировых ВМ-базальтах к. 1004 (рис. 3). В свою очередь, эти геохимические различия ранее у исследователей [1 и ссылки в ней] служили аргументом против того, что составы пород ТТИ-50 были унаследованы от магм, питавших Южный прорыв БТТИ. Подобную разницу в концентрациях калия и микроэлементов в петрохимически сходных лавах обычно связывают с участием различных источников магм в их формировании [1, 4, 6].

Выводы

Тесное взаимонахождение двух геохимически контрастных типов ВМ-базальтов в теле постройки конуса 1004 исключает их различное глубинное происхождение, как предполагалось ранее. Новые данные о ВМ-базальтах к. 1004 дают основание предполагать существование альтернативных, неглубинных механизмов дифференциации K_2O и ряда микроэлементов в серии пород Толбачинского дола и Толбачинского вулканического массива в целом. Планируется дальнейшее детальное изучение ВМ-базальтов Толбачинского дола комплексом петрологических методов с целью установить механизмы и физико-химические условия, приводящие к формированию петрохимически сходных, но геохимически и петрографически контрастных лав и их одновременному извержению в пределах одного конуса.

Список литературы

1. Гордеев Е.И., Добрецов Л.Н. Толбачинское трещинное извержение 2012-2013 гг. (ТТИ-50). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2017. 421 с.
2. Озеров А.Ю., Аriskин А.А., Бармина Г.С. К проблеме генетических взаимоотношений высокоглиноземистых и высокомагнезиальных базальтов Ключевского вулкана (Камчатка) // Доклады Академии наук. 1996. Т. 350. № 1. С. 104-107.
3. Федотов С.А. Большое трещинное Толбачинское извержение. Камчатка. 1975-1976. / Отв. ред. С.А. Федотов, Г.Б. Флеров, А.М. Чирков. М.: Наука, 1984. 637 с.
4. Churikova T.G., Gordeychik B.N., Iwamori H. et al. Petrological and geochemical evolution of the Tolbachik volcanic massif, Kamchatka, Russia // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2015. V. 307. P. 156-181. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.10.026>
5. Ponomareva V., Portnyagin M., Pevzner M. et al. Tephra from andesitic Shiveluch volcano, Kamchatka, NW Pacific: chronology of explosive eruptions and geochemical fingerprinting of volcanic glass // International Journal of Earth Sciences. 2015. V. 104. № 5. P. 1459-1482. <https://doi.org/10.1007/s00531-015-1156-4>
6. Portnyagin M., Duggen S., Hauff F. et al. Geochemistry of the late Holocene rocks from the Tolbachik volcanic field, Kamchatka: quantitative modelling of subduction-related open magmatic systems // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2015. V. 307. P. 133-155. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.08.015>

Петрографические позиции и составы оливина из кимберлитов Куойского поля (Якутия)

Шайхутдинова Д.Р.^{1,2}, Каргин А.В.¹

Petrographic positions and compositions of olivine from kimberlites of the Kuoika field (Yakutia)

Shaikhutdinova D.R., Kargin A.V.

¹ *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва;*

e-mail: darina.shai.petrol@gmail.com

² *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва*

В работе представлены результаты петрографического исследования кимберлитов Куойского поля (Якутия), а также подробное описание генетических типов оливина в них.

Введение

Состав оливинов из щелочно-ультраосновных пород (в том числе кимберлитов) помогает выявить ключевые петрологические процессы, определившие эволюцию их расплавов. Куойское поле располагается в северо-восточной части Далдыно-Оленекской минерагенической зоны Якутской кимберлитовой провинции. Более 160 не крупных (не превышающих 100 м) самостоятельных кимберлитовых тел – трубок взрыва, даек, жил – прорывают палеопротерозойский гранит-зеленокаменный Беректинский террейн в составе фундамента Сибирской платформы, а также перекрывающие его фанерозойские отложения [3, 5]. Ранние Rb-Sr датировки [2] предполагали два магматических эпизода: палеозойский и мезозойский. Однако, современные U-Pb датировки по перовскитам [10] имеют мезозойский возраст (170-156 млн лет) и опровергают некоторые из полученных палеозойских значений. Кимберлитовый магматизм Куойского поля, проявляющий явные черты неизохимичности [1] по площади (Fe-Ti кимберлиты и более типичные для южных алмазоносных полей магнезиальные разновидности), вызывает интерес в области расшифровки эволюции кимберлитовых расплавов и их взаимодействия с литосферной мантией.

Петрография кимберлитов Куойского поля

Из 10 образцов с наиболее сохранным оливином, детальное изучение было проведено для кимберлитов из трубок Обнаженная, Вечерняя, Слюдянка, Люся. Кимберлиты Куойского поля характеризуются магмакластическими структурами типа Форт-а-ла-Корн [11]. Содержание магмакластов варьирует неравномерно в пределах 5-30 %. Магмакласты размером от 0.5 мм до первых сантиметров имеют неправильную или изогнутую форму и отчетливую, без реакционных кайм, границу с матриксом, заполняющим интеркластическое пространство. Встречаются магмакласты как с ядерным, так и с безъядерным внутренним строением. В качестве ядра магмакласты содержат чаще всего обломки оливина от 0.1 до 5 мм, реже – деформированные и расщепленные кристаллы флогопита от 0.5 до 2.5 мм. Кимберлит в магмакластах плотный, порфировидный.

По минеральному составу основной массы магмакластов выделяются два типа кимберлитов (рис. 1): (i) *Железистые*. Основная масса представлена полностью серпентинизированными микролитами оливина (20-60 %), микролитами флогопита (5-10 %), микролитами шпинели и магнетита с каймами ильменита (до 10-15 %) и связующей криптокристаллической Fe-доломитовой (анкеритовой) массой с содержанием Fe до 0.13 apfu. Характерно развитие наложенного кальцита по карбонату основной массы; (ii) *Магнезиальные*. Основная масса представлена микролитами кальцита (50-60 %), серпентинизированными микролитами оливина (10-20 %), микролитами флогопита (до 10 %), микролитами шпинели, магнетита и

перовскита с каймами сульфидов железа и никеля. Криптокристаллическая связующая масса выполнена доломитом.

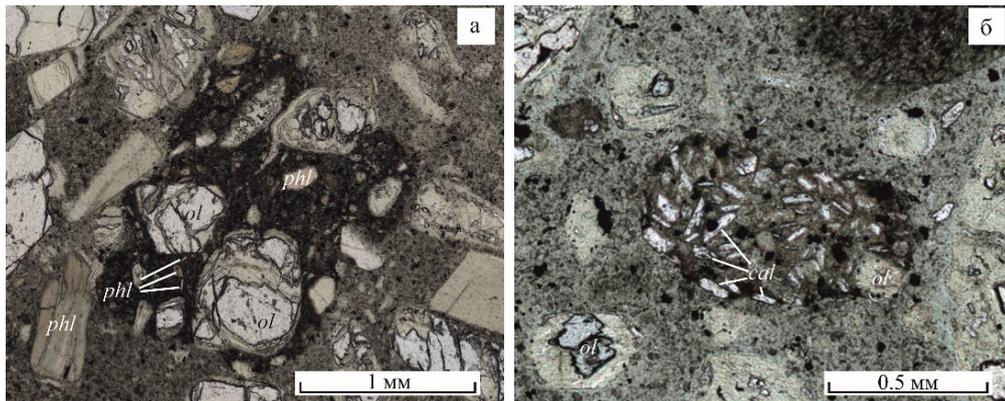


Рис. 1. Петрографические типы магмакластов из кимберлитов Куойского поля: а – железистый (тр. Слюдянка), б – магниальный (тр. Обнаженная); Phl – флогопит, Ol – оливин, Cal – кальцит. Фото-скан в поляризованном свете.

Матрикс магниальных и железистых кимберлитов состоит преимущественно из серпентина (до 80 %), рудных минералов (шпинель, магнетит, ильменит, перовскит) и оформленных кристаллов карбоната. Среди ксенокристов преобладают оливин и флогопит, однако встречаются и зерна ильменита, клинопироксена, граната. Ксенолиты в изученных образцах занимают менее 5 об. % породы и представлены измененными габброидами, метатерригенными породами.

Генетические типы оливина в кимберлитах Куойского поля

Сортировка вкрапленников и кристаллокластов оливина по размеру между магмакластами и матриксом не наблюдается. В среднем, вкрапленники оливина в основной массе магмакластов размерами не превышают оливиновые зерна в матриксе кимберлита. Нами выделены следующие группы кристаллов в магмакластах и за их пределами (рис. 2а):

Фенокристы. Встречаются в железистых магмакластах, обладают субидiomорфными очертаниями, плохо различимыми из-за высокой степени серпентинизации (рис. 2б), которая протекает, главным образом, концентрически. В размерах могут достигать 0.25-2.5 мм, меньшие кристаллы полностью замещены серпентином. Часто наблюдаются в сростании с перовскитом, покрытым ильменитовой каймой. Имеют выдержанные значения магниальности $\#Mg = 0.891-0.90$ в ядрах и $0.67-0.70$ в кайме.

Ксенокристы. Имеют обломочную, часто оплавленную форму, не выдержаны по размеру (от 0.5 до 4 мм). Серпентинизируются блочно, по трещинам спайности (рис. 2в). Ядра высокомагниальные ($\#Mg = 0.911-0.937$), низкокальциевые. В каймах – если такие сохранились, обнаруживают два разных по магниальности (рис. 2а, рис. 3) низконикелевых состава, коррелирующих с тем, каким кимберлитом был захвачен ксенокристалл: анкеритовым или доломитовым.

Макрокристы. Крупные (более 1 мм) хрупко деформированные кристаллы, менее магниальные и никелистые, чем фенокристы (рис. 2г). По составу делятся на высококальциевые (тип 1: рис. 2а, рис. 3) и высокожелезистые (тип 2: рис. 2а, рис. 3).

Антекристы. Характеризуются обратной зональностью с увеличением магниальности от ядра к кайме. Выделяются два типа (рис. 3): высокомагниальные (по составу и форме выделения близкие к ксенокристам, $\#Mg 0.920 \rightarrow 0.921$) и низкомагниальные (субидiomорфные, принадлежащие полю составов фенокристов, $\#Mg 0.892 \rightarrow 0.898$).

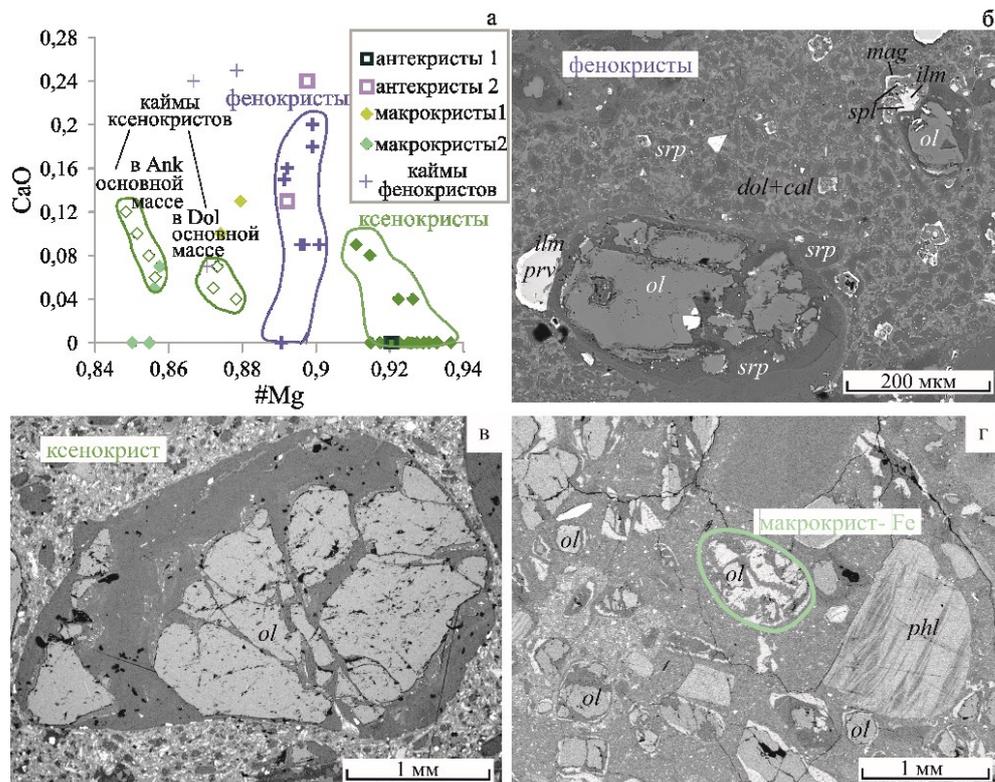


Рис. 2. Петрографо-петрохимические разновидности оливина в кимберлитовых трубках Куойского поля: а – диаграмма #Mg-CaO (вес. %) для оливина трубок взрыва Куойского поля; б – фенокристы оливина (тр. Люся); в – мантийный ксенокрист оливина в магмакласте (тр. Обнаженная); г – железистый макрокрист оливина в матрице рядом с макрокристом флогопита и магмакластом (тр. Обнаженная); ol – оливин, dol – доломит, cal – кальцит, phl – флогопит, prv – перовскит, ilm – ильменит, spl – шпинель, mag – магнетит, srp – серпентин, ank – анкерит.

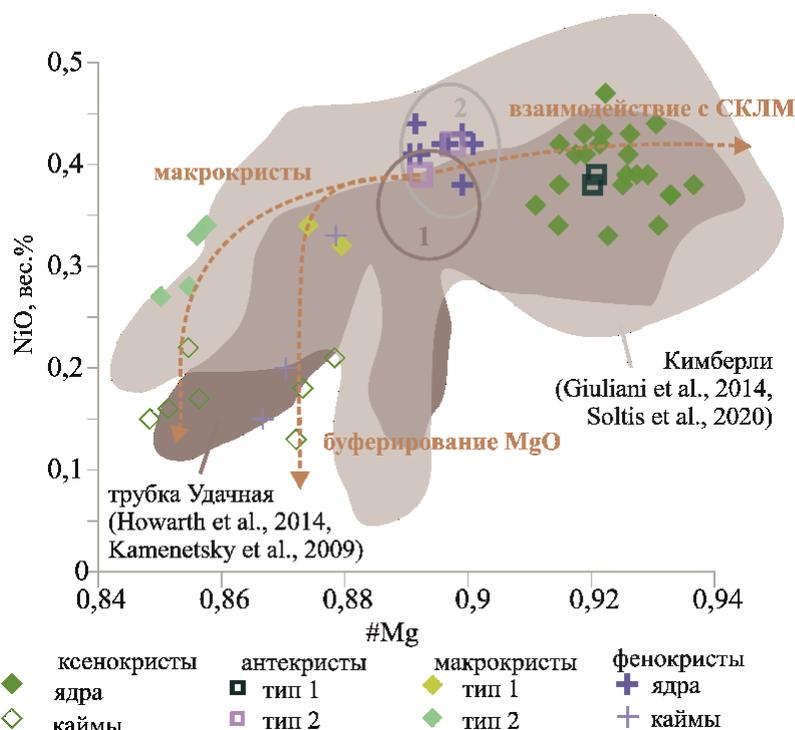


Рис. 3. Содержание NiO (вес. %) в оливинах различных петрографических позиций. Составы оливина из кимберлитов трубки Удачная [7, 8] и Кимберли [6, 9]. Окружностями отмечены предположительные составы оливина [4], находившегося в равновесии с ранними порциями расплава (1 – для трубки Удачная, 2 – для трубки Кимберли); СКЛМ – субконтинентальная литосферная мантия.

Выводы:

1. По составу магмакластов выделены 2 группы кимберлитов: магнезиальные и железистые, что согласуется с литературными данными об их химическом составе.

2. Выделены следующие генерации оливина: (i) ксеногенный ($Fo_{0.911-0.937}$); (ii) возможно равновесные с ранними порциями расплава фенокристы ($Fo_{0.891-0.90}$); (iii) макрокристы двух типов ($Fo_{0.874-0.880}$ и $Fo_{0.850-0.858}$) – вероятнее всего, представляющие собой продукт кристаллизации более эволюционированного расплава и делящиеся на разные группы из-за различий в составе расплавов, в которых они находились (магнезиальный и железистый).

3. Состав кайм ксенокристов оливина также подтверждает отчетливое петрохимическое различие между двумя типами выносящих их кимберлитов: в анкеритовом кимберлите каймы более железистые.

Работа производилась при поддержке и в рамках реализации проекта РНФ № 25-27-00189 (<https://rscf.ru/project/25-27-00189/>).

Список литературы

1. Богатилов О.А., Кононова В.А., Голубева Ю.Ю. и др. Петрогеохимические и изотопные вариации состава кимберлитов Якутии и их причины // Геохимия. 2004. № 9. С. 915-939.
2. Брахфогель Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. Академия наук СССР, Сибирское отделение, Институт геологии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1984. 128 с.
3. Зайцев Л.И., Смелов А.П. Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции. Якутск: Офсет, 2010. 108 с.
4. Каргин А.В., Прокопьев И.Р. Сравнительная характеристика состава оливина щелочно-ультрамафических пород на примере кимберлитов и айлицитов // Глубинный магматизм, его источники и плюмы. Материалы XVII Всероссийской конференции, 20-23 мая 2024 г., г. Иркутск: Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 2024. С. 73-75.
5. Эсенкулова С.А. Петрография и геохимия кимберлитов Куойкского поля (Якутская кимберлитовая провинция) // Современные проблемы геохимии. Материалы конференции молодых ученых, 23-28 сентября 2013 г., г. Иркутск: Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 2013. 2 с.
6. Giuliani A., Phillips D., Kamenetsky V.S. et al. Stable isotope (C, O, S) compositions of volatile-rich minerals in kimberlites: A review // Chemical Geology. 2014. V. 374-375. P. 61-83.
7. Howarth G.H., Barry P.H., Pernet-Fisher J.F. et al. Superplume metasomatism: evidence from Siberian mantle xenoliths // Lithos. 2014. V. 184-187. P. 209-224. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.09.006>
8. Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Sobolev A.V. et al. Can pyroxenes be liquidus minerals in the kimberlite magma? // Lithos. 2009. V. 112. P. 213-222.
9. Soltys A., Giuliani A., Phillips D., Kamenetsky V.S. Kimberlite metasomatism of the lithosphere and the evolution of olivine in carbonate-rich melts – evidence from the Kimberley kimberlites (South Africa) // Journal of Petrology. 2020. V. 61(6). Art. ega062.
10. Sun J., Liu C., Kostrovitsky S., Wu F. et al. Repeated kimberlite magmatism beneath Yakutia and its relationship to Siberian flood volcanism: Insights from in situ U-Pb and Sr-Nd perovskite isotope analysis // Earth and Planetary Science Letters. 2014. V. 404. P. 283-295. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.07.039>
11. Webb K., Hetman C. Magmaclasts in kimberlite // Lithos. 2021. V. 396-397. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106197>

Минералы магматических пород в донных осадках припарамуширской акватории Охотского моря и их возможные источники

Шевко А.Я.¹, Шакиров Р.Б.², Холмогоров А.О.², Шевко Е.П.¹, Гора М.П.¹

Minerals of igneous rocks in bottom sediments of the Paramushir water area of the Sea of Okhotsk and their possible sources

Shevko A.Ya., Shakirov R.B., Kholmogorov A.O., Shevko E.P., Gora M.P.

¹ *Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск;*

e-mail: sp@igm.nsc.ru

² *Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

Изучен минеральный состав донных осадков в одной из точек Охотского моря. Главным источником материала являются магматические образования андезибазальтового состава. Дискуссионным остается вопрос об источнике хризолита с включениями хромшпинелидов и пород с микропорфировыми выделениями базальтической роговой обманки.

Объекты, методы и результаты исследования

В работе использованы пробы донных отложений из керна, поднятого во время экспедиции № 92 НИС «Академик М.А. Лаврентьев» [3]. В точке отбора донных проб (LV92-27) Охотское море имеет глубину 1020 м, длина керна, поднятого при помощи гравитационной трубки, составила 3.2 м. Для исследований использован материал с интервалов: 0-0.1 м (LV92-27/0.0); 1.6-1.7 м (LV92-27/1.6); 3.1-3.2 м (LV92-27/3.2). Донные осадки более чем на 90 % состоят из алеврито-пелитового ила (фракция <0.08 мм), доля песчаной фракции (≥0.08 мм) составляет от 6 до 9 % (таблица). В каждой фракции выделялся легкий и серый шлик путем отмучивания медленно оседающих частиц. Легкий шлик сложен, главным образом, панцирями диатомовых водорослей с подчиненным количеством раковин фораминифер. Для исследований использовался серый шлик фракции ≥0.08 мм. Зерна монтировались на скотче и заливались в эпоксидные шашки. Изучение полированных препаратов производилось на оптическом микроскопе Carl Zeiss Axiolab. Химический состав минералов определен на электронном сканирующем микроскопе MIRA 3 LMU (Tescan Ltd) с системой микроанализа INCA Energy 450+ XMax 80 (Oxford Instruments Ltd.).

Таблица. Гранулометрический состав донных осадков в точке LV92-27 (%)

№ пробы	Фракция, мм			
	<0.04	≥0.04-0.056	≥0.056-0.08	≥0.08
LV92-27/0	71.4	17.1	5.3	6.2
LV92-27/1.6	70.5	14.0	6.5	9.0
LV92-27/3.2	76.4	12.5	4.3	6.8

Минеральный состав серого шлика изучен в пробах LV92-27/0.0 и LV92-27/3.2. В обеих пробах встречены как зерна минералов, так и фрагменты пород (рис. 1), доля последних может достигать до 30-40 % от всего количества зерен серого шлика. Чаще всего встречаются фрагменты магматических пород с микропорфировыми выделениями плагиоклаза, орто- и клинопироксена, редко – титаномагнетита и ильменита. В стекловатой основной массе этих пород часто наблюдается тонкая сыпь титаномагнетита и содержатся микролиты плагиоклаза и пироксенов, иногда к ним присоединяется оливин. Реже встречаются породы с микропорфировыми выделениями амфибола. Иногда основная масса пород изменена, и тогда в ней присутствуют кварц, альбит, калиевый полевой шпат, хлорит, эпидот, сфен, пирит. Во фрагментах пород, помимо указанных выше минералов, определены: апатит; сульфиды железа и меди; циркон; ванадоалланит? $(Ce, Ca, Y, Nd, La)_2(V^{+3}Al, Fe^{+3})_3(SiO_4)_3(OH)$.

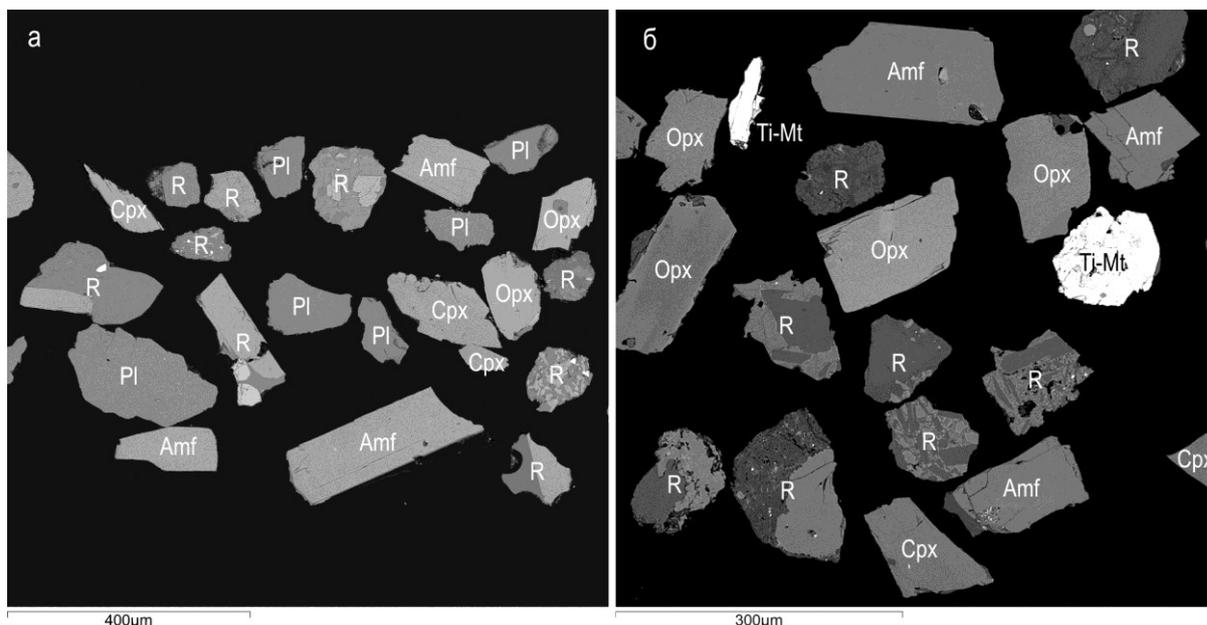


Рис. 1. Зерна серого шлиха донных осадков проб LV92-27/0.0 (а) и LV92-27/3.2 (б). Изображения в обратно-рассеянных электронах. R – фрагмент породы; Орх – ортопироксен; Срх – клинопироксен; Pl – плагиоклаз; Amf – амфибол; Ti-Mt – титаномагнетит.

Среди минеральных зерен преобладают пироксены, затем, по мере убывания, следуют плагиоклаз, амфибол и титаномагнетит. Изредка встречаются ильменит, кварц, эпидот. Ортопироксен представлен энстатитом, а клинопироксен – магнезиальным авгитом. В качестве постоянных примесей в них определены (мас. %): TiO_2 0.2-2.0; Al_2O_3 0.6-8.1; MnO 0.2-1.2. Плагиоклазы ряда андезин-битовнит образуют как отдельные зерна, так и микропорфировые выделения и микролиты мезостазиса. Альбит и калиевый полевой шпат встречены в основной массе метасоматически измененных пород. Отдельные зерна амфибола представлены базальтической роговой обманкой с характерным плеохроизмом в красновато-коричневых тонах и устойчивым содержанием (мас. %): CaO 10.6-11.7; FeO 12.1-14.7; MgO 13.4-14.5; TiO_2 1.1-2.5; MnO 0.3-0.7; Na_2O 1.2-2.1; K_2O 0.3-0.8; Cl 0.1-0.2 и переменными – SiO_2 42.9-48.5; Al_2O_3 5.6-10.5. Близкие характеристики имеют и микропорфировые выделения амфибола (рис. 2а) во фрагментах пород. Среди минералов группы оливина по магнезиальности отчетливо различаются гиалосидерит (Fo_{63-68}) и хризолит (Fo_{71-90}). Гиалосидерит образует мелкие кристаллиты в базе магматических пород. Отдельные зерна хризолита обнаружены только в пробе LV92-27/3.2. Среди них по магнезиальности выделяются зерна Fo_{86-90} , с включениями хромита (рис. 2б) и зерна Fo_{71-79} , в которых хромит не обнаружен. Хромшпинель встречена только в виде минеральных включений в высокомагнезиальном хризолите Fo_{86-90} . Содержание Cr_2O_3 в минерале составляет 34.4-44.8 мас. %. В качестве примесей присутствуют (мас. %): TiO_2 0.6-0.8; MnO до 0.3; NiO до 0.3; V_2O_5 до 0.2. Ильменит представлен отдельными идиоморфными кристаллами или зернами в основной массе пород с крупными выделениями плагиоклаза и пироксена. Для ильменита характерно постоянное присутствие примеси (мас. %) MgO 1.9-2.7 и MnO 1.0-1.5. Апатит в ассоциации с базальтической роговой обманкой (рис. 2а) содержит повышенные концентрации Cl до 1.1-2.5 мас. %, в то время как концентрация F изменяется от 0.9 до 1.8 мас. %. Обратная ситуация наблюдается в составе апатита, который образует мелкие зерна в основной массе пироксен-плагиоклазовых пород или минеральные включения в зернах ортопироксена, титаномагнетита и ильменита. Здесь содержания элементов составляют (мас. %): Cl 0.6-1.6; F 1.5-2.5. Максимальная концентрация фтора (4.2 мас. %) определена в зерне фторапатита из метасоматически измененной породы.

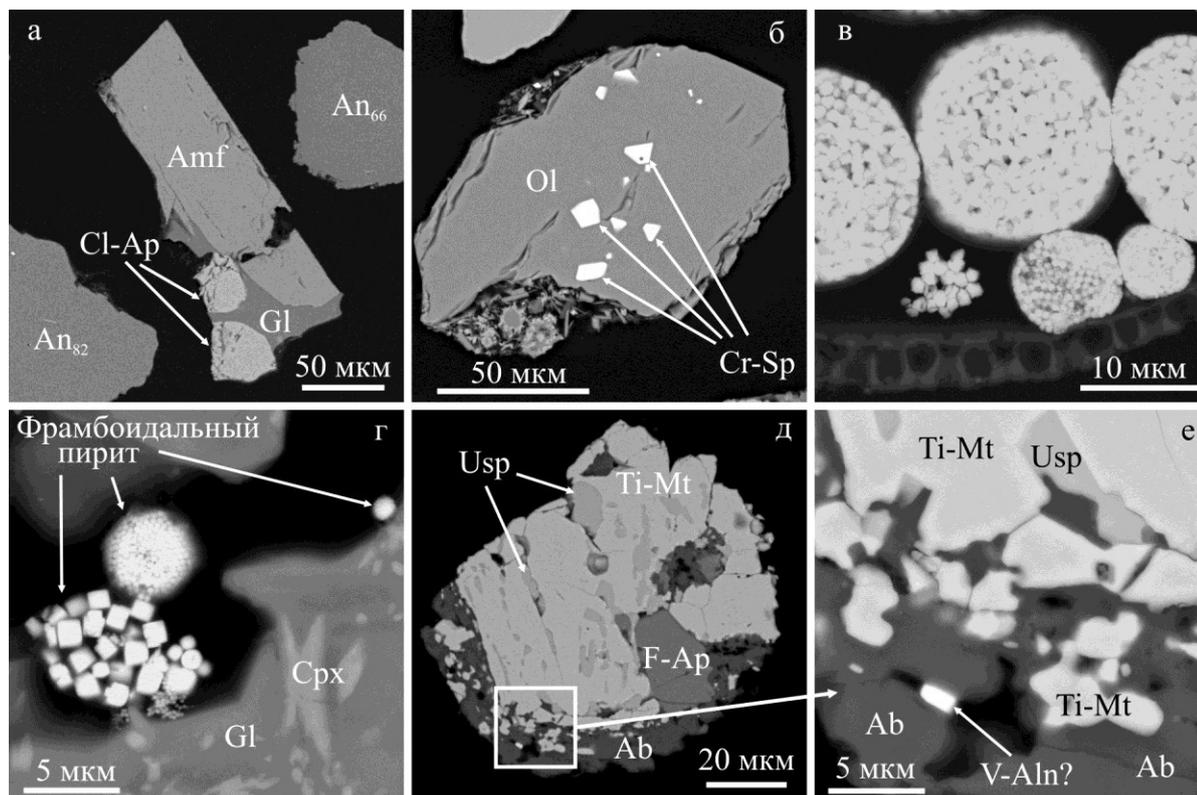


Рис. 2. Зерна серого шлиха: а – фрагмент породы с микропорфировыми выделениями амфибола и хлорапатита (Cl-Ap); б – оливин (Ol) с включениями хромшпинелида (Cr-Sp); в-г – фрамбоидальный пирит внутри панциря диатомовой водоросли (в) и в пустотках стекловатой магматической породы (г); д-е – фрагмент породы с зерном ванадоалланита (V-Aln). An₈₂ – плагиоклаз, с указанием его основности; Gl – вулканическое стекло; Usp – ульвошпинель; F-Ap – фторапатит; Ab – альбит.

Сульфиды представлены пиритом, пирротином и халькопиритом. Пирротин образует включения в клинопироксене. Пирит и халькопирит встречаются в базисе метасоматически измененных пород. Довольно часто встречается фрамбоидальный пирит, который образует изометричные скопления сферических образований или идиоморфных кристаллов. Фрамбоиды могут располагаться внутри панцирей диатомовых водорослей (рис. 2в) или в раковинах фораминифер. Кроме того, они встречаются в пустотках магматических пород (рис. 2г).

В ассоциации с альбитом, фторапатитом и титаномагнетитом со структурами распада обнаружено мелкое зерно редкого минерала, близкого по составу к ванадоалланиту (рис. 2д, е). В его составе определено (мас. %): SiO₂ 23.9-27.8; Al₂O₃ 8.9-10.8; FeO 0.7; CaO 4.9-5.0; Na₂O 3.3-3.9; K₂O 1.4-1.5; Ce₂O₃ 14.1-16.2; La₂O₃ 3.9-4.3; Nd₂O₃ 5.2-5.5; Y₂O₃ 3.3; Ag₂O 0.6-0.8.

Обсуждение и результаты

При анализе состава серого шлиха становится очевидным, что источником зерен плагиоклаза ряда андезин-битовнит, орто- и клинопироксена, а также пород, сложенных этими минералами, являются магматические образования андезит-базальтового состава, которые широко распространены на о-ве Парамушир и в целом характерны для Курило-Камчатской питающей провинции [4].

Необычным является обнаружение в донных осадках хризолита с включениями хромшпинелида (рис. 2б) и пород с микропорфировыми выделениями базальтической роговой обманки (рис. 2а). В оливиновых базальтах вулканов Алаид и Чикурачки такой ассоциации не наблюдается. На вулкане Алаид включения шпинелидов в оливине имеют более низкие концентрации хрома [6], а на вулкане Чикурачки содержание Cr₂O₃

во включениях шпинелидов не превышает 1 мас. % [7]. На плато Аэродромное о. Парамушир нами были встречены ксенолиты оливиновых базальтов со сходной ассоциацией минералов, но маловероятно, что именно они являются искомым источником, поскольку коренные выходы андезитов, которые содержат эти ксенолиты обнажаются на Тихоокеанской стороне острова. Что касается пород с микропорфировыми выделениями базальтической роговой обманки и апатитом. Среди магматических пород о. Парамушир и ксенолитов, которые в них встречаются, известны амфиболсодержащие породы, но амфибол там имеет более высокие концентрации алюминия и натрия, и низкие – железа [5], в сравнении с амфиболом, встреченном в шлихах. Апатит здесь имеет высокое содержанием хлора, вплоть до образования хлорапатита (рис. 2а), что не характерно для известных магматических образований о. Парамушир, в которых присутствует фторапатит. Таким образом, возникает вопрос о коренных источниках таких пород и минералов. Этими источниками могут, например, являться подводные вулканы и экструзивные купола, предполагаемые по результатам геофизических исследований в данном районе [2].

С точки зрения источника поступления материала так же важна находка ванадоалланиита (рис. 2е) с высокими концентрациями редкоземельных элементов и примесью серебра. Обнаружение фрамбоидального пирита как внутри панцирей диатомовых водорослей (рис. 2в) и в раковинах фораминифер, так и в пустотках магматических пород (рис. 2г), свидетельствует о жизнедеятельности микроорганизмов в глубоководных условиях и может служить материалом для выяснения условий седиментогенеза.

Проведенные исследования имеют предварительный характер. Изучены донные отложения только в одной точке. Планируется расширение района исследований в акватории Охотского моря с целью выяснения особенностей состава донных осадков, локализации источников сноса и оценки возможного потенциала минеральных ресурсов в Охотоморской тыловодужной зоне Большой Курильской гряды [1].

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования РФ по гос. заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400237-8), а также темы НИР ТОИ ДВО РАН № 124022100078-7. Инструментальные исследования выполнены в ЦКП «Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН» ИГМ СО РАН.

Список литературы

1. *Андреев С.И.* Минерально-сырьевой потенциал дальневосточных морей и перспективы его освоения // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2014. № 4. С. 5-23.
2. *Бондаренко В.И., Рашидов В.А.* Погребенная подводная вулканическая зона к западу от о. Парамушир (Курильская островная дуга) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. № 2. Вып. 8. С. 69-85.
3. *Валитов М.Г., Ли Н.С., Шакиров Р.Б. и др.* Геолого-геофизические и океанографические исследования восточной части Охотского моря в 92-м рейсе научно-исследовательского судна «Академик М.А. Лаврентьев» // Океанология. 2022. Т. 62. № 3. С. 502-504.
4. *Деркачев А.Н., Николаева Н.А., Горбаренко С.А.* Особенности поставки и распределения кластогенного материала в Охотском море в позднечетвертичное время // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23. № 1. С. 37-52
5. *Федорченко В.И., Родионова Р.И.* Ксенолиты в лавах Курильских островов (вещественный состав, происхождение, геологическое значение) / Отв. ред. Е.К. Мархинин. Новосибирск: Наука, 1975. 140 с.
6. *Фролова Т.И., Бурикова И.А., Гуцин А.В. и др.* Происхождение вулканических серий островных дуг. Москва: Недра, 1985. 275 с.
7. *Gurenko A.A., Belousov A.B., Trumbull R.B. et al.* Explosive basaltic volcanism of the Chikurachki Volcano (Kurile arc, Russia): Insights on pre-eruptive magmatic conditions and volatile budget revealed from phenocryst-hosted melt inclusions and groundmass glasses // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2005. V. 147. № 3-4. P. 203-232.

Результаты георадиолокационных исследований юго-восточного фумарольного поля вулкана Эбеко (о. Парамушир, Курильские острова)

Акбашев Р.Р.^{1,2}, Павлова В.Ю.², Мельников Д.В.³, Тихонов С.А.^{1,2}, Будилов Д.И.¹

Results of georadar studies of the south-eastern fumarole field of the Ebeko volcano (Paramushir Island, Kuril Islands)

Akbashev R.R., Pavlova V.Yu., Melnikov D.V., Tikhonov S.A., Budilov D.I.

¹ Камчатский филиал ФГБУН Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН», г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: arr@emsd.ru

² ФГБОУ ВО «Камчатский государственный университет им. Витуса Беринга», г. Петропавловск-Камчатский

³ ФГБУН «Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН», г. Петропавловск-Камчатский

В данной работе представлены результаты полевых исследований юго-восточного фумарольного поля вулкана Эбеко, впервые проведенные в 2024 г. с помощью метода георадиолокации. Цель исследования: определить возможности метода георадиолокации для изучения особенностей строения фумарольного поля.

Введение

Действующий вулкан Эбеко, находящийся в северной части хребта Вернадского на острове Парамушир (Курильские острова), является одним из наиболее активных вулканов Большой Курильской гряды. Вулкан Эбеко обладает необычной структурой, включающей три соприкасающихся друг с другом кратера диаметром от 250 до 350 м и глубинами от 70 до 100 м: Северный, Центральный и Южный. Кратеры окружены полукольцевым гребнем диаметром 3-5 км, представляющим собой остатки древнего разрушенного вулкана вокруг более молодого внутреннего вулканического конуса. В северо-восточной части Северного кратера находится активная воронка – эруптивный центр современных извержений [2, 4, 6]. Котловина Центрального кратера занята водами озера Горячее, в Южном имеются отверстия, являющиеся источником горячих газов [5].

Стратовулкан Эбеко относится к полигенным вулканам, т.е. подвержен многократным извержениям. В активности вулкана Эбеко наблюдается выраженная ритмичность, при которой периоды интенсивных извержений продолжительностью от двух до пяти лет сменяются периодами относительного покоя с преимущественным выбросом газов, длящимися 20-30 лет. Для извержений вулкана характерны периодические кратковременные взрывы умеренной силы, при которых формируются пепловые колонны или шлейфы протяженностью в несколько километров [1]. При такой частоте и длительности эруптивных событий вулкан Эбеко представляет угрозу для населения, находящегося в непосредственной близости (всего в 6 км) г. Северо-Курильск, а также для регионального авиасообщения. Вследствие этого вулкан Эбеко является предметом интенсивных научных исследований, особенно в последние годы.

В данной работе представлены результаты полевых исследований фумарольных полей за 2024 г. Впервые исследования проведены с помощью метода георадиолокации. Цель исследования: определить возможности метода георадиолокации для изучения особенностей строения фумарольного поля. Работа выполнена в рамках реализации Программы стратегического академического лидерства «Приоритет 2030. Дальний Восток» и является частью работ, направленных на решение общей цели исследований – это создание научно-методической основы метода георадиолокации применительно к Камчатке, включая методику обработки и интерпретации данных, с учетом практического опыта применения на различных объектах. Для оптимизации метода георадиолокации необходимо сопоставление и анализ результатов геофизических наблюдений в различных геологических условиях.

Метод исследования

Метод георадиолокации (Ground-penetrating radar, GPR) как метод геофизического обследования основан на излучении широкополосного сигнала радиочастотного диапазона в толщу среды и регистрации отклика – сигнала, являющегося суперпозицией амплитуд прямых, отраженных и преломленных волн, достигших приемной антенны. В результате георадиолокационных исследований получают временные разрезы – радарограммы. Радарограммы – это волновая картина, совокупность трасс вдоль профиля съемки, протяженные по глубине оси синфазности отраженного сигнала, белые (отрицательные полуволны) и черные (положительные полуволны) [3].

Для проведения исследований использовали прибор георадар «ПИТОН-3» (рисунок). Глубинный георадар «ПИТОН-3» оснащен одной приемно-передающей антенной. Длина георадара составляет 6.4 м, частота 24 МГц. Этот георадар позволяет получать отражения от границ с залеганием до 100 м, а при исследованиях на сухих грунтах глубинность может достигать 200 м. Управление георадаром осуществляется в режиме реального времени. Прием данных зондирования производится на ноутбук по сети Wi-Fi.



Рисунок. Проведение полевых работ с георадаром «ПИТОН-3» на юго-восточном фумарольном поле вулкана Эбеко.

При работе георадара «ПИТОН-3» по поверхности исследуемой среды на экран монитора выводится совокупность трасс (радарограмма, или профиль), по которой можно определить местонахождение, глубину залегания и протяженность объектов зондируемой среды. На юго-восточном фумарольном поле пройден георадиолокационный разрез общей протяженностью 1200 м.

Результаты исследований и их обсуждение

По данным метода георадиолокации на юго-восточном фумарольном поле вулкана Эбеко отмечаются крупные и мелкие фумаролы с полостью шириной от 1.0 до 2.5 м и глубиной до 2.5 м (от поверхности).

На волновой картине полученной радарограммы строение фумарол отмечается в виде ярко выраженных протяженных осей синфазности и проходящих электромагнитных волн.

Таким образом, метод георадиолокации информативен для исследования особенностей строения фумарол. Стоит учесть, что теряется информативность верхней части зондируемой среды (более мелкие геологические структуры можно не обнаружить). Для точной интерпретации получаемых радарограмм необходимо использовать комплексирование с другими геофизическими методами.

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки России (в рамках государственного задания №075-00604-25).

Список литературы

1. Акбашев Р.Р., Макаров Е.О. Результаты долговременных наблюдений электрического поля атмосферы во время извержения вулкана Эбеко в период 2018-2020 гг. // Вулканология и сейсмология. 2023. № 2. С. 69-82. <https://doi.org/10.31857/S0203030623700098>
2. Котенко Т.А., Сандимирова Е.И., Котенко Л.В. Извержения вулкана Эбеко (Курильские острова) // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы». Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2019. С. 187-190.
3. Павлова В.Ю., Делемень И.Ф. Применение метода георадиолокации на Камчатке: монография. М.: Издательский дом Академии Естествознания, 2024. 144 с. <https://doi.org/10.17513/np.581>
4. Belousov A., Belousova M., Auer A. et al. Mechanism of the historical and the ongoing Vulcanian eruptions of Ebeko volcano, Northern Kuriles // Bulletin of Volcanology. 2021. V. 83. Iss. 4. P. 3-24. <https://doi.org/10.1007/s00445-020-01426-z>
5. Gorshkov G.S. Catalogue of the active volcanoes of the world including solfatara fields. Part VII – Kurile Islands / Signore Francesco ed. Napoli, Italy: the International Volcanological Association, 1958. 100 p.
6. Walter T.R., Belousov A., Belousova M. et al. The 2019 Eruption Dynamics and Morphology at Ebeko Volcano Monitored by Unoccupied Aircraft Systems (UAS) and Field Stations // Remote Sensing. 2020. V. 12(12). Art. 1961. <https://doi.org/10.3390/rs12121961>

Геодинамические условия формирования девонских магматических пород центральной части Охотского массива

Александров В.Н.

Geodynamic conditions of Devonian igneous rocks formation in the central part of the Okhotsk massif

Alexandrov V.N.

ФГБУ Институт Карпинского, г. Санкт-Петербург;

e-mail: dv-midav357@yandex.ru

Охотский массив – одно из немногих слабоизученных мест нашей страны. В его центральной части располагаются немногочисленные выходы девонских магматических пород. В результате проведения комплексных исследований эти образования были отнесены к магматитам островной дуги, также, они имеют сходство с вулканитами кедонской дуги Омолонского массива.

Введение

Охотский массив располагается на северном побережье Охотского моря, на территории Хабаровского края. Это одно из немногих мест на планете, которое еще слабо изучено геологами. Первые систематические работы, включающие стратиграфические, тектонические и геолого-съёмочные исследования на территории Охотского массива проводились лишь в 1960-1970-х гг. [2-6, 8]. Позднее проводились только «точечные» исследования на обрамлении массива или датирование кристаллического фундамента [3]. В последние годы во Всероссийском научно-исследовательском геологическом институте им. А.П. Карпинского были поставлены геолого-съёмочные работы масштаба 1:200 000 для создания геологических карт второго поколения. В ходе двух лет полевых работ на территории листа геологической карты Р-54-XXXVI были закартированы новые места выходов магматических пород девонского возраста, ранее не отмеченные предшественниками, а также было собрано большое количество материалов по петрографии и геохимии девонских эффузивных и интрузивных пород в центральной части Охотского массива.

Вследствие слабой изученности девонских отложений Охотского массива и большого количества закартированных новых выходов этих пород была поставлена задача изучить петрографические и геохимические характеристики пород и установить геодинамические условия их образования.

Материалы и методы

Породы средне-позднедевонского возраста в центральной части Охотского массива представлены осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканическими отложениями, а также интрузивными породами. Осадочные отложения слагают нижнюю часть разреза, разделены на несколько свит и серий [2-6, 8]. Эти подразделения сложены песчаниками, алевролитами, аргиллитами и известняками и датированы предшественниками средним-поздним девоном [2, 3, 8]. Верхняя часть разреза сложена преимущественно вулканическими породами: андезитами, риолитами, дацитами и их туфами. Эти породы отнесены к фаменскому ярусу позднего девона [2, 3, 8]. Иногда в верхней части разреза встречаются слои вулканогенно-осадочных пород. Интрузивные массивы позднедевонского возраста в пределах Охотского массива (междуречье Ульбея–Кухтуй) выделены в 1966 г. Ф.Ф. Вельдяковым в сибегинский комплекс в составе трех фаз [3]: породы первой фазы представлены габбро, габбродиоритами, диоритами, слагающими небольшие массивы и штоки на правом берегу р. Ульбея (бассейн верхнего течения руч. Сибега); породы второй фазы представлены гранитами, гранит-порфирами, граносиенитами, субщелочными гранитами и сиенитами, находящимися на правом берегу руч. Сибега (массив Матычак); породы третьей фазы слагают либо краевые части гранитных массивов с

признаками фациальных переходов, либо самостоятельные малые силлообразные и секущие дайкоподобные тела небольшой мощности.

В ходе полевых работ на территории листа геологической карты Р-54-XXXVI были исследованы и опробованы интрузивные породы в районе руч. Сибегга на Кухтуйско-Ульбейском междуречье и вулканические породы в районе руч. Соседний между реками Кухтуй и Гусинка. Всего исследованы 14 проб интрузивных пород и 20 проб вулканических пород. Кроме того, изучены 12 проб осадочных пород, которые подстилали вулканические отложения. Для получения геохимического состава исследуемых пород, в Центральной лаборатории Института Карпинского были проведены рентгено-флуоресцентный и ICP-MS анализы этих проб. Полученные результаты по содержанию окислов, рассеянных и редкоземельных элементов позволили построить классификационные, дискриминационные и спайдер-диаграммы, которые позволили уточнить состав пород и условия их формирования.

Петрографические исследования

В результате петрографических исследований интрузивные породы были разделены на три типа: порфириовидные гранодиориты, крупно-среднекристаллические гранодиориты и порфириовидные кварцевые монцодиориты. Порфириовидные гранодиориты отличаются необычным составом. Они сложены крупными, гигантскими, иногда сверхгигантскими кристаллами плагиоклаза, достигающими размеров 10-12 см. Кристаллы кварца имеют необычную округлую форму в виде ровных кругов и овалов, иногда с заливчиками и бахромой по краю кристалла. Возможно, эти кварцевые зерна были захвачены магмой из нижележащих архейских и рифейских пород. Основная масса сложена мелкими кристаллами кварца и роговой обманки. По всем породам проявлены вторичные изменения – некоторые минералы изменены на 70-80 %. Изучены 7 шлифов данных пород.

Средне-крупнокристаллические гранодиориты имеют типичный для данных пород состав (плагиоклаз, роговая обманка, кварц и реликты КПШ), и также претерпели вторичные изменения. Эти породы изучены в 5 шлифах. Порфириовидные кварцевые монцодиориты были представлены двумя образцами и состояли из крупных порфириовых кристаллов плагиоклазов, КПШ, роговой обманки и кварца. Основная масса состояла из мелких кристаллов кварца, плагиоклаза и рудных минералов.

20 типов изученных вулканических пород (17 шлифов) представлены пепло-лапиллиевыми лито-кристаллокластическими туфами андезитового и андезидацитового состава. Породы в двух пробах были определены как лава дацитового состава. Один шлиф представлен игнимбриом. При этом породы дацитового состава чаще встречаются в верхней части разреза, нижняя часть сложена исключительно андезитовыми туфами.

Кроме того, выявлено, что подстилающие вулканические породы осадочные отложения представлены олигомиктовыми средне- и мелкозернистыми песчаниками с карбонатным цементом, алевролитами и редкими прослоями известняков. В обнажениях песчаники и алевролиты имели красно-бурый цвет. Данные породы, вероятно, образовывались в аридных условиях континентальной окраины.

Геохимические исследования

В результате геохимического исследования проб были подтверждены и дополнены петрографические наблюдения.

По диаграмме TASS практически все интрузивные породы попали на границу полей гранодиоритов и граносиенитов. Образец, описанный петрографически как порфириовидный кварцевый монцодиорит, попал в область монцонитов. По треугольной дискриминационной диаграмме $Hf - Rb/30 - Ta \cdot 3$ и диаграммам $Rb - Yb + Ta$ соотношения, $Rb - Y + Nb$ соотношения, $Ta - Yb$ соотношения, $Nb - Y$ соотношения, построенным по [9], все интрузивные породы попали в поля островодужных магматитов.

Вулканические породы по диаграмме TASS попали в области андезитов и трахиандезитов. По дискриминационным диаграммам вулканиты также оказались в полях островодужных магматитов [7, 9].

Обсуждение результатов

В результате проведенных исследований можно сделать вывод, что магматические породы девонского возраста [2-6, 8], опробованные при полевых работах в центральной части Охотского массива (лист Р-54-XXXVI), являются остатками древней вулканической дуги, вероятно, располагавшейся на краю Охотского террейна. Вулканическая дуга в основном состояла из андезитовых и андезидацитовых пород, при этом, вероятно, кислотность пород менялась со временем и от андезитов постепенно переходила к дацитам и риолитам. Гранодиоритовые и монцодиоритовые интрузии, вероятнее всего, являлись различными магматическими резервуарами.

Кроме того, по результатам изучения подстилающих вулканическую толщу осадочных пород можно сделать предположение, что до начала вулканизма на изученной местности находилась пассивная окраина Охотского террейна, на которой в жарком климате откладывались хорошо перемытые красноцветные олигомиктовые песчаники с карбонатным цементом и известняки.

Заключение

Учитывая, что нижнюю часть девонского разреза слагают красноцветные олигомиктовые песчаники с карбонатным цементом, алевролиты и известняки, можно предположить, что данные породы образовались в спокойных обстановках пассивной континентальной окраины с аридным климатом. Возможно, в дальнейшем, на рубеже среднего и позднего девона, на окраине Охотского массива появилась зона субдукции.

Необходимо отметить, что описанные породы на Охотском массиве имеют сходство с одновозрастными вулканическими породами Омолонского массива [1]. На Омолонском массиве девонские магматические образования выделяются в кедонскую вулканическую дугу. При сравнении петрографического описания и геохимических характеристик вулканитов с двух массивов видно их значительное сходство [1]. Следовательно, можно полагать, что кедонская вулканическая дуга протягивалась с Омолонского массива дальше на юго-запад, на территорию Охотского массива.

Список литературы

1. Акинин В.В., Ползунов Г.О., Прокопьев А.В., Брусницына Е.А. Магматизм Омолонского кратонного террейна (Северо-Восток России): геохронология, геохимия и геодинамика // Геология и геофизика. 2024. <https://doi.org/10.15372/GIG2024175>
2. Вельдяков Ф.Ф. Девонские отложения центральной части Охотского массива // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. 1972. Вып. 20. С. 34-38.
3. Казакова Г.Г., Васькин А.Ф., Кропачев А.П., и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Р-54 – Оймякон. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 400 с. + 6 вкл.
4. Натанов Л.М., Сурмилова Е.П. Позиция и природа Охотского массива // Отечественная геология. 1995. № 2. С. 49-53.
5. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов центральной и северо-восточной Азии. Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7-41.
6. Песков Е.Г., Умитбаев Р.Б. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Приохотская. Лист Р-54-XXXVI. Объяснительная записка. Магадан, 1977. 80 с.
7. Интерпретация геохимических данных / Под ред. Е.В. Складорова. М: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.
8. Чиков Б.М. Тектоника Охотского срединного массива. М.: Наука, 1970. 152 с.
9. Rollinson H.R. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. London Group. UK Limited, 1993. 38 p.

Новые данные о строении морской аккумулятивной террасы Авачинского залива в районе р. Приливная (полуостров Камчатка)

Батанов Ф.И.¹, Бергаль-Кувикас О.В.^{1,2}, Хомчановский А.Л.¹

New data on the marine accumulative terrace of the Avacha Bay, Prilivnaya River area (Kamchatka Peninsula)

Batanov F.I., Bergal-Kuvikas O.V., Khomchanovsky A.L.

¹ *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский; e-mail: tiocithree@gmail.com*

² *Камчатский государственный университет им. Витуса Беринга, г. Петропавловск-Камчатский*

Представлены новые данные о геологическом строении морской аккумулятивной террасы в районе долины р. Приливная (Авачинский залив, юго-восточная Камчатка). Дополнена голоценовая тефрохронологическая шкала, определены возраст береговых валов и средняя скорость их аккумуляции (проградации), реконструирована динамика развития морской террасы.

Введение

Река Приливная берет свое начало из одноименного озера, имеет протяженность 4 км и впадает в Авачинский залив. Согласно геологической карте [2], долина р. Приливная сформировалась на месте древнего регионального разлома северо-западного простирания. Близость к г. Петропавловск-Камчатский, излюбленность исследуемого района населением и наличие цунамиопасной зоны определяет актуальность проводимых работ. Цель исследования – реконструкция этапов развития морской террасы в голоцене, поиск отложений цунами и идентификация геологических следов сильных субдукционных землетрясений.

Методы исследований

Перед проведением полевых работ авторы дешифрировали спутниковые снимки с целью выделения перспективных участков для исследований. Критерием выбора являлось отсутствие антропогенного изменения рельефа. На выбранных участках выполнены шурфовочные работы, бурение, геологическое описание разрезов. Для района работ составлена предварительная тефрохронологическая шкала на основе опубликованных ранее данных о направлениях осей изопахит пеплопадов в голоцене [3]. Во время проведения полевых работ шкала использовалась для корреляции и датирования отложений и форм рельефа. Полученные образцы неизвестных нам пеплов были проанализированы на вещественный состав для их идентификации.

Полученные результаты и выводы

На основе проведенных исследований были описаны, опробованы и построены разрезы почвенно- и торфяно-пирокластических чехлов (ППЧ). В геологических разрезах были идентифицированы отложения цунами и маркирующие горизонты тефры. Кроме уже известных КШТ₃ (1907 г. н.э.), AV1779 (1779 г. н.э.), ОП (около 600 г. н.э.) и KS₁ (около 250 г. н.э.), также были обнаружены отложения тефры, предположительно относящиеся к голоценовым извержениям молодого конуса вулкана Авачинский. Самый мощный (до 6 см) слой грубозернистого темно-коричневого шлака распространен на большей части исследуемого района. По результатам химического анализа на вещественный состав, данный слой хорошо коррелируется с извержением AV#39 (ПAV₁) (~3500 ¹⁴C л.н.), и также совпадает здесь по мощности [1, 4].

Река Приливная вместе с озером в ее долине представляет собой корытообразную долину со склонами средней крутизны, реже пологими, в верхних частях осложненными выходами коренных пород, представленных вулканогенными миоценовыми образованиями [2]. Основная площадь морской террасы перекрыта плоским низинным болотом (рис. 1).

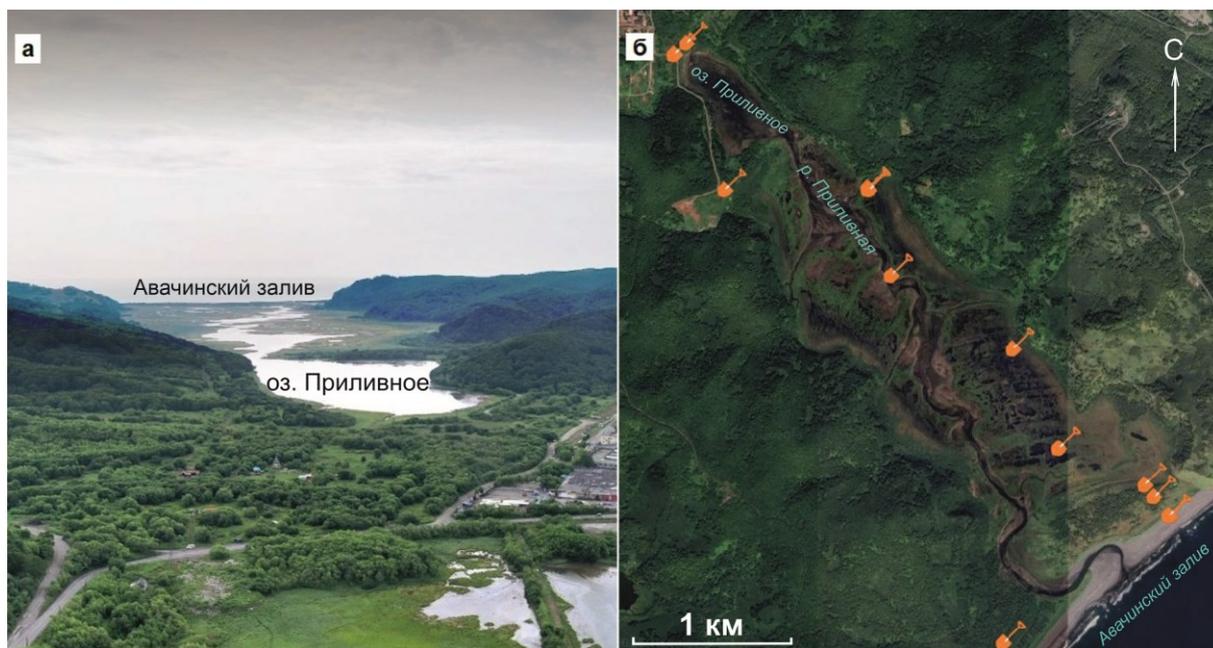


Рис. 1. Общий вид на оз. Приливное с северо-запада (а); места заложения шурфов показаны значком «лопата» (б).

На основании изучения спутниковых снимков предположено, что существовавший здесь еще в голоцене узкий пролив соединял бухту Бабья (Раковая) с Тихим океаном. После того, как пролив стал сужаться, постепенно в заливе возникали серии береговых валов, разделенных вытянутыми вдоль них маршевыми болотами. Валы и марши сформировали морскую аккумулятивную террасу. В историческое время, при строительстве дороги в поселок Завойко, значительная часть террасы в районе бухты Раковая была антропогенно изменена насыпными грунтами мощностью до 4 м. В юго-восточной части озера сформировалась аккумулятивная песчаная коса, затруднившая сток в океан, в результате чего постепенно возникало и формировалось русло р. Приливная. Меандрирование реки обусловлено минимальным перепадом в высоте уровня истока и устья, а также сменой характера морского осадконакопления, вызванного резкими косейсмическими колебаниями относительного уровня моря. Эти колебания отражены в гипсометрических профилях существенной разницей по высоте между соседними сериями валов.

По высоте относительно современного уровня моря всю террасу можно разделить на две части (рис. 2). Более древняя пониженная заболоченная часть перекрыта торфяно-пирокластическим чехлом. Молодая часть террасы превышает более древний уровень примерно на 1 метр. Такая резкая разница в высоте обусловлена резким изменением условий осадконакопления. Вероятнее всего, эти изменения – следствие вертикальных косейсмических опусканий суши, сопровождавших сильное землетрясение [5], в результате чего изменился баланс наносов и профиль равновесия активного пляжа. Возраст последнего подобного события совпадает с возрастом берегового вала и составляет не более 3500 л.н.

Средняя скорость аккумуляции морской террасы рассчитывается исходя из возраста и ширины отдельных участков. По грубой оценке, возраст самых древних береговых валов, исходя из мощности накопленного торфа, составляет около 5000 лет. Формирование древней части террасы продолжалось примерно до 1800 л.н. При ширине древней части террасы в 3 км, ее аккумуляция могла происходить со средней скоростью около 0.94 м/год. Средняя скорость формирования молодой серии береговых валов – 0.25 м/год. Такая разница в значениях скорости проградации террасы обусловлена, видимо, нестабильными условиями морского осадконакопления.

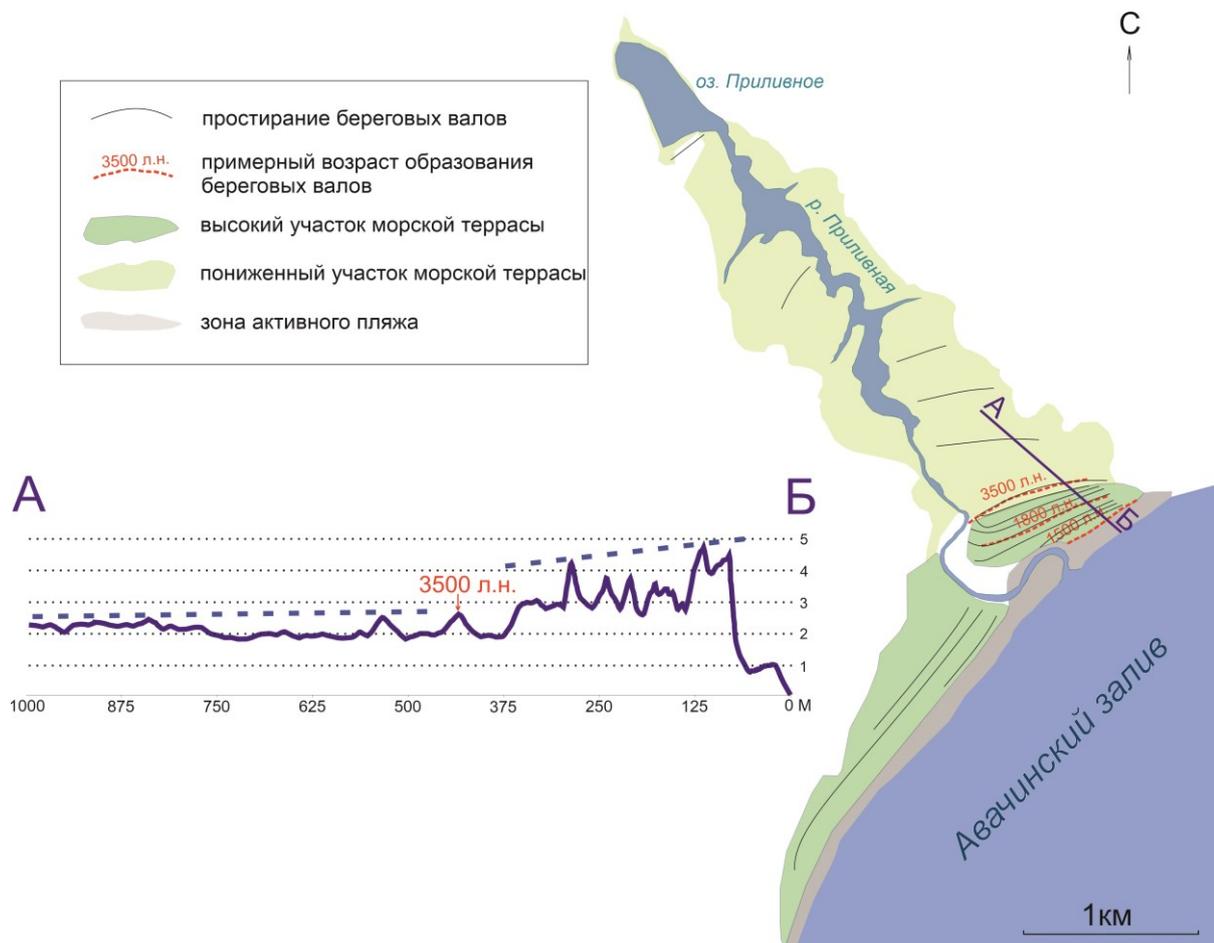


Рис. 2. Схема расположения разновозрастных серий береговых валов в долине р. Приливная.

Работа проведена в рамках темы НИР Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН № FWME-2024-0010.

Список литературы

1. Базанова Л.И., Брайцева О.А., Пузанков М.Ю., Сулержицкий Л.Д. Катастрофические плиннианские извержения начальной фазы формирования молодого конуса вулкана Авачинский // Вулканология и сейсмология. 2003. № 5. С. 20-40.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Южно-Камчатская. Масштаб 1:200 000. Листы N-57-XXI (Северные Коряки), N-57-XXVII (Петропавловск-Камчатский), N-57-XXXIII (сopка Мутновская) / Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 302 с.
3. Braitseva O.A., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D. et al. Holocene key-marker tephra layers in Kamchatka, Russia // Quaternary Research. 1997. V. 47. P. 125-139. <https://doi.org/10.1006/qres.1996.1876>
4. Krashennnikov S.P., Bazanova L.I., Ponomareva V.V. et al. Detailed tephrochronology and composition of major Holocene eruptions from Avachinsky, Kozelsky, and Koryaksky volcanoes in Kamchatka // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2020. V. 408. Art. 107088. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores>
5. Pinagina T.K., Bazanova L.I., Bourgeois J. et al. Coseismic coastal subsidence associated with unusually wide rupture of prehistoric earthquakes on the Kamchatka subduction zone: a record in buried erosional scarps and tsunami deposits // Quaternary Science Reviews. 2020. V. 233. Art. 106171. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106171>

Геолого-геофизические исследования подводных вулканов Парамуширской группы Курильской островной дуги

Блох Ю.И.¹, Бондаренко В.И.², Долгая А.А.³, Петрова В.В.¹, Пилипенко О.В.⁴, Рашидов В.А.³, Трусов А.А.⁵

Geological and geophysical study of the Paramushir group of underwater volcanoes, Kuril island arc

Blokh Yu.I., Bondarenko V.I., Dolgaya A.A., Petrova V.V., Pilipenko O.V., Rashidov V.A., Trusov A.A.

¹ независимый исследователь, г. Москва

² Костромской ГУ, г. Кострома

³ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;
e-mail: rashidva@kscnet.ru

⁴ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва

⁵ АО «ГНПП Аэрогеофизика», г. Москва

Результаты комплексных геолого-геофизических исследований подводных вулканов Парамуширской группы Курильской островной дуги позволили получить новые данные об островодужном вулканизме Тихого океана.

В течение 44 лет авторский коллектив плодотворно занимается изучением Парамуширской группы подводных вулканов, расположенных на Охотоморском склоне Курильской островной дуги [1-13 и др.]. Во время экспедиционных исследований 1981-1991 гг. с борта научно-исследовательского судна «Вулканолог» были проведены эхолотный промер, непрерывное сейсмоакустическое профилирование, гидромагнитная съемка, драгирование и литологическое опробование. В современных лабораториях выполнены петролого-минералогические и петрофизические исследования. С помощью современных компьютерных технологий обработаны данные геоморфологических и геофизических исследований, а также создана база данных.

При современном уровне изученности в состав Парамуширской группы включены 7 как остро-, так и плосковершинных подводных вулканов, часть из которых является погребенными. Здесь же расположен наземно-подводный вулканический массив Алаид [4-6].

Интересной особенностью исследуемого района является широкое распространение в верхней части осадочного разреза газовых гидратов [7], которые являются источниками углеводородного сырья. В Парамуширской зоне подводных вулканов была изучена погребенная подводная вулканическая зона, в пределах которой находятся долгоживущие Парамуширские гидроакустические аномалии (рис. 1).

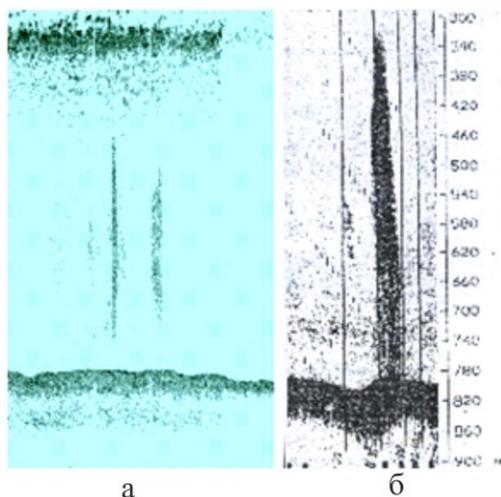


Рис. 1. Выходы свободного газа у о. Парамушир на лентах эхолотного промера: а – НИС «Вулканолог», 1983 г.; б – НИС «Геолог Петр Андропов», 1991 г.

В результате комплексного анализа и обобщения данных геолого-геофизических исследований, полученных при исследовании Парамуширской группы подводных вулканов, установлено, что относительные высоты вулканических построек изменяются от 450 до 1200 м, вершины их расположены на глубинах от 59 до 650 м, объем изменяется от 2 до 40 км³, а подножия перекрыты осадками, мощность которых достигает 600 м. Амплитуда аномалий магнитного поля ΔT_a , зафиксированных над подводными вулканами, изменяется от 400 до 1000 нТл.

Комплексная интерпретация результатов, полученных при изучении целого ряда вулканических построек, позволила определить направления подводящих каналов и наличие периферических магматических очагов на разных глубинах (рис. 2), построить различные геомагнитные модели и определить величины и направления векторов эффективной намагниченности (рис. 3). Установлено, что подводные вулканы 1.1 и 1.4 образовались во время инверсий магнитного поля Земли.

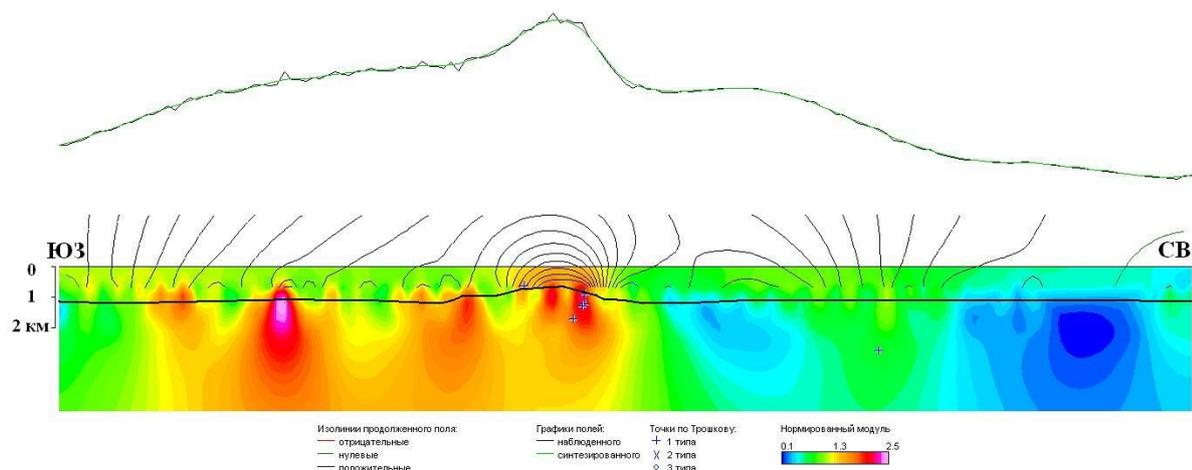


Рис. 2. Локализация особых точек функции, описывающей аномальное магнитное поле ΔT_a подводного вулкана 1.4, с наложенным рельефом дна.

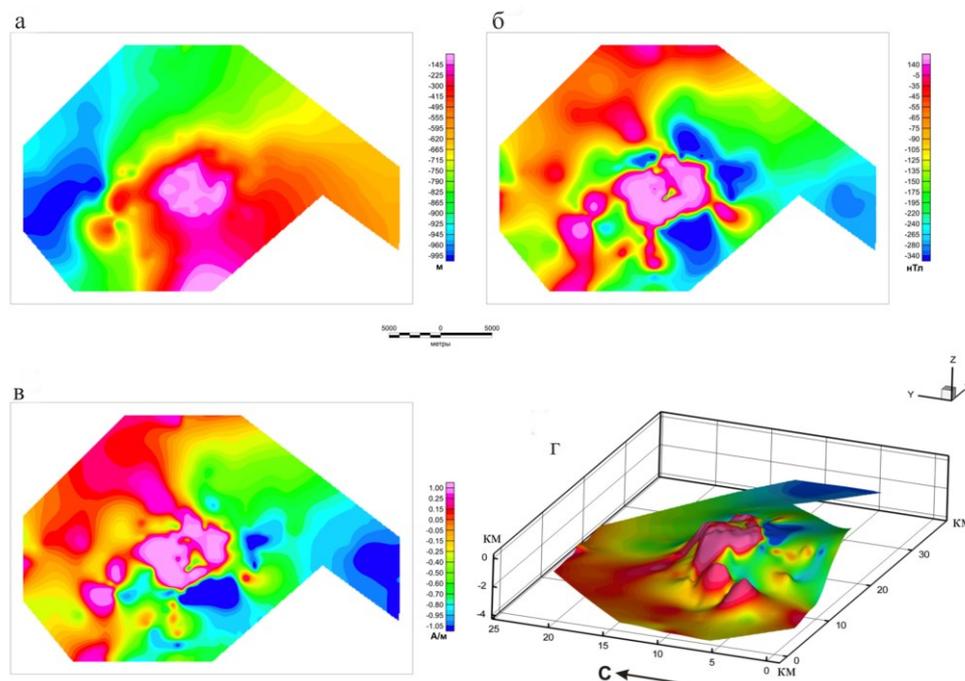


Рис. 3. 3D моделирование подводного вулкана Григорьева: а – батиметрия; б – аномальное магнитное поле ΔT_a ; в – распределение эффективной намагниченности горных пород, слагающих постройку вулкана; г – распределение эффективной намагниченности, изображенное на поверхности вулкана.

На подводном вулкане 1.4 опробованы гидротермальные железомарганцевые образования.

Для двух подводных вулканических построек определены петромагнитные свойства (рис. 4) и установлено, что высокие значения остаточной намагниченности измеренных образцов обусловлены псевдооднородной структурой зерен титаномагнетита (рис. 5).

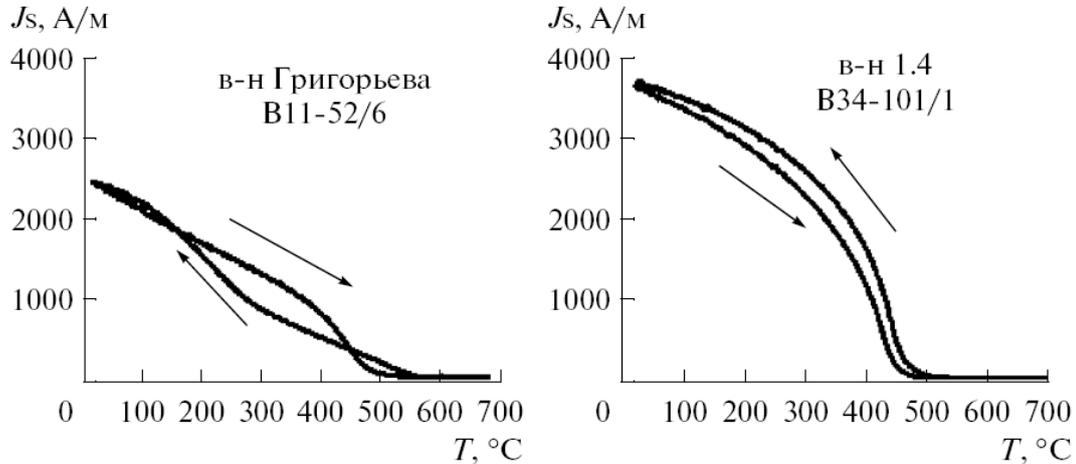


Рис. 4. Кривые термомагнитного анализа по зависимости намагниченности насыщения J_s от температуры T , стрелками обозначен цикл нагрев–охлаждение.

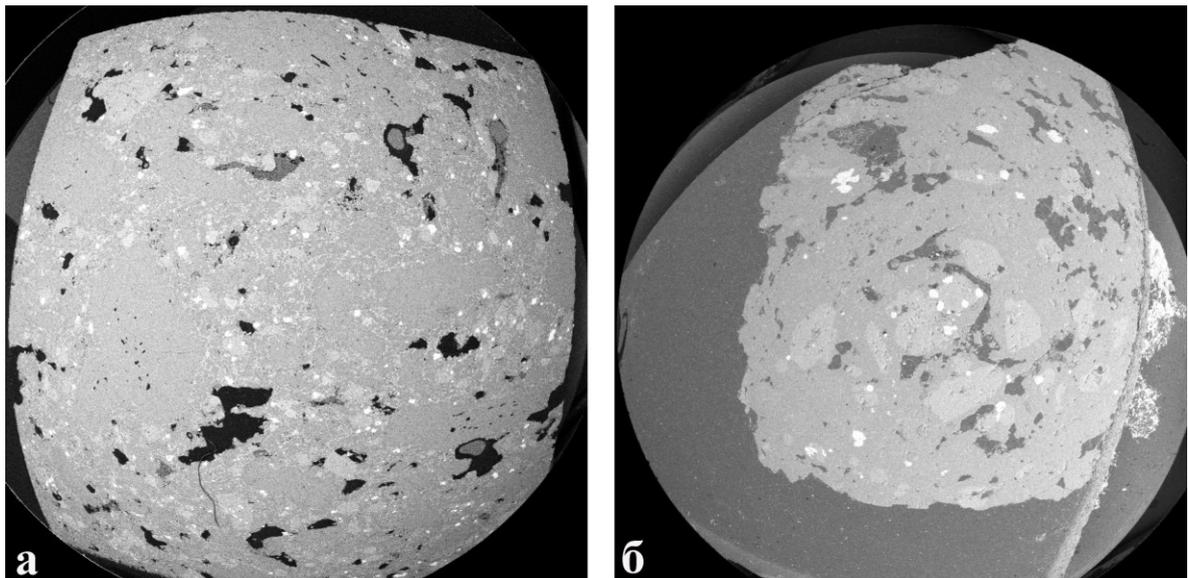


Рис. 5. Титаномагнетиты подводного вулкана Григорьева (а) и подводного вулкана 1.4 (б).

Выполненные исследования позволили получить новые данные об островодужном вулканизме Тихого океана и в очередной раз показали эффективность работы авторского коллектива при изучении подводных вулканов Курильской островной дуги.

Список литературы

1. Авдейко Г.П., Гавриленко Г.М., Черткова Л.В. и др. Подводная газогидротермальная активность на Северо-Западном склоне о.Парамушир (Курильские острова) // Вулканология и сейсмология. 1984. № 6. С. 66-81.
2. Аникеева Л.И., Гавриленко Г.М., Рашидов В.А. и др. Железомарганцевые корки подводного вулканического массива Эдельштейна и подводного вулкана, расположенного к западу от о. Парамушир (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2005. № 6. С. 47-60.

3. *Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Бондаренко В.И. и др.* Применение пакета программ структурной интерпретации СИГМА-3D при изучении подводных вулканов Курильской островной дуги // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2005. № 2. Вып. 6. С. 67-76.
4. *Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др.* Наземно-подводные вулканические массивы Курильской островной дуги // Геология морей и океанов: Материалы XXV Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Москва 13-17 ноября 2023 г. М.: ИО РАН, 2023. Т. III. С. 90-94.
5. *Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А.* Вулканический массив Алаид (Курильская островная дуга) // Материалы международного симпозиума «Проблемы эксплозивного вулканизма» к 50-летию катастрофического извержения вулкана Безымянный. 25-30 марта 2006 г. Петропавловск-Камчатский / Отв. ред. чл.-корр. РАН Е.И. Гордеев. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2006. С. 135-143.
6. *Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А.* Подводный вулкан Григорьева (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2006. № 5. С. 17-26.
7. *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.
8. *Бондаренко В.И., Рашидов В.А.* Погребенная подводная вулканическая зона к западу от о. Парамушир (Курильская островная дуга) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. № 2. Вып. 8. С. 69-85.
9. *Бондаренко В.И., Рашидов В.А.* Подводная газо-гидротермальная активность в пределах Курильской островной дуги // Геосистемы переходных зон. 2021. Т. 5. № 1. С. 4-13.
10. *Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Селиверстов Н.И., Шкира В.А.* Подводный вулкан к западу от о-ва Парамушир // Вулканология и сейсмология. 1994. № 1. С. 13-18.
11. *Петрова В.В., Рашидов В.А., Горькова Н.В.* Состав и генезис карбонатных стяжений района Парамуширских гидроакустических аномалий (Охотское море) // Литология и полезные ископаемые. 2023. № 3. С. 230-248. <https://doi.org/10.31857/S0024497X23700106>
12. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Отв. ред. Ю.М. Пушаровский. М.: Наука, 1992. 528 с.
13. *Рашидов В.А., Пилипенко О.В., Петрова В.В.* Петромагнитные и петрографо-минералогические исследования горных пород, драгированных на подводных вулканах Охотоморского склона северной части Курильской островной дуги // Физика Земли. 2016. № 4. С. 84-106.

Прогноз Шипунского землетрясения (17.08.2024 г., $M_w=7.0$): подтверждение реальности успешного краткосрочного прогнозирования сильных камчатских землетрясений

Гаврилов В.А.^{1,2}, Бусс Ю.Ю.¹, Полтавцева Е.В.^{1,2}, Морозова Ю.В.¹, Федористов О.В.^{1,2}, Сагарьяров И.А.^{1,2}

Shipunskoe earthquake prediction (08/17/2024, $M_w=7.0$): confirmation of the reality of successful short-term prediction of strong Kamchatka earthquakes

Gavrilov V.A., Buss Yu.Yu., Poltavtseva E.V., Morozova Yu.V., Fedoristov O.V., Sagaryarov I.A.

¹ *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский; e-mail: vgavr1403@mail.ru*

² *Камчатский государственный университет им. Витуса Беринга, г. Петропавловск-Камчатский*

Полученные в ходе исследований результаты указывают на реальность успешного краткосрочного прогнозирования сильных камчатских землетрясений с «мягкими» требованиями к точности времени и параметров прогнозируемого землетрясения.

Шипунское землетрясение ($M_w=7.0$) произошло 17.08.2024 г. в районе Авачинского залива (восточное побережье Камчатки) на эпицентральной расстоянии 102 км от г. Петропавловск-Камчатский. Глубина очага землетрясения составила около 29 км. По данным Камчатского филиала ФИЦ ЕГС РАН, интенсивность сотрясений в г. Петропавловск-Камчатский достигала шести баллов по шкале MSK-64. По величине параметра S , равного 58 %, Шипунское землетрясение стало рекордным среди камчатских землетрясений за последние 24 года (глубокие землетрясения при этом не учитываются), переместив по этому параметру Жупановское землетрясение (30.01.2016 г., $M_w=7.2$, $S=37\%$) на второе место. Параметр S рассчитывается по формуле: $S=L/R_h \cdot 100$, %, где L – длина очага землетрясения при аппроксимировании формы очага эллипсом [6], R_h – гипоцентральное расстояние. Использование величины S позволяет учитывать, что процессы подготовки землетрясения, а также степень его воздействия на геосреду определяются не только его магнитудой, но и расстоянием до очага. Шипунское землетрясение было успешно предсказано авторами 8 августа 2024 г., т.е. за девять суток до момента землетрясения. В Камчатский филиал Российского Экспертного совета (КФ РЭС), а также в Совет по прогнозу землетрясений и извержений вулканов ИВиС ДВО РАН авторами было направлено прогнозное заключение, в котором сообщалось о «**значительно повышенной** вероятности землетрясения с величиной параметра S не менее 18 % на период с 08 августа по 22 августа 2024 г.». Справкой КФ РЭС от 17.09.2024 г. было подтверждено, что Шипунское землетрясение по своим параметрам соответствует землетрясению, указанному в прогнозном заключении. Поясним, что с января 2014 г. лаборатория комплексного мониторинга сейсмоактивных сред ИВиС ДВО РАН регулярно подает заключения о текущей сейсмической опасности для района г. Петропавловск-Камчатский («прогнозные заключения») в КФ РЭС, а также в Совет по прогнозу землетрясений и извержений вулканов ИВиС ДВО РАН. Как правило, заключения подготавливаются каждые две недели. По мнению авторов, успешный краткосрочный прогноз Шипунского землетрясения является важным результатом, указывающим на реальность решения проблемы краткосрочного прогнозирования сильных камчатских землетрясений.

Основные позиции подхода авторов, использованные при краткосрочном прогнозировании Шипунского землетрясения

1. Краткосрочное прогнозирование должно опираться на определенную базовую физическую модель подготовки землетрясения, выбираемую с учетом полученных в ходе исследований результатов и особенностей конкретного сейсмоактивного района.

Ранее в качестве базовой модели авторами предварительно была выбрана дилатантно-диффузионная (ДД) модель [8]. Однако, как показали результаты многолетних исследований на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне (ПП), анализ данных комплексных скважинных геофизических измерений, проводимый в рамках ДД-модели, не позволяет выделять заключительную стадию подготовки землетрясения даже ретроспективно [2]. По этой причине, с начала 2023 г. взамен ДД-модели в качестве базовой модели подготовки камчатских землетрясений авторы стали использовать модель консолидации И.П. Добровольского [4]. В модели консолидации выделяются две основные стадии, предшествующие тектоническому землетрясению. На первой стадии – стадии консолидации – происходит формирование жесткой неоднородности, рост ее размеров и соответствующее накопление потенциальной энергии. Вторая стадия – стадия распада неоднородности – наиболее важна для краткосрочного прогнозирования землетрясений, поскольку именно на этой стадии происходит формирование положения магистрального разрыва и проявляются краткосрочные предвестники. Как показала практика наших исследований, использование модели консолидации взамен ДД-модели при тех же методах мониторинга напряженно-деформированного состояния (НДС) геосреды позволяет выделять заключительную стадию подготовки землетрясения даже в реальном времени. Подтверждением этого вывода можно считать успешный краткосрочный прогноз Шипунского землетрясения, а также успешные прогнозы ряда других сильных камчатских землетрясений [1, 7].

2. Обоснованное краткосрочное прогнозирование землетрясений невозможно без наличия в контролируемом районе непрерывно функционирующей сети комплексных геофизических наблюдений, способной обеспечивать непрерывный мониторинг процессов подготовки сильных (величина S от 30 % и выше) землетрясений. При этом, данные мониторинга должны позволять в реальном времени оценивать изменения НДС геосреды с позиций выбранной базовой физической модели подготовки землетрясения и давать возможность выделения заключительной стадии подготовки землетрясения. Решение такой задачи возможно лишь при использовании высокоэффективных методов мониторинга изменений НДС геосреды, соответствующих базовой модели подготовки землетрясения. В настоящее время для решения задач краткосрочного прогнозирования землетрясений, опасных для района г. Петропавловск-Камчатский, авторами используются, в первую очередь, данные сети комплексных скважинных измерений, функционирующей на территории ПП в непрерывном режиме более 20 лет [3]. Главными особенностями сети является проведение измерений в достаточно глубоких скважинах, а также их комплексность. Измерения в скважинах, проводимые *in situ*, с установкой датчиков на глубинах до 1000 м, позволяют получать научные результаты, недостижимые при измерениях на дневной поверхности. В свою очередь комплексность измерений дает возможность сравнивать данные, полученные по разным видам измерений, обеспечивая тем самым высокую достоверность результатов мониторинга процессов подготовки землетрясений. В целом для мониторинга в настоящее время используются данные, получаемые по девяти видам геофизических измерений. При необходимости к анализу привлекаются также дополнительные данные, получаемые от сторонних организаций, ведущих наблюдения в районе ПП. Некоторые из используемых методов скважинного мониторинга разработаны авторами статьи. По своей тензочувствительности они значительно превосходят большинство методов мониторинга НДС геосреды,

используемых на других отечественных и зарубежных сейсмопрогностических полигонах. Отметим, что использование новых методов мониторинга НДС геосреды, разработанных авторами, способно объяснить успешный краткосрочный прогноз Шипунского землетрясения, а также ряда других сильных камчатских землетрясений. Поясним, что модель консолидации И.П. Добровольского известна уже более 40 лет. Она всегда вызывала большой интерес, но до последнего времени считалось, что модель носит чисто теоретический характер, поскольку существование процесса консолидации ранее не находило экспериментального подтверждения в условиях натуральных наблюдений. Между тем, результаты, полученные авторами на заключительных стадиях подготовки сильных камчатских землетрясений, соответствуют основным позициям модели консолидации и указывают на возможность достаточно надежного краткосрочного прогнозирования землетрясений. По мнению авторов, это можно объяснить тем, что получение указанных результатов стало возможно при использовании новых, более чувствительных методов мониторинга изменений НДС геосреды, не имеющих аналогов на других отечественных и зарубежных сейсмопрогностических полигонах.

3. Необходимость точных прогнозов времени (погрешность ± 3 сут.) и магнитуды землетрясения (погрешность ± 0.1), на которых настаивают некоторые исследователи (см., например, [5]), представляется необоснованной. Для жителей сейсмоопасного района, как правило, достаточна качественная оценка вероятности сильных (пять баллов и выше) сотрясений на ближайшие дни – недели. По этой причине в настоящее время целесообразно ориентироваться на краткосрочное прогнозирование с достаточно «мягкими» требованиями к точности времени и параметров прогнозируемого землетрясения.

О прогнозе Шипунского землетрясения

Первое прогнозное заключение, связанное с подготовкой Шипунского землетрясения, было подано авторами 19.12.2023 г. (начало интервала, отмеченного желтым цветом на рисунке). В заключении сообщалось, что на период с 19.12.2023 г. по 29.12.2023 г. «**повышена** вероятность землетрясений с величиной параметра S не менее 18 %». Отметим, что в настоящее время для оценки степени возможной сейсмической опасности авторы используют три градации вероятности: «низкая», «повышенная» и «значительно повышенная» («красный» уровень сейсмической опасности). Основанием для заключения от 19.12.2023 г. послужили изменения в характерах временных рядов электромагнитных и геоакустических измерений, отражающие изменения влажности геосреды на разных глубинах в зоне скважины Г-1. В рамках модели консолидации такие изменения могут объясняться интенсификацией фильтрационных процессов вследствие перестройки геосреды при разрушении жесткой неоднородности. Подчеркнем, что по характеру изменений аномалии, предшествовавшие Шипунскому землетрясению, были близки к аномалиям, имевшим место накануне Южно-Камчатского, Жупановского и Вилючинского землетрясений [1, 7].

8 августа 2024 г. авторами было подано прогнозное заключение, в котором сообщалось уже о **значительно повышенной** вероятности землетрясений с величиной параметра S не менее 18 % на период с 8 августа по 22 августа 2024 г. Основанием для перехода на «красный» уровень сейсмической опасности, в первую очередь, являлся резкий, аномально высокий (на порядок выше обычных значений) рост уровня гидроакустических шумов (рисунок а). Указанные измерения, проводимые с помощью гидрофона, установленного в скважине ГК-1 на глубине 280 м, позволяют регистрировать уровень шумов дегазации, возникающих при выходе пузырьков газа из воды скважины в атмосферу [3]. Предполагалось, что организация таких измерений будет отражать изменения НДС геосреды, связанные с подготовкой сильных

камчатских землетрясений. С той же целью на скважине ГК-1 были также организованы непрерывные измерения удельной электропроводности (УЭП) воды (рисунок б) [3]. В определенной степени измерения УЭП дублируют измерения уровня гидроакустических шумов, т.к. в обоих случаях результаты измерений, в первую очередь, зависят от степени газонасыщенности воды скважины.

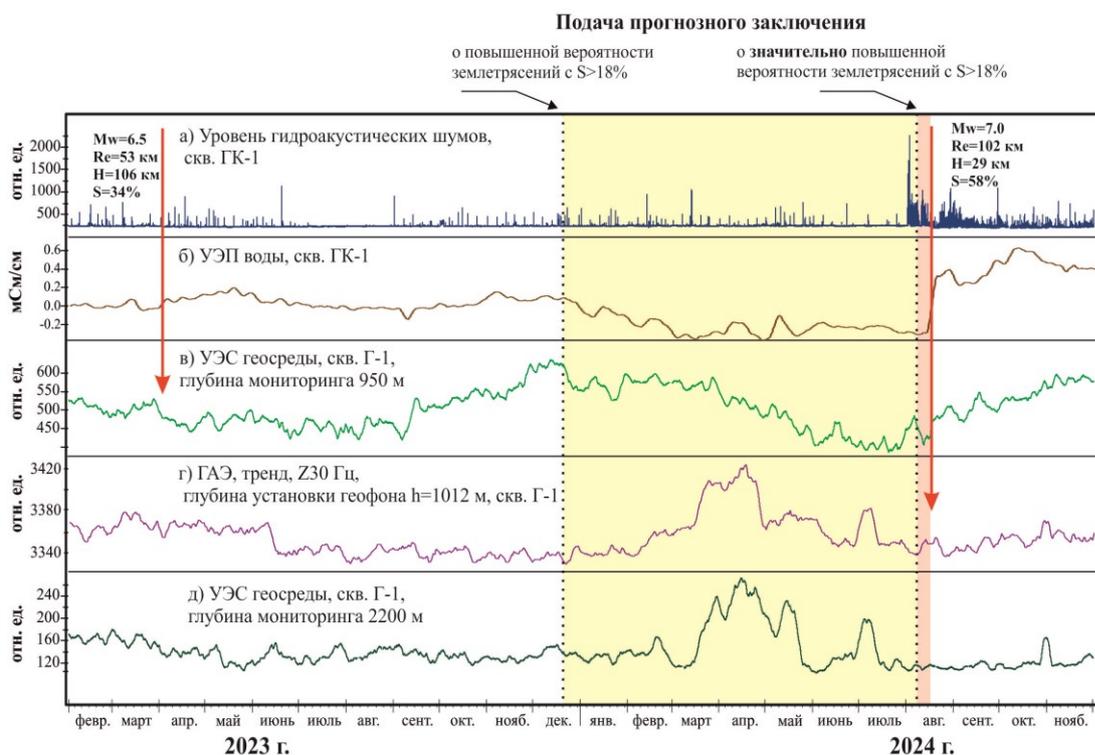


Рисунок. Изменения временных рядов данных комплексных скважинных измерений при подготовке Шипунского землетрясения (17.08.2024 г., $M_W=7.0$).

Список литературы

1. Гаврилов В.А., Бусс Ю.Ю., Власов и др. О прогнозе Южно-Камчатского землетрясения (28.02.2013 г., $M_W=6,8$) по данным комплексных скважинных геофизических измерений / Сильные камчатские землетрясения 2013 года / Под ред. В.Н. Чеброва. Петропавловск-Камчатский: Холд. комп. «Новая книга», 2014. С. 136-138.
2. Гаврилов В.А., Бусс Ю.Ю., Соломатин А.В. и др. О выборе базовой физической модели подготовки сильных камчатских землетрясений. Материалы XXVII конференции, посвященной Дню вулканолога. 27-29 марта 2024 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2024. С. 165-109.
3. Гаврилов В.А., Децеровский А.В., Власов Ю.А., и др., Сеть комплексных скважинных измерений Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона // Сейсмические приборы. 2021. Т. 57. № 3. С. 52-78.
4. Добровольский И.П. Математическая теория подготовки и прогноза тектонического землетрясения. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2009. 240 с.
5. Короновский Н.В., Захаров В.С., Наймарк А.А. Непредсказуемость сильных землетрясений: новое понимание проблемы и ее решение // Вестник Московского Университета. Серия 4. Геология. 2021. № 3. С. 17-25.
6. Ризниченко Ю.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976. С. 9-26.
7. Gavrilov V.A., Panteleev I.A., Deshcherevskii A.V. et al. Stress-strain state monitoring of geological environment based on multi-instrumental measurements in boreholes: Experience from of the studies at Petropavlovsk-Kamchatskii geodynamic testing site (Kamchatka, Russia) // Pure and Applied Geophysics. 2020. V. 177. № 1. P. 397-419.
8. Sholz C.H., Sykes L.R., Aggarwal Y.P. Earthquake Prediction: A Physical Basis // Science. 1973. V. 181. № 4102. P. 803-810.

Организация пунктов камчатской сети наклономерных наблюдений и некоторые результаты, полученные в ходе мониторинга землетрясения 17 августа 2024 г.

Глухов В.Е.^{1,2}, Макаров Е.О.^{1,2}, Болдина С.В.¹

Organization of points of the Kamchatka tiltmeter observation network and some results obtained when monitoring the earthquake on August 17, 2024

Glukhov V.E., Makarov E.O., Boldina S.V.

¹ Камчатский филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН», г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: glukhov_v@emsd.ru

² Камчатский государственный университет им. Витуса Беринга, г. Петропавловск-Камчатский

Проанализированы основные параметры пунктов организации сети наклономерных наблюдений и характеристик используемого оборудования. Показаны некоторые результаты регистрации землетрясения 17.08.2024 г. с магнитудой $M_W=7.0$, при котором были получены амплитуды косейсмических изменений наклонов, зарегистрированных на нескольких станциях сети.

Введение

На территории РФ широко распространены сейсмоопасные зоны, занимающие около 20 % всей площади страны [3]. Курило-Камчатская островная дуга является одним из самых сейсмоактивных регионов Земли. За последние двадцать лет в районе Камчатки произошло 8 землетрясений с магнитудами от 7 и выше, наиболее значимые из них: Олюторское, 20 апреля 2006 г., $M_W=7.6$; Охотоморское, 24 мая 2013 г., $M_W=8.3$; Жупановское, 30 января 2016 г. $M_W=7.2$; Шипунское 17 августа 2024 г., $M_W=7.0$. Детальность представления причин возникновения процессов, приводящих к подобным катастрофам, во многом зависит от уровня развития различных систем комплексного мониторинга состояния геосреды. Наклономерные наблюдения входят в систему мониторинга геодинамических процессов на территории Камчатки [4].

В силу специфики метода, наклономерные наблюдения требуют выполнения весьма жестких условий организации пунктов наблюдения, при которых воздействие экзогенных факторов, оказывающих влияние на результаты измерений, будут сведены к минимуму. К таким факторам можно отнести: вариации атмосферного давления, сезонный и суточный температурный ход, особенности геологического строения места наблюдения, техногенный шум и т.п. Пункты региональной сети сейсмических наблюдений [4] в наибольшей степени, хотя и не полностью, соответствуют предъявляемым требованиям установки наклономеров на Камчатке. Это обусловило совместную установку сейсмометров и наклономеров на постаментах сейсмических камер сети [2].

Одним из ключевых аспектов любых геофизических наблюдений является соответствие характеристик используемого оборудования поставленным задачам и условиям проведения наблюдений. Для корректной интерпретации данных, получаемых с помощью камчатской наклономерной сети, необходимо оценить соответствие характеристик применяемого оборудования и мест установки пунктов наблюдения для определения параметров движений земной поверхности на примере косейсмических смещений при регистрации землетрясений на Камчатке.

Для достижения этой цели были поставлены и решены следующие задачи:

1. Анализ используемого комплекса оборудования, включая наклонометры и регистраторы.
2. Изучение характеристик пунктов установки наклономерных станций.
3. Анализ наклономерных данных, полученных при регистрации сейсмических событий.
4. Сравнение полученных результатов с данными моделирования очага землетрясения.

Описание используемых наклономеров

В качестве датчиков в разные годы использовались несколько типов наклономеров: две модификации платформенных двухосевых пузырьковых сенсоров Applied Geomechanics 701 серии производства Applied Geomechanics Inc, USA (в настоящее время название производителя изменено на Jewell Instruments) 701-2 и 701-2(4х) (далее AP 701). Эти датчики с аналоговым выходом (рис. 1) зарекомендовали себя с лучшей стороны благодаря относительно высокой чувствительности и низкому энергопотреблению. Различные модификации этой серии применяются по всему миру для разных видов мониторинга, включая наблюдение за деформациями и наклонами зданий и инженерных сооружений. В научных исследованиях прибор используется для наблюдения за движениями земной поверхности и изучения вулканической активности.



Рис. 1. Общий вид наклономера Applied Geomechanics 701-2, установленного на постаменте пункта комплексных геофизических наблюдений «Карымшина» в 2023 г.

Условия установки и применяемые комплекты оборудования

Координаты, время работы пунктов, основные технические характеристики, применяемого оборудования и параметры пунктов наблюдения приведены в [2]. На рис. 2 показаны схемы расположения станций в различные периоды.

Результаты наблюдений

17 августа 2024 г. в Авачинском заливе на Камчатке произошло землетрясение с магнитудой $M_w=7.0$ и глубиной гипоцентра 45 км. Эпицентральные расстояния до наклономерных станций Петропавловского геодинамического полигона PET2, IVS2 и KRMT составили 116-155 км, а гипоцентральные расстояния – 125-162 км.

Во время землетрясения на трех наклономерных станциях PET2, IVS2 и KRMT были зафиксированы косейсмические смещения, вызванные изменением статического напряженного состояния верхнего слоя земной коры при возникновении разрыва в очаге. Амплитуда косейсмического смещения определялась как разница между математическими ожиданиями участков записи до прихода P -волны и сразу после окончания воздействия S -волны. Полученные значения амплитуд косейсмических скачков ΔT представлены в таблице.

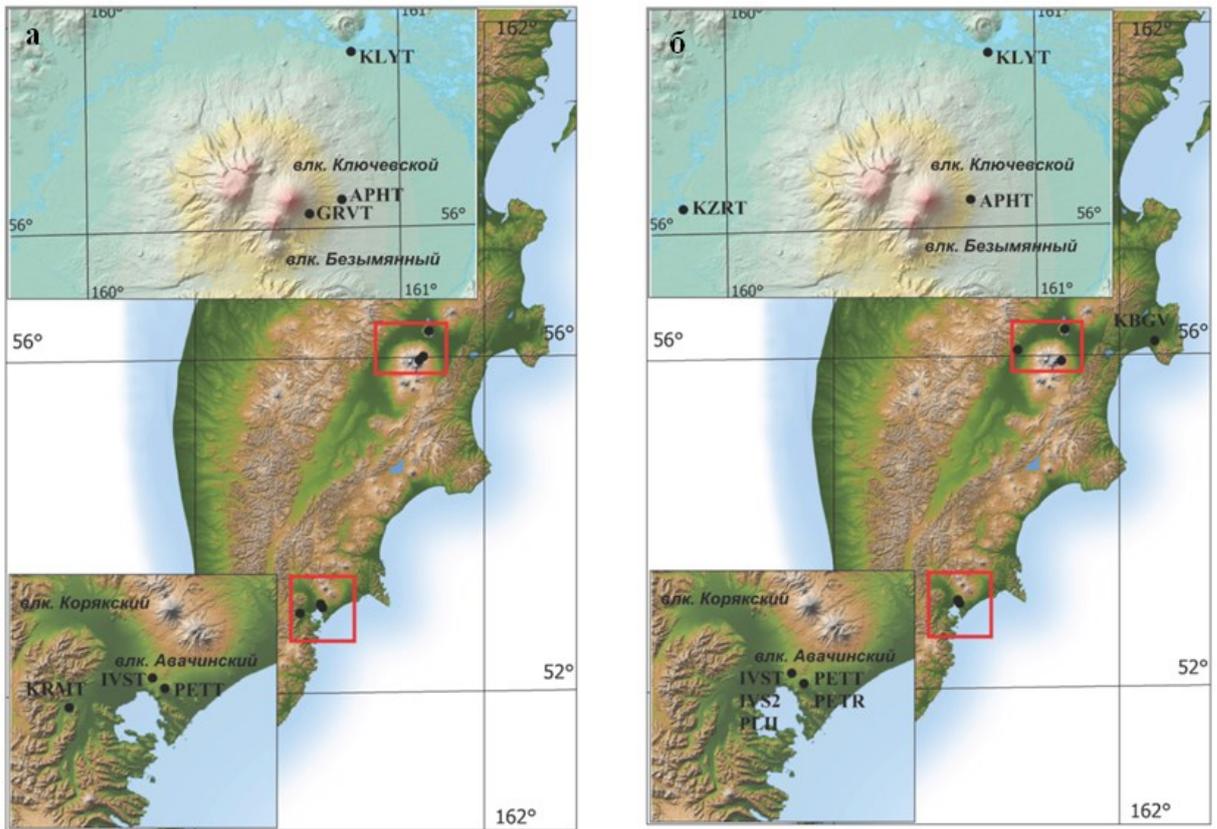


Рис. 2. Расположение наклономерных станций на п-ве Камчатка: а) в период 2010-2017 гг., б) с 2019 г. по настоящее время.

Таблица. Косейсмические изменения наклонов в связи с землетрясением 17.08.2024 г., $M_W=7.0$

Станция, координаты	Эпицентральное/гипоцентральное расстояние, км	Амплитуда косейсмического скачка наклона В-3 / С-Ю, ΔT , мкрад	Расчетное значение косейсмического скачка наклона по модели [5] В-3 / С-Ю, ΔT_1 , мкрад	Относительная погрешность определения скачка, %	Сейсмическая интенсивность
PET2, 53.024 с.ш., 158.653 в.д.	116 / 125	-0.01 / 0.01	-0.09 / 0.006	12	5.52
IVS2, 53.066 с.ш., 158.605 в.д.	121 / 129	-0.11 / 0.01	-0.09 / 0.01	18	6.47
KRMT, 52.817 с.ш., 158.050 в.д.	155 / 162	-0.94 / -0.37	-0.03 / -0.005	4	6.45

На рис. 3 показаны примеры спектров мощности волновых форм, полученных с помощью акселерометра и накломера на пункте комплексных геофизических наблюдений «Карымшина». Хорошее совпадение спектров ниже 10 Гц позволяет утверждать о достаточной точности определения амплитудно-частотных характеристик накломера, приведенных в работе [1].

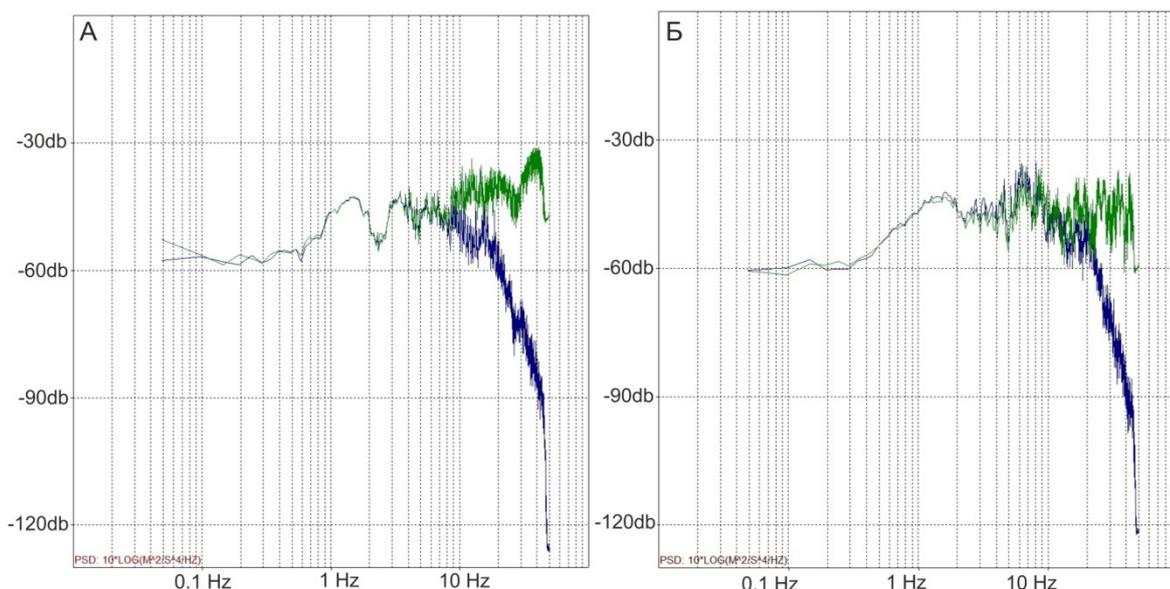


Рис. 3. Спектры мощности ускорений, зарегистрированных с помощью накломера (синий) и акселерометра (зеленый), от землетрясения 17 августа 2024 г. 19:10, 52.81 с.ш., 160.37 в.д., $M_w=7.0$; каналы: а) восток, б) север.

Заключение

Предложенный метод выявления косейсмических скачков в высокочастотных наклономерных данных нуждается в дальнейшей проверке. Полученные значения амплитуд их изменений по направлению восток-запад и знаки в обоих направлениях для станций PET2 и IVST2 хорошо согласуются с теоретическими значениями, рассчитанными по модели дислокационного источника в однородном упругом изотропном полупространстве [5]. Это дает основания полагать, что наклономерные данные могут быть использованы для исследования механизма очагов землетрясений.

Различие в значениях амплитуд скачков по направлению север-юг для станций PET2 и IVST2, а для станции KRMT в обоих направлениях, вероятно, объясняется расположением очага землетрясения и спецификой грунтовых условий в районах наблюдения.

Приведенные данные демонстрируют возможности применения наклономеров для долгосрочных геофизических исследований в сейсмоопасных регионах.

Список литературы

1. Глухов В.Е., Дроздин Д.В., Макаров Е.О. Анализ волновых форм землетрясений, полученных с помощью станций сети наклономерных наблюдений на Камчатке // Сейсмические приборы. 2024. Т. 60. № 2. С. 37-52. <https://doi.org/10.21455/si2024.2-3>
2. Глухов В.Е., Макаров Е.О., Болдина С.В. Аппаратурно-программный комплекс сети наклономерных наблюдений за деформационными процессами на полуострове Камчатка // Вестник КРАУНЦ. Физико-математические науки. 2023. Т. 44. № 3. С. 157-172. <https://doi.org/10.26117/2079-6641-2023-44-3-157-172>
3. Уломов В.И. Сейсмичность территории России // Изменение окружающей среды и климата. Природные и связанные с ними техногенные катастрофы. Монография в 8 томах (Ред. акад. Н.П. Лаверов, коллектив авторов). Том 1 «Сейсмические процессы и катастрофы» /Отв. ред. акад. А.О. Глико: М.: ИФЗ РАН. 2008. С. 13-18.
4. Чебров В.Н., Дроздин Д.В., Кугаенко Ю.А. и др. Система детальных сейсмологических наблюдений на Камчатке в 2011 г. // Вулканология и сейсмология. 2013. № 1. С. 18-40. <https://doi.org/10.7868/S0203030613010021>
5. Okada Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space // Bulletin of the Seismological Society of America. 1985. V. 75. № 4. P. 1135-1154.

Эффект комплексного проявления предвестников сильных землетрясений Камчатки

Копылова Г.Н., Серафимова Ю.К.

The effect of integral manifestation of precursors of strong earthquakes in Kamchatka

Kopylova G.N., Serafimova Yu.K.

Камчатский филиал ФИЦ Единая геофизическая служба РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: gala@emsd.ru

Эффект комплексного проявления предвестников ($\geq 80\%$ предвестников из их рассматриваемой совокупности) проявлялся перед семью землетрясениями 1987-2016 гг., $M_w=6.6-7.8$. Рассматриваются закономерности его связи с параметрами $M_w/\lg d_h$ (d_h – гипоцентральное расстояние до центра полигона в км) и d_h/L , где L – размер очага землетрясения (км).

Введение

С конца 70-х гг. XX в. проводятся исследования по поиску предвестников землетрясений в районе полуострова Камчатка с целью обеспечения заблаговременных прогнозов времени и места сильных землетрясений. Особенностью наблюдательной сети за предвестниками является расположение большинства «несеисмологических» видов наблюдений на территории Петропавловск-Камчатского полигона (ПКП). В работе рассматривается эффект комплексного проявления предвестников (ЭКПП) с использованием литературных и авторских данных о 14 видах сейсмологических, геофизических и геохимических предвестников 18 мелко- и среднефокусных землетрясений 1987-2022 гг. с $M_w \geq 6.6$. Изучение ЭКПП проводилось по данным 1987-2004 гг. о проявлении пяти видов предвестников [2, 4] совместно с результатами анализа 14 видов предвестников перед землетрясениями 2005-2022 гг. Под понятием «эффект комплексного проявления предвестников» (ЭКПП) понимается проявление перед отдельным землетрясением не менее 80 % видов предвестников из всей их рассматриваемой совокупности, т.е. не менее 4 видов предвестников из пяти для 1987-2004 гг. и не менее 11 видов предвестников из 14 для периода 2005-2022 гг.

В качестве параметров, характеризующих интенсивность подготовки отдельных землетрясений в районе ПКП, используются отношения $M_w/\lg d_h$ и d_h/L , где d_h – гипоцентральное расстояние до центра ПКП в км, L – размер очага землетрясения в км. Параметр $M_w/\lg d_h$ ранее использовался в работах [1, 2]. Параметр d_h/L показывает относительную удаленность наблюдательных пунктов на территории ПКП от гипоцентра землетрясения в размерах его очага: параметр имеет ясный физический смысл и ранее использовался авторами при анализе гидрогеодинамических и гидрогеохимических предвестников [3, 5]. Для всех рассматриваемых землетрясений расчет размеров их очагов L проводился по формуле $\lg L = 0.43M - 1.27$ [1].

Результаты

Для периода 2005-2022 гг. рассматривались 14 видов предвестников перед семью землетрясениями. Данные об их составе и времени проявления представлены на рис. 1. Перед отдельными землетрясениями количество предвестников N варьирует от 4 до 12, а время их проявления составляло от первых суток до 2 лет и более. Из общего числа проявлений предвестников 57, в 38 случаях они были выявлены в реальном времени (66.7 %). Для отдельных землетрясений отношение числа предвестников, выявленных в реальном времени, к их общему числу N составляло 44-100 %. Наименьшее число предвестников $N=4$ было зафиксировано перед ЗТ 25 марта 2020 г., которое является «внешним» сейсмическим событием в Курило-Камчатской зоне субдукции. Другие рассматриваемые землетрясения относятся к межплитовым (субдукционным). Перед ними число предвестников N составляло от 7 до 12.

В 2005-2022 гг. только перед Жупановским землетрясением 30.01.2016 г. проявлялся ЭКПП (12/14=0.86).

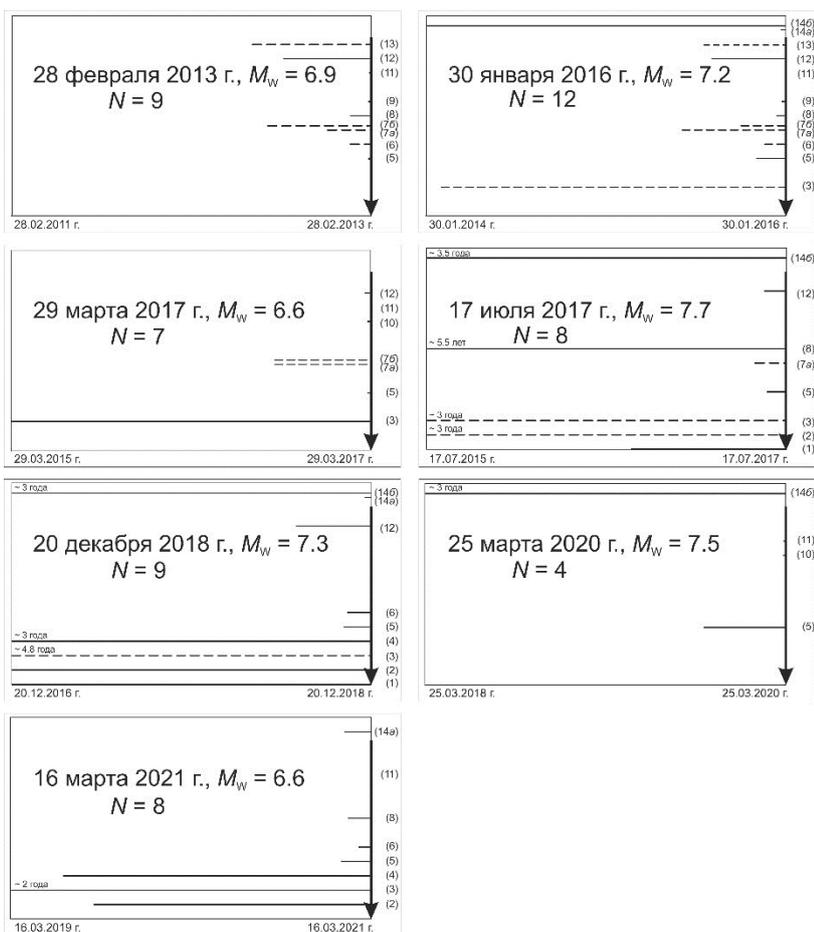


Рис. 1. Состав предвестников и время их проявления (горизонтальные линии) перед семью мелко- и среднефокусными землетрясениями 2005-2022 гг. с $M_w \geq 6.6$. Горизонтальные оси соответствуют двум календарным годам, предшествующим землетрясениям; вертикальная стрелка – момент землетрясения; пунктирными горизонтальными линиями отмечены предвестники, выявленные ретроспективно; сплошными горизонтальными линиями выделены предвестники, выявленные в реальном времени (по данным КФ РЭС).

На рис. 2 демонстрируется соотношение между числом зарегистрированных предвестников N и параметрами последующих землетрясений – их магнитудами M_w и величинами M_w/lgd_h . Из графиков следует отсутствие связи между числом проявившихся предвестников N и величинами магнитуд последующих землетрясений, а также наличие статистически значимой связи между N и M_w/lgd_h для шести пар значений после исключения из рассмотрения одного внутриплитового землетрясения (рис. 2г).

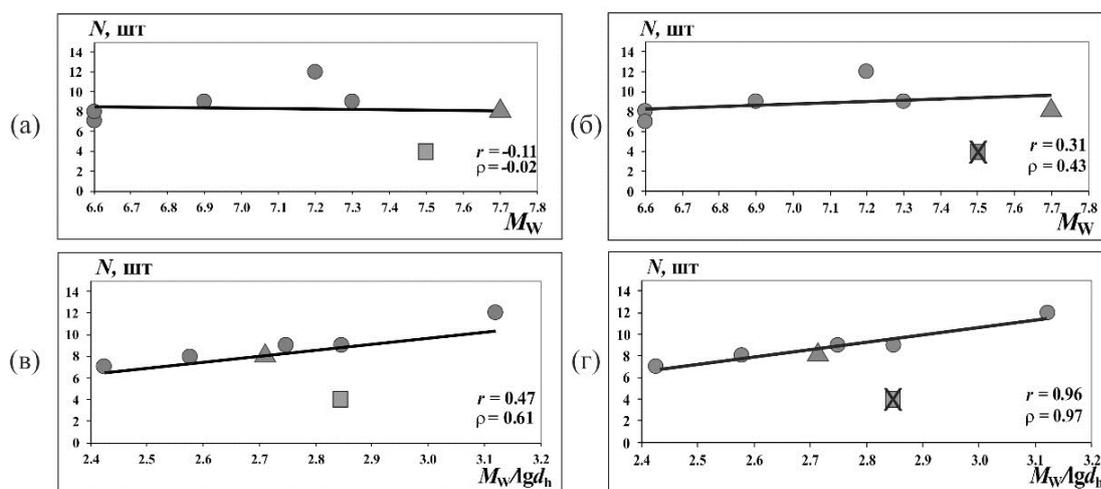


Рис. 2. Соотношение между числом предвестников N и параметрами землетрясений M_w (а, б) и M_w/lgd_h (в, г). Квадрат – ЗТ 25.03.2020 г., треугольник – ЗТ 17.07.2017 г.

Ранее в работах [2, 4] по данным наблюдений за предвестниками землетрясений 1987-2004 гг. было показано, что при существующей конфигурации наблюдательной сети, сосредоточенной, в основном, на территории ПКП, рост числа предвестников N является информативным признаком подготовки наиболее сильных и относительно «близких» землетрясений, по отношению к территории полигона для которых отношение $M_W/lgd_h \geq 3.0$. Результаты анализа связи между числом предвестников N и параметром M_W/lgd_h для шести межплитовых землетрясений 2005-2022 гг. подтверждают этот вывод. В таблице представлены уточненные данные о землетрясениях 1987-2022 гг., перед которыми проявлялся ЭКПП.

Таблица. Землетрясения района п-ва Камчатка, которым предшествовал эффект комплексного проявления предвестников (ЭКПП)

Дата дд.мм.гггг	Магнитуда	Доля проявившихся предвестников от их общего числа, %	Параметры интенсивности подготовки землетрясения в районе ПКП	
			d_h/L	M/lgd_h
06.10.1987	6.6	80	3.1	3.20
02.03.1992	6.9	100	2.2	3.38
08.06.1993	7.5	80	2.3	3.23
13.11.1993	7.0	80	2.5	3.26
01.01.1996	6.6	80*	3.8	3.08
05.12.1997	7.8	100	1.6	3.39
30.01.2016	7.2	86	3.0	3.12

На рис. 3 демонстрируется линейная корреляция при величине коэффициента корреляции Спирмена $r = -0.93$, значимого для 18 пар значений с доверительной вероятностью 99.9 %, между параметрами M_W/lgd_h и d_h/L , характеризующими относительную интенсивность подготовки землетрясений в районе ПКП, для всех 18 рассматриваемых землетрясений. Это позволяет применять для предварительных выводов о параметрах землетрясений, перед которыми проявляется ЭКПП, обе рассматриваемые величины, а также показывает, что ЭКПП возникал перед семью из восьми землетрясений (88 %), для которых величины $M_W/lgd_h = 3.08-3.39$ и $d_h/L = 1.6-3.8$.

Исключение составляет землетрясение 8 марта 1999 г., $M_W=7.0$, параметры которого соответствуют указанному интервалу величин. Перед этим землетрясением проявился лишь один вид предвестника – в изменениях сейсмичности по параметру RTL . Мы полагаем, что отсутствие предвестников в изменениях других наблюдаемых параметров было обусловлено тем, что это событие произошло всего через 15 месяцев после наиболее сильного Кроноцкого землетрясения 5 декабря 1997 г., когда еще продолжались постсейсмические деформационные процессы и восстановление режимов функционирования наблюдательных скважин после сильного сейсмического воздействия.

Выводы

1. Для периода времени 1987-2022 гг. впервые выполнено ретроспективное исследование ЭКПП, соответствующего проявлению не менее 80 % предвестников из пяти их видов в 1987-2004 гг. и 14 видов предвестников в 2005-2022 гг. Показано, что ЭКПП проявлялся перед семью землетрясениями с $M_W = 6.6-7.8$, произошедших на гипоцентральных расстояниях $d_h = 110-200$ км от Петропавловск-Камчатского полигона. Для таких землетрясений величины $M_W/lgd_h = 3.08-3.39$ и величины отношения гипоцентрального расстояния к размеру очага землетрясения $d_h/L = 1.6-3.8$.

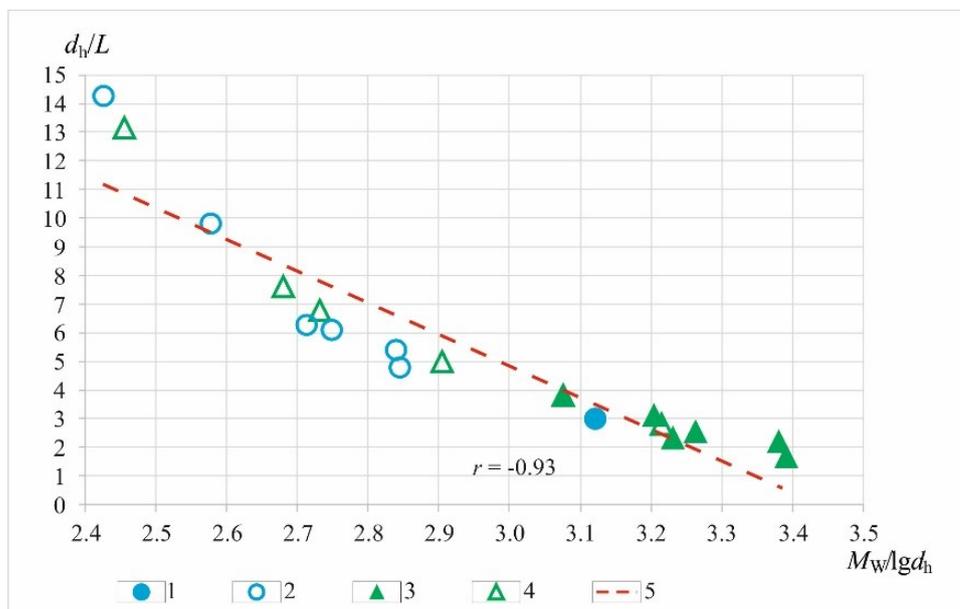


Рис. 3. Соотношение между параметрами землетрясений M_w/lgd_h и d_h/L с учетом наличия/отсутствия ЭКПП. 1-2 – проявление 14 видов предвестников перед землетрясениями 2005-2022 гг.: 1 – наличие ЭКПП, 2 – отсутствие ЭКПП; 3-4 – проявление пяти видов предвестников перед землетрясениями 1987-2004 гг.: 3 – наличие ЭКПП; 4 – отсутствие ЭКПП; 5 – линейный тренд связи между M_w/lgd_h и d_h/L . r – коэффициент корреляции Пирсона.

2. Полученные оценки параметров землетрясений, перед которыми фиксировался ЭКПП, могут быть полезными при средне- и краткосрочном прогнозировании сильного землетрясения в районе Петропавловск-Елизовской городской агломерации. Диагностика ЭКПП в режиме реального времени позволяет более надежно определить магнитуду ($M_w \geq 6.6$) и удаленность будущего сильного землетрясения по сравнению с использованием данных по отдельным методам сейсмопрогностических наблюдений, а также с теоретическими оценками области деформационных предвестников, которые дают существенно завышенные оценки области подготовки сильного ($M_w \geq 6.6$) землетрясения.

Список литературы

1. Завьялов А.Д., Зотов О.Д. Новый способ определения характерного размера очаговой зоны // Вулканология и сейсмология. 2021. № 1. С. 22-29. <https://doi.org/10.31857/S0203030621010065>
2. Копылова Г.Н., Серафимова Ю.К. О проявлении некоторых среднесрочных предвестников сильных ($M_w \geq 6.6$) землетрясений Камчатки 1987-2004 гг. // Геофизические исследования. 2009. Т. 10. № 4. С. 17-33.
3. Копылова Г.Н., Болдина С.В., Серафимова Ю.К. Предвестники землетрясений в изменениях ионного и газового состава подземных вод: обзор мировых данных // Геохимия. 2022. Т. 67. № 10. С. 921-941. <https://doi.org/10.31857/S0016752522100053>
4. Серафимова Ю.К., Копылова Г.Н. Среднесрочные предвестники сильных ($M \geq 6.6$) землетрясений Камчатки 1987-2004 гг.: ретроспективная оценка их информативности для прогноза // Вулканология и сейсмология. 2010. № 4. С. 3-12.
5. Kopylova G., Boldina S. Hydrogeological Earthquake Precursors: A Case Study from the Kamchatka Peninsula // Frontiers Earth Sciences. 2020. V. 8. Art. 576017. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.576017>.

Механизмы очагов сильных вулcano-тектонических землетрясений вулкана Плоский Толбачик

Лемзиков М.В.

Focal mechanisms of strong volcano-tectonic earthquakes of Plosky Tolbachik volcano Lemzikov M.V.

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;
e-mail: lemzikov@kscnet.ru*

Определены механизмы очагов по полярностям P -волн сильных вулcano-тектонических землетрясений вулкана Плоский Толбачик. Использовались волновые формы сейсмограмм, зарегистрированные Ключевской и Козыревской сетями радиотелеметрических сейсмических станций, установленных вблизи, вокруг и на конусах вулканов Северной группы.

Введение

Самая крупная на полуострове Камчатка Северная группа вулканов, площадь которой составляет 8500 м^2 , расположена в Центральной Камчатской депрессии. Большую часть Северной группы занимает Ключевская группа вулканов. Она состоит из вулканов Ключевской, Безымянный, Ушковский, Крестовский и вулканов Толбачинского массива (вулканов Острый, Плоский Толбачик и Толбачинского дола). К северу от Ключевской группы вулканов находится гигантский вулканический массив Шивелуч с активным вулканом молодой Шивелуч. К югу от Ключевской группы расположен вулкан Кизимен. Вся эта группа вулканов расположена на стыке Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг [5].

Действующий вулкан Плоский Толбачик (абс. высота 3085 м, относительная – около 2000 м) вместе с потухшим Острым Толбачиком (абс. высота 3862 м) является крупнейшим вулканом юго-западного сектора Ключевской группы вулканов. Сросшиеся постройки Острого и Плоского Толбачика представляют единый большой вулканический массив, однако морфологически они четко различаются. Вершина Плоского Толбачика срезана кальдерой гавайского типа диаметром около 3 км, в его западной части располагается малая кальдера-впадина диаметром 1.8 и глубиной 450 км [3].

В период сейсмической деятельности под фундаментом и вокруг фундамента вулкана Плоский Толбачик было зарегистрировано некоторое количество сильных вулcano-тектонических землетрясений.

Удачное расположение 19 радиотелеметрических сейсмических станций Ключевского и Козыревского кустов вблизи вулканов, на их конусах и вокруг Северной группы вулканов позволяет определить механизмы очагов сильных вулcano-тектонических землетрясений вулкана Плоский Толбачик.

В данной работе поставлена цель определить параметры механизмов очагов сильных вулcano-тектонических землетрясений вулкана Плоский Толбачик.

Исходные данные

В работе использовались волновые формы сильных вулcano-тектонических землетрясений вулкана Плоский Толбачик. Они выбирались из архива Камчатского филиала Федерального исследовательского центра Единой геофизической службы РАН (КФ ФИЦ ЕГС РАН) [7]. Глубины выбранных землетрясений – от 0 до 20 км, энергетический класс $K_{51,2}^{\Phi 68}$ – не ниже седьмого [6].

Регистрация вулcano-тектонических землетрясений выполнена двумя сетями радиотелеметрических сейсмических станций Ключевского и Козыревского кустов (КФ ФИЦ ЕГС РАН), установленных вблизи и на конусах Северной группы вулканов, а также в окрестностях п. Ключи и п. Козыревск: Байдарная (BDR), Семкарок (SMK), Сорокина (SRK), Цирк (CIR), Логинов (LGN), Крестовский (KRS), Ключи (KLY),

Безымянный (BZM), Безымянный – Грива (BZG), Безымянный – Запад (BZW), Срединный (SRD), Зеленая (ZLN), Киришева (KIR), Козыревск (KOZ), Каменистая (KMN), Крутоберегово (KBT) (рис. 1).

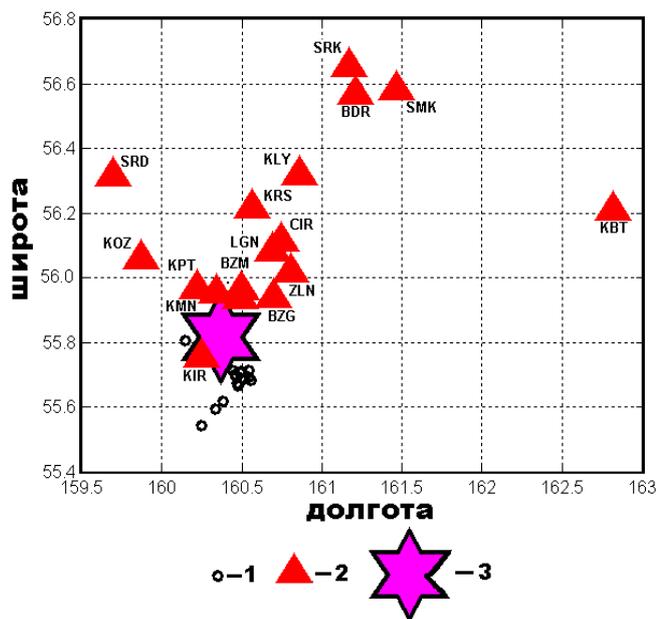


Рис. 1. Карта района исследования.

1 – эпицентры вулcano-тектонических землетрясений вулкана Плоский Толбачик, рассмотренных в работе;
2 – радиотелеметрические сейсмические станции;
3 – вершина вулкана Плоский Толбачик.

Рассмотренные в работе вулcano-тектонические землетрясения вулкана Плоский Толбачик были относительно сильными событиями, поэтому сейсмические сигналы были хорошо зарегистрированы на многих радиотелеметрических сейсмических станциях. Они относятся к вулcano-тектоническим землетрясениям по определению Г.С. Горшкова [2] (рис. 2).

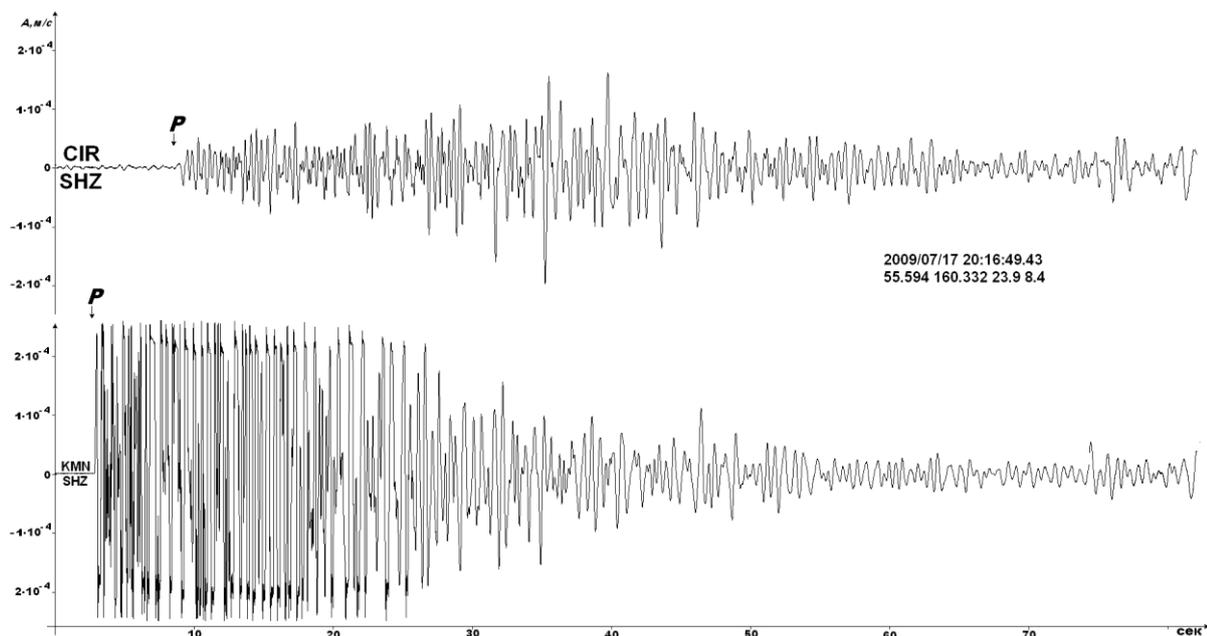


Рис. 2. Примеры волновых форм вулcano-тектонических землетрясений вулкана Плоский Толбачик, зарегистрированные вертикальными сейсмическими каналами станций Цирк (CIR) и Каменистая (KMN).

Остановимся на этом вопросе более подробно. Общеизвестно деление землетрясений на «вулканические» и «тектонические»; обычно подробно описываются характер и происхождение землетрясений «тектонических», а о «вулканических»

даются довольно неопределенные сведения, позволяющие думать, что «вулканические» землетрясения имеют какие-то существенные особенности происхождения, отражающиеся и в записи, и на сейсмограмме. В работе [2] предлагается называть землетрясения тектонического происхождения в районах действующего вулканизма «вулкано-тектоническими», подчеркивая их тектонический характер и приуроченность к району вулканизма.

На всех радиотелеметрических сейсмических станциях установлен трехкомпонентный короткопериодный канал для регистрации скорости смещений грунта: один вертикальный (SHZ) и два горизонтальных (SHE, SHN), а также дополнительно еще одна вертикальная компонента для регистрации скорости смещений грунта с повышенным уровнем чувствительности (EHZ).

Следует отметить, что не все волновые формы вулкано-тектонических землетрясений вулкана Плоский Толбачик подходят для определения механизмов очагов. На некоторых цифровых сейсмограммах сигналы волновых форм вулкано-тектонических землетрясений едва видны на фоне шума, а на других сигналы находятся близко друг к другу. Поэтому использовались только такие сейсмограммы вулкано-тектонических землетрясений, у которых волновые формы имеют четкие вступления *P*-волн на фоне шума.

Метод

Имеются разные методы для определения механизмов очагов землетрясений. Широко известны комплексы программ под названием FPFIT, FPPLLOT и др., разработанные 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 для определения параметров и построения механизмов очагов вулкано-тектонических землетрясений вулкана Плоский Толбачик использовался комплекс программ [8].

Для определения механизмов очагов землетрясений необходимы: 1) полярности первых вступлений *P*-волн; 2) географические координаты станций и очага; 3) эпицентральные расстояния и азимуты из очагов на станции; 4) углы выхода сейсмических волн на станциях [3]. Все эти измерения влияют на точность определения механизмов очагов [4]. Чем больше количество станций, тем точнее определение механизмов очагов. 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.

Механизмы очагов вулкано-тектонических землетрясений

В результате использования комплекса программ FPFIT, FPPLLOT [8] были получены параметры 15 механизмов очагов сильных вулкано-тектонических землетрясений вулкана Плоский Толбачик. Тип разлома у большинства механизмов очагов представлен сдвигом. Параметры механизмов очагов, полученные в данной работе, показаны в таблице.

Таблица. Механизмы очагов вулcano-тектонических землетрясений вулкана Плоский Толбачик

№	Дата	Time (UTC)	Координаты очага			К	Механизм очага			
			φ, с.ш.	λ, в.д.	Н, км		STR	DIP	RAKE	
1	2008/08/08	06:28:33.13	55.619	160.382	6.3	7.8	225	65	-138	
2	2009/07/17	20:16:49.43	55.594	160.332	23.9	8.4	351	79	179	
3	2018/08/18	18:41:36.45	55.685	160.555	2.9	8.8	324	65	155	
4	2018/08/19	02:20:44.13	55.693	160.543	3.0	8.3	326	67	169	
5	2018/08/26	13:12:04.08	55.712	160.499	15.1	8.2	232	57	-176	
6	2019/04/13	12:12:22.75	55.701	160.453	18.6	7.5	258	57	-153	
7	2020/06/21	02:28:59.80	55.807	160.146	14.6	8.0	198	64	-165	
8	2021/01/31	04:59:26.37	55.672	160.470	9.9	9.3	248	67	180	
9	2021/01/31	06:22:21.80	55.665	160.478	3.8	7.9	343	62	-163	
10	2021/05/31	18:52:37.08	55.715	160.543	5.2	8.9	223	58	175	
11	2021/06/10	10:24:42.96	55.687	160.514	7.0	10.1	309	62	-161	
12	2022/05/05	22:43:19.17	55.544	160.246	8.9	7.9	312	59	-164	
13	2023/07/16	02:55:28.22	55.690	160.495	12.4	8.6	294	59	-163	
14	2023/07/20	04:28:50.51	55.714	160.442	17.1	9.1	323	60	-169	
15	2023/07/29	13:45:53.86	55.707	160.492	13.8	8.5	343	66	166	

Выводы

На примере волновых форм сейсмических сигналов вулcano-тектонических землетрясений вулкана Плоский Толбачик опробован метод определения механизмов очагов с использованием поляризации первых вступлений *P*-волн. Определены параметры механизмов очагов вулcano-тектонических землетрясений вулкана Плоский Толбачик.

Работа выполнена с использованием данных, полученных на уникальной научной установке «Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира» [7].

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. Гориков Г.С. Вулканическое дрожание, связанное с прорывом кратера Былинкиной // Бюллетень вулканологической станции. 1954. № 23. С. 33-37.
3. Двигало В.Н., Федотов С.А., Чирков А.М. Вулкан Плоский Толбачик // Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука, 1991. Т. 1. С. 200-209.
4. Лемзиков В.К., Лемзиков М.В. Изучение механизмов очагов слабых вулканических землетрясений в период подготовки и извержения вулкана Корякский (2008-2009 гг.) // Вулканология и сейсмология. 2015. № 6. С. 34-43.
5. Мелекесцев И.В., Хренов А.П., Кожемяка Н.Н., Тектоническое положение и общий очерк вулканов Северной группы и Срединного хребта // Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука, 1991. Т. 1. С. 74-78.
6. Федотов С.А. Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М.: Наука, 1972. 116 с.
7. Чеброва А.Ю., Чемарев А.С., Матвеев Е.А. и др. Единая информационная система сейсмологических данных в Камчатском филиале ФИЦ ЕГС РАН: принципы организации, основные элементы, ключевые функции // Геофизические исследования. 2020. Т. 21. № 3. С. 66-91.
8. Reasenber P., Oppenheimer D. FPFIT, FPLOT 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.

Современные движения и деформации земной коры в окрестности Авачинского вулкана с 2015 по 2023 гг.

Миронов И.К.¹, Кафтан В.И.², Маневич А.И.^{2,3}, Шевчук Р.В.², Магуськин В.М.¹

Recent movements and deformations of the earth's crust in the region of Avacha volcano from 2015 to 2023

Mironov I.K., Kaftan V.I., Manevich A.I., Shevchuk R.V., Maguskin V.M.

¹ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: taliks123@mail.ru

² Геофизический Центр РАН, г. Москва

³ Университет науки и технологий МИСИС, г. Москва

Представлены результаты исследований современных движений земной коры в районе работ. В южной части сети происходит накопление деформации сжатия. Вблизи кратера вулкана накапливается деформация растяжения без значимого поднятия. Все изменения характеристик движений и деформаций земной коры имеют примерно двухлетнюю цикличность.

Одним из важных компонентов комплексного мониторинга районов высокой сейсмической и вулканической активности являются геодезические геодинические полигоны (ГДП). Настоящее исследование посвящено анализу современных ГНСС-наблюдений в области Авачинского вулкана и г. Петропавловск-Камчатский на протяжении около десяти последних лет.

ГНСС-измерения и постобработка

В настоящее время в данном районе функционирует обширная сеть ГНСС-наблюдений Петропавловск-Авачинского ГДП (рис. 1). Она охватывает территорию г. Петропавловск-Камчатский и юго-западный склон Авачинского вулкана.

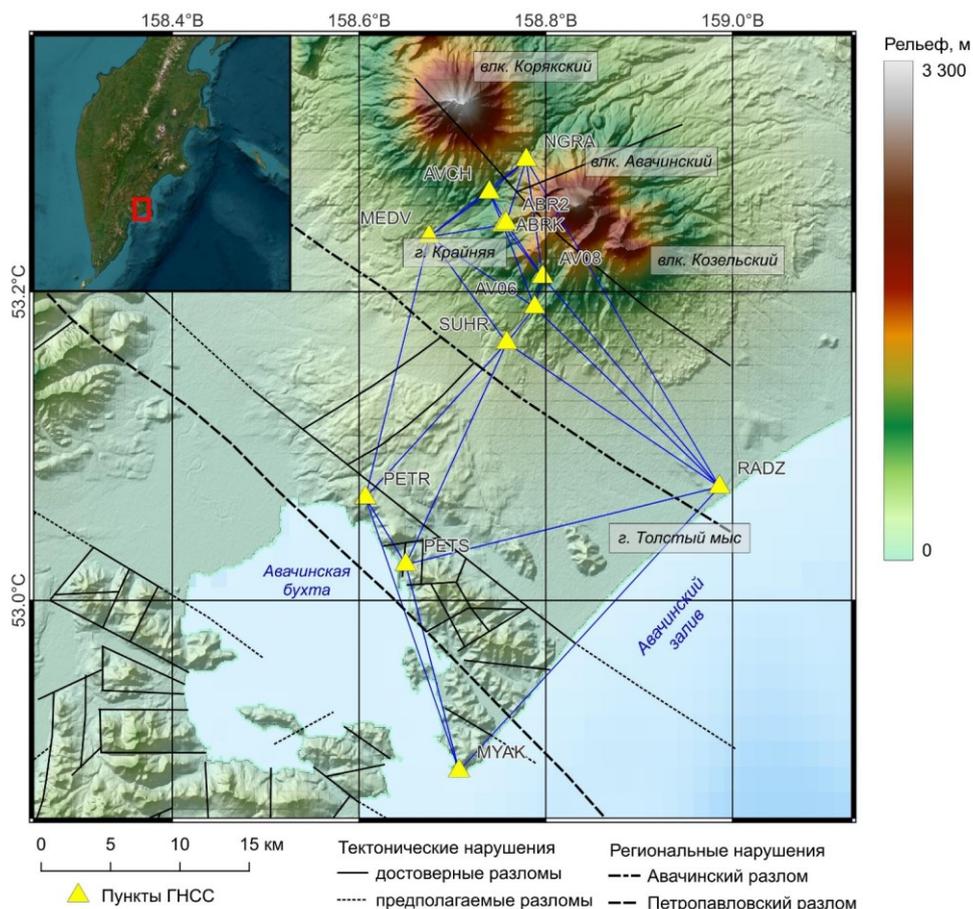


Рис. 1. Район исследований, сеть ГНСС и разломная тектоника.

Наблюдательная сеть ГДП состоит из 11 пунктов (рис. 1). Пункты PETR, PETS, MYAK и RADZ относятся к сети KAMNET Камчатского филиала Федерального исследовательского центра «Единой геофизической службы РАН» (КФ ФИЦ ЕГС РАН) и располагаются в районе г. Петропавловск-Камчатский. Остальные пункты расположены на западном и южном склонах Авачинского вулкана.

Геодезические пункты заложены на отдельно стоящих железобетонных пилонах, обеспечивающих надежность установки ГНСС-антенн и приемников. На постоянно действующих пунктах также применяется система принудительного центрирования для более точного закрепления положения антенны на пункте.

В наблюдениях используются двухчастотные геодезические ГНСС приемники Leica Geosystems GR10 с антеннами AR10 и AR25. Станции AVCH, PETR, PETS, MYAK и RADZ являются постоянно-действующими пунктами, на остальных пунктах измерения проводятся 2 раза в год, в марте и в сентябре, в режиме «статика» с 30-секундной дискретизацией и маской возвышения спутников от 5° . Продолжительность эпох измерений составляет не менее 2 суток. Для уменьшения ошибок положения фазовых центров антенн в каждом цикле наблюдений на каждом пункте использованы одинаковые комплекты оборудования.

Обработка данных осуществлялась с использованием программного обеспечения GAMIT/GLOBK. Результатом обработки являются осредненные за период наблюдения координаты пунктов, определенные со средней квадратической ошибкой (СКО) в плане 3-4 мм и по высоте 8-10 мм.

Определение движений и деформаций земной коры

Основой вычислений векторов смещений и деформаций земной коры явились временные ряды прямоугольных пространственных координат, полученных из постобработки циклов ГНСС-измерений в отсчетной основе ITRF14. Эти координаты преобразовывались в плановые координаты e и n проекции UTM и геодезические высоты H .

Для удобства последующей интерпретации нерегулярные временные ряды координат преобразовывали в регулярную форму путем интерполяции сплайнами Эрмита. Вычислялись и анализировались так называемые «внутренние» смещения земной поверхности [1]. По изменениям плановых координат u_n и u_e (оси n и e направлены на север и восток) нами вычислялись компоненты тензора горизонтальной деформации. В итоге анализировались деформации дилатации и полного сдвига.

Выбор именно этих типов деформации обусловлен характерным поведением земной коры вблизи активных вулканов, где напряжения в глубинном вулканическом очаге явно выражаются в деформациях растяжения/сжатия на поверхности [2]. Компоненты деформаций вычислялись согласно методу, описанному в [4]. Значения деформаций вычислялись по значениям смещений пунктов треугольников Делоне (рис. 1). Ввиду существенной неравновеликости треугольников, значения дилатации приводились к средней площади равностороннего треугольника сети P_m со стороны, равной средней стороне всех треугольников сети.

Интерпретация полученных результатов

Эволюция дилатации земной коры представлена в виде последовательности кадров на рис. 2. Представлены карты накопленной дилатации с начала 2017 г. по конец 2023 г. Результаты определений движений и деформаций с 2015 по 2016 гг. на последующих рисунках не показаны ввиду их малости на уровне ошибок измерений.

Ход деформации демонстрирует почти монотонный, значимый на уровне точности, рост деформации сжатия, образующей концентрический экстремум вокруг горы Толстый мыс. Замечаются пульсации эволюции сжатия с периодом примерно 2 года. При этом юго-западная сторона вулканической постройки испытывает

монотонное накопление растяжений до $3 \cdot 10^{-6}$. Региональное сжатие с выпиранием коры вверх можно рассматривать как геодезический предвестник сильных землетрясений зон субдукции.

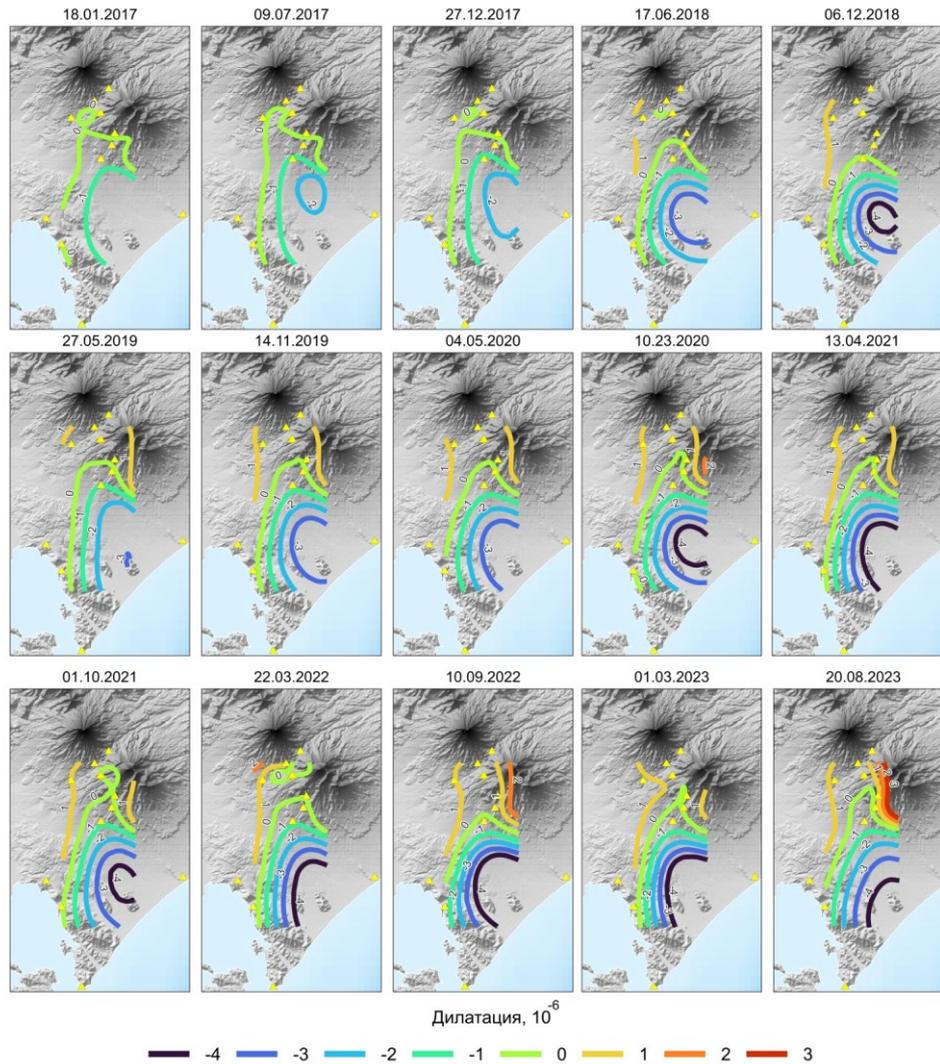


Рис. 2. Район исследований, сеть ГНСС и разломная тектоника.

Эволюция горизонтальных и вертикальных движений пунктов сети ГНСС представлена на рис. 3. Совокупность кадров рис. 3 демонстрирует примерно двухгодичную цикличность вертикальных движений, подобную цикличности деформации дилатации (рис. 2). При этом экстремум сжатия близок к экстремуму подъема земной коры в области положительных форм рельефа. Такое поведение можно объяснить горизонтальным давлением со стороны зоны субдукции, обуславливающим рост положительных морфоструктур. Также смена накопленного подъема резким опусканием в окрестности горы Толстый мыс демонстрирует косейсмическое движение в связи с землетрясением $M 6.5$ (03.04.2023 г.).

Как показывает исследование [3], деформации активных вулканических построек, полученные по данным классических геодезических наблюдений, а также современных измерительных средств ГНСС и InSAR, во время инфляции магматического очага и внедрения магмы в подводящий канал наблюдаются поднятия и растяжения вулканического конуса. По завершении извержений деформационный процесс протекает в обратном направлении. На рис. 2 (последний кадр) показано, что в области вершины регистрируется растяжение, не сопровождающееся подъемом (рис. 3), что не дает оснований предполагать внедрение магмы с глубин к поверхности.

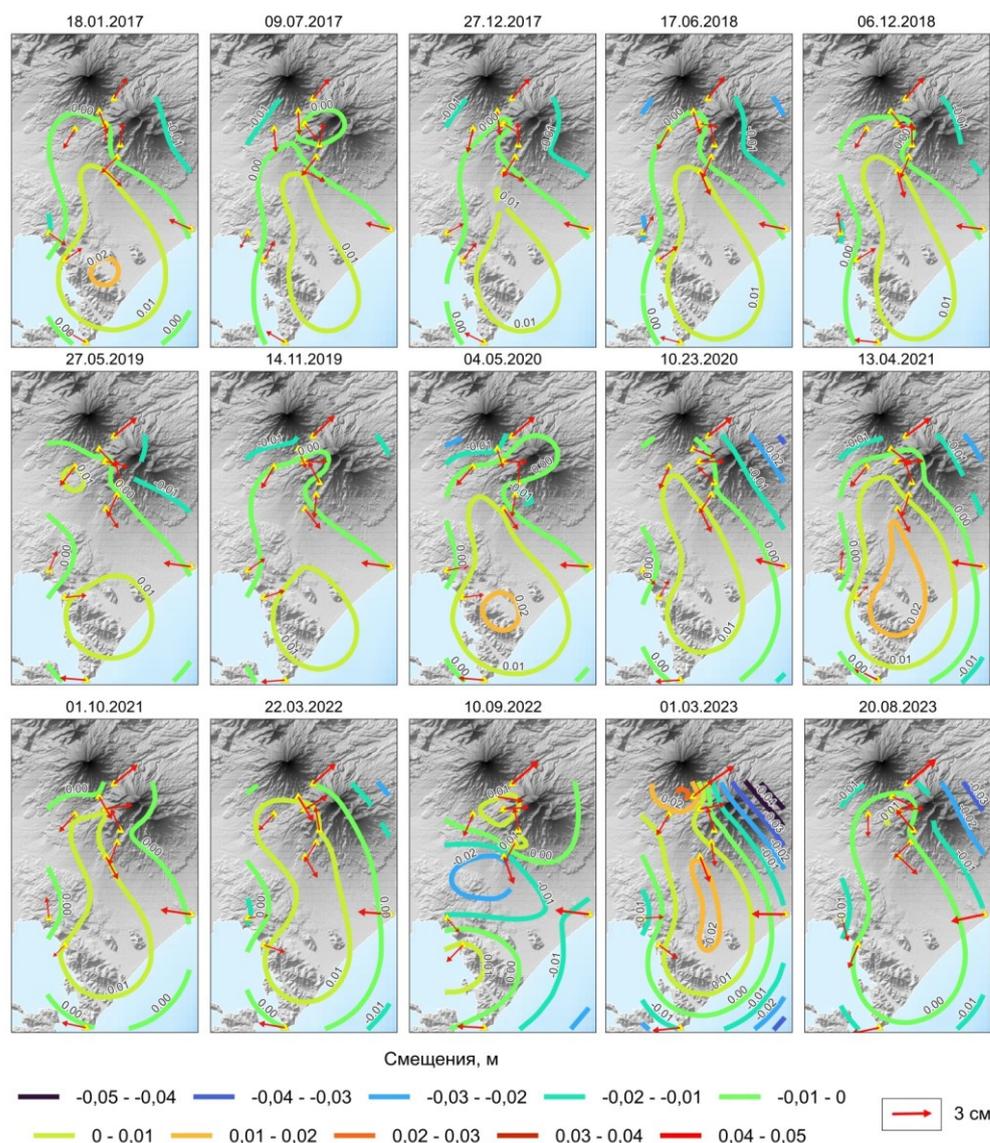


Рис. 3. Векторы горизонтальных и изолинии вертикальных накопленных с 2017 по 2023 гг. смещений земной коры.

Все характеристики движений и деформаций земной коры продемонстрировали примерно двухлетнюю цикличность. Об устойчивости этого явления можно будет говорить по мере дальнейшего накопления наблюдений. Также отмечается необходимость расширения сети ГНСС-наблюдений на северный склон и подошву Авачинского вулкана для более детального геодезического мониторинга его состояния.

Список литературы

1. Гвишиани А.Д., Татаринов В.Н., Кафтан В.И. и др. Геодинамическая модель северной части Нижнеканского массива: разломная тектоника, деформации, изоляционные свойства пород // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2022. Т. 507. № 1. С. 67-74.
2. Кафтан В.И., Родкин М.В. Деформации района вулкана Этны по данным GPS измерений, интерпретация, связь с режимом вулканизма // Вулканология и сейсмология. 2019. № 1. С. 14-24.
3. Михайлов В.О., Волкова М.С., Тимошкина Е.П. и др. О связи активизации вулкана Корякский в 2008-2009 гг. с глубинными магматическими процессами // Физика Земли. 2021. № 6. С. 3-9.
4. Wu J.C., Tang H.W., Chen Y.Q. et al. The current strain distribution in the North China Basin of eastern China by least-squares collocation // Journal of Geodynamics. 2006. V. 41. P. 462-470.

Современные движения и деформации земной поверхности в районе вулкана Плоский Толбачик в 2015-2024 гг.

Миронов И.К., Магуськин К.М., Магуськин В.М.

Recent movements and deformations of the earth's crust in the area of the Plosky Tolbachik volcano in 2015-2024

Mironov I.K., Maguskin K.M., Maguskin V.M.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: taliks123@mail.ru

Приводится анализ современных движений и деформаций земной коры в районе вулкана Плоский Толбачик с 2015 по 2024 гг. по данным ГНСС-наблюдений. Показан план работ и методика обработки результатов измерений. В результате представлены карты горизонтальных и вертикальных смещений, а также деформации дилатации за 2015-2024 гг.

Вулкан Плоский Толбачик относится к Ключевской группе вулканов и является действующим вулканом этой группы. Он отличается от других, в том числе, тем, что от его центрального кратера в юго-западном направлении протянулась на десятки километров зона шлаковых конусов, образованных в ходе последовательных трещинных извержений. Причины и механизм их образования объяснены в книге [4], которая полностью посвящена всестороннему изучению Большого трещинного Толбачинского извержения 1975-1976 гг. (БТТИ 1975-1976 гг.), в том числе слежению за деформациями земной поверхности во время этого события.

Ход деформаций, последовавших после окончания БТТИ 1975-1976 гг., за период 1978-2000 гг., рассмотрен в работе [2], а за период 2000-2011 гг. – в работе [3]. В книге [1] представлены результаты комплексных исследований Толбачинского трещинного извержения 2012-2013 гг. (ТТИ-50), проведена оценка деформационных процессов по данным ГНСС за период извержения.

Толбачинский геодинимический полигон, ГНСС-измерения и постобработка, определение движений и деформаций земной коры

В настоящее время в рассматриваемом районе функционирует сеть ГНСС-наблюдений Толбачинского геодинимического полигона (ГДП). Она охватывает южный склон вулкана Плоский Толбачик и территории извержений БТТИ (1975-1976 гг.) и ТТИ-50 (2012-2013 гг.). Наблюдательная сеть ГДП состоит из 9 пунктов (рис. 1).

Все пункты расположены на южном склоне вулкана Плоский Толбачик, большая часть из них – на вершинах старых шлаковых конусов.

В наблюдениях использовались двухчастотные геодезические ГНСС приемники Leica Geosystems GR10 с антеннами AR10 и AR25, также в 2024 г. на пункте NVLV применялся ГНСС приемник PrinCE i50. Измерения проводились 1 раз в год в июле-августе, в режиме «статика» с 30-секундной дискретизацией и маской возвышения спутников от 5°. Продолжительность эпох измерений составляет не менее 2 суток. Для уменьшения ошибок положения фазовых центров антенн, в каждом цикле наблюдений на каждом пункте использованы одинаковые комплекты оборудования.

Обработка данных осуществлялась с использованием программного обеспечения GAMIT/GLOBK. В качестве опорных пунктов использовались постоянно-действующие пункты ГНСС-наблюдений сети KAMNET КФ ФИЦ ЕГС РАН, находящиеся в районе Ключевской группы вулканов.

При этом использовались финальные эфемериды спутников, представленные Международной службой ГНСС (International GNSS Service – IGS), параметры вращения земли Международной службы вращения Земли и систем отсчета (International Earth Rotation and Reference Systems Service – IERS), для учета

ионосферной задержки применялась модель IONEX, а тропосферная поправка рассчитывалась по модели VMF.

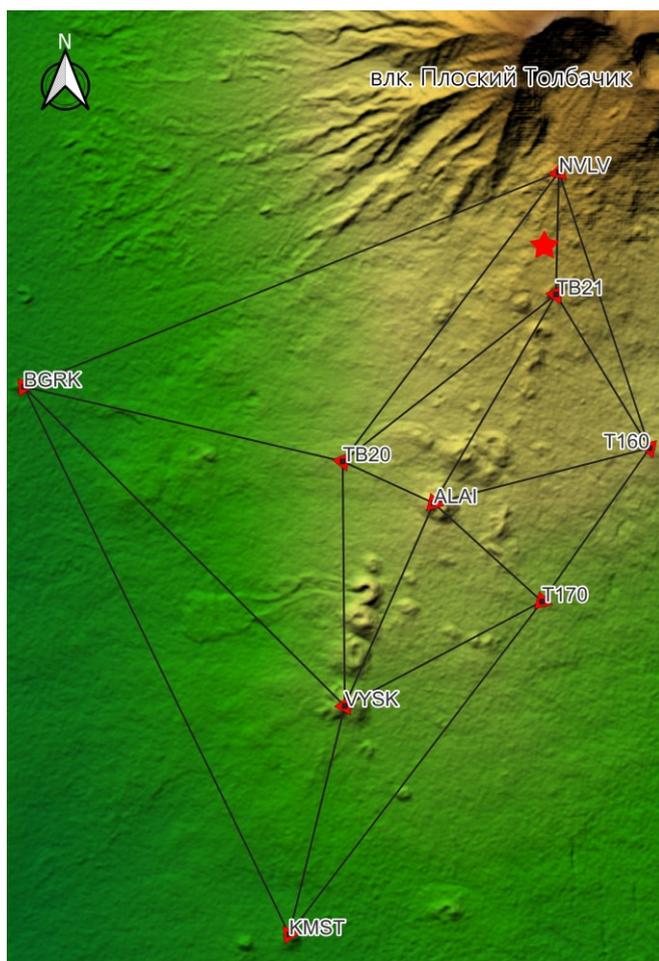


Рис. 1. Район исследований, сеть ГНСС. Звездой отмечен район северного и южного центров извержения ТТИ-50.

Результатом обработки являются осредненные за период наблюдения координаты пунктов, определенные со средней квадратической ошибкой (СКО) в плане 3-4 мм и по высоте 8-10 мм.

Основой вычислений векторов смещений и деформаций земной коры явились временные ряды прямоугольных пространственных координат, полученных из постобработки циклов ГНСС-измерений в отсчетной основе ITRF14. Эти координаты преобразовывались в плановые координаты e и n проекции UTM и геодезические высоты H . Значения деформаций вычислялись по значениям смещений пунктов треугольников Делоне.

По изменениям плановых координат вычислялись компоненты тензора горизонтальной деформации согласно методу [5]. В итоге анализировалась деформация дилатации.

Интерпретация полученных результатов

Эволюция дилатации земной коры представлена в виде последовательности кадров на рис. 2. Представлены карты накопленной дилатации с 2015 по 2024 гг., в период 2019-2023 гг. измерения не проводились.

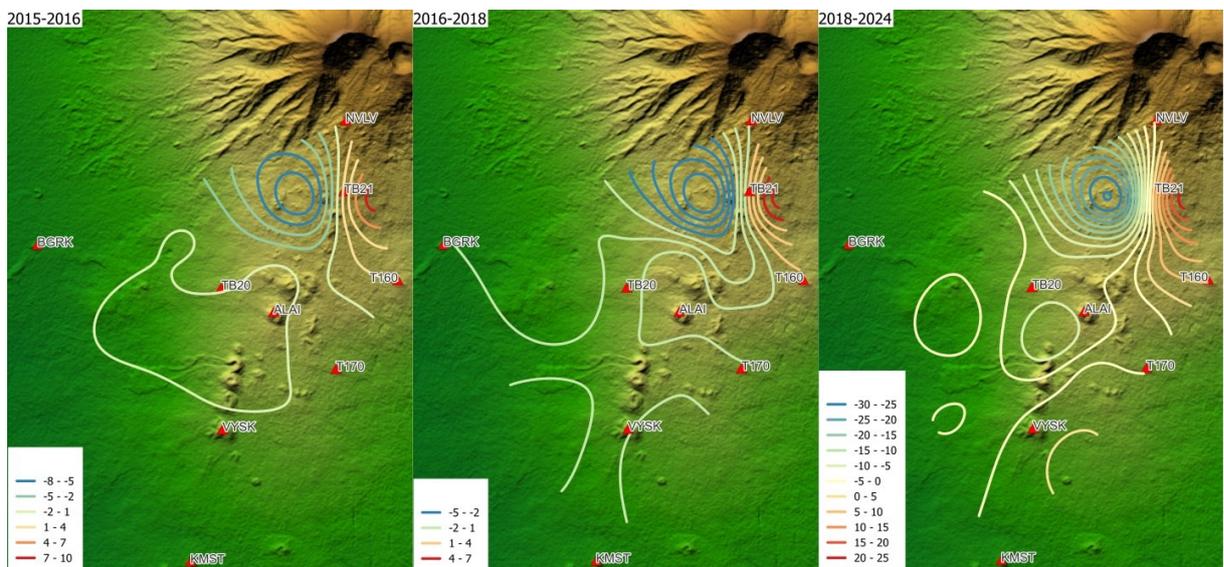


Рис. 2. Изменения дилатаций с 2015 по 2024 гг. Значения даны в ед. $\cdot 10^{-6}$, точность определения значений составляет $\sim 10^{-7}$.

Деформация дилатации в южной части сети практически отсутствует. Экстремумы сжатия и растяжения находятся в районе пунктов NVLV и TB20. Эти пункты расположены рядом с северным (NVLV) и южным (TB20) центрами извержения ТТИ-50. В областях к западу от этих пунктов происходит сжатие до $30 \cdot 10^{-6}$, а к востоку – растяжения до $20 \cdot 10^{-6}$ к 2024 г.

Эволюция горизонтальных и вертикальных движений пунктов сети ГНСС представлена на рис. 3.

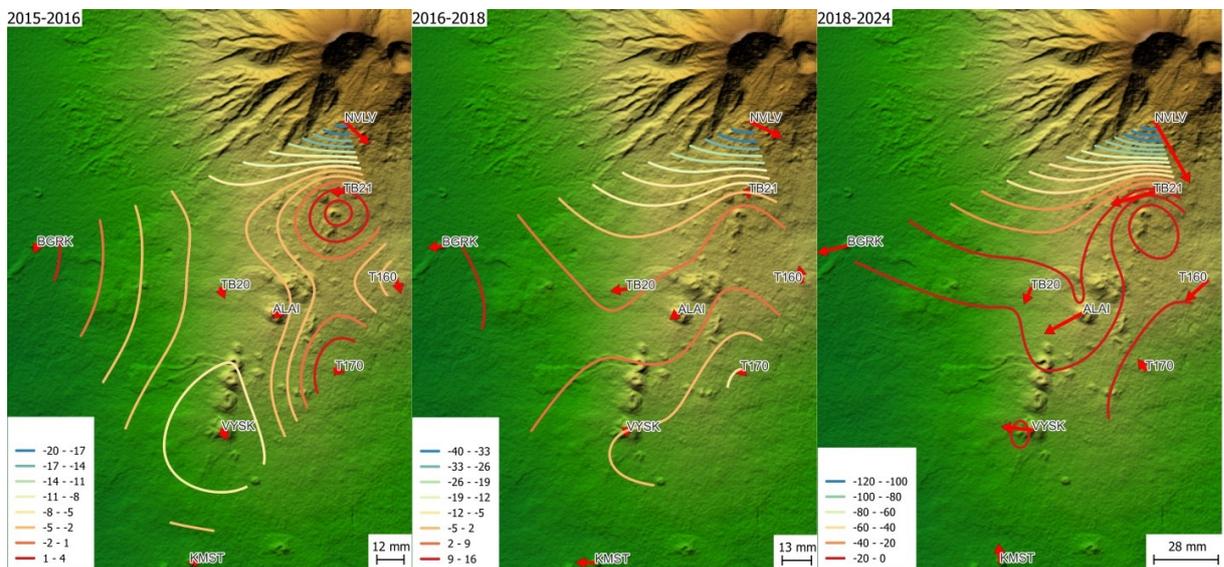


Рис. 3. Векторы горизонтальных и изолинии вертикальных накопленных с 2015 по 2024 гг. смещений земной коры. Значения даны в мм.

Горизонтальные движения также связаны с пунктами NVLV и TB20, которые смещаются в южном и западном направлениях, соответственно. На всей области Толбачинского ГДП происходит опускание с максимальными значениями в районе северного центра извержения ТТИ-50.

Заключение

В результате исследования движений и деформаций по данным ГНСС-наблюдений в районе вулкана Плоский Толбачик можно сделать следующие основные выводы. С 2015 по 2024 гг. на изучаемой территории накоплены смещения и деформации, продемонстрировавшие особенности локальной геодинамики района.

Горизонтальные движения, в основном, связаны с северной частью сети. Вертикальным смещениям подвержена вся территория Толбачинского ГДП с максимумом опускания в районе северного центра извержения 2012-2013 гг.

Деформации дилатации также связаны с центрами ТТИ-50, в областях к западу от центров извержения наблюдается сжатие, к востоку – растяжение.

Список литературы

1. *Гордеев Е.И., Добрецов Н.Л.* Толбачинское трещинное извержение 2012-2013 гг. (ТТИ-50). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2017. 421 с.
2. *Магуськин М.А., Левин В.Е., Бахтияров В.Ф.* Деформации земной поверхности в районе Большого трещинного Толбачинского извержения 1975-1976 гг. в период 1978-2000 гг. и их возможные причины // Вулканология и сейсмология. 2003. № 6. С. 55-61.
3. *Магуськин М.А., Титков Н.Н., Демянчук Ю.В.* О деформациях земной поверхности в районе Северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения 1975-1976 гг. на Камчатке // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 1. Вып. 21. С. 147-151.
4. *Федотов С.А.* Большое трещинное Толбачинское извержение, Камчатка, 1975-1976 гг. М: Наука, 1984. 637 с.
5. *Wu J.C., Tang H.W., Chen Y.Q. et al.* The current strain distribution in the North China Basin of eastern China by least-squares collocation // Journal of Geodynamics. 2006. V. 41. P. 462-470.

Результаты исследований верхней части геологического разреза комплексом геофизических методов (георадиолокация, сейсморазведка МПВ) у северного склона вулкана Мутновский (Камчатка)

Павлова В.Ю.¹, Акбашев Р.Р.^{1,2}

Results of studies of the upper part of a geological section using a complex of geophysical methods (ground penetrating radar, seismic exploration of the refraction wave) at the northern slope of the Mutnovsky volcano (Kamchatka)

Pavlova V.Yu., Akbashev R.R.

¹ ФГБОУ ВО «Камчатский государственный университет им. Витуса Беринга», г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: verpavlova88@gmail.com

² Камчатский филиал ФГБУН Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН», г. Петропавловск-Камчатский

В данной работе представлены результаты полевых исследований у северного склона вулкана Мутновский, выполненных в 2024 г. с целью детального изучения геологического строения участка. Исследования методом георадиолокации в комплексе с методом сейсморазведки на данной территории проведены впервые.

Введение

Район исследования расположен в юго-восточной части полуострова Камчатка (рисунок). Здесь расположены вулканы Мутновский, Горелый, Вилучинский. На данный момент важны детальные исследования условий геолого-структурной локализации гидротермальных систем и близлежащей территорий для определения проведения детальных разведочных работ на геотермальных месторождениях Камчатки. Метод георадиолокации в сочетании с методом сейсморазведки как раз помогает в выявлении детальных геолого-структурных особенностей исследуемых территорий.

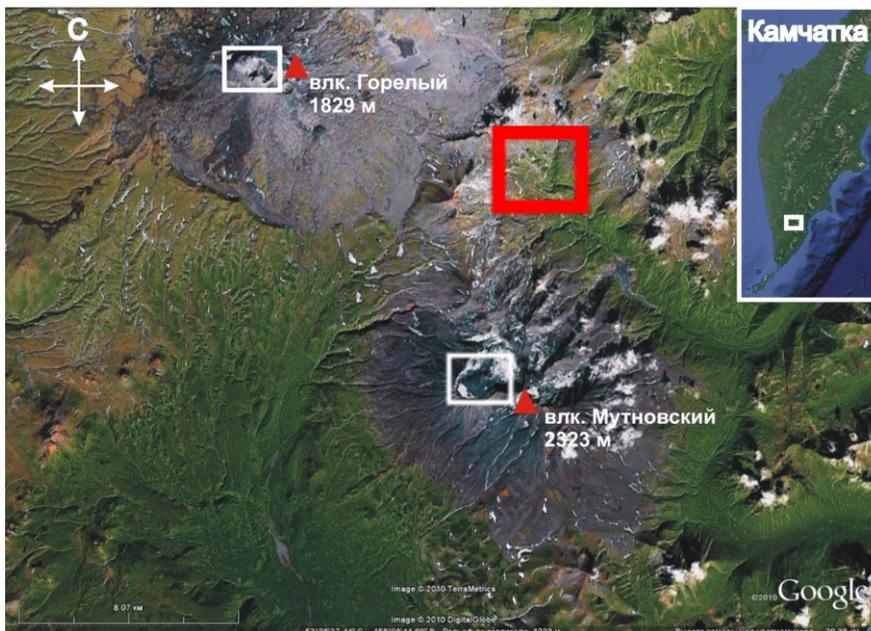


Рисунок. Карта района исследований.

Данная работа выполнена в рамках реализации Программы стратегического академического лидерства «Приоритет 2030. Дальний Восток» и является частью работ, направленных на решение общей цели исследований – это создание научно-методической основы метода георадиолокации применительно к Камчатке, включая методику обработки и интерпретации данных, с учетом практического опыта применения на различных объектах. Для оптимизации метода георадиолокации

необходимо сопоставление и анализ результатов геофизических наблюдений в различных геологических условиях.

Методы исследования

Метод георадиолокации (Ground-penetrating radar, GPR) как метод геофизического обследования основан на излучении широкополосного сигнала радиочастотного диапазона в толщу среды и регистрации отклика – сигнала, являющегося суперпозицией амплитуд прямых, отраженных и преломленных волн, достигших приемной антенны. В результате георадиолокационных исследований получают временные разрезы – радарограммы. Радарограммы – это волновая картина, совокупность трасс вдоль профиля съемки, протяженные по глубине оси синфазности отраженного сигнала, белые (отрицательные полуволны) и черные (положительные полуволны) [1].

Для проведения исследований использовали прибор георадар «ПИТОН-3». Глубинный георадар «ПИТОН-3» оснащен одной приемно-передающей антенной. Длина георадара составляет 6.4 м, частота 24 МГц. Этот георадар позволяет получать отражения от границ с залеганием до 100 м, а при исследованиях на сухих грунтах глубинность может достигать до 200 м. Управление георадаром осуществляется в режиме реального времени. Прием данных зондирования производится на ноутбук по сети Wi-Fi.

Метод преломленных волн (МПВ) – один из основных методов сейсморазведки, основанный на определении вдоль прямолинейных профилей времени распространения упругих волн, преломившихся в пласте, в котором скорость сейсмических волн больше, чем в вышележащих слоях.

Были выполнены георадарные исследования по 6 профилям в комплексе с двумя сейсморазведочными исследованиями.

Результаты исследований и их обсуждение

Результаты георадиолокационных исследований хорошо согласуются с данными сейсморазведки. По параметру глубины исследований методы георадиолокации и сейсморазведки перекрываются в области 30 м. С помощью георадарного просвечивания видно локализацию мелких и замкнутых неоднородностей, распространенных в приповерхностной части разреза, которые недоступны сейсморазведке.

На всех радарограммах конфигурация осей синфазности является очевидной для интерпретации, по ним можно выделить два типа областей: 1) с ярко выраженными осями синфазности георадиолокационных сигналов, что указывает на ненарушенные геологические слои отложений; 2) с низкими значениями амплитуд сигналов и наличием проходящих электромагнитных волн, что указывает на ослабленность горных пород вследствие дробления и трещиноватости, что также подтверждается данными сейсморазведки. Благодаря имеющимся результатам получаем детальное строение верхней части разреза.

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки России (в рамках государственного задания № 075-00604-25) и темы НИР «Применение метода георадиолокации на Камчатке» (КамГУ им. Витуса Беринга).

Список литературы

1. Павлова В.Ю., Делемень И.Ф. Применение метода георадиолокации на Камчатке: монография. М.: Издательский дом Академии Естествознания, 2024. 144 с. <https://doi.org/10.17513/np.581>

Корреляция радона и аэроионов в закрытом объеме в г. Петропавловск-Камчатский

Першин С.М.¹, Гордеев Е.И.², Акбашев Р.Р.³, Макаров Е.О.³, Безруков Л.Б.⁴, Завозин В.А.¹, Макаров В.С.³, Межох А.К.⁴, Ингерман С.В.⁴, Синева В.С.⁴, Агафонова Н.Ю.⁴, Гришин М.Я.¹, Болдин Г.А.¹, Глухов В.Е.³

Radon & aero ions correlation inside the close volume in Petropavlovsk-Kamchatsky
Pershin S.M., Gordeev E.I., Akbashev R.R., Makarov E.O., Bezrukov L.B., Zavozin V.A., Makarov V.S., Mezhokh A.K., Ingerman S.V., Sineva V.S., Agafonova N.Yu., Grishin M.Ya., Boldin G.A., Glukhov V.E.

¹ *Институт общей физики им. А.М. Прохорова РАН (ИОФ РАН), г. Москва*

² *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (ИВиС ДВО РАН), г. Петропавловск-Камчатский*

³ *Камчатский филиал Федерального исследовательского центра Единая геофизическая служба РАН (КФ ФИЦ ЕГС РАН), г. Петропавловск-Камчатский;*

e-mail: arr@emsd.ru

⁴ *Институт ядерных исследований РАН (ИЯИ РАН), г. Москва*

⁵ *Институт космических исследований РАН (ИКИ РАН), г. Москва*

В работе представлены первые данные о регистрации вариаций аэроионов обоих знаков и радона в закрытом объеме на стационарной сейсмической станции «Петропавловск». Наблюдается корреляция вариаций объемной активности радона с концентрацией аэроионов, индуцируемых α -частицами распада радона (^{222}Rn).

Введение

В приземном слое атмосферы аэроионы генерируются, в основном, в результате ионизации от галактических γ -квантов и других частиц космических лучей [9]. Известно [1-3, 7], что мониторинг динамики вариаций концентрации аэроионов впервые в закрытом объеме выявил корреляцию роста сигнала отрицательных ионов при постоянной концентрации положительных ионов в момент землетрясений и автошоков. Принято считать, что основным источником заряженных аэроионов является радиоактивный радон, альфа-частица которого генерирует $4 \cdot 10^5$ аэроионов обоих знаков заряда [7]. Несомненно, этот фактор усиления сигнала выхода радона является определяющим для повышения отношения сигнал/шум в поиске предвестников масштабных геотектонических процессов, таких как землетрясения [5, 6, 8].

Метод исследования

В здании Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (ИВиС) в г. Петропавловск-Камчатский (53.07° с.ш., 158.61° в.д.) и на стационарной сейсмической станции «Петропавловск» были размещены автономные станции для дистанционного мониторинга концентрации аэроионов. Автономная станция состоит из модернизированного счетчика аэроионов «Сапфир-3М» (рис. 1), источника бесперебойного питания, микрокомпьютера с доступом в сеть Интернет. С целью анализа возможностей метода оба датчика аэроионов были предварительно размещены в пунктах сети наблюдений объемной активности радона [5], где для регистрации применялись радиометры: в здании ИВиС датчик ВМС-2 (Algade Barasol) и в с/с «Петропавловск» датчик Radex MR107+ (ООО Кварта-рад). За двое суток наблюдений датчики показали совпадающие в пределах 5-7 % вариации концентраций аэроионов. Затем датчик аэроионов «Сапфир-3М», датчик радона Radex были установлены в изолированном и необитаемом помещении на «Стационарной сейсмической станции Петропавловск», удаленной от ИВиС на расстояние 5.6 км.



Рис. 1. а – пункт наблюдений в здании ИВиС («Сапфир-3м», датчик радона ВМС-2; б – пункт наблюдений в здании «Стационарная сейсмическая станция Петропавловск» («Сапфир-3м», датчик радона Radex).

Результаты исследований и их обсуждение

Полученные на «Стационарной сейсмической станции Петропавловск» предварительные результаты (рис. 2) подтверждают предположение об основном источнике заряженных аэроионов – радон. Из рис. 2 видно, что между кривыми концентрации аэроионов и вариаций объемной активности радона наблюдается хорошая корреляция. При этом, короткопериодные всплески концентрации радона, которые могут быть связаны с особенностями метода регистрации, не оказывают влияния на аэроионы, что уменьшает соотношение сигнал/шум для последних. Можно предположить, что в дальнейшем в данных вариаций аэроионов возможно будет более явно и обоснованно, чем в данных радонового мониторинга, выделять аномалии, связанные с подготовкой сильных сейсмических событий.

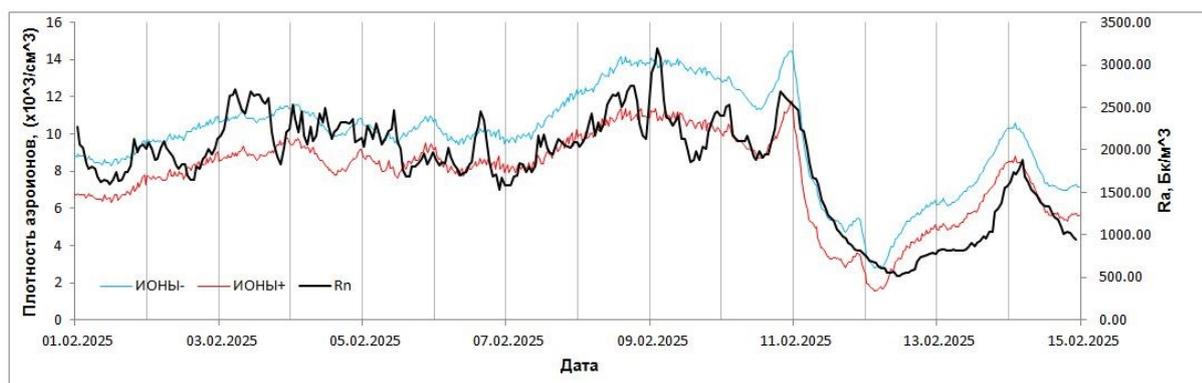


Рис. 2. Первые результаты регистрации вариаций аэроионов в пункте наблюдений с/с «Петропавловск».

Отметим, что концентрация отрицательных ионов на рис. 2 превышает таковую положительных ионов на 25%. При этом, в подземной лаборатории в г. Москва на территории МГУ соотношение ионов инвертировано [4].

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки России (в рамках государственного задания №075-00604-25).

Список литературы

1. Безруков Л.Б., Громцева А.Ф., Заварзина В.П. и др. Наблюдение избытка положительных аэроионов в подземных полостях // Геомагнетизм и аэрномия. 2022. Т. 62. № 6. С. 755-768. <https://doi.org/10.1134/S0016793222060020>
2. Безруков Л.Б., Заварзина В.П., Карпиков И.С. и др. Интерпретация результатов измерения разности потенциалов в озере Байкал // Геомагнетизм и аэрномия. 2019. Т. 59. № 5. С. 666-670.
3. Безруков Л.Б., Заварзина В.П., Курлович А.С. и др. Об отрицательно заряженном слое электрического поля Земли // Доклады Академии наук. 2018. Т. 480. № 2. С. 155-157.
4. Першин С.М., Завозин В.А., Леднев В.И. и др. Лидарный мониторинг динамики аэрозоль, индуцированный аэроионами // Краткие сообщения по физике. 2023. № 12. С. 69-78.
5. Фирстов П.П., Макаров Е.О. Динамика подпочвенного радона на Камчатке и сильные землетрясения. Петропавловск-Камчатский: КамГУ им. Витуса Беринга, 2018. 148 с.
6. Adil M.A., Şentürk E., Pulinets S.A., Amory-Mazaudier C. A lithosphere-atmosphere-ionosphere coupling phenomenon observed before M 7.7 Jamaica earthquake // Pure and Applied Geophysics. 2021. V. 178(10). P. 3869-3886. <https://doi.org/10.1007/s00024-021-02867-z>
7. Bezrukov L.B., Karpikov I.S., Kazalov V.V. et al. Study of the delayed pumping effect in an underground laboratory by correlation analysis of radon and air ion concentrations // Geomagnetism and Aeronomy. 2024. V. 64. P. 102-111. <https://doi.org/10.1134/S0016793223600765>
8. Melnik O., Lyakhovsky N., Shapiro N.M. et al. Deep long period volcanic earthquakes generated by degassing of volatile-rich basaltic magmas // Nature Communications. 2020. V. 11. Art. 3918. <https://www.nature.com/articles/s41467-020-17759-4>
9. Warden Sh., Bleier T., Kappler K. Long term air ion monitoring in search of pre-earthquake signals // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 2019. V. 186. P. 47-60.

Геологические следы субдукционных голоценовых землетрясений и цунами на восточном побережье Камчатки

Пинегина Т.К.

Geologic traces of subduction Holocene earthquakes and tsunamis on the eastern coast of Kamchatka

Pinegina T.K.

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;
e-mail: pinegtk@yandex.ru*

Представлены результаты, полученные в 2024 г. в ходе продолжающихся палеосейсмологических исследований повторяемости и параметров катастрофических землетрясений и цунами в районе Курило-Камчатской зоны субдукции.

Введение

В ходе исследований 2024 г. впервые было проведено детальное картирование отложений исторических цунами 1923 и 1952 гг. на участке Халактырского пляжа побережья Авачинского залива от оз. Котельное до устья р. Налычева; выявлены геологические следы сильного голоценового субдукционного землетрясения, произошедшего напротив южной Камчатки в начале позднего голоцена. Проведенные в 2024 г. исследования являются частью многолетних комплексных палеосейсмологических исследований на побережьях Камчатки и Курильских островов.

Методы и подходы

В ходе экспедиционных палеосейсмологических работ изучалось геологическое и геоморфологическое строение морской аккумулятивной террасы на побережье. В почвенно-пирокластических чехлах (ППЧ), перекрывающих древнюю часть террасы, проводилась идентификация отложений цунами, штормов редкой повторяемости, а также следов вертикальных косейсмических деформаций побережья, сопровождающих сильнейшие землетрясения в зоне субдукции. Косейсмические опускания на аккумулятивных побережьях запечатлены в геологическом строении морских террас в виде погребенных уступов размыва [4]. Датирование отложений цунами, штормов, погребенных уступов и береговых валов проводилось с помощью метода тефрохронологии – по изученным и датированным ранее горизонтам вулканических пеплов [1]. На основе описания многих десятков геологических разрезов в шурфах, проводилось картирование границ горизонтальных седиментологических заплесков сильнейших исторических цунами 1952, 1923 гг. В ходе исследований выполнялись геолого-геоморфологические маршруты, шурфовочные работы с описанием разрезов и отбором образцов, измерения топографических профилей с помощью нивелира, аэрофотосъемка ключевых участков побережья с использованием беспилотного летательного аппарата (БПЛА). На основе съемок с БПЛА строились высокоточные цифровые модели местности (ЦММ) и ортофотопланы.

Полученные результаты

Во время проведения исследований вдоль части побережья Халактырского пляжа общей длиной более 15 км закладывались неглубокие шурфы, в которых описывались отложения цунами 1952 и 1923 гг. (рис. 1). Отложения цунами в данном районе представлены темно-серыми песками, аналогичными штормовым, их мощность в среднем варьирует от нескольких мм до нескольких см. Отложения этих цунами имеют хорошую сохранность в геологических разрезах. Ниже по разрезу располагается горизонт тефры извержения Конуса Штюбеля вулкана Ксудач (КШТ₃) 1907 г. нашей эры [1], который позволяет однозначно отделить отложения недавних исторических цунами от более древних (рис. 2).



Рис. 1. Положение профилей, вдоль которых закладывались шурфы и картировались отложения цунами на побережье. Во врезке в левом верхнем углу показано положение района работ.

Кроме того, в центральной и северо-восточной части Халактырского пляжа в разрезах залегает вулканический шлак от исторического извержения вулкана Авачинский 1945 г. (АВ 1945) [2]. Данная тефра имела узкую ось пеплопада, и на побережье Халактырского пляжа быстро выклинивается. Мощность горизонта варьирует в среднем от 2 до 8 см, но иногда увеличивается до 20 см за счет переноса тальмими водами или передувом. Размерность зерен черного и темно-коричневого шлака – в среднем до 1-2 мм, иногда до 0.5 см. Тефра этого извержения отделяет отложения цунами 1923 г. от отложений 1952 г.

Таким образом, проведенное нами картирование практически исключает ошибку в идентификации отложений и позволяет аккуратно выделить зоны затопления для цунами 1952 и 1923 гг. Ниже тефры Кшт₃ в ЮЗ части исследованного района залегает грубый темный гравий – тефра «Кука» от извержения Авачинского вулкана 1797 г. (АВ 1797, рис. 2).



Рис. 2. Маркирующие горизонты тефры в береговых разрезах Халактырского пляжа на участке от оз. Котельного до р. Налычева.

В СВ части района встречается темный шлак от извержения Авачинского вулкана 1827 г. (АВ 1827; в ЮЗ части пляжа он представлен в единичных шурфах тонкой серовато-розоватой тефрой). Отложения цунами, залегающие стратиграфически выше этой тефры, относятся к 1841 г. [3]. Всего в ходе картирования было заложено и описано 68 шурфов. Пример горизонтов с отложениями цунами показан на рис. 3.



Рис. 3. Отложения цунами 1923 и 1952 гг. Горизонт отложений цунами 1923 г. состоит из чистого песка, горизонт 1952 г. перемешан со шлаком АВ 1945 и отделен почвой от горизонта цунами 1923 г.

На побережье Авачинского залива на ключевых участках была проведена аэрофотосъемка с БПЛА, оснащенного камерой высокого разрешения (4К). На этих участках закладывались шурфы на полный профиль ППЧ. В них описывались геологические разрезы и определялся возраст каждого берегового вала – по нижнему горизонту вулканической тефры, перекрывающей штормовые отложения палеопляжа. Время от начала формирования берегового вала и до того момента, когда он становится неактивным, т.е. выходит из зоны штормовой досягаемости, на Халактырском пляже составляет в среднем 50-75 лет [3]. Эти данные получены на основе возраста древнейшей тефры в ППЧ вала, поделенном на количество береговых валов в сторону моря, включая данный вал.

В ходе исследований на одном из ключевых участков были обнаружены два соседних береговых вала, имеющих большую разницу в возрасте. Шурфы 17 и 18 расположены на двух соседних береговых валах, 18 – ближе к морю. Большая разница валов по возрасту (порядка 3 тыс. (?) лет), и по высоте (древний вал ниже на 1-1.5 м) указывают на длительный существенный размыв морской террасы в промежуток времени между формированием сохранившихся в рельефе соседних береговых валов, что свидетельствует о косейсмическом опускании берега (рис. 4), [4].

Выводы

Детальное картирование отложений исторических цунами на побережье Авачинского залива на участке от оз. Котельного до р. Налычева показало, что, как правило, горизонтальный заплеск цунами 1923 г. в исследуемом районе был более дальним, чем заплеск цунами 1952 г. Вместе с тем, в направлении с ЮЗ на СВ вдоль Халактырского пляжа дальность заплеска 1923 г. уменьшалась, а 1952 г. – увеличивалась. Вероятно, сказывалось экранирующее действие Налычевского мыса и полуострова Шипунского. Очаг землетрясения 1923 г. располагался в южной части Кроноцкого залива, в отличие от очага 1952 г., располагавшегося вдоль южной Камчатки и северных Курил.

Выявлены следы сильного субдукционного палеоземлетрясения, сопровождавшегося крупноамплитудным (порядка 1-1.5 м) опусканием побережья Авачинского залива.

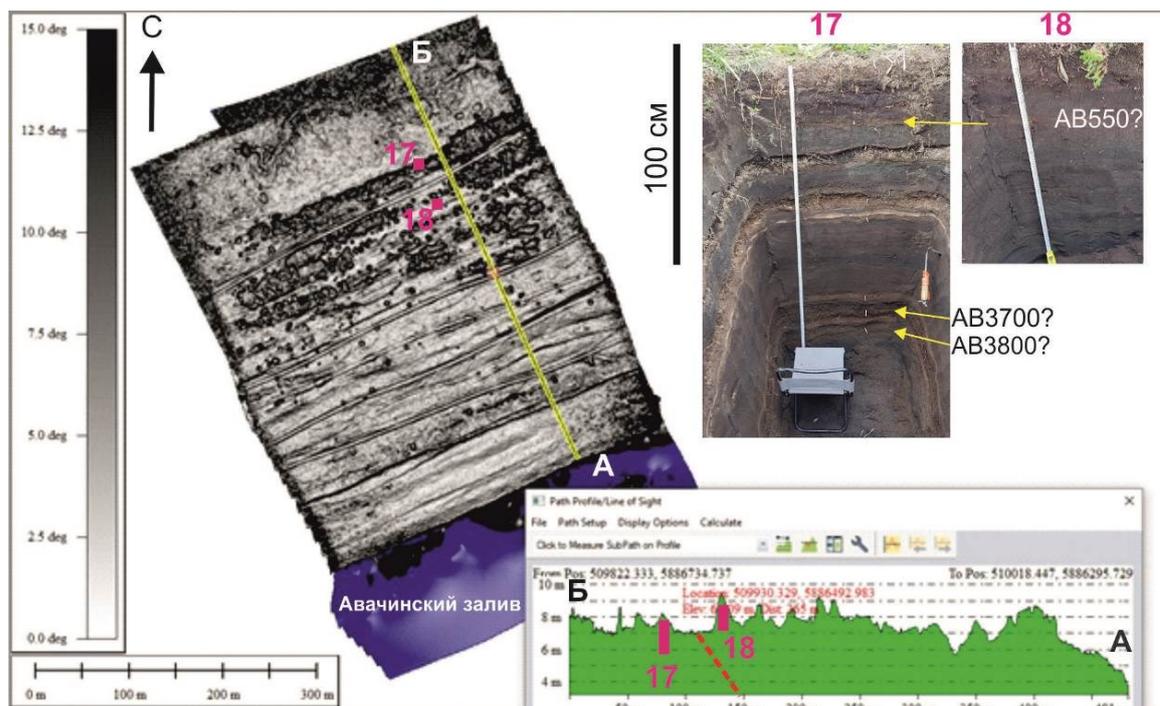


Рис. 4. Пример ЦММ, полученной по результатам аэрофотосъемки с БПЛА (слева). Цветовая шкала ЦММ построена в зависимости от углов уклона рельефа и хорошо подчеркивает положение береговых валов, дорог и прочих антропогенных нарушений. Красными квадратами с цифрами показано положение и номера шурфов. Желтая линия на ЦММ – положение топографического профиля А-Б. На врезке справа внизу показан топопрофиль А-Б, построенный по ЦММ; красные прямоугольники и цифры – положение и номера шурфов. Красная пунктирная линия – примерное положение погребенного уступа размыва террасы в результате косейсмического опускания. Справа сверху – фото шурфов 17 и 18. Желтые стрелки показывают нижние горизонты тефры Авачинского вулкана (АВ) в основании ППЧ и их корреляцию между шурфами (для АВ550); коды тефры (предполагаемые по предварительной полевой интерпретации до проведения аналитических исследований) – их ^{14}C возраст, округленный до 50 лет по [3, 4].

Работа проведена в рамках темы НИР № FWME-2024-0010 Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН.

Список литературы

1. *Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В. и др.* Сильные и катастрофические эксплозивные извержения на Камчатке за последние 10 тысяч лет / Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы / отв. ред. Б.В. Иванов. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 2001. С. 235-252.
2. *Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Двигало В.Н., Базанова Л.И.* Исторические извержения Авачинского вулкана на Камчатке (попытка современной интерпретации и классификации для долгосрочного прогноза типа и параметров будущих извержений). Часть II (1926-1991 гг.) // Вулканология и сейсмология. 1994. № 2. С. 3-24.
3. *Pinegina T.K., Bazanova L.I., Zelenin E.A. et al.* Holocene Tsunamis in Avachinsky Bay, Kamchatka, Russia // Pure and Applied Geophysics. 2018. V. 175. P. 1485-1506. <https://doi.org/10.1007/s00024-018-1830-0>
4. *Pinegina T.K., Bourgeois J., Bazanova L.I. et al.* Coseismic coastal subsidence associated with unusually wide rupture of prehistoric earthquakes on the Kamchatka subduction zone: A record in buried erosional scarps and tsunami deposits // Quaternary Science Reviews. 2020. V. 233. Art. 106171. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106171>

Пространственно-временные изменения полного электронного содержания ионосферы перед Шипунским землетрясением (17.08.2024, $M_w=7.0$). Первые результаты

Полтавцева Е.В.^{1,3}, Сагарьяров И.А.^{1,3}, Гаврилов В.А.^{1,3}, Бусс Ю.Ю.¹, Морозова Ю.В.¹, Титков Н.Н.²

Spatiotemporal changes in the total electronic content of the ionosphere recorded before the Shipunskoye earthquake (17.08.2024, $M_w=7.0$). The first results

Poltavtseva E.V., Sagaryarov I.A., Gavrilov V.A., Buss Yu.Yu., Morozova Yu.V., Titkov N.N.

¹ *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский; e-mail: kianara@mail.ru*

² *Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский*

³ *Камчатский государственный университет им. Витуса Беринга*

В работе представлены результаты мониторинга полного электронного содержания (ПЭС) ионосферы, полученные по данным нового пункта SPNS Камчатской ГНСС-сети. Указанный пункт был установлен на м. Шипунском в июле 2024 г. примерно за месяц накануне сильного Шипунского землетрясения (17.08.2024 г., $M_w=7.0$).

На территории Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона (ППП) с 2005 г. проводится непрерывный комплексный геофизический мониторинг процессов подготовки сильных камчатских землетрясений [6]. В том числе, с недавнего времени проводится мониторинг изменений полного электронного содержания (ПЭС, в англоязычной литературе ТЕС (Total Electron Content)) ионосферы с использованием данных, получаемых на пунктах локальной сети Глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС-сети). При этом был получен ряд результатов, указывающих на связь изменений ПЭС ионосферы с изменениями удельного электрического сопротивления (УЭС) геосреды, а также на появление областей с положительными возмущениями ПЭС в околоэпицентральной зоне будущего сильного близкого землетрясения. В частности, это показано на примере результатов, полученных при подготовке Жупановского землетрясения (30.01.2016 г., $M_w=7.2$) [2-4].

После первых успешных результатов, полученных в ходе совместного анализа данных об изменениях ПЭС ионосферы и данных наземного комплексного геофизического мониторинга [2-4], летом 2024 г. были организованы совместные работы ИВиС ДВО РАН и Камчатского филиала Геофизической службы РАН (КФ ГС РАН) по созданию новой станции Камчатской сети ГНСС-наблюдений на мысе Шипунский (станция SPNS). Выбор в качестве первоочередной именно этой задачи был обусловлен тем, что наиболее вероятным местом следующего сильнейшего ($M \geq 7.7$) землетрясения в Курило-Камчатской дуге, согласно [5], является протяженная сейсмическая брешь в районе Авачинского залива.

Станция SPNS на мысе Шипунский была введена в непрерывную работу 7 июля 2024 г. На станции установлен двухчастотный ГНСС-приемник 4GNSS OC-113, позволяющий вести регистрацию сигналов навигационных систем GPS, GLONASS, Galileo, Beidou. Регистрация сигналов ведется с периодом 30 с.

Методика получения значений наклонного ПЭС ионосферы на луче «приемник-спутник» подробно описана в [1] и реализована в программном обеспечении `tec_suite` (<https://github.com/gnss-lab/tec-suite/issues>), где в качестве входных данных используются RINEX-файлы приемника ГНСС-сети. Дальнейшее преобразование значений наклонного ПЭС в вертикальное (VTEC), а также расчет широты и долготы подионосферных точек, к которым привязываются полученные значения, проводятся с использованием собственных программных средств на языках Python 3.11 и Golang. Созданное программное обеспечение позволяет также визуализировать пространственные изменения ПЭС над выбранной территорией в виде двумерной

интерполированной карты подионосферных траекторий, в качестве метода интерполяции был выбран метод кубических сплайнов. Для получения такой интерполированной карты небольшой области (около 2° широты на 2° долготы) достаточно одной станции ГНСС-сети, если она расположена вблизи центральной части указанной территории.

Шипунское землетрясение, вызвавшее в г. Петропавловск-Камчатский сотрясения силой до 6 баллов по шкале ШСИ-17, произошло спустя немногим более месяца после запуска в работу станции SPNS. При этом эпицентр землетрясения оказался расположенным на расстоянии всего лишь около 23 км от станции. Значение параметра S (отношение длины очага землетрясения к гипоцентральному расстоянию) для этого события составило 58 %, что является самым большим значением для камчатских землетрясений с 2000 г. В этой связи представилась уникальная возможность проследить эволюцию пространственных и временных изменений ПЭС ионосферы непосредственно над зоной будущего эпицентра сильного землетрясения по данным одной станции. На рис. 1 приведены интерполированные карты для темного времени суток за несколько выбранных дней до события. Перед нанесением на карту все значения абсолютного вертикального ПЭС проходили обязательную предобработку – чистку грубых выбросов, помех, а также сглаживание средне медианным фильтром в скользящем окне. Все указанные сутки отличались спокойной геомагнитной обстановкой, значение Dst-индекса не падало ниже -10. За сутки до события в околэпицентральной зоне будущего землетрясения проявились области с повышенными значениями ПЭС.

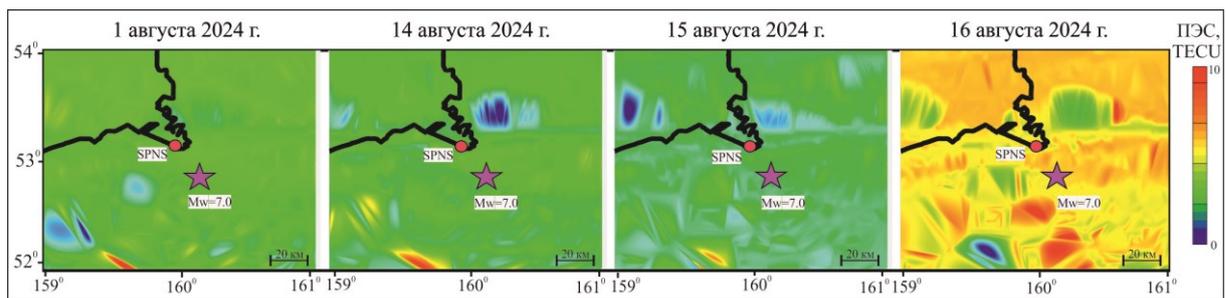


Рис. 1. Двумерные интерполированные карты возмущений ПЭС ионосферы, построенные за темное время суток (21:00-06:00 местного времени) в указанные даты на интервале подготовки Шипунского землетрясения по данным пункта SPNS (красный кружок). Звездочкой отмечено расположение эпицентра.

Для построения временных вариаций ПЭС использовался метод расчета псевдодальностей по фазе [1]. Вследствие возникающей фазовой неоднозначности полученные значения ПЭС не являются абсолютными. Вместе с тем, полученный временной ряд оказался гораздо менее зашумленным в сравнении с результатами, полученными при расчетах по коду. На рис. 2 приведен исходный временной ряд вертикального ПЭС для станции SPNS до и после коррекции от влияния солнечного излучения. Изменения индекса солнечной активности F10.7 имеют 27-суточную периодичность, связанную с периодом оборота Солнца вокруг своей оси. Для устранения влияния солнечной активности из исходного ряда была выделена 27-суточная компонента методами линейной фильтрации, на которую затем была произведена компенсация исходного ряда с использованием метода линейной регрессии (рис. 2г).

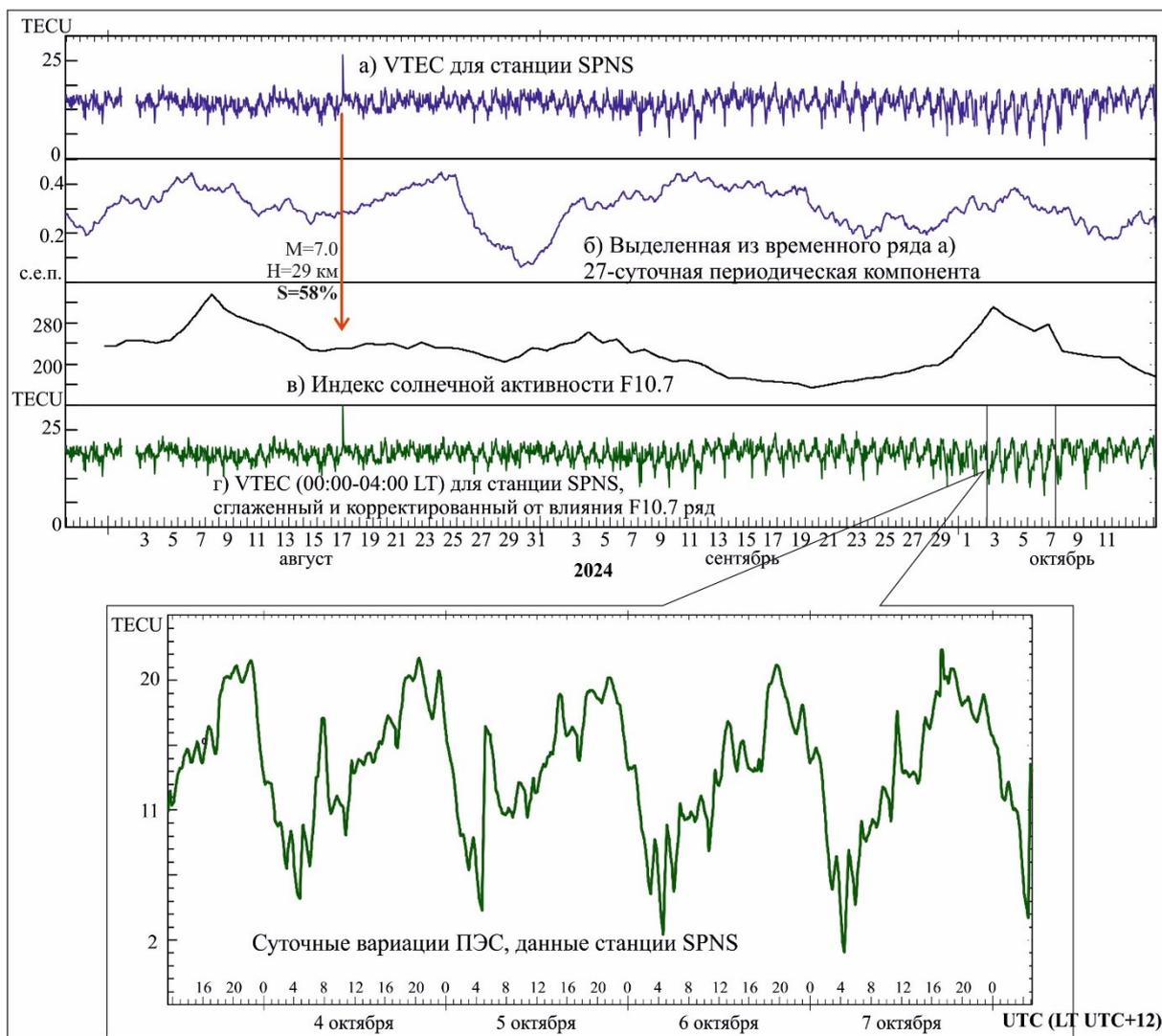


Рис. 2. Изменения вертикального ПЭС (VTEC) ионосферы по данным станции SPNS в период подготовки и реализации Шипунского землетрясения до и после коррекции от влияния индекса солнечной активности F10.7. На врезке показаны суточные вариации изменений ПЭС.

На врезке рис. 2 участок ряда изменений ПЭС представлен в более крупном масштабе. Обращают на себя внимание четкие суточные вариации. Можно видеть, что максимальные значения ПЭС фиксируются в утренние часы после восхода солнца (местное время UTC+12). Можно сделать вывод о достаточно высоком качестве данных изменений ПЭС ионосферы, получаемых по результатам измерений на станции SPNS.

Из приводимых на рис. 1 и рис. 2 результатов можно сделать вывод, что данных даже одной измерительной станции ГНСС-сети может быть достаточно для своевременного детектирования пространственных и временных возмущений ПЭС ионосферы, если расположение ГНСС-приемника выбрано таким образом, что подионосферные траектории равномерно заполняют пространственную область с наиболее вероятным местом эпицентра будущего сильного землетрясения. В этой связи запланированы работы по организации нового пункта ГНСС-наблюдений в районе Вилючинского перевала.

Список литературы

1. Афраймович Э.Л., Первалова Н.П. GPS-мониторинг верхней атмосферы Земли. Иркутск: ГУ НЦ РВХ ВСНЦ СО РАН, 2006. 480 с.
2. Полтавцева Е.В., Гаврилов В.А., Сагарьяров И.А. Мониторинг пространственно-временных изменений полного электронного содержания ионосферы как часть комплексного

- геофизического мониторинга процессов подготовки сильных камчатских землетрясений. Геодинамические процессы и природные катастрофы: тезисы докладов V Всероссийской научной конференции с международным участием, г. Южно-Сахалинск, 27-31 мая 2024 г. / отв. ред. Л.М. Богомолов. Южно-Сахалинск: Ин-т морской геологии и геофизики ДВО РАН, 2024. С. 70. <https://doi.org/10.30730/978-5-6044483-5-9.2024-8>
3. *Полтавцева Е.В., Гаврилов В.А., Сагарьяров И.А.* Отражение процессов подготовки сильных камчатских землетрясений в формировании возмущений полного электронного содержания ионосферы // Материалы 22-й Международной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса», Москва, ИКИ РАН, 11-15 ноября 2024 г. С. 451. <https://doi.org/10.21046/22DZZconf-2024a>
 4. *Полтавцева Е.В., Гаврилов В.А., Сагарьяров И.А. и др.* Первые результаты мониторинга пространственно-временных изменений полного электронного содержания ионосферы, связанных с подготовкой сильных камчатских землетрясений // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XXVII ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский, 2024. С. 187-190.
 5. *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.
 6. *Gavrilov V.A., Dshcherevskii A.V., Vlasov Y.A. et al.* Network of multidisciplinary borehole measurements at the Petropavlovsk-Kamchatsky geodynamic testing area // Seismic Instruments. 2022. V. 58. P. 121-138. <https://doi.org/10.3103/S0747923922020050>

К вопросу об оценке результативности прогнозов

Салтыков В.А.

On the assessment of the effectiveness of forecasts

Saltykov V.A.

Камчатский филиал ФИЦ «Единая геофизическая служба Российской академии наук»,

г. Петропавловск-Камчатский

e-mail: salt@emsd.ru

Одной из основных задач Камчатского филиала Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений (КФ РЭС) является оценка подаваемых прогнозов сильных землетрясений. Описаны подходы к первичной оценке работоспособности прогностической методики в условиях отсутствия статистики ее использования. Представлены примеры такого анализа.

Одной из основных задач Камчатского филиала Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений и оценке сейсмического риска (КФ РЭС) является оценка подаваемых прогнозов сильных землетрясений [2]. И если оценка реализации прогноза не вызывает сложностей: в первом приближении прогноз считается оправдавшимся в случае полного соответствия всех параметров прогнозируемого землетрясения параметрам реально произошедшего события, то предварительная, на время подачи прогноза, оценка качества прогноза в каком-либо виде часто бывает затруднительна. Особенно это касается новых или недавно представляемых прогностических методик, то есть методик «без истории» в КФ РЭС.

Исходя из опыта работы КФ РЭС в течение 25 лет, следует разделять некоторые типичные ситуации, связываемые с подачей прогностических заключений, их экспертизой и оценкой их реализации:

1. Впервые подаваемый прогноз. Формулировка прогноза соответствует требованиям КФ РЭС.

2. Относительно новая методика прогнозирования. Статистика результативности методики отсутствует.

3. Имеющиеся в КФ РЭС материалы (представление или опубликование авторами собственного ретроспективного анализа) поведения предвестника в течение длительного времени с указанием интервалов тревог, ложных тревог, пропуска цели.

4. Достаточно продолжительная история подачи прогностических заключений по определенной методике. Наличие статистики реализации прогнозов.

Очевидно, что все эти ситуации различны и поэтому требуют разных методических подходов к их анализу, позволяющих сформировать некую оценку качества прогнозов. Ситуации перечислены в хронологическом порядке их возникновения, что соответствует увеличению их желательности и корректности для экспертизы. В данной работе автор ограничился ситуациями 1 и 2.

Ниже показаны подходы, используемые в КФ РЭС при анализе качества поступающих прогнозных заключений и, соответственно, используемых прогностических методик. Для демонстрации применения этих подходов приведены модельные прогнозы, основанные на реальных прогнозах и полностью им соответствующие на качественном уровне. Во избежание конфликта интересов и нарушения авторских прав в статье не приводятся имена авторов неопубликованных прогнозов и не указаны методики, по которым они составлялись.

Ситуация 1. Оценка прогноза. Впервые подаваемый прогноз

Задача КФ РЭС – 1) оценить вероятность случайного возникновения события с прогнозируемыми параметрами, 2) оценить условия применимости предлагаемой формулировки прогноза. Используемая схема оценки иллюстрируется двумя примерами с соответствующими пояснениями.

Прогноз 1. Формулировка: «В течение 50 дней (даты указаны) ожидается землетрясение с магнитудой $M \geq 5.5$ в круговой области радиусом $R=400$ км (координаты центра указаны)».

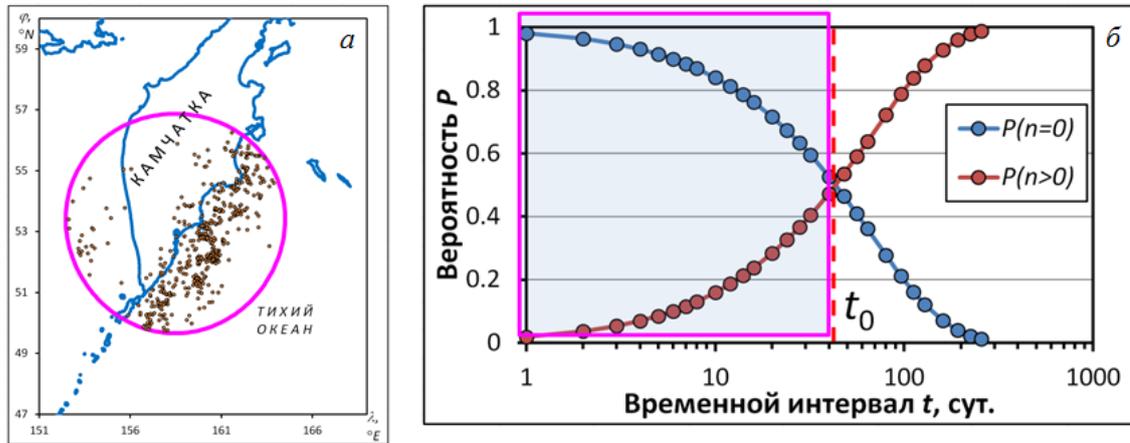


Рис. 1. а) Схема Камчатки. Окружностью ограничена территория Прогноза 1. Точками обозначены эпицентры землетрясений с магнитудой $M \geq 5.5$ за время детальных сейсмологических наблюдений на Камчатке (по данным каталога 1962-2024 гг.). б) Вероятность случайного возникновения/отсутствия землетрясения, соответствующего Прогнозу 1 в течение временного интервала t . Пунктир, соответствующий временному интервалу t_0 , отмечает совпадение двух вероятностей. Тонированный прямоугольник отмечает область, представляющую интерес при прогнозировании землетрясений, указанных в Прогнозе.

Анализ:

1. Из каталога Камчатского филиала Единой геофизической службы РАН (КФ ЕГС РАН) за все время детальных сейсмологических наблюдений (1962-2024 гг.) [1] сделана выборка всех землетрясений, соответствующих классу прогнозируемых по месту и магнитуде (рис. 1а).

2. Определена доля временных интервалов шириной t от 1 сут. до 64 сут., в которых отсутствуют землетрясения прогнозируемого класса, которую рассматриваем как оценку вероятности отсутствия землетрясений в течение времени $t - P(n=0)$ (рис. 1б).

3. Доля интервалов с землетрясениями, соответствующая оценке вероятности появления хотя бы одного землетрясения за время t , равна $P(n>0) = 1 - P(n=0)$ (рис. 1б). Считается, что попадание в один тревожный интервал нескольких землетрясений не означает несколько успешных реализаций одного прогноза, поэтому важен лишь факт «непустого» интервала, без детализации числа землетрясений в нем.

4. Подчеркнем, что $P(n>0)$ и $P(n=0)$ являются оценками вероятности «случайного» появления/отсутствия землетрясений за время t и к рассматриваемому Прогнозу прямого отношения не имеют. Очевидно, что если $P(n>0) > P(n=0)$ для некоего t^* (то есть вероятность случайного возникновения землетрясения больше вероятности его отсутствия), то необходимость в прогнозе землетрясения для временного интервала t^* отсутствует.

5. Точка пересечения зависимостей $P(n=0)$ и $P(n>0)$, то есть время t_0 , когда $P(n=0) = P(n>0) = 0.5$, определяет интервал состоятельности прогноза и временной масштаб прогнозирования. В данном случае $t_0 \approx 40$ сут. (рис. 1б). Соответственно, рассматриваемый Прогноз относится к классу краткосрочных [2].

6. Отмечается, что заявленное авторами время тревоги t_{alarm} на 25 % превышает экспертную оценку состоятельности Прогноза 1 – $t_0 \approx 40$ сут., то есть во временных рамках, определенных авторами, вероятность случайного возникновения землетрясения превышает вероятность его отсутствия, что в целом лишает Прогноз смысла. Однако, при возникновении землетрясения в первые 40 суток действия Прогноза 1, он будет

признан оправдавшимся. В отсутствие ожидаемого землетрясения, по прошествии времени $t_0=40$ сут. Прогноз 1 будет рассматриваться как неоправдавшийся, хотя срок, определенный авторами, еще не закончится.

Прогноз 2. Формулировка: «В течение двух недель (даты указаны) ожидается землетрясение с магнитудой M на гипоцентральной расстоянии R от точки (координаты указаны), связанными соотношением $M \geq 0.84 + 2.27 \cdot \lg R$ ».

Предложенная авторами формулировка зависимости M - R устанавливает минимальную магнитуду M_{\min} землетрясения, ожидаемого на расстоянии R , и максимальное расстояние R_{\max} , на котором ожидается землетрясение с магнитудой M . Такая неопределенность территории прогноза является кажущейся и не противоречит требованиям КФ РЭС к формулировкам прогноза. Схема анализа – прежняя.

Точка пересечения зависимостей $P(n=0)$ и $P(n>0)$, для условий Прогноза 2 – $t_0 \approx 220$ сут. (рис. 2б). В этом случае рассматриваемый Прогноз относится к классу среднесрочных [2]. Учитывая заданное время тревоги $t_{\text{alarm}} = 2$ недели, вероятность случайного возникновения землетрясения крайне мала: $P(n>0) \approx 0.04$, что в случае успеха предполагает высокую эффективность.

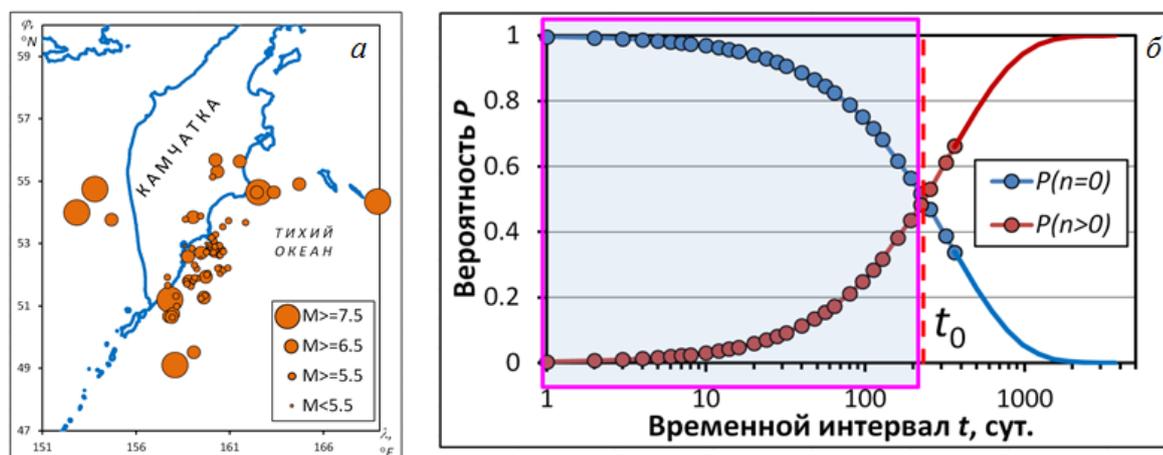


Рис. 2. а) Схема Камчатки. Территория Прогноза 2 определена соотношением «Магнитуда–Расстояние». Точками обозначены эпицентры землетрясений за время детальных сейсмологических наблюдений на Камчатке (по данным каталога 1962-2024 гг.), соответствующие этому соотношению. б) Вероятность случайного возникновения/отсутствия землетрясения, соответствующего Прогнозу 2 в течение временного интервала t . Все элементы графика аналогичны рис. 1б. Точки определены по реальному каталогу, сплошная линия является экстраполяцией.

Ситуация 2. Оценка реализации прогноза. Относительно новая методика прогнозирования. Статистика результативности мала либо отсутствует

Задача КФ РЭС – оценить не столько факт соответствия произошедшего землетрясения прогнозному заключению (что тривиально), сколько подтвердить неслучайность этого соответствия. Частым случаем является пролонгирование авторами прогноза. Очевидно, что оценка реализации такого прогноза не может быть дана лишь на основе последнего по времени заключения, так как по сути (но не по форме) серия последовательных прогностических заключений, реализованная одним землетрясением, является единым прогнозом. Подходы КФ РЭС демонстрируются на примере.

Реализация 1.

Во время действия Прогноза 1 (на 26 день от подачи заключения), рассмотренного выше, произошло землетрясение с магнитудой $M=6.3$ (рис. 3) в пределах обозначенной в Прогнозе круговой области (рис. 1а).

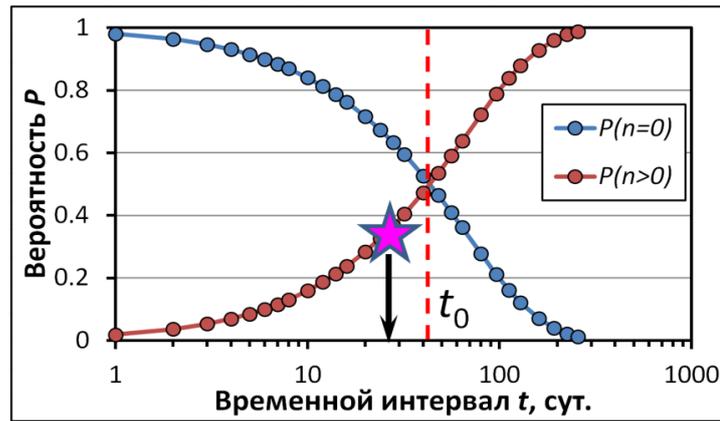


Рис. 3. Вероятность случайного возникновения/отсутствия землетрясения, соответствующего Прогнозу 2. Звездочка соответствует значению $P(n>0)$ для времени возникновения прогнозируемого землетрясения.

1. Землетрясение соответствует всем параметрам, указанным авторами в прогнозном заключении.

2. Выше указывалось, что длительность ожидания $t_{\text{alarm}} = 50$ сут., согласно Прогнозу 1, превышает время состоятельности этого Прогноза $t_0 = 40$ сут. Однако, для времени реальной тревоги $t_{\text{real}} = 26$ сут. $P(n=0) > P(n>0)$, поэтому Прогноз 1 считается оправдавшимся.

3. Для оценки качества оправдавшегося прогноза введена оценка «статистическая мощность прогноза» $N_t = P(n=0)/P(n>0)$ на момент спрогнозированного землетрясения. Для Реализации 1: $N_t = 1.8$ при $t = t_{\text{real}} = 26$ сут. Нижним пределом возможных значений при условии состоятельности прогноза является $N_t = 1$.

Вместо заключения

Авторы часто продлевают нереализованные прогнозы. Обычно это относится к методикам, для которых время тревоги согласно заключению $t_{\text{alarm}} \ll t_0$. Такие серии заключений подаются, как правило, регулярно по завершению предыдущего интервала ожидания. Методика анализа в этом случае не меняется. При этом наличие единичных пропусков в подаче прогнозов также не требует изменения методики анализа. Более того, методика анализа не изменится даже при изменении авторских формулировок во время такой «серии» (разумеется с коррекцией вероятностей).

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки России (в рамках государственного задания № 075-00604-25) и с использованием данных, полученных на уникальной научной установке «Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира».

Список литературы

1. Каталог землетрясений Камчатки и Командорских островов (1962 г. – наст. вр.). [Электронный ресурс] // Единая информационная система сейсмологических данных КФ ФИЦ ЕГС РАН. URL: <http://sdis.emsd.ru/info/earthquakes/catalogue.php>
2. Чебров В.Н., Салтыков В.А., Серафимова Ю.К. Прогнозирование землетрясений на Камчатке. По материалам работы Камчатского филиала Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений, оценке сейсмической опасности и риска в 1998-2009 гг. М.: Светоч Плюс, 2011. 304 с.

Нейросетевое детектирование отображений динамики характеристик высокочастотной акустической эмиссии в периоды, предшествующие, и периоды, следующие за сильными землетрясениями на Камчатке

Сенкевич Ю.И.

Neural network detection of dynamics of high-frequency acoustic emission in periods preceding and following strong earthquakes in Kamchatka

Senkevich Yu.I.

Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

e-mail: senkevich@ikir.ru

Проведены исследования по выделению специфических отклонений характеристик сигнала высокочастотной акустической эмиссии с использованием методов искусственного интеллекта, проявляющихся в периоды, предшествующие сильным землетрясениям, и периоды после таких землетрясений.

Введение. Изучение акустического поля Земли имеет важное практическое значение для разработки методов оценки сейсмической опасности. Источником акустической энергии служит поле упругих напряжений в различных слоях земной коры. Акустическое поле в звуковом диапазоне частот является частью высокочастотной акустической эмиссии (АЭ) – явления генерации упругих волн, вызванных перестройкой в структуре материалов, находящихся в напряженно-деформированном состоянии. В Лаборатории акустических исследований ИКИР изучаются изменения характеристик сигнала АЭ, связанные с сейсмическими событиями, вызывающими перераспределение упругих деформаций в ходе релаксации и диталансии. Процессы в очаге готовящегося землетрясения вызывают изменение напряженно-деформированного состояния земной коры на значительном удалении от самого очага. Установлена связь сейсмических явлений с наблюдаемой АЭ [4, 6, 7]. Результаты наших исследований [2, 3] согласуются с известными моделями генерации акустической эмиссии, вызванной изменениями напряженно-деформированного состояния осадочных пород [5, 8]. Результаты анализа характеристик сигналов АЭ с использованием методов искусственного интеллекта позволяют фиксировать изменения состояния среды в периоды подготовки землетрясений и после них.

Постановка задачи исследования. Дана база данных аудиозаписей АЭ $\{\Omega, <\}$, упорядоченная по времени приема сигнала ($t_i < t_{i+1}$) за многолетний период наблюдений Ω , представленная равными эпизодами записи (файлами) по $\omega=15$ минут. Сигнал АЭ получен из одной точки приема. Выбрана последовательность моментов времени начала землетрясений $\{\tau(d, w), <\}$, отвечающих критериям удаленности d и мощности w по отношению к точке приема за тот же период наблюдений Ω . Сформированы подмножества аудиозаписей ($\{u_{pre}\}, \{u_{post}\}, \{u_{fon}\} \subset \Omega$), объединяющие наблюдения до и после моментов каждого из землетрясений за задаваемый период времени $\theta=n\omega$ (n – число вмещаемых аудиофайлов АЭ), а также подмножество аудиозаписей с периодами наблюдений, не привязанными к моментам землетрясений. Подмножества не пересекаются ($\{u_{pre}\} \cap \{u_{post}\} \cap \{u_{fon}\} = \emptyset$).

Требуется через преобразование F сформированных подмножеств аудиофайлов получить новые множества ($S_{pre}=F\{u_{pre}\}, S_{pos}=F\{u_{post}\}, S_{fon}=F\{u_{fon}\}$), которые бы отражали динамику изменения характеристик сигнала АЭ за периоды $-\theta$ для каждого элемента исходных подмножеств аудиофайлов. Определить существование принадлежности элементов внутри каждого из полученных множеств когнитивными методами ($S_{pre} \in S_{pre}, S_{pre} \notin S_{pos}, S_{pre} \notin S_{fon}; S_{pos} \in S_{pos}, S_{pos} \notin S_{pre}, S_{pos} \notin S_{fon}; S_{fon} \in S_{fon}, S_{fon} \notin S_{pre}, S_{fon} \notin S_{pos}$) и, если таковая принадлежность существует, разработать архитектуру устройства классификатора, который с лучшей достижимой степенью достоверности может распознавать принадлежность элементов одному из полученных множеств ($S_{pre}, S_{pos}, S_{fon}$).

Подготовка данных. Для решения поставленной задачи выбрана база данных сигналов АЭ лаборатории акустических исследований ИКИР за 3 года (2017-2019 гг.), собранная по результатам регистрации сигнала пьезокерамического гидрофона, обеспечивающего прием в диапазоне частот от 0.1-10000 Гц в пункте наблюдений «Карымшина». Оцифровка регистрируемого сигнала производилась с частотой дискретизации 48 кГц профессиональной звуковой картой M-Audio. Расчетная полусфера приема с импульсного потока АЭ в принимаемом частотном диапазоне составляет от 10 до 30 м. По результатам бурения, приповерхностные породы в пункте «Карымшина» Камчатского филиала ФИЦ ЕГС РАН являются осадочными с толщиной слоя примерно 50 м [2]. В 170 м от гидрофона есть скважина № 99-8 Камчатского филиала ФИЦ ЕГС РАН глубиной 19 м. Ее геологическая колонка представлена валунно-галечными отложениями с песчано-глинистым заполнением (0-5 м), глыбово-щебнистыми отложениями с глинистым заполнителем (5-14 м) и валунно-галечными отложениями с песчаным заполнителем (14-19 м). Таким образом, согласно [4], основная часть принимаемых источников АЭ описывается свойствами фракций геологической колонки, представляющих приповерхностные осадочные породы.

Для экспериментов отобраны землетрясения, произошедшие в период с сентября 2016 г. по декабрь 2019 г., с энергетическим классом K_S не менее 10.0. В региональном сейсмическом каталоге [1, 9] зарегистрировано 981 такое событие. Из них были отобраны 28 землетрясений, для которых выполнялось условие (1):

$$D/R_D < 1, R_D = 10^{0.43(K_S - 4.6)/1.5}, \quad (1)$$

где R_D – радиус зоны Добровольского, D – расстояние от пункта наблюдений до гипоцентра землетрясения, K_S – магнитуда землетрясения.

Выделены три упорядоченных последовательности. Первая – «pre» объединяет 28 элементов последовательности, представляющих фрагменты сигнала, предшествующие моментам начала каждого из выбранных землетрясений на заданных временных интервалах в 15 суток. Вторая – «post» объединяет 28 элементов из фрагментов сигнала, следующих после момента начала каждого землетрясения на таких же по величине временных интервалах. Третья – «fon» в 305 элементов с аналогичной предыдущим элементам временной размерностью выбрана таким образом, чтобы не перекрывать временные интервалы элементов предыдущих последовательностей.

Методика экспериментов. Для проверки информативности проведен кластерный анализ признаков сигналов АЭ для выбранных последовательностей. Для этого фрагменты последовательностей преобразовывались в матрицы методом структурно-лингвистического преобразования [10] и сравнивались как графические формы. За время ω в результате последовательной обработки файлов получают векторы значений определенной характеристики сигнала (например, серии межимпульсных интервалов) (X_1, X_2, \dots, X_u) , где u – размер последовательности. Для серии из $n = \theta/\omega$, получим множество $\{X, <\}$ векторов измерений. Составим из этих векторов матрицу вида (2), которая в графическом формате может быть представлена трехмерным изображением.

Матрица (2) отражает динамику выбранной характеристики с дискретностью ω в масштабе измерения θ , (далее – отображение).

$$U = \begin{Bmatrix} X_{1,u} & X_{2,u} & X_{n,u} \\ X_{1,2} & X_{2,2} & X_{n,2} \\ X_{1,1} & X_{2,1} & X_{n,1} \end{Bmatrix}. \quad (2)$$

Для проведения экспериментов выбрана характеристика символического представления сигнала АЭ [10]. Упорядоченным последовательностям отображений БД – «pre», «post» и «fon» добавлены соответствующие метки – 0,1,2 для получения связанных кортежей «объект-метка». После объединения всех последовательностей и перемешивания дата-фрейм подвергается очистке от выбросов, выравнивается по элементам в классах с проведением аугментации элементов по смещению, нормированию и сжатию. Проводится кластеризация, обучение и тестирование нейросети. Для детектирования синтезирована нейронная сеть – классификатор на основе архитектуры ResNet, состоящая из трех остаточных блоков и двух полносвязных слоев.

Результаты экспериментов. На рисунке представлены результаты процесса обучения разработанного классификатора. Предельные результаты достигаются на итерациях порядка 28-30. Обучение проходит без скачков, что указывает на качественное разделение исходных данных и правильно подобранные глобальные параметры работы нейросети. Эпизодически за эпоху обучения проявляются всплески доли ошибочного выбора, что может быть причиной как ограниченного набора обучающей выборки по определенным классам, так и недостаточной очистки фонового набора отображений. Продолжение процесса обучения на интервалах эпохи обучения выше 60 вызывает реакцию переобучения сети.

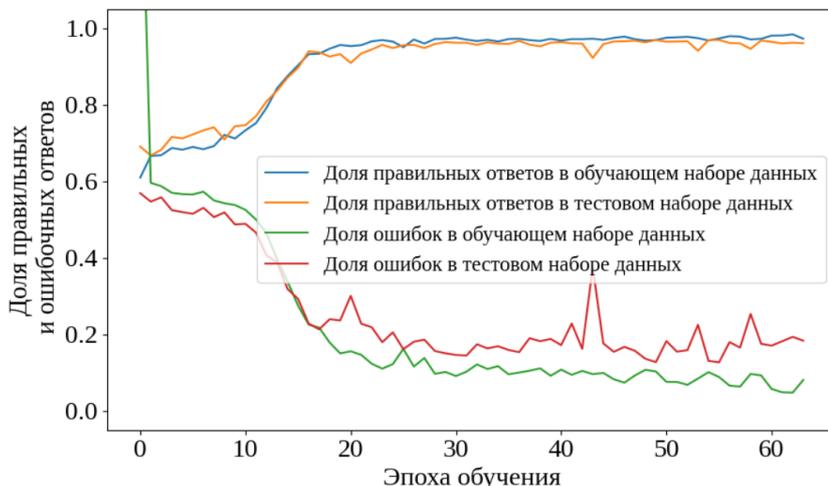


Рисунок. График процесса обучения нейронной сети с синтезированной архитектурой ResNet.

В таблице выведена матрица ошибок (матрица «путаница»), на которой наглядно отражены финальные результаты детектирования нейросети на тестовой выборке. Средняя точность предсказания составила 95 %. Средняя величина доли ошибочных решений – 24 %. В ячейках по главной диагонали – значения доли правильно предсказанных ответов для классов. На остальных пересечениях столбцов и строк классов показаны доли ошибочных решений нейронной сети.

Выводы. Для обеспечения эффективного детектирования признаков сильных землетрясений по данным измерений АЭ выполняется преобразование сигнала АЭ в 3D графические формы, позволяющее отражать динамику выбранных характеристик сигнала на заданных временных интервалах.

Таблица. Матрица результатов тестовой проверки нейросети

Определенные нейросетью классы	post	0.96	0.03	0.02
	pre	0.06	0.92	0.02
	fon	0	0.01	0.98
	post	pre	fon	
	Предопределенные классы			

Для получения устойчивых результатов работоспособности синтезированной нейронной сети в рамках ограниченного объема данных необходимо проводить их очистку, нормирование и аугментацию.

В процессе обучения нейронной сети наблюдаются незначительные скачки и неустойчивые колебания долей принятия правильных и ошибочных решений, указывающие на остаточную «зашумленность» подготовленных данных.

Результаты проведенных экспериментов применения нейросетевого детектирования для определения периодов, предшествующих землетрясениям, и следующих за ними периодов могут интерпретироваться только как оценочные, поскольку для получения надежной статистики требуется дальнейшее накопление верифицированных фактов и продолжение экспериментальных проверок. Вместе с тем, результаты проведенной работы обнадеживают и указывают на перспективность выбранного направления исследований.

Работа выполнена за счет Государственного задания ИКИР ДВО РАН (№ 124012300245-2).

Список литературы

1. Камчатский филиал ФИЦ ЕГС РАН. Каталог землетрясений Камчатки и Командорских островов [Электронный ресурс]. URL: <http://sdis.emsd.ru/info/earthquakes/catalogue.php> (дата обращения: 05.02.25).
2. *Марпулец Ю.В., Шевцов Б.М., Ларионов И.А. и др.* Отклик геоакустической эмиссии на активизацию деформационных процессов при подготовке землетрясений // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31. № 6. С. 59-67.
3. *Муратов П.В., Руленко О.П., Марпулец Ю.В., Солодчук А.А.* Электрический и акустический отклик приповерхностных осадочных пород на прохождение сейсмических волн от землетрясений // Вестник КРАУНЦ. Физ.-мат. науки. 2018. № 5(25). С. 62-73.
4. *Салтыков В.А., Кугаенко Ю.А.* Развитие приповерхностных зон дилатансии как возможная причина аномалий в параметрах сейсмической эмиссии перед сильными землетрясениями // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31. № 1. С. 96-106.
5. *Соболев Г.А., Пономарев А.В.* Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 2003. 270 с.
6. *Спивак А.А., Рыбнов Ю.С.* Акустические эффекты сильных землетрясений // Физика Земли, 2021. № 1. С 41-50. DOI: 10.31857/S0002333721010099
7. *Сычев В.Н., Богомолов Л.М.* Потенциал методов нелинейной динамики для анализа геофизических рядов и сейсмичности // Солнечно-земные связи и физика предвестников землетрясений VI международная конференция 9-13 сентября 2013 г., с. Паратунка, Камчатский край. ИКИР ДВО РАН, 2013. С. 79.
8. *Чеботарева И.Я., Володин И.А., Драгим В.В. и др.* Акустические эффекты при деформировании структурно неоднородных сред // Акустический журнал. 2017. Т. 63. № 1. С. 84-93.
9. *Чеброва А.Ю., Чемарёв А.С., Матвеев Е.А., Чебров Д.В.* Единая информационная система сейсмологических данных в Камчатском филиале ФИЦ ЕГС РАН: принципы организации, основные элементы, ключевые функции // Геофизические исследования. 2020. Т. 21. № 3. С. 66-91.
10. *Senkevich Yu.I.* Search for Hidden Patterns in Acoustic and Electromagnetic Pulse Signals // 2020 XXIII International Conference on Soft Computing and Measurements (SCM). IEEE, 2020.

Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на I 2025–XII 2029 гг. Модель детального мониторинга регионального сейсмического процесса

Соломатин А.В.

Long-term seismic forecast for the Kuril-Kamchatka Arc: I 2025-XII 2029. Detailed regional seismic monitoring model

Solomatina A.V.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: alf55@mail.ru

Представлены актуальные данные долгосрочного сейсмического прогноза (ДССП) на 2025-2029 гг., полученные на основе метода С.А. Федотова, для Курильских островов и Камчатки. В работе также уделено внимание построению сценария подготовки событий регионального энергетического класса $K \geq 12$.

Долгосрочный сейсмический прогноз на I 2025 – XII 2029 гг.

На основе базового метода ДССП [2, 3] представлен прогноз наиболее сильных землетрясений для Курило-Камчатского региона на период с I 2025 по XII 2029 гг. Основные результаты исследования следующие.

Наиболее высокая сейсмическая опасность сохраняется в районе города Петропавловск-Камчатский (рисунок, прогнозные участки 11-13), где вероятность возникновения землетрясения с магнитудой $M \geq 7.7$ – $P(M \geq 7.7)$ и интенсивностью воздействия $I = 7-9$ баллов в Петропавловск-Камчатской городской агломерации в течение пяти лет достигает 50.2 %. Вероятность того, что величина I достигнет 9 баллов с катастрофическими для городской агломерации последствиями, превышает 18.1 %, что в 4-5 раз выше среднего значения для всей Курило-Камчатской сейсмогенной зоны, которая, в свою очередь, является наиболее сейсмически активным регионом России.

На Курильских островах вероятность сильнейшего землетрясения существенно ниже. Здесь наибольшая вероятность возникновения сильнейшего события относится к району Средних Курильских островов, участкам 6, 8 и 9. Вероятность такого события в них оценивается величинами: 8 %, 3.1 % и 9.3 %, соответственно.

Пятилетняя повышенная опасность сильнейшего землетрясения отмечается также для района Камчатского залива (участок 15), где вероятность $P(M \geq 7.7)$ составляет 12.1 %. В то же время, эта величина в значительной степени связана с последствиями сильнейшего Ближне-Алеутского землетрясения 2017 г. Также существует опасность возникновения землетрясения в районе мыса Сириха и полуострова Немуро (участок 1), где вероятность $P(M \geq 7.7)$ составляет 3.9 %.

Представленный долгосрочный сейсмический прогноз следует использовать в качестве важной основы для принятия необходимых государственных мер по предотвращению катастрофических последствий и ущерба в Камчатском крае. Для этого в наиболее угрожаемых районах, в частности, в г. Петропавловск-Камчатский, необходимо ежегодно увеличивать количество граждан, проживающих в сейсмоустойчивых зданиях.

Приведенный сейсмический прогноз является одновременно прогнозом больших цунами в качестве последствий ожидаемых сильнейших землетрясений в прибрежной зоне Курильских о-вов и Камчатки.

Введение: о проблеме мониторинга сейсмического процесса

Сейсмоактивная среда представляет собой чрезвычайно сложный для изучения объект. Это обусловлено ее многоуровневой структурой, охватывающей широкий диапазон пространственно-временных и энергетических характеристик, а также факторами различной природы, часть из которых до сих пор остаются неизученными.

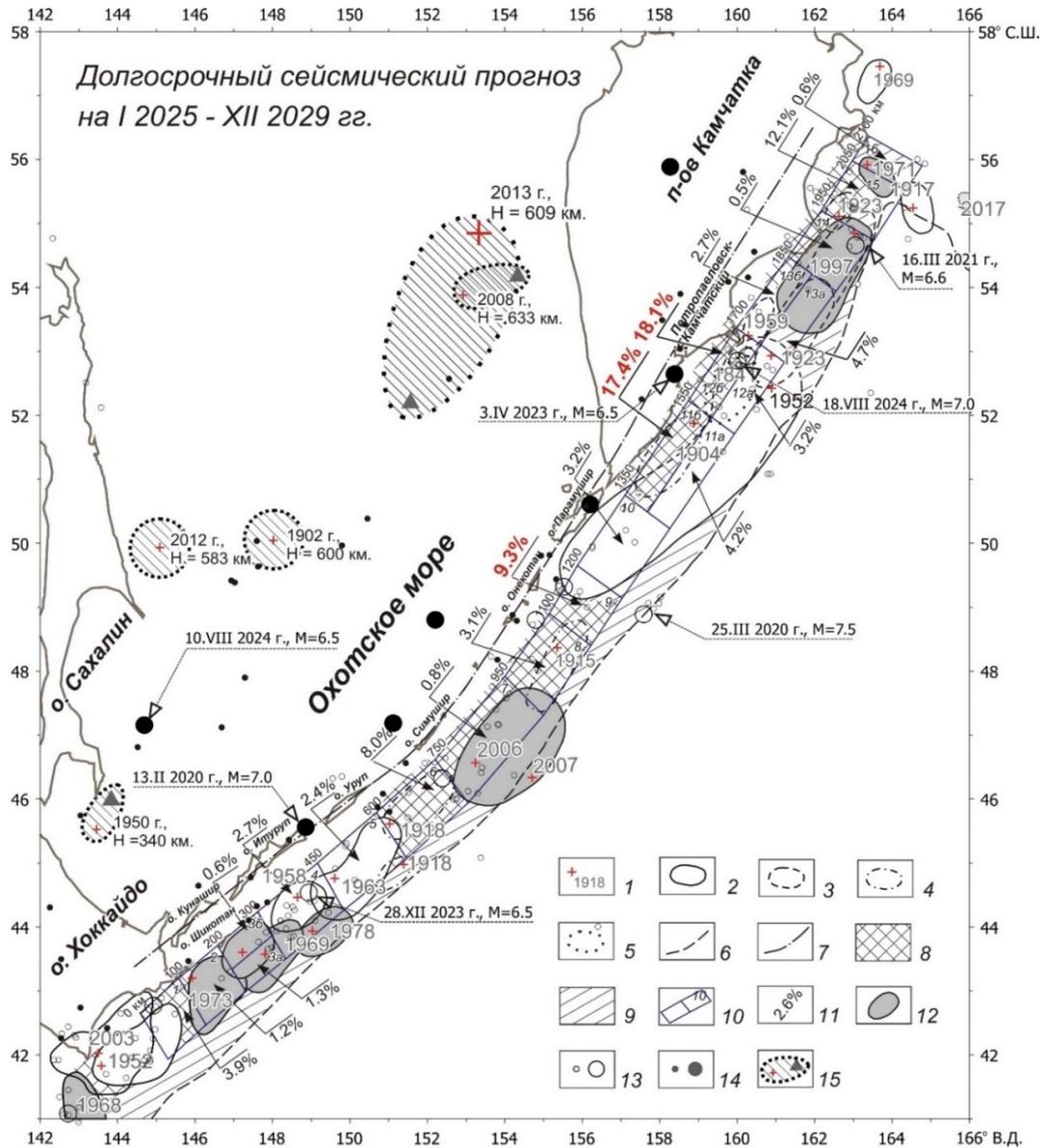


Рисунок. Карта долгосрочного сейсмического прогноза для Курило-Камчатской дуги на период I 2025 – XII 2029 гг. и очагов уже реализовавшихся сильнейших ($M \geq 7.7$) землетрясений: 1 – инструментальные эпицентры и годы главных толчков сильнейших землетрясений; 2-5 – границы их очагов, проведенные с различной точностью; 6-7 – оси глубоководных желобов и вулканического пояса Курило-Камчатской дуги; 8-9 – наиболее вероятные и возможные места следующих сильнейших землетрясений; 10-11 – границы, номера участков прогноза и вероятности неглубоких сильнейших землетрясений в них в I 2025 – XII 2029 гг.; 12 – области очагов сильнейших землетрясений, которые произошли после 1965 г. в предсказанных сейсмических брешах; 13 – эпицентры более слабых неглубоких землетрясений за период I 2020 – XII 2024 гг., меньший кружок, соответствует $m_b = 5.0-5.9$, больший – $M = 6.0-7.5$, $H < 80$ 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.

Современные методы наблюдения за сейсмическим процессом, использующие такие его параметры, как сейсмическая активность A_{10} , нормированная выделившаяся сейсмическая энергия D [2], наклон графика повторяемости γ , а также некоторые другие, не могут в полной мере отразить свойства сейсмического процесса на разных уровнях и в разных аспектах его проявления.

Предполагая первоочередную важность прогноза наиболее опасных, – сильнейших землетрясений, необходимо, тем не менее, отметить, что оперативный

сейсмический мониторинг является также важной задачей. Именно мониторинг позволяет отслеживать соответствие сейсмического процесса на завершающих этапах подготовки сильнейших землетрясений прогнозным сценариям его развития.

В данной работе автор представляет методику детального мониторинга сейсмического процесса, которую он разрабатывает для решения сейсмологических задач Совета по прогнозу землетрясений и извержений Института вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН.

Р-шкала как основа изучения свойств сейсмического процесса

Рассмотрим некий параметр $X(t)$, который, как предполагается, описывает определенные свойства сейсмического процесса и представлен дискретной временной последовательностью. На основе гипотетически представительной выборки значений X построим нормированную ранговую статистику – P . Соотношение $P(X)$ играет важную роль в дальнейшем, поэтому введем для него специальное общее определение: Р-шкала исследуемых параметров.

Р-оценка – $P(t)$ для очередного наблюдаемого значения $X(t)$ по построению представляет собой вероятность того, что это значение принадлежит к классу «больших», что по смыслу совпадает с нечеткой оценкой величины $X(t)$.

Методом, альтернативным ранговому представлению, хотя и не всегда рациональным для построения Р-шкалы, является использование аналитической функции статистического распределения значений параметра X .

Помимо того, что параметр P является оценкой вероятности, о которой говорилось ранее, для дальнейшего не менее важно, что его значения равномерно распределены на отрезке $[0; 1]$, или, другими словами: спектр этих значений – плоский.

Если рассматривать значения параметра X в качестве индикатора изменений некоторого состояния наблюдаемого процесса, то плоский спектр значений P , полученный в определенный промежуток времени, свидетельствует о статистическом равновесии этих состояний в данный период. Чтобы формально соотнести свойство «равновесие состояний» его макро-аналогу «равновесное состояние», необходимо гипотетически приписать последнее исходной, наиболее репрезентативной выборке значений X , характеризующейся плоским спектром значений P по построению.

Как правило, свойства сейсмотектонических процессов во временном представлении определяются ступенчатыми изменениями многих представляющих эти свойства параметров, что на практике хорошо отражается в виде близких к линейным временных трендов при представлении этих изменений кумулятивной функцией вида:

$$C(t) = \sum_{\tau=0}^t P(\tau) \quad (1).$$

Следует подчеркнуть, что такой способ представления данных наблюдений позволяет вести мониторинг изучаемых на их основе процессов в событийно. Это чрезвычайно важно для получения максимально детальных результатов. Кроме того, кумулятивное представление, рассматриваемое в качестве временного фильтра, эффективно выделяет в общей последовательности наиболее значимые для каждого временного масштаба изменения локальных трендов.

На практике предпочтительней использовать модифицированный ряд:

$$C(t) = \sum_{\tau=0}^t (P(\tau) - \bar{P}), \quad (2)$$

где $\bar{P} = 0.5$ – независимое от распределения параметра X среднее значение.

Потенциально временной ряд (2) может быть применен и непосредственно к параметру X , но использование Р-шкалы имеет существенные преимущества, прежде всего, в плане близости к универсальному информационному подходу. В частности, можно показать, что использование в (2) преобразования $\text{Ln}(P)$ в виде функции:

$$D(t) = -\sum_{\tau=0}^t (\text{Ln}(P(\tau)) + 1) \quad (3)$$

отражает вариации дивергенции Кульбака-Лейблера для наблюдаемого и эталонного в представляемой модели равномерного распределения значений P .

Также можно заметить, что если в качестве параметра X использовать некоторую шкалу магнитуд землетрясений, то выражение (3) будет отражать изменения наклона графика повторяемости последних (также – пособытийно!). Более того, дополнительную для мониторинга сейсмического процесса информацию можно получить на основе исследования вариаций следующей функции:

$$D'(t) = -\sum_{\tau=0}^t (\ln(1 - P(\tau)) + 1) \quad (3')$$

Такие вариации отражают степень ограничения сейсмического процесса в диапазоне событий класса «большие». Такое ограничение, как правило, в конечном итоге компенсируется событием, значительно более сильным, чем его уровень.

Снова рассматривая выражения (2) и (3) в качестве фильтров на спектре значений параметра P , мы можем предположить, что существует более общая форма преобразования: $f(P)$. В частности, заслуживает внимания следующее выражение:

$$D'(t) = -\sum_{\tau=0}^t (\ln(1 - P(\tau)) - \ln(P(\tau))), \quad (4)$$

выделяющее, в отличие от выражений (3) и (3'), среднюю часть спектра P .

Модель мониторинга вариаций интенсивности сейсмического процесса

Отчасти интенсивность сейсмического процесса характеризует величина локального наклона хода функции $C'(t)$ в выражении (2). Тем не менее, рациональней использовать другое представление:

$$D^A(t) = -\Sigma(\text{Lg}(P^A(t)) - \overline{\text{Lg}(P^A)}) = -\Sigma(\text{Lg}(1 - [(1 - P^T(t)) \cdot (1 - P^E(t))]^{0.3}) - \overline{\text{Lg}(P^A)}), \quad (5)$$

где P^E и P^T – соответственно: P -оценки величин землетрясений некоторой пространственной области, и такие же оценки последовательных временных интервалов между ними. При этом величинам P в первом случае соответствуют наиболее сильные события, а во втором – минимальные временные интервалы. Степень 0.3 выбрана для приближения распределения величин P^A к равномерному. В целом вид выражения (5) предполагает максимум интенсивности сейсмического процесса на основе максимума хотя бы одной из указанных его компонент.

Хотя на основе представленной выше модели реализации мониторинга сейсмического процесса, при необходимости, можно получить и численные оценки, чаще достаточно изучения рядов, подобных (2)-(5), на качественном уровне.

Заключение

Представленная выше модель, наряду с представлением об энергетическом балансе сейсмического процесса [1], применяется на основе данных регионального каталога КФ ФИЦ ЕГС РАН для еженедельного мониторинга сейсмического процесса Камчатского участка Курило-Камчатской сейсмогенной зоны. Результаты этого мониторинга используются в работе Общего совета по прогнозу землетрясений и извержений вулканов ИВиС ДВО РАН. В частности, обобщение вариаций указанных параметров перед региональными событиями энергетического класса $K \geq 12$ позволяет отслеживать и изучать процесс подготовки и реализации значимых событий на недельных интервалах времени, дополняя таким образом другие методики ДССП.

Список литературы

1. Соломатин А.В. Энергетический спектр сейсмического процесса в приложении к долгосрочному сейсмическому прогнозу и среднесрочно-краткосрочному уточнению сейсмической опасности // Вулканология и сейсмология. 2021. № 2. С. 67-79.
2. Федотов С.А. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги. М.: Наука, 2005. 302 с.
3. 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.

Система мониторинга некоторых геофизических полей и анализ их вариаций во временной окрестности коровых землетрясений на Сахалине

Стовбун Н.С.^{1,2}, Костылев Д.В.^{1,2}, Гуляков С.А.^{1,2}, Костылева Н.В.^{1,2}, Макаров Е.О.³, Богомолов Л.М.², Дудченко И.П.²

Monitoring system of some geophysical fields and analysis of their variations in the temporal vicinity of crustal earthquakes on Sakhalin

Stovbun N.S., Kostylev D.V., Gulyakov S.A., Kostyleva N.V., Makarov E.O., Bogomolov L.M., Dudchenko I.P.

¹ Сахалинский филиал ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН», г. Южно-Сахалинск; e-mail: n1kolay19971997@yandex.ru

² Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

³ Камчатский филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН», г. Петропавловск-Камчатский

Приведено описание расположения и аппаратурного оснащения сети станций мониторинга объемной активности подпочвенного радона и электротеллурического поля на Сахалине. Показаны изменения регистрируемых сетью станций параметров до и во время близких землетрясений в январе 2025.

Введение

С 2018 г. на территории Южного Сахалина действует сеть пунктов радонового мониторинга, которая была организована при поддержке Камчатского филиала Геофизической службы РАН (КФ ФИЦ ЕГС РАН) совместно с Сахалинским филиалом Геофизической службы РАН (СФ ФИЦ ЕГС РАН) и Институтом морской геологии и геофизики (ИМГиГ) ДВО РАН [2]. Кроме этого, в июне 2023 г. ИМГиГ ДВО РАН был начат мониторинг горизонтальных компонент электротеллурических полей (ЭТП) [4]. Целью проводимых работ является изучение изменений геофизических параметров до и во время землетрясений.

В январе 2025 г. в южной части о. Сахалин произошли землетрясения, особенностью которых являлось близкое расположение эпицентров к измерительным пунктам. Такие случаи не являются частыми для юга Сахалина. Анализ данных мониторинга объемной активности радона (ОАР) и ЭТП во временной окрестности близких землетрясений представляет большой интерес и является актуальным для развития методов выделения особенностей вариаций геофизических полей.

Методика

На данный момент сеть радонового мониторинга состоит из 4 станций, которые расположены в населенных пунктах: г. Южно-Сахалинск (YSSR), с. Ожидаево (OJDR), с. Фирсово (FRSV), с. Колхозное (KKHR) (рис. 1). В качестве регистрирующей ОАР аппаратуры выступают радиометры RADEX MR107+ (производство ООО «КВАРТА-РАД»), которые предназначены для оценки эквивалентной равновесной объемной активности радона [3]. На станциях YSSR и OJDR данные, накопленные радиометрами, извлекаются оператором с помощью персонального компьютера. Эти станции действуют с 2018 г., в то время как FRSV и KKHR были установлены в ноябре 2024 г. и феврале 2025 г., соответственно. Пункт KKHR так же дополнительно оснащен регистратором метеорологических параметров (температура и давление) собственной разработки [1]. Особенностью станций FRSV и KKHR является возможность получения данных по сети Internet. Для этого регистратор был подключен к одноплатному компьютеру с операционной системой FreeBSD и FTP сервером. Для извлечения данных компьютером с радиометра RADEX MR107+ используется ПО собственной разработки (Python).

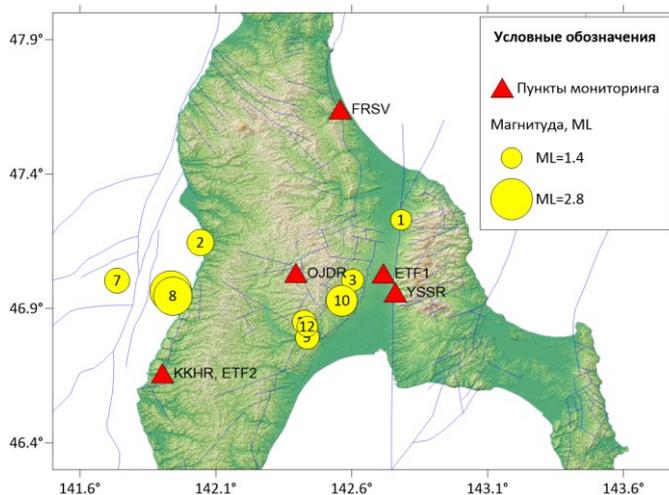


Рис. 1. Карта расположения станций мониторинга ОАР и ЭТП, а также эпицентров землетрясений. Синими линиями показаны разломные структуры.

Сеть ЭТП состоит из двух измерительных пунктов – первый был установлен в июле 2023 г. на территории ИМГиГ ДВО РАН (Далее ETF1), а второй – в с. Колхозное (ETF2) в конце 2024 г. Одна станция представляет собой три диполя, ориентированных по сторонам света: Север-Юг, Запад-Восток и промежуточный Север-Юг-Запад-Восток. Каждый диполь представляет собой металлический электрод, погруженный в грунт и подключенный к измерительному блоку. Данные со станций ЭТП передаются по сети Internet.

Результаты

На рис. 1 представлена карта расположения измерительных станций ЭТП, ОАР и эпицентров землетрясений, перечисленных в таблице. Все события являются коровыми. Их можно разделить на две группы: вдоль центрального-сахалинского разлома (№ 3, 9, 10, 11, 12) и западно-сахалинского разлома (№ 2, 4, 5, 6, 7, 8).

Таблица. Землетрясения, произошедшие в январе 2025 г.

№	Дата	Время (UTC)	Координаты		Глубина, км	Магнитуда, ML
			с.ш.	в.д.		
1	01.01.2025	16:37:20	47.229	142.781	8.7	1.4
2	12.01.2025	04:10:12	47.145	142.043	12.0	1.8
3	12.01.2025	04:11:07	47.005	142.604	13.3	1.5
4	12.01.2025	11:49:16	46.962	141.935	18.3	2.8
5	12.01.2025	11:54:17	46.951	141.936	16.3	1.4
6	12.01.2025	11:58:33	46.962	141.932	16.5	1.5
7	13.01.2025	14:53:03	47.033	141.737	7.1	1.7
8	19.01.2025	04:53:46	46.946	141.942	18.3	2.6
9	22.01.2025	15:14:46	46.793	142.436	7.0	1.6
10	23.01.2025	04:57:11	46.929	142.564	11.3	2.1
11	23.01.2025	15:02:29	46.849	142.426	12.6	1.6
12	26.01.2025	05:43:03	46.832	142.436	8.4	1.4

Рассмотрим вариации горизонтальной составляющей ЭТП на станциях ETF1 и ETF2 с 1 по 31 января 2025 г. (рис. 2). Для графика ETF2 представлены исходные данные без фильтрации, в то время как для станции ETF1 данные предварительно были отфильтрованы скользящим средним с двухчасовым окном, так как они более зашумлены. На станции ETF1 8 января наблюдается резкое изменение потенциала на каналах *N*, *W* с амплитудой 5 мВ. Через 4 дня после изменения на каналах вблизи станции ETF1 происходят землетрясения № 3, 9, 10, 11, 12 (таблица). На станции ETF2

на канале *N* 11 января наблюдается резкое возрастание потенциала на 57 мВ. На канале *W* этой же станции, начиная с 11 января, наблюдается плавное падение потенциала в отрицательную область. Через сутки начинается серия землетрясений № 2, 4, 5, 6 (таблица). Примечательно, что резкое изменение потенциала станции ETF2 наблюдается именно на линии *N*, которая направлена к эпицентрам землетрясений.

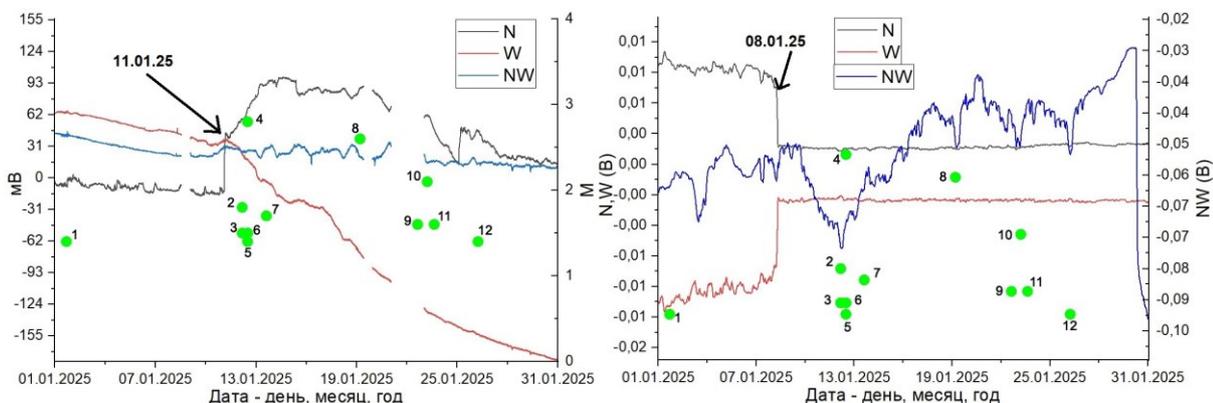


Рис. 2. Изменение потенциалов горизонтальной составляющей ЭТП станций ETF1 (справа) и ETF2 (слева) с 01.01.2025 г. по 31.01.2025 г. Точки – землетрясения с номерами из таблицы.

На рис. 3 представлена динамика ОАР станции OJDR. На фоне суточных и недельных вариаций (которые, в основном, зависят от метеорологических параметров), можно наблюдать визуально выделяющееся падение ОАР с 7 по 11 января.

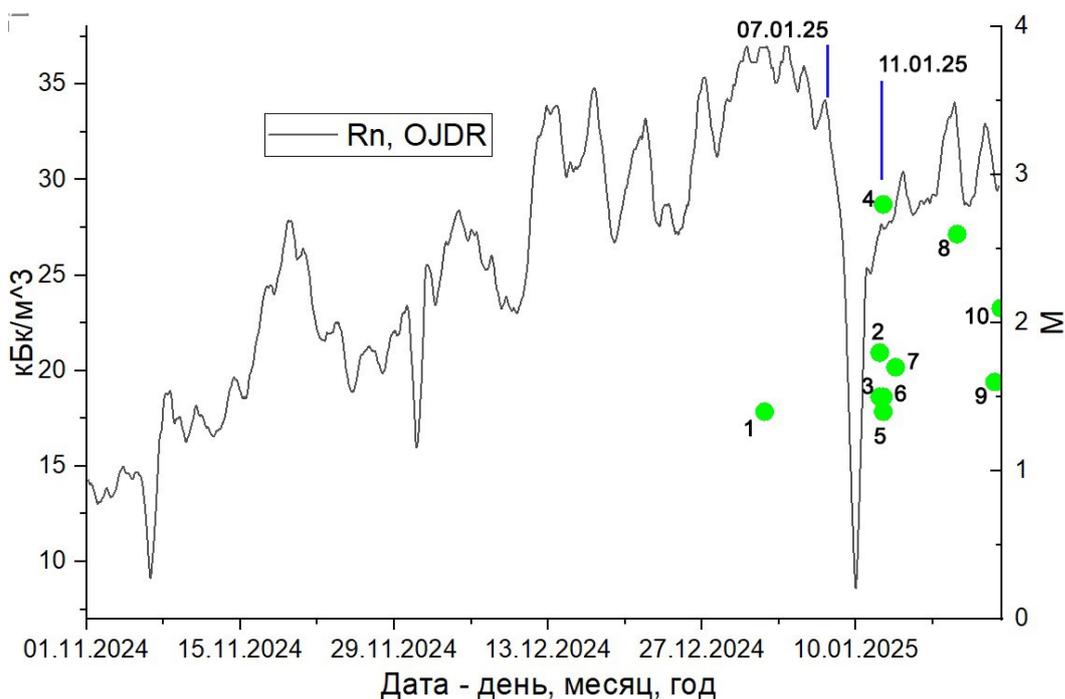


Рис. 3. Изменение ОАР на станции OJDR с 01.11.2024 г. по 22.01.2025 г. Данные отфильтрованы скользящим средним с окном в 20 часов. Точки – землетрясения с номерами из таблицы.

На рис. 4 представлены данные изменения ОАР на станциях YSSR и FRSV. К сожалению, график станции FRSV имеет много пропусков и сильно зашумлен, что, вероятно, связано с изменениями метеопараметров. Вариации, которые можно связать с землетрясениями января 2025 г., не выделяются.

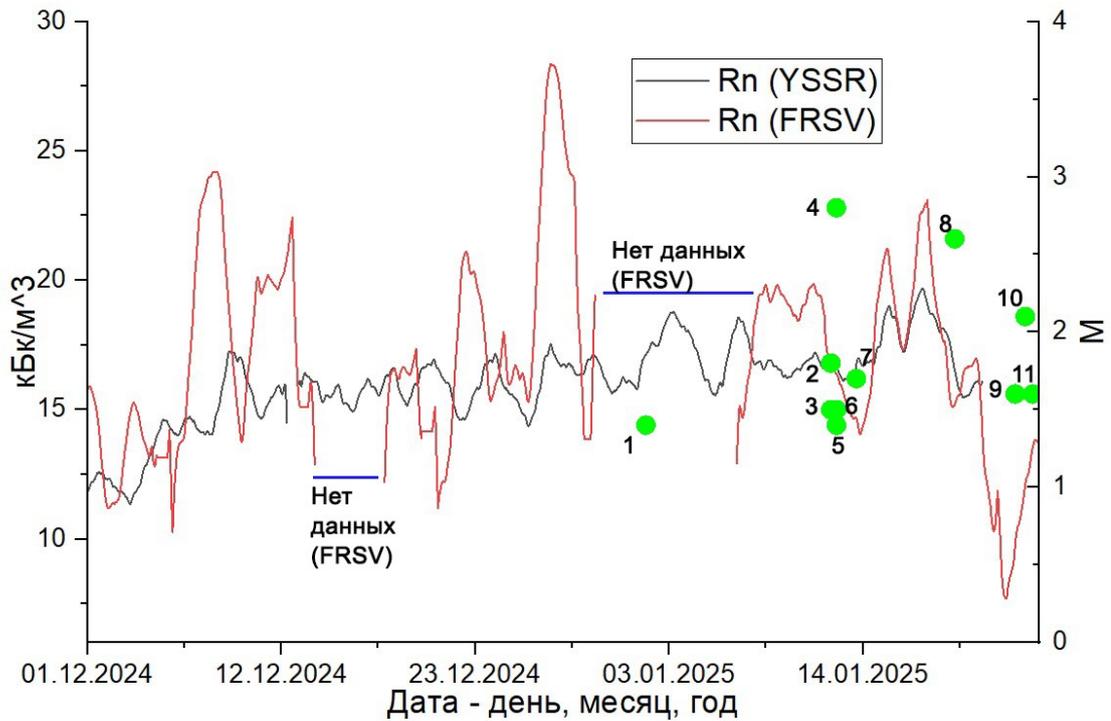


Рис. 4. Изменение ОАР на станциях FRSV и YSSR 01.12.2024 г. по 24.01.2025 г. Данные отфильтрованы скользящим средним с окном в 20 часов. Точки – землетрясения с номерами из таблицы.

Заключение

В ходе анализа данных геофизических полей во временной окрестности землетрясений юга о. Сахалин, произошедших в январе 2025 г., обнаружены аномальные вариации ОАР на станции OJDR и изменения ЭТП на ETF1, ETF2. Можно предположить, что данные аномалии связаны с геодинамическими процессами, сопровождающими землетрясения января 2025 г. в южной части о. Сахалин.

Список литературы

1. Дудченко И.П., Гуляков С.А., Стовбун Н.С. и др. Автономный регистратор гидростатического давления. Патент на полезную модель № 214461 U1. 28.10.2022 г.
2. 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. Физико-математические науки. 2018. № 5(25). С. 99-114. <https://doi.org/10.18454/2079-6641-2018-25-5-99-114>
3. Радиометр RADEX MR107+ (ООО «КВАРТА-РАД»). [Электронный ресурс] URL: <https://www.quarta-rad.ru/catalog/arxiv-modeley/datchik-radona-RADEX-MR107/> (дата обращения: 06.02.2025).
4. Zakupin A.S., Dudchenko I.P., Bogomolov L.M. et al. Short temporal variations of electrotelluric field in the vicinity of the earthquake source-site in the Sakhalin island // Vestnik KRAUNC. Fiz.-mat. nauki. 2024. V. 46. № 1. P. 134-164. <https://doi.org/10.26117/2079-6641-2024-46-1-134-164>

Реакция аккумулятивных берегов на относительное изменение уровня моря в результате влияния климатических и геодинамических факторов

Хомчановский А.Л.

Response of accumulative shores to relative sea level change due to climatic and geodynamic factors

Khomchanovsky A.L.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: khomscience@mail.ru

Рассматривается влияние различных факторов изменения относительного уровня моря, как глобальных (эвстатические колебания уровня моря), так и локальных (тектоника, косейсмика), на аккумулятивные берега. Для Авачинского залива предложена локальная модель отступления берега, верифицированная по палеосейсмологическим данным.

Введение

Изучение изменения уровня Мирового океана является глобальной задачей для многих ученых из разных стран. Особо актуальна эта проблема для прибрежных регионов и островных государств. По данным Межправительственной группы экспертов по изменению климата ИРСС, уровень океана к 2100 г. может повыситься на 1 м, что в некоторых местах вызовет размыв берега более чем на 100 м [9]. Поскольку на берегах, которые находятся ниже отметки 1 метр над уровнем моря, в Мире проживают более 70 миллионов человек, исследование таких побережий представляется весьма актуальной задачей. Аккумулятивные берега (песчаные пляжи) наиболее сильно отреагируют на эти изменения. На климатический (эвстатический) подъем уровня моря могут накладываться тектонические и антропогенные факторы, которые в значительной степени повлияют на этот эффект. Учитывая тот факт, что берега морей и океанов являются в равной степени местом проживания населения, а также активной народохозяйственной и туристической деятельности, комплексное их изучение, минимизация рисков негативного воздействия океана на берега и разработка научно-обоснованных рекомендаций по их защите является важной задачей. Целью данной работы является оценка и анализ влияния изменения относительного уровня моря на аккумулятивные берега с учетом локальных и региональных особенностей. Изменение относительного уровня моря, по сути, складывается из двух основных составляющих: изменение собственно уровня поверхности океана (эвстатический уровень) и изменение поверхности побережья. Колебания уровня Мирового океана в целом имеют глобальный характер и происходят примерно для всех берегов одинаково в пространственно-временном плане. Региональные вертикальные движения поверхности имеют разную природу. Это могут быть и медленные тектонические поднятия, и опускания от долей миллиметров до нескольких миллиметров в год, либо быстрые косейсмические деформации, амплитуда которых может составлять несколько метров за одно событие. В местах покровного плейстоценового оледенения одним из основных факторов прибрежного рельефообразования могут служить процессы гляциоизостатической компенсации. Иногда резкое изменение относительного уровня моря может быть вызвано катастрофическими событиями (цунами, сейши, штормовые нагоны). В то же время, на уровень могут влиять такие неочевидные процессы как эффект статического выравнивания или термическое расширение морской воды [1]. Оценке глобальных и региональных факторов относительного изменения уровня моря, а также выбору доминирующего из них с целью дальнейшего анализа и прогноза посвящена данная работа.

На первом этапе был изучен песчаный пляж Авачинского залива (Камчатка), представляющий собой аккумулятивную морскую террасу с серией береговых валов. Возраст террасы, по данным анализа почвенно-пирокластического чехла, составил около 5000 лет [10]. Известно, что в конце голоцена уровень моря считался

относительно постоянным [5, 8]. В данном случае эволюцию морской аккумулятивной террасы Авачинского залива, с точки зрения уровня режима, определял характер вертикальных движений побережья.

Материалы и методы исследований

Для оценки гидро-, морфо- и литодинамических процессов в береговой зоне аккумулятивной террасы Авачинского залива использовался метод численного моделирования. Для анализа характера подводного берегового склона применялась модель Дина [7]. Для реконструкции эволюции морской террасы, с учетом размыва берега после резкого изменения относительного уровня моря в результате косейсмических опусканий, использовалась модель Брууна-Зенковича [4, 6]. С целью верификации данной модели для региональных условий применялись ранее полученные палеосейсмологические результаты из работы [10]. Геоморфологические исходные данные для моделирования (гипсометрические профили, высоты береговых валов, высота бермы) были также взяты из вышеупомянутой работы [10]. Песок отбирался в створе профилей. Для получения среднего состава материала проба состояла из фрагментов с приурезовой части, центральной части пляжа и с первого берегового вала. Далее был проведен гранулометрический анализ проб, где был получен медианный состав частиц (d_{50}), который в дальнейшем использовался при моделировании. Средний уклон подводного берегового склона рассчитывался по данным топографических и навигационных карт. Статистические параметры значимых волн (H_s) рассчитывались по данным из [3]. Полученные результаты моделирования были представлены в виде трендов (отношения амплитуды изменения относительного уровня моря к величине размыва берега).

Результаты и обсуждение

На первом этапе моделирования был проанализирован характер берега с помощью расчета теоретического профиля относительного динамического равновесия. Данный профиль был построен по модели Дина [7]. При наложении всех измеренных профилей из [10] на общий график хорошо видно тенденцию: увеличение крутизны профилей (и, соответственно, уменьшение их длины) от севера к югу. Это может говорить о доминирующем потоке наносов (с севера на юг). Данный факт подтверждается в [2]. Об этом же свидетельствует направление кос. Как правило, более крутой береговой профиль свидетельствует о меньшей устойчивости профиля к абразионным процессам (или о его не восстановившейся литодинамической системе после последнего размыва). Все профили условно делятся на две группы: северные и южные. В данной работе мы рассматривали только северный участок. Моделирование теоретического профиля равновесия показало, что оба профиля северного участка находятся в аккумулятивной стадии, поскольку реальные профили пляжа и подводного берегового склона лежат выше теоретических.

На втором этапе рассчитывалось вероятное среднее отступление берега в результате относительного подъема уровня моря по модели Брууна-Зенковича [4, 6]. По результатам моделирования был построен график величины размыва из-за подъема уровня моря для амплитуд от 0 до 2 м (рисунок) для северного профиля (8 профиль из [10]). При использовании классической модели Брууна, например, при подъеме уровня на 1 м береговая линия отступит на 145 м. Обратим внимание, что для каждого участка эта величина будет отличаться, потому что она зависит от морфометрических особенностей конкретного берега.

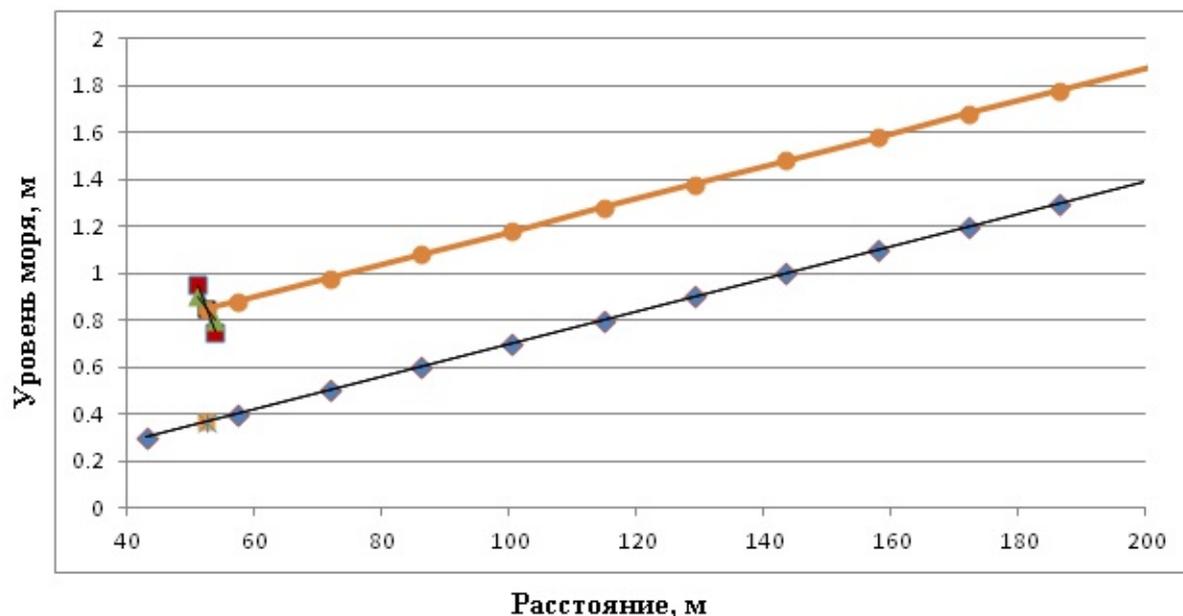


Рисунок. Классическая (график с синими точками) и региональная (оранжевый график) модель отступления берега при подъеме уровня моря. Красные квадраты и зеленые треугольники – палеосейсмологические данные.

Для того, чтобы верифицировать данную модель на основании полученных палеосейсмологических данных, на график были нанесены реальные значения амплитуд опусканий и размыв террасы (красные квадратики и зеленые треугольники на рисунке). Реальные данные показывают меньшие значения отступления берега при соответствующей амплитуде опусканий. Это может быть связано с обильным поступлением наносов в береговую зону или закрытой (ограниченной) литодинамической ячейкой. В таком случае поток наносов, который обычно идет вдоль берега, может задерживаться в конкретных местах, что создает естественную защиту от размыва берега даже при резко меняющихся условиях уровня режима. Стоит упомянуть, что модель Брууна является двухмерной и не учитывает вдольбереговое перемещение материала. Таким образом, сопоставив данные, полученные палеосейсмологическим методом с модельным трендом отступления берега по Брууну, можно адаптировать модель для локальных условий конкретного побережья, сдвинув весь график к точкам, полученным палеосейсмологическим методом. В данном случае новый (оранжевый на рисунке) тренд будет иллюстрировать как полученные эмпирические данные, так и физическую суть процесса, отраженную в общем наклоне тренда.

Заключение

С помощью численного моделирования проанализирована аккумулятивная морская терраса северного участка Авачинского залива. Сделан вывод, что берег находится в аккумулятивной стадии. Отступление берега возможно при изменениях уровня моря, в результате, например, косейсмических опусканий. При сильных опусканиях амплитудой до 2 м, отступление берега составит около 200 м. Адаптирована известная модель рецессии берега Брууна-Зенковича. Благодаря полученной региональной модели, в дальнейшем можно проанализировать эволюцию морских аккумулятивных террас Камчатки и сделать прогноз ее развития на основании имеющихся палеосейсмологических данных.

Работа выполнена в рамках темы НИР ИВиС ДВО РАН № 0282-2019-0005 (FWEW-2019-0005) «Глубинное строение, сейсмичность и геодинамика Курило-Камчатской островодужной системы» (руководитель А.И. Кожурин).

Список литературы

1. Баранская А.В. Роль новейших вертикальных тектонических движений в формировании рельефа побережий Российской Арктики. Автореф. дис. на соиск. уч. ст. канд. геогр. наук. Санкт-Петербург, 2015. 26 с.
2. Бобыкина В.П. Морфология и динамика открытого океанского побережья восточной Камчатки. Дис. на соиск. уч. ст. канд. геогр. наук. Москва, 1979. 214 с.
3. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. 10. Берингово море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. СПб.: Гидрометеоиздат, 1999. 298 с.
4. Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 710 с.
5. Bard E., Hamelin B., Fairbanks R.G., Zindler A. Calibration of the ^{14}C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U–Th ages from Barbados corals // Nature. 1990. V. 345. P. 405-410.
6. 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.
7. Dean R.G. Beach nourishment. Theory and practice. World Scientific, 2002. 398 p.
8. Fairbanks R.G. A 17000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation // Nature. 1989. V. 342. № 6250. P. 637-642.
9. Special report on the ocean and cryosphere in a changing climate. Summary for Policymakers. [Электронный ресурс] // The Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) URL: <https://www.ipcc.ch/srocc/chapter/summary-for-policymakers/> (дата обращения 15.02.2025).
10. Pinegina T.K., Bourgeois J., Bazanova L.I. et al. Coseismic coastal subsidence associated with unusually wide rupture of prehistoric earthquakes on the Kamchatka subduction zone: A record in buried erosional scarps and tsunami deposits // Quaternary Science Reviews. 2020. V. 233. Art. 106171.

О возможности использования прибора «Аксолотль» в задачах мониторинга сейсмической и вулканической активности

Чечекин А.В.^{1,2}, Агафонов К.А.¹, Башкатов Д.С.¹, Марусов С.Е.¹, Чечекин В.А.²

The possibilities of using the «Axolotl» device in monitoring seismic and volcanic activity

Chechekin A.V., Agafonov K.A., Bashkatov D.S., Marusov S.E., Chechekin V.A.

¹ Конструкторское бюро «Синергия», г. Санкт-Петербург;

e-mail: achechekin@synergy.ru, kagafonov@synergy.ru

² Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, г. Санкт-Петербург

Коллективом конструкторского бюро «Синергия» был подготовлен демонстрационный образец прибора для обнаружения и классификации активных действий в акватории – устройство, основанное на распространении лазерного импульса в оптоволоконной петле и способное быть детектором ранней сейсмической и вулканической активности.

Введение

Распределенные волоконно-оптические датчики находят широкое применение в задачах мониторинга протяженных объектов, таких как трубопроводы, железнодорожные пути и охраняемые периметры. Одним из наиболее перспективных типов таких датчиков является датчик, принцип работы которого очень близок интерферометру Саньяка [1], который характеризуется высокой чувствительностью, доступностью компонентной базы и простотой оптической схемы.

В данной статье рассказывается о демонстрационном образце, созданном коллективом КБ «Синергия», и о перспективах его использования в различных предметных областях, в первую очередь, там, где требуется раннее обнаружение низкоамплитудных колебаний, свидетельствующих о ранних стадиях развития фиксируемого физического процесса, например – в сейсмологических исследованиях, в задачах непрерывного мониторинга вулканической активности, где востребованы пространственно-распределенные сенсорные системы, не требующие значительных финансовых инвестиций. Коротко, в силу ограничений на общий объем материала, рассказывается о перспективах модификации прибора, позволяющих улучшить ряд характеристик. Модификация включает использование второго источника лазерных импульсов и оптического мультиплексирования, что позволяет улучшить пространственное разрешение и снизить влияние шумов. Также проводится сравнение предложенного прибора с системами распределенного акустического зондирования (DAS), что позволяет обосновать его преимущества и перспективы применения.

Принципы устройства «Аксолотль»

В основе работы прибора лежит принцип интерференционной суперпозиции двух лазерных импульсов, распространяющихся навстречу друг другу по оптоволоконной петле. Любая внешняя модуляция (внешнее механическое воздействие) меняет статистические характеристики регистрируемого на фотодетекторе светового импульса, что дает возможность эффективно решать задачи по обнаружению и классификации внешнего, по отношению к оптоволокну, колебательного процесса. Принципиальная схема используемой оптоволоконной петли представлена на рис. 1.

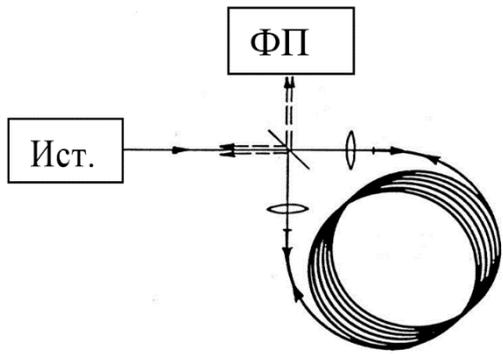


Рис. 1. Оптоволоконная петля прибора «Аксолотль».

На рис. 1 представлены в соответствующих обозначениях: Ист. – источник лазерных импульсов; ФП – лавинный фотодетектор; оптическими линзами представлен разделитель (сплиттер) оптического импульса, выполняющий разделение энергии импульса на две части; оптоволоконная петля. После выполнения процедуры оцифровки оптического импульса мы можем наблюдать специальный сигнал – рефлектограмму – максимум которого (рис. 2) соответствует оптоволоконной петле. Временная развертка этого максимума позволяет получить полную сигнатуру («портрет») внешнего воздействия (рис. 3).

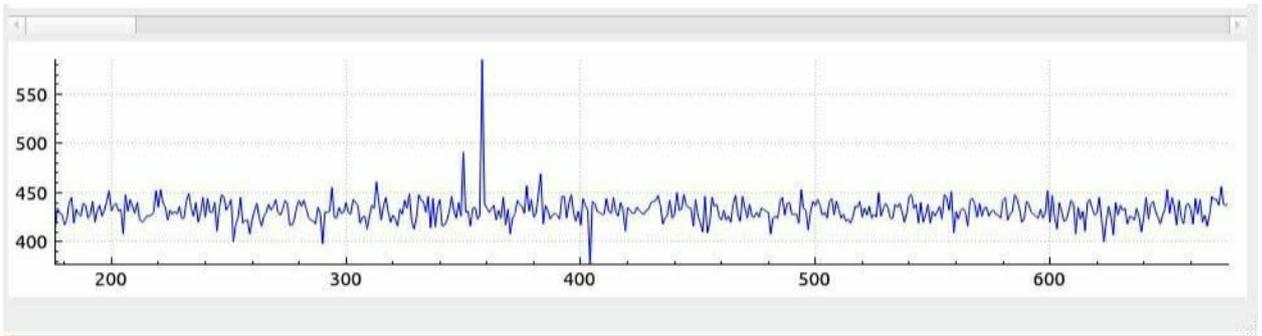


Рис. 2. Рефлектограмма прибора «Аксолотль» с максимумом на петле.



Рис. 3. Временная развертка максимума рефлектограммы при внешнем воздействии.

На представленных иллюстрациях наглядно показано, что приведенная оптоволоконная схема может быть хорошим детектором внешних колебаний. Коллективом КБ данная схема была применена, в первую очередь, для обнаружения активности судов на поверхности акватории, но эксперименты со средами, в которых вибрационные колебания распространяются весьма устойчиво, свидетельствуют о том, что данный сенсор вполне успешно может быть применим в задачах сейсморазведки и мониторинга вулканической активности.

Преимущества прибора на основе оптоволоконных петель по сравнению с DAS

1) Экономическая эффективность.

Одним из ключевых преимуществ прибора на основе оптоволоконных петель является его экономическая эффективность. В отличие от систем DAS, которые требуют использования дорогостоящих высокоточных лазеров и сложных систем обработки сигналов, наш прибор использует более доступные компоненты:

- источник световых импульсов: в качестве источника может быть использован недорогой лазерный диод, что значительно снижает стоимость системы;
- оптоволоконные петли: стандартное оптоволокно, применяемое в телекоммуникациях, является относительно дешевым и доступным материалом.

Это делает предложенное решение более привлекательным для широкого круга применений, включая мониторинг сейсмической активности в удаленных или труднодоступных регионах.

2) Простота конструкции и эксплуатации.

3) Устойчивость к внешним воздействиям.

4) Гибкость применения.

Прибор на основе оптоволоконных петель может быть адаптирован для различных задач:

- сейсмический мониторинг: регистрация землетрясений, вулканической активности и других геофизических процессов;
- контроль инфраструктуры: мониторинг состояния трубопроводов, мостов и других объектов;
- научные исследования: изучение волновых полей и их взаимодействия с окружающей средой.

Модификация оптоволоконного прибора с использованием второго источника лазерных импульсов и оптического мультиплексирования

Для повышения точности локализации источника внешних колебаний в оптоволоконном приборе на основе интерферометра Саньяка предлагается модификация [2-4], включающая использование второго источника лазерных импульсов и оптического мультиплексирования. Такая модификация позволяет улучшить пространственное разрешение и точность определения координат источника колебаний за счет увеличения количества независимых измерений и снижения влияния шумов.

Ожидается, что модифицированный прибор позволит достичь точности локализации источника колебаний до 5 м при общей протяженности сенсорного волокна 50 км. Это является улучшением по сравнению с традиционными системами, где точность составляет около 25-50 м.

Применение оптоволоконного прибора для мониторинга активности вулкана

Мониторинг активности вулканов является важной задачей для предотвращения катастрофических последствий извержений. Традиционные методы мониторинга, такие как сейсмометры и GPS-датчики, имеют ограничения по охвату и чувствительности. Оптоволоконные приборы на основе петель Саньяка предлагают решение для мониторинга вулканической активности, обеспечивая высокую чувствительность и возможность распределенного контроля.

Преимущества оптоволоконного прибора для мониторинга вулканов:

- 1) высокая чувствительность: оптоволоконные петли способны регистрировать даже слабые сейсмические колебания, что особенно важно для раннего обнаружения изменений в активности вулкана;

2) распределенный мониторинг: прибор может быть развернут на большой территории, охватывая склоны вулкана и прилегающие районы;

3) устойчивость к экстремальным условиям: оптоволоконные петли устойчивы к высоким температурам, влажности и химически агрессивным средам, что делает их идеальными для использования вблизи вулканов;

4) экономическая эффективность: использование одного оптоволоконного кабеля для нескольких петель снижает стоимость системы по сравнению с традиционными методами.

Для эффективного мониторинга активности вулкана предлагается следующая схема размещения прибора: вулкан делится на несколько зон, каждая из которых контролируется отдельной петлей Саньяка, например:

– зона кратера: петля, расположенная вблизи кратера, регистрирует непосредственную активность вулкана;

– зона склонов: петли, размещенные на склонах, контролируют движение лавы и оползни;

– зона подножия: петли в этой зоне регистрируют сейсмическую активность, связанную с движением магмы в глубине.

В итоге, данные от всех петель передаются в центральный узел, где они анализируются в реальном времени. Это позволяет оперативно реагировать на изменения в активности вулкана.

Ожидаемые результаты

Использование оптоволоконного прибора «Аксолотль» для мониторинга активности вулкана позволяет:

- проводить раннее обнаружение изменений в активности вулкана;
- вычислять точное определение местоположения источника сейсмических колебаний;
- сократить количество ложных срабатываний за счет анализа данных от нескольких петель.

Список литературы

1. *Малыкин Г.Б.* Эффект Саньяка. Корректные и некорректные объяснения // Успехи Физических Наук. 2000. Т. 170. № 12. С. 1325-1349.
2. *Чобан Т.В., Жирнов А.А., Степанов К.В. и др.* Распределенный датчик акустических воздействий на основе интерферометра Саньяка с опросом по методу «нулевых частот» // Фотон-Экспресс. 2021. № 2. С. 14-17.
3. *Huang J., Chen Y., Peng H. et al.* A 150 km distributed fiber optic disturbance location sensor with no relay based on the dual-Sagnac interferometer employing time delay estimation // Optics Communications. 2021. V. 479. Art. 126420. <https://doi.org/10.1016/j.optcom.2020.126420>
4. *Song Q., Zhou P., Peng H. et al.* Improved localization algorithm for distributed fiber optic sensor based on merged Michelson-Sagnac interferometer // Optics Express. 2020. V. 28. № 5. P. 7207-7220. <https://doi.org/10.1364/OE.384728>

Вулканогенные месторождения бентонита и цеолита Дальнего Востока

Белоусов П.Е., Румянцева А.О., Кайлачаков П.Э.

Volcanogenic bentonite and zeolite deposits of the Far East of Russia

Belousov P.E., Rumyantseva A.O., Kailachakov P.E.

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии
Российской академии наук (ИГЕМ РАН), г. Москва
e-mail: pitbl@mail.ru*

Данная работа посвящена изучению месторождений бентонитовой глины и цеолита вулканогенного генезиса на территории Дальнего Востока. Рассмотрены основные месторождения бентонитовых глин и цеолитов, особенности их образования и локализации, выделены геологические провинции.

Бентонитовые глины и цеолиты являются важным индустриальным сырьем, используемым в различных отраслях промышленности и сельского хозяйства. Отличительной особенностью этих пород является то, что их происхождение напрямую связано с вулканической деятельностью.

Бентонитовые глины представляют собой породы, состоящие более чем на 50-70 % из минералов группы смектита. Это класс слоистых алюмосиликатов, в строении которых принимают участие два тетраэдрических и один октаэдрический слой. За счет изоморфных замещений в октаэдрических и тетраэдрических слоях они приобретают отрицательный заряд, который компенсируется межслоевыми катионами, что и придает им ионно-обменные свойства.

Цеолиты, также известные как молекулярные сита за свою специфическую структуру и свойства, представляют собой гидратированные каркасные алюмосиликаты с внутрикристаллическими каналами и полостями. За счет изоморфного замещения Si на Al в каналах образуется отрицательный заряд, что обуславливает высокую селективность цеолитов к ряду веществ, в том числе радионуклидам и тяжелым металлам.

Бентонитовые глины и цеолиты имеют схожие условия образования, крупные месторождения образуются в основном за счет разложения вулканических пеплов, туфов и прочих вулканогенных пород под действием слабощелочных вод. Определяющим фактором при раскristализации алюмо-кремнистого геля является pH раствора. В слабощелочных условиях, при pH 7.5-8.0, образуются бентониты, а при более высоких значениях, pH 8-9, цеолиты. Также для образования бентонитов необходимо достаточное количество магния в растворе [4, 6].

Зачастую месторождения бентонита и цеолита пространственно связаны друг с другом, а также с месторождениями перлитов, силицитов, каменных и бурых углей. Если в первых двух случаях пространственную связь можно объяснить тем, что перлиты и силициты являются исходным источником легкорастворимого кремнезема, то пространственная связь с угольными бассейнами объясняется тем, что наличие бурых или каменных углей является парагенетическим признаком, свидетельствующим о благоприятных условиях накопления пеплового материала и дальнейшего бентонито- и цеолитообразования – условия прибрежных морских бассейнов, лагун, заливов и соленых озер [1, 2].

На территории Дальнего Востока месторождения бентонитовой глины и цеолита в основном имеют вулканогенно-осадочный и гидротермальный генезис. Породы вулканогенно-осадочного типа образуются в условиях морских и озерных бассейнов в аридном или гумидном климате. Процесс бентонито- и цеолитообразования связан с девитрификацией вулканического пепла и туфов в щелочных растворах. Окончательное формирование залежи происходит на стадии диагенеза. В плане тектонической позиции, данный тип месторождений приурочен к областям мезозойско-кайнозойской складчатости и активизации, окраинно-континентальным и рифтогенным структурам:

зонам краевых платформ, межгорных впадин и областям активного тектонического режима.

Гидротермальный тип формируется за счет метасоматического замещения вулканогенных пород под действием низкотемпературных гидротермальных растворов. Такие месторождения приурочены к вулканическим поясам прижерловых зон и рифтогенным структурам, формируются на склонах палеовулканов [4]. Состав материнских пород также может быть разнообразен – риолиты, дациты, в отдельных случаях – андезиты и базальты. Образование минералов группы смектита и цеолита проходит по зонам трещиноватости в туфах и раздробленных лавах. Зачастую залежи располагаются вблизи глубинных разломов и имеют неправильную форму. Бентониты и цеолиты гидротермального генезиса часто залегают в одной геологической структуре с месторождениями перлитов, а иногда находятся и в пределах одного месторождения (рисунок).

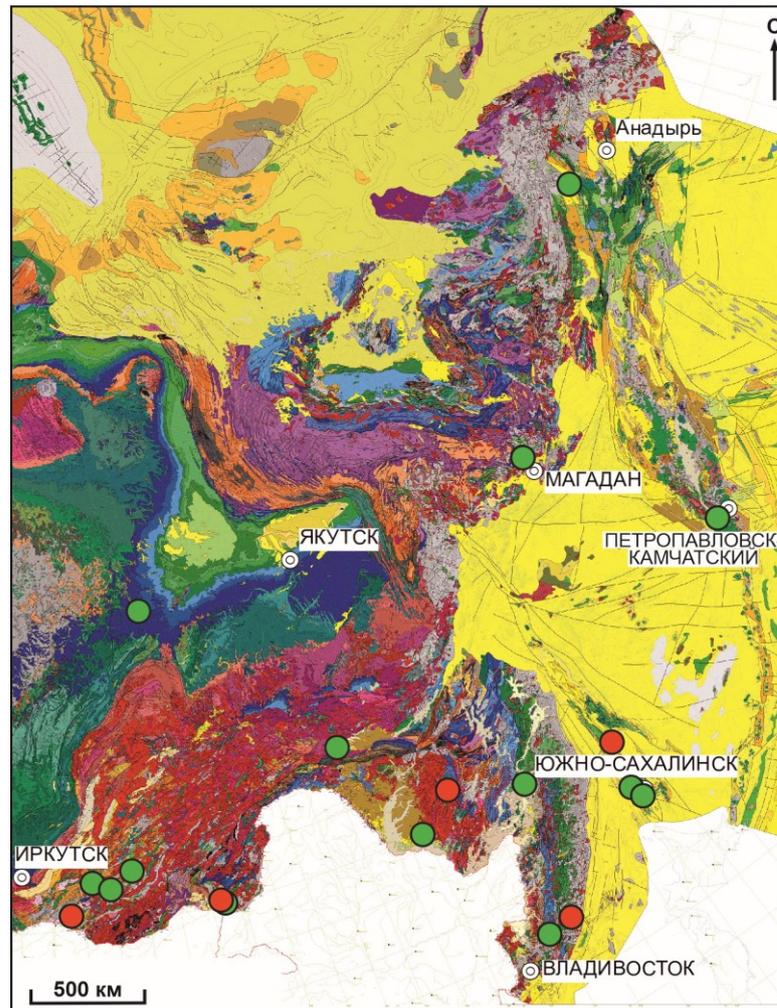


Рисунок. Схема геологической приуроченности месторождений цеолита (зеленый) и бентонита (красный) на территории Дальнего Востока.

Всего в дальневосточном регионе расположены 5 месторождений бентонитовой глины, с суммарными запасами кат. АВС₁ – 9.4 млн т, и С₂ – 44.1 млн т, и 14 месторождений цеолита с запасами кат. АВС₁ – 581.2 млн т и С₂ – 800 млн т.

К месторождениям бентонита относятся Тихменевское (о. Сахалин), Зеркальное (Приморский край), Харанорское (Забайкальский край) и Ургальское (Хабаровский край). Причем все балансовые месторождения бентонита числятся в нераспределенном фонде. По возрасту месторождения бентонита относятся к неогену, палеогену и меловым отложениям [1]. Они в основном представлены вулканогенно-осадочным

типом, и образовывались за счет девитрификации вулканического пепла в прибрежно-морских, и реке, озерных условиях. Исключением является Зеркальное месторождение, образовавшееся в результате гидротермальной деятельности.

По запасам цеолитов в России Дальневосточный округ занимает лидирующие позиции. Разрабатываются месторождения Хонгуруу (Якутия), Холинское (Забайкальский Край), а также Чугуевское (Приморский Край). Мухор-Талинское месторождение, расположенное в респ. Бурятия, подготавливается к освоению. Также на балансе числятся месторождения Бадинское и Шивыртуйское в Забайкальском крае, Вангинское и Куликовское в Амурской области, Середочное в Хабаровском крае, Флора в Магаданской области, Лютогское и Чеховское в Сахалинской области, Пастбищное в Чукотском автономном округе и Ягоднинское в Камчатском крае. Все месторождения Дальневосточной цеолитоносной провинции имеют гидротермальный либо вулканогенно-осадочный генезис, приурочены к складчатым поясам и имеют юрский, меловой, палеогеновый и неогеновый возраст. Исключением является месторождение Хонгуруу, имеющее девон-каменноугольный возраст [2].

Стоит отметить, что помимо месторождений, числящихся на балансе, существует довольно большое количество проявлений как бентонитовой глины, так и цеолита. Выделяются геологические провинции: Приморская, Охотско-Чукотская, Сахалинская, Курильская и Камчатская цеолитоносная провинция [3], а также Сахалинская бентонитоносная провинция [1, 5].

Учитывая, что балансовые запасы месторождений цеолита Дальневосточного региона являются самыми крупными в России и обладают высоким качеством сырья, можно с уверенностью назвать Дальний Восток недооцененным и наиболее перспективным регионом. Слабое развитие минерально-сырьевой базы бентонитовых глин на Дальнем Востоке можно объяснить тем, что основные месторождения и проявления бентонита расположены в пределах угольных бассейнов, что осложняет их разработку.

Таким образом, можно сделать заключение, что образование бентонитовых глин и цеолитов на Дальнем Востоке связано с вулканической деятельностью. Большая часть месторождений имеет вулканогенно-осадочный генезис и образовывалась за счет девитрификации кислых пеплов в прибрежных морских водах в девон-каменноугольном, каменноугольном, юрском, меловом и неоген-палеогеновом временах. Выделяются несколько крупных месторождений гидротермального генезиса неогенового и палеогенового возраста. Дальневосточный регион занимает лидирующие позиции по запасам цеолитов и количеству разрабатываемых месторождений в России.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Научного Фонда, проект № 22-77-10050 (<https://rscf.ru/project/22-77-10050/>).

Список литературы

1. Белоусов П.Е., Крупская В.В. Бентонитовые глины России и стран ближнего зарубежья // Георесурсы. 2019. № 21(3). С. 79-90. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2019.3.79-90>
2. Белоусов П.Е., Кайлачаков П.Э., Румянцева А.О. Минерально-сырьевая база цеолитов России // Георесурсы. 2024. № 26(4). С. 260-274. <https://doi.org/10.18599/grs.2024.4.12>
3. Буров А.И., Дистанов У.Г., Зайнуллин И.И. и др. Природные сорбенты СССР. Москва: Недра, 1990. 208 с.
4. Дистанов У.Г., Аксенов Е.М., Сабитов А.А. и др. Фанерозойские осадочные палеобассейны России: проблемы эволюции и минерагения неметаллов. Москва: Геоинформатика, 2000. 399 с.
5. Сабитов А.А., Колюхова Т.П., Трофимова Ф.А. и др. Бентониты Сахалина / Разведка и охрана недр / М.: ВИМС, 2007. С. 16-21.
6. Christidis G.E. Advances in the Characterization of Industrial Minerals / Mineralogical Society of Great Britain and Ireland, 2011. 485 p.

Обвал 2014 года в Долине Гейзеров: породы и причины

Большаков И.Е.^{1,2}, Лебедева Е.В.³

2014 rockfall in the Valley of Geysers: rocks and causes

Bolshakov I.E., Lebedeva E.V.

¹ МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва;

e-mail: bolshakov.ilya.210@yandex.ru

² Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

³ Институт географии РАН, г. Москва

Рассматривается вопрос гидротермальных преобразований вулканогенных пород, слагающих верхнюю часть левого борта реки Гейзерной в районе обвала 2014 г. Приводятся фотографии и описания пород, отобранных как непосредственно из обнажения стенки отрыва, так и из обвальных отложений.

Введение

Долина Гейзеров – уникальный природный объект, где на наших глазах в настоящее время происходят масштабные геологические события, изменяющие ее облик [3]. Одним из таких событий был обвал, произошедший в 2014 г. на левом борту долины р. Гейзерной, в районе Верхнегейзерного термального поля [4]. Этот участок присклонового массива был заранее известен как потенциально опасный [2], однако его обрушение в конечном итоге было неожиданным и не спровоцированным каким-либо очевидным фактором.

Полевые наблюдения и фактический материал

В процессе полевых работ в Долине Гейзеров в 2023 г. был совершен маршрут по руслу р. Гейзерная, от кордона «Долина Гейзеров» Кроноцкого заповедника до стенки отрыва обвала 2014 г. (рис. 1). В процессе работ производился отбор селевого материала, отложенного после обвала, и самих обвальных отложений.

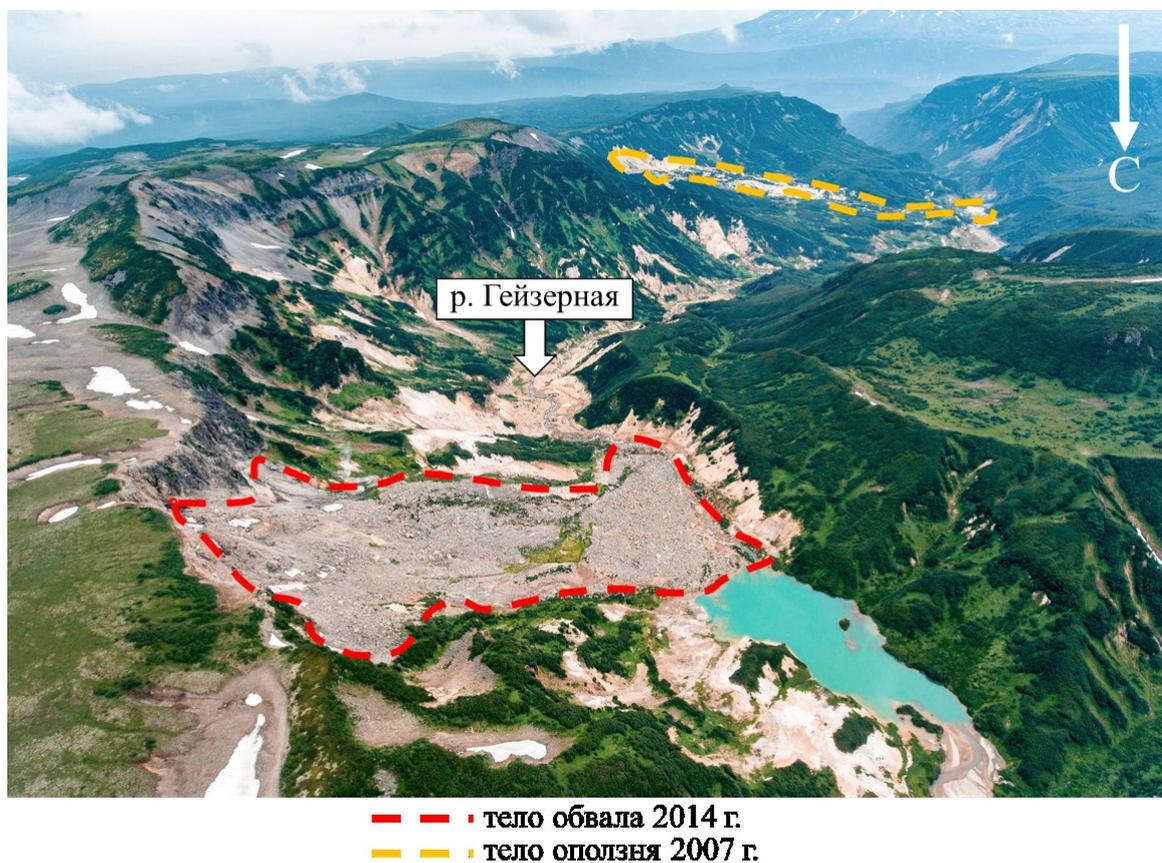


Рис. 1. Тело обвала 2014 г., подпрудное озеро и долина р. Гейзерной.

Тело обвала 2014 г. (рис. 1) с поверхности представляет собой нагромождение каменных глыб различного размера (до 4-5 м в поперечнике). Невооруженным взглядом заметны существенные различия отдельных глыб между собой. Встречаются как абсолютно черные, со стекляннным блеском глыбы неизменных пород, так и заметно осветленные образцы, что однозначно свидетельствует о произошедших с ними вторичных изменениях. При этом, измененные зоны (что особенно хорошо заметно на крупных глыбах) имеют вытянутую форму, согласующуюся с флюидальной слоистостью, образующейся в кислых породах в процессе их вязкого течения. Аналогичная картина неоднородной слоистой измененности наблюдается и в самой стенке отрыва (рис. 2). При этом стоит отметить, что в результате образовались фактически две стенки: основная, откуда обрушилась большая часть материала, и второстепенная, находящаяся гипсометрически ниже и южнее основной (рис. 2).



Рис. 2. Общий вид стенки отрыва обвала.

Появление гидротермальных преобразований в этих породах не является неожиданностью, так как практически вся долина реки Гейзерной изобилует выходами агрессивных термальных вод, а практически у основания второстепенной стенки отрыва находится самая мощная из обнаруженных на Верхнегейзерном термальном поле разгрузок, вырывающийся из нее пар имеет температуру 111 °С.

В процессе обследования тела обвала и стенок отрыва даже издалека было отчетливо заметно, что второстепенная стенка сложена значительно более светлыми породами. Непосредственно из второстепенной стенки были отобраны два образца. В то же время, основная стенка крайне труднодоступна для безопасного отбора образцов из-за крутизны склона и неустойчивых камней в теле обвала. Поэтому, дополнительные 8 образцов были отобраны из различных частей тела обвала таким образом, чтобы были представлены все различия гидротермально преобразованных пород.

Гидротермальная преобразованность обвалившихся горных пород

На рис. 3 приведены 5 образцов различной степени гидротермальной преобразованности, расположенные слева-направо в соответствии с увеличением степени их измененности. У всех образцов сфотографированы гладкие полированные поверхности при идентичных настройках параметров съемки и освещении. На приведенных фотографиях отчетливо заметны текстуры течения, выраженные в ориентированности вытянутых минералов вкрапленников, а также в наличии слоистости, особенно ярко выраженной на образцах средних степеней изменения. В двух последних образцах отчетливо видно, что к наиболее осветленным полосам приурочена сеть пор. Вероятно, сетью пор и микротрещин как раз можно объяснить неоднородную переработку данных пород. Агрессивный флюид мог мигрировать по наиболее проницаемым зонам, которые в данных породах имеют вытянутую форму, благодаря особенностям формирования этих пород.



Рис. 3. Образцы различной степени гидротермальной преобразованности, отобранные из стенки отрыва и из тела обвала.

Стоит отметить, что наиболее преобразованные образцы (один из которых приведен на рис. 3 справа) были отобраны из обнажения второстепенной стенки обвала. В теле обвала пород такой степени преобразованности практически не встречалось. Учитывая тот факт, что второстепенная стенка обвала находится гипсометрически ниже основной, логично предположить, что основанием для основной стенки служат аналогичные породы повышенной степени преобразованности.

Так как гидротермальные преобразования вызывают значительные изменения свойств пород [1], в частности, увеличение пористости, снижение плотности, а также снижение прочностных и деформационных характеристик, можно предположить, что значительным фактором, повлиявшим на обрушение пород в данном месте, являлись гидротермальные изменения пород основания. Таким образом, как это было показано для оползня 2007 г. [5], гидротермальные преобразования внутри присклоновых массивов в гидротермально активных районах могут являться одними из определяющих факторов развития склоновых процессов.

Выводы

По данным полевых наблюдений, а также по первичным данным лабораторных исследований отобранных образцов можно заключить, что породы, слагающие стенку отрыва обвала 2014 г., в значительной степени гидротермально изменены. При этом, наиболее измененными, а значит и наиболее ослабленными, являются нижние горизонты обвалившейся толщи. Эти факты позволяют предположить, что одним из

наиболее существенных факторов возникновения подобного крупного обвала является гидротермальная переработка основания толщи обвалившихся пород.

Список литературы

1. *Большаков И.Е.* Изменение состава и свойств вулканогенных пород на Верхнем термальном поле вулкана Бурлящий (Большой Семячик, п-ов Камчатка) // Инженерная геология. № 3. 2021. С. 40-51.
2. *Двигало В.Н., Мелекесцев И.В.* Геолого-геоморфологические последствия катастрофических обвальных и обвально-оползневых процессов в камчатской Долине Гейзеров (по данным аэрофотометрии) // Вулканология и сейсмология. 2009. № 5. С. 24-37.
3. *Сугробов В.М., Сугрובה Н.Г., Дроздин В.А. и др.* Жемчужина Камчатки – Долина Гейзеров. Петропавловск-Камчатский: Камчатпресс, 2009. 159 с.
4. *Леонов В.Л.* Обвал и оползень, произошедшие 4 января 2014 г. в Долине Гейзеров, Камчатка, и их последствия // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2014. № 1. Вып. 23. С. 7-20.
5. *Фролова Ю.В., Гвоздева И.П., Чернов М.С., Кузнецов Н.П.* Инженерно-геологические аспекты гидротермальных преобразований туфогенных пород Долины Гейзеров (полуостров Камчатка) // Инженерная геология. № 6. 2015. С. 30-42.

Геофизические исследования структуры Верхне-Кошелевской термоаномалии (Кошелевский вулканический массив, Южная Камчатка)

Букатов Ю.Ю., Нуждаев И.А., Феофилактов С.О.

Geophysical research of the Verkhne-Koshelevskaya thermal anomaly structure (Koshelevsky volcanic massif, Southern Kamchatka)

Bukatov Yu. Yu., Nuzhdaev I. A., Feofilaktov S. O.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский;

e-mail: tomgf@mail.ru

На площади Верхне-Кошелевской термоаномалии проведены геофизические исследования. Построена и описана вероятная сеточная (грид) двумерная модель структуры поля до глубины 600 м. В структуре термального поля выделяются участки с различными плотностными и магнитными характеристиками, структура поля неоднородна.

Введение

Южная оконечность Камчатки характеризуется интенсивной и разнообразной геотермальной деятельностью, основная часть которой сосредоточена в Паужетско-Камбально-Кошелевском районе. Авторский коллектив многие годы успешно проводит комплексные геофизические исследования на основных объектах этого района.

Вулкан Кошелева (Кошелевский вулканический массив) расположен в юго-западной части полуострова Камчатка, вытянут в субширотном направлении от Охотского моря до Камбального хребта. Его длина составляет 20 км, ширина 14 км, абсолютная высота 1812 м. Ближайшими населенными пунктами являются п. Озерновский, расположенный северо-западнее на расстоянии 20 км, и п. Паужетка в 10 км на северо-восток. Кошелевский вулканический массив состоит из пяти (Древний, Западный, Валентин, Центральный, Восточный) сросшихся стратовулканов от нижнечетвертичного до голоценового возраста и относится к Паужетско-Камбально-Кошелевскому геотермальному району.

На склонах вулкана Кошелева находятся два очень крупных термальных поля, которые уместно также называть термоаномалиями (т/а) Верхне-Кошелевская и Нижне-Кошелевская, по периферии располагаются термальные источники (до 40 °С) различного состава. Нижне-Кошелевская термоаномалия расположена на западном склоне массива, где на относительно малой площади сосредоточено множество мощных газопаровых струй [1]. Бурением скважин в этом районе оконтурена зона перегретого (сухого) пара, распространяющаяся на глубину более 1.5 км. Установлено пародоминирующее геотермальное месторождение электрической мощностью ≥ 90 МВт [3]. Прогнозные геотермальные ресурсы всего Кошелевского вулканического массива составляют ≥ 300 МВт.

Верхне-Кошелевское термальное поле расположено в северо-западной части Кошелевского вулканического массива, в большой эрозионной котловине на абсолютных отметках 1200-1250 м. Гидрографическая сеть представлена тремя основными ручьями (Восточный, Западный, Дальний), вытекающими из-под снежников и сливающихся в единый поток (истоки р. Шумной) за пределами термального поля. Термопроявления представлены парогазовыми струями, водногрязевыми котлами, горячими источниками и озерами, парящими грунтами. Всего здесь было выделено три участка: Тартарары, Полигон и Кислый. Парогазовая активность приурочена, в основном, к долине руч. Восточный (участок Тартарары) [2]. Температуры парогазовых струй достигают 158 °С. Поле окружено экструзиями дациандезитов, в южной части кромки кратера вскрывается блок пород, отвечающих по составу и структуре микродиоритам (субвулканической фации пород среднего состава). Участок выхода гидротерм имеет весьма сложное геологическое строение. Площадь термального поля составляет 0.4 км².

В 2024 г. авторами были проведены наземные геофизические исследования методами магниторазведки и гравиразведки. В работе представлен анализ полученных результатов.

Аппаратура и методика исследований

В период июль-август 2024 г. проведены первые наземные гравиметрические исследования и магнитная съемка на площади Верхне-Кошелевского термального поля. Гравиметрия выполнялась автоматическим микропроцессорным гравиметром «CG-5 Autograv» (Scintrex, Канада). Диапазон измерений прибора >7000 мГал, разрешающая способность при снятии показаний 0.001 мГал. Геодезическое обеспечение осуществлялось GPS станциями Leica GR 10 с антеннами AR 10. Время записи на точках ≥ 15 мин. Точность определения координат пунктов исследования в плане составляла 0.04 м, по высоте 0.05 м. Гравиметрические наблюдения выполнены в 40 пунктах по трем профилям широтного простирания (рис. 1). Профили «МН» и «РС» располагались в верхней и нижней части термального поля и имели длину 500 м и 480 м, соответственно. Профиль «ОП» проходил через центральную часть термального поля, его длина составила 1 км.

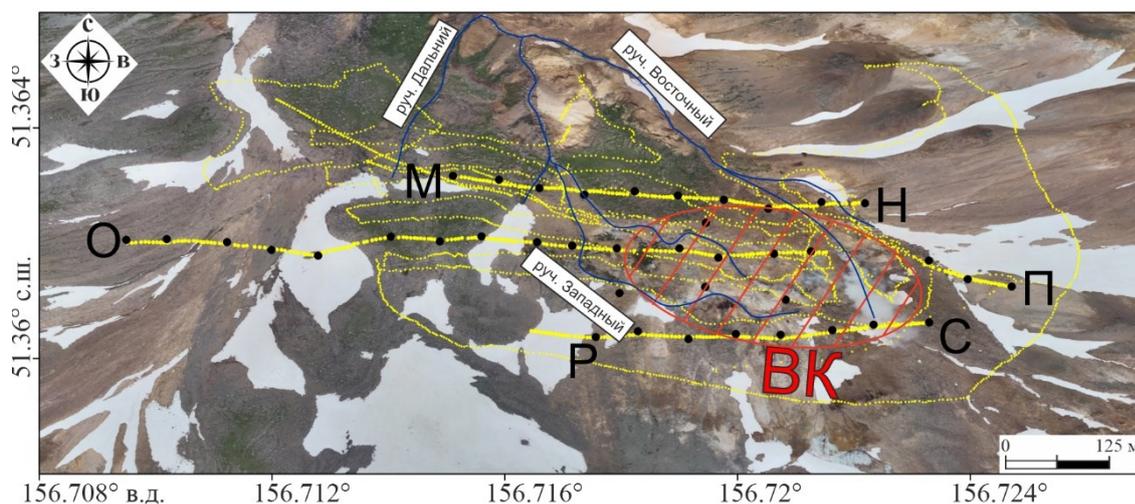


Рис. 1 Схема расположения геофизических профилей в районе Верхне-Кошелевской термоаномалии. Желтым цветом показаны пикеты магнитной съемки, черным – гравиметрические пункты измерений.

Магнитная съемка выполнена двумя магнитометрами «GSM-19W» на эффекте Оверхаузера (GEM Systems, Канада). Один прибор использовался для проведения рядовых измерений, другой – в качестве магнитовариационной станции для отслеживания суточных вариаций магнитного поля. Интервал между измерениями на магнитовариационной станции составлял 5 с, что позволило детально охарактеризовать суточные вариации магнитного поля. Магнитная съемка проведена по трем гравиметрическим профилям (рис. 1), а также по всей площади Верхне-Кошелевского термального поля с выходом за 20 °С изотерму, эта работа проводилась в 2017 г. Всего выполнено около 3000 рядовых замеров.

Для обеспечения работ современным картографическим материалом проводилась аэрофотосъемка с помощью квадрокоптера DJI Mavic 3T (DJI, Китай), оснащенного широкоугольной камерой. Плановая аэрофотосъемка проводилась на заданной высоте (100-500 м) от точки старта квадрокоптера. Полученные снимки обрабатывались в программном обеспечении Agisoft Metashape Professional. В результате обработки построены детальные ортофотопланы для Верхне-Кошелевской термоаномалии.

Полученные результаты

На графиках распределения потенциальных полей наблюдается ряд определенных закономерностей. Термальное поле, основная часть парогазовых струй мощных водных котлов, находится в зоне отрицательных значений аномального гравитационного поля интенсивностью от 0 до -0.4 мГал и отрицательных значений магнитного поля от -100 до -400 нТл. Северо-западная часть поля граничит с положительными аномалиями Δg до 0.5 мГал и ΔT_a от 100 до 300 нТл. Участку Таргарары соответствует область низких значений потенциальных полей Δg (-0.3 до -0.4 мГал) и ΔT_a (-200 нТл). Западная часть профиля О-П проходит в области отрицательных значений Δg , по периферии до -0.4 мГал, и положительных значений ΔT_a до +400 нТл; в центральной части значения Δg увеличиваются до +0.3 мГал, а ΔT_a уменьшаются до первых десятков нТл и происходит переход в область отрицательных значений; восточная часть располагается в области отрицательных значений Δg до -0.3 мГал и ΔT_a до -200 нТл.

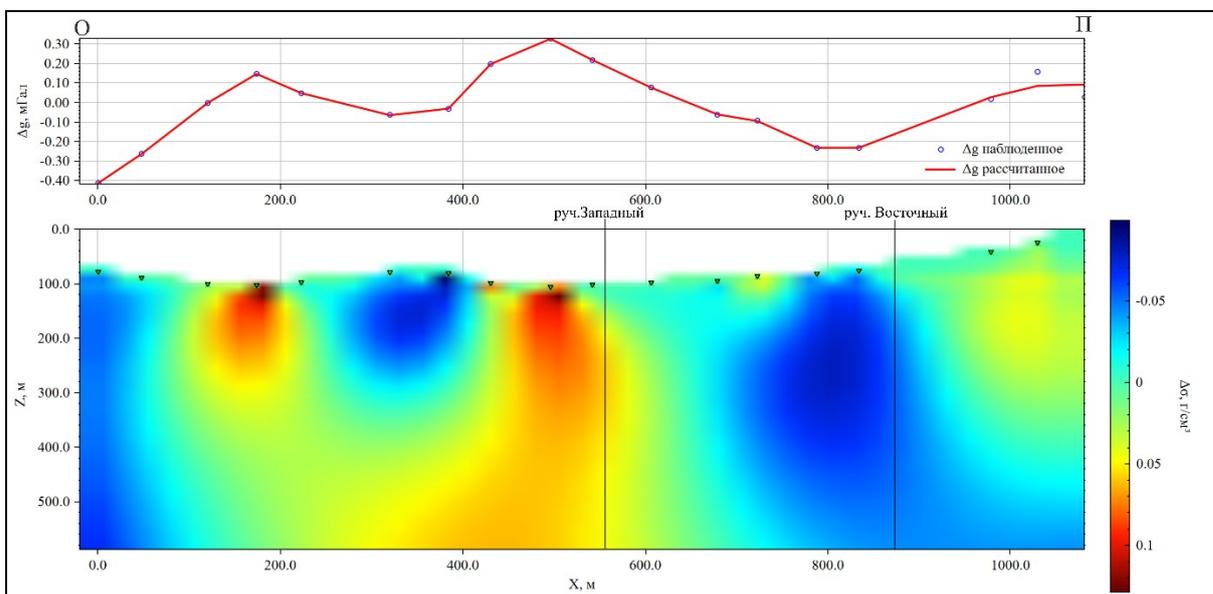


Рис. 2. Вероятная сеточная (гид) двумерная плотностная модель структуры Верхне-Кошелевской термоаномалии по профилю О-П.

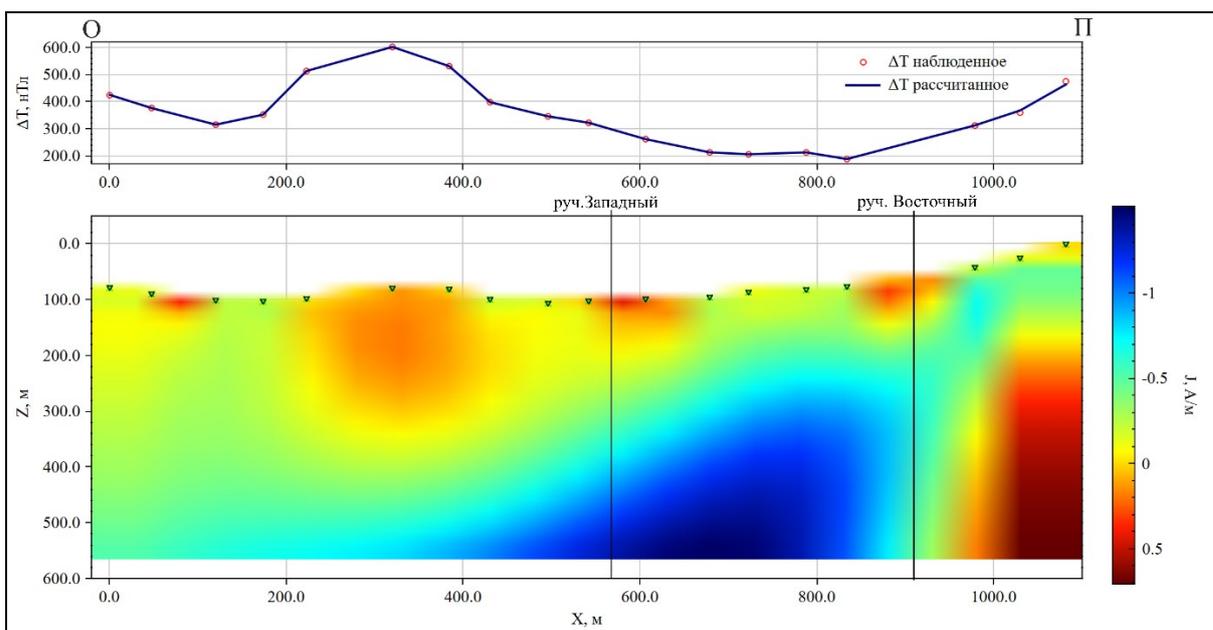


Рис. 3. Вероятная сеточная (гид) двумерная модель намагниченности структуры Верхне-Кошелевской термоаномалии по профилю О-П.

Учитывая все полученные геофизические данные, а также априорную геологическую информацию, построены сеточные модели структуры Верхне-Кошелевской термоаномалии по профилю О-П на глубину до 600 м (рис. 2, рис. 3). Решения двумерной задачи гравиразведки и магниторазведки для сеточных (грид) моделей проводилось в программе GravMagInv («ЛЮЛГЕО», Россия). Моделирование проводилось по данным 2024 г.

На графиках распределения потенциальных полей (рис. 2, рис. 3) наблюдается ряд определенных закономерностей. Центральная часть термального поля, участок Тартарары, характеризуется низкими значениями Δg и ΔT_a . Повышение значений графиков (ΔT_a и Δg) в восточной части соответствует выходу на склон вулкана Валентин. Западная часть профиля расположена на границе борта эрозионной котловины и характеризуется повышенными значениями ΔT_a (+400 нТл) и низкими значениями Δg (-0.4 мГал).

Построены сеточные модели предположительной структуры Верхне-Кошелевской термоаномалии. Сеточная модель, по данным аномального гравитационного поля (Δg), имеет четкую структуру. Выделяется зона с низкими относительными значениями плотности до -0.05 г/см^3 , а также две области повышенных значений в начале и конце профиля. На магнитной модели хорошо выделяются несколько областей: на краях профиля – область с высокими значениями намагниченности (J, А/м), и область низких значений, расположенная под участком Тартарары. На участке профиля от 200 до 400 м выделяется структура, имеющая низкие значения плотности и высокие значения намагниченности. Она территориально совпадает с осыпью крупнообломочных неизмененных пород, ширина осыпи составляет примерно 100 м, а мощность – не более 30-50 м.

В результате моделирования четко выделяется участок Тартарары как проницаемая на значительную глубину зона разрывных тектонических нарушений. В структуре термального поля выделяются участки с различными плотностными и магнитными характеристиками, структура поля неоднородна.

Авторы выражают глубокую признательность всем участникам структурно-геофизического отряда ИВиС ДВО РАН за содействие в проведении полевых исследований. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда, проект № 24-27-20083 (<https://rscf.ru/project/24-27-20083/>).

Список литературы

1. Вакин Е.А., Декусар З.Б., Сережников А.И., Спиченкова М.В. Гидротермы Кошелевского вулканического массива // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 58-84.
2. Калачева Е.Г., Рычагов С.Н., Королева Г.П., Нуждаев А.А. Геохимия парогидротерм Кошелевского вулканического массива (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2016. № 3. С. 41-56.
3. Писарева М.В. Зона природного пара Нижне-Кошелевского геотермального месторождения // Вулканология и сейсмология. 1987. № 2. С. 52-63.

Характеристика шлессмахерита из отложений фумарол вулкана Шивелуч

Вергасова Л.П.¹, Филатов С.К.², Шаблинский А.П.³, Назарова М.А.¹

Characteristics of schlossmacherite from fumarole deposits of the Shiveluch volcano

Vergasova L.P., Filatov S.K., Shablinskii A.P., Nazarova M.A.

¹ *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;*

e-mail: vlp@kscnet.ru

² *Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург*

³ *Институт химии силикатов им. И.В. Гребенщикова РАН, г. Санкт-Петербург*

Представлены результаты исследования первой находки на Камчатке минерала шлессмахерита. Определен химический состав, проведены порошковая рентгенография и инфракрасная спектроскопия.

В работе представлены результаты исследования минерала шлессмахерита $(\text{H}_3\text{O})\text{Al}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$ из фумарольных отложений эксплозивного кратера вулкана Молодой Шивелуч, обнаруженного в 1970 г., во время длительного покоя вулкана после катастрофического извержения в 1964 г. Предварительно был охарактеризован как оксониевый аналог группы минералов алунита с рабочим названием оксониаалунит [1]. Минерал встречается в ассоциации с галитом, пиритом, ангидритом, бледитом, тамаругитом, старкиитом, натроалунитом и гематитом. Как минеральный вид шлессмахерит был впервые обнаружен в Чили, утверждён ММА и опубликован в 1980 г. [5]. Номенклатура минералов супергруппы алунита приведена в [3].

Для исследования минерала были привлечены методы аналитической химии, рентгеноспектральный анализ на волновом детекторе, порошковая рентгенография и ИК-спектроскопия. Были изучены две скрытокристаллические тонкодисперсные, местами с большим количеством газовых включений, пробы минеральных новообразований донной фумаролы Активной воронки-бокки (Ш-1/70) и Западной воронки-бокки (Ш-2/70).

Полученная расчетная формула по данным микрозондового анализа – $(\text{H}_{2.95}\text{Na}_{0.15}\text{K}_{0.06})_{\Sigma 3.16}\text{Al}_{3.02}\text{S}_{1.96}\text{O}_8(\text{OH})_6$ – не противоречит приведенному выше синтетическому соединению и формуле известного минерала группы алунита шлессмахерит. На микрозондовый рентгеноспектральный микроанализ (Камебакс, напыление угольное) был использован обломок обеленного измененного андезита с термальной площадки Центрального купола Активной воронки-бокки [2]. Полностью данные химического анализа приведены в [1]. Тонкодисперсные пенистые агрегаты исследуемых проб были не пригодны для этого вида анализа из-за невозможности приготовления аншлифов с чистотой обработки поверхности, равной оптической. Присутствие в анализах незначительных содержаний натрия и калия наиболее вероятно связано с изоморфным замещением ионов оксония.

Порошковая рентгенография минерала на дифрактометре ДРОН 2 (CoK α) выявила сходство с рентгенограммой синтетического соединения $(\text{H}_3\text{O})\text{Al}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$ (табл. 1) [1]. Минерал кристаллизуется в пространственной группе $R\text{-}3m$, рассчитанные параметры элементарной ячейки: $a=7.016(5)$, $c=17.12(1)$ Å, $V=730(1)$ Å³. Получены инфракрасные спектры этих проб (табл. 2), интерпретация выполнена на основе данных из работы [4].

Таблица 1. Данные порошковой рентгеновской дифракции для шлэссмахерита с вулкана Шивелуч

Шлэссмахерит		$(\text{H}_3\text{O})\text{Al}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$		
Проба Ш-1/70		ICDD-16-0409		
I/I_0	$d, \text{Å}$	I/I_0	$d, \text{Å}$	hkl
44	4.96	70	4.95	102
26	3.511	15	3.51	110
100	2.977	100	2.99	113
20	2.220	25	2.27	122
18	1.9019	30	1.909	009
		20	1.905	027
15	1.7507	15	1.755	208
4	1.6533	5	1.654	312

Таблица 2. Полосы инфракрасных спектров (см^{-1}) шлэссмахерита с литературными данными

Проба		Ссылка	Интерпретация*
Ш-1/70	Ш-2-1/70	[2]	
432	416, 447	450	$\nu_2 (\delta) (\text{SO}_4)$
	486	465	
		480	
		490	
		510	$\delta \text{ OH}, \nu \text{ Al-O}$
528	5166 555, 586	530	
		565	
594	609	585	$\nu_4 (\delta) (\text{SO}_4)$
624	632	620	
678	671		$\delta \text{ OH}$
	702		
	817, 887		
		970	$\nu_1 (\text{SO}_4)$
1031	995	1015	$\nu_3 (\text{SO}_4)$
1080	1111	1085	
1111	1126	1120	
1146	1165	1164	$\nu_3 \text{ H}_3\text{O}^{+?}$
		1190	
1219		1245	$\delta \text{ OH}$
	1303	1300	
	1327		
1400			
		1550	(SO_4)
1635	1635, 1651	1640	H_3O^+ и/или H_2O
		1715	
		2030	
2183			
		2500	(SO_4)
		2940	О-Н растяжения
		3190	
3448	3224-3456	3410	
		3680	

Примечание. * – по данным [4].

На рисунке показано изображение шлэссмахерита в отраженных электронах. Выделения минерала в обломке измененного андезита развиты по трещинкам, макро и микропорам, маркируя каналы флюидного теплопереноса, являясь продуктами локального метасоматоза.

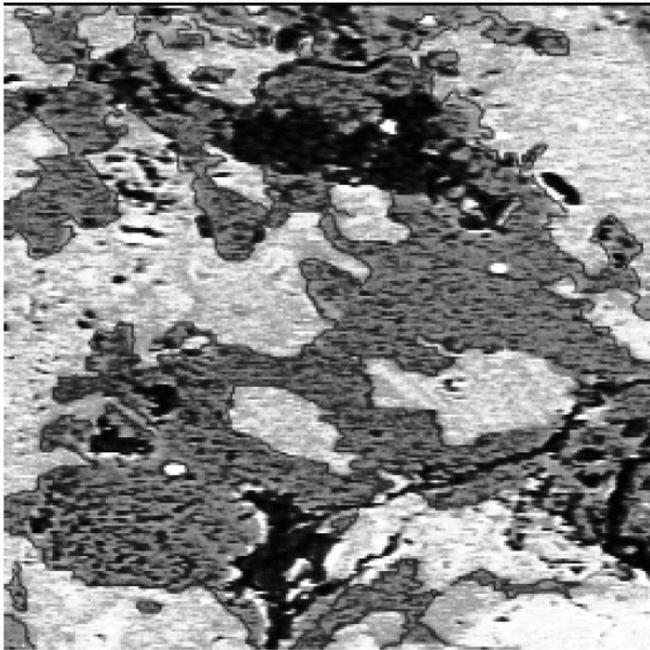


Рисунок. Изображение шлессмахерита (темной-серый цвет) в отраженных электронах. Фото Т.М. Философовой.

Исследования проведены в рамках гранта РФФ 23-77-10066 (<https://rscf.ru/project/23-77-10066/>) и поддержаны Министерством науки и высшего образования Российской Федерации в рамках бюджетной темы Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (№ FWME-2024-0006).

Список литературы

1. *Вегасова Л.П., Курсанова Т.П., Философова Т.М. и др.* Об алунизации в кратере вулкана Молодой Шивелуч (Северная группа вулканов, Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007. № 1. Вып. 9. С. 51-60.
2. *Курсанова Т.П.* Результаты режимных наблюдений на вулкане Шивелуч в 1965-1970 гг. Отчет. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 1971. 200 с.
3. *Bayliss P., Kolitsch U., Nickel E.N., Pring A.* Alunite supergroup: recommended nomenclature // Mineralogical Magazine. 2010. V. 74. № 5. P. 919-927. <https://doi.org/10.1180/minmag.2010.074.5.919>
4. *Plasil J., Skoda R., Fejfarova K., Sejka J et al.* Hydroniumjarosite, $(\text{H}_3\text{O})+\text{Fe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$, from Cerros Pintados, Chile: Single-crystal X-ray diffraction and vibrational spectroscopic study // Mineralogical Magazine. 2014. V. 78. № 3. P. 535-547. <https://doi.org/10.1180/minmag.2014.078.3.04>
5. *Schmetzer K., Otterman J., Bank H.* Schlossmacherite, a new mineral of the alunite-jarosite group // Neues Jahrbuch für Mineralogie. 1980. № 3. P. 215-222.

Субмикронные особенности стекла и поверхностей пор из образцов базальтов как показатели механизмов кристаллизации базальтовой лавы

Гембицкая И.М., Калина В.В.

Submicron features of glass and pore surfaces from basalt samples as indicators of the basaltic lava crystallization mechanisms

Gembitskaya I.M., Kalina V.V.

Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, г. Санкт-Петербург;

e-mail: kvv.padi@gmail.com

Сканирующий электронный микроскоп JEOL-7001 с EDS Oxford XMax 80 использован для изучения субмикронных гетерогенностей базальтовой лавы и шлака с целью уточнения механизмов кристаллизации. Исследование стекла показало тенденцию базальтовых расплавов к химической дифференциации. Обнаружены факты роста породообразующих минералов на затравке-пузыре и кристаллизация субмикронных минералов в атмосфере закрытых поровых пространств.

Введение

Распределение химических компонентов в лавах и шлаках обусловлено особенностями базальтовой магмы, такими как механизм роста кристаллов, поведение летучих веществ и подвижность компонентов, скорость дифференциации расплавов. В последнее время процессу нуклеации в расплавах посвящено много работ, показано, что химическая дифференциация расплавов последовательно меняет характер кристаллизации фаз [1]. Разнообразие процессов зарождения, роста и трансформации кристаллов в неравновесных условиях в сочетании с окружающим расплавом, содержащим летучие, приводит к неоднозначности интерпретации условий формирования базальтов [2, 9, 11].

Исследования микроструктурных и химических неоднородностей базальтового стекла и поверхности пор направлены на понимание поведения химических элементов при подъеме базальтовой магмы. Использование сканирующих электронных микроскопов с пространственным разрешением ≤ 1 нм (и/или ТЕМ) и энерго-дисперсионных кремний-дрейфовых детекторов с активной площадью кристаллов не менее 80 мм^2 позволяет изучать гетерогенности стекол и нуклеацию микроструктуры нанометрового масштаба.

Образцы и аналитические методы

Препараты для исследования представляли собой аншлифы и свежие изломы образцов шлака и лав Толбачинской трещинной зоны (1941, 1976, 2012-2013 гг.) [3, 6] и лав Этны 2002, 2018 и 2019 гг. [5, 8, 10, 13]. Гетерогенность стекла была ранее детально изучена в аншлифах [7].

Образцы покрывались углеродной пленкой в режиме динамического наклона и вращения. Исследование проводилось на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-7001F, оснащенный полевым эмиссионным катодом и спектрометром энергодисперсионной спектроскопии (ЭДС) Oxford X-Max 80 мм^2 в режимах вторичных электронов (SEI) и обратно рассеянных электронов (COMPO и TOPO). Ускоряющее напряжение варьировалось от 5 кВ до 25 кВ. Поверхность порового пространства и морфология минеральных микро-нанофаз в нем изучались с использованием пятиосевого столика для вывода анализируемой однородной области поверхности образца перпендикулярно электронному зонду с учетом рентгеновского излучения от химических элементов окружающей матрицы.

Дифференциация жидкой фазы

Многие стеклообразующие многокомпонентные оксидные системы имеют тенденцию к самопроизвольному разделению на две жидкие фазы в соответствии со структурой расплава, зависящей от состава, количества летучих веществ, давления и температуры. Изображения BSE образцов шлака, пепла и богатых стеклом пород содержат схожие неоднородности. На изображениях, полученных в режиме композиционного контраста, видны области стекла, различающиеся по составу: светлые обогащены Mg-Fe, темные – Al, Na, K. Часто Mg-Fe-области имеют тенденцию встречаться в виде тонкой сети прожилок и вокруг поровых пространств (рис. 1). Аморфная структура стекла подтверждена микродифракцией (просвечивающей электронной микроскопией).

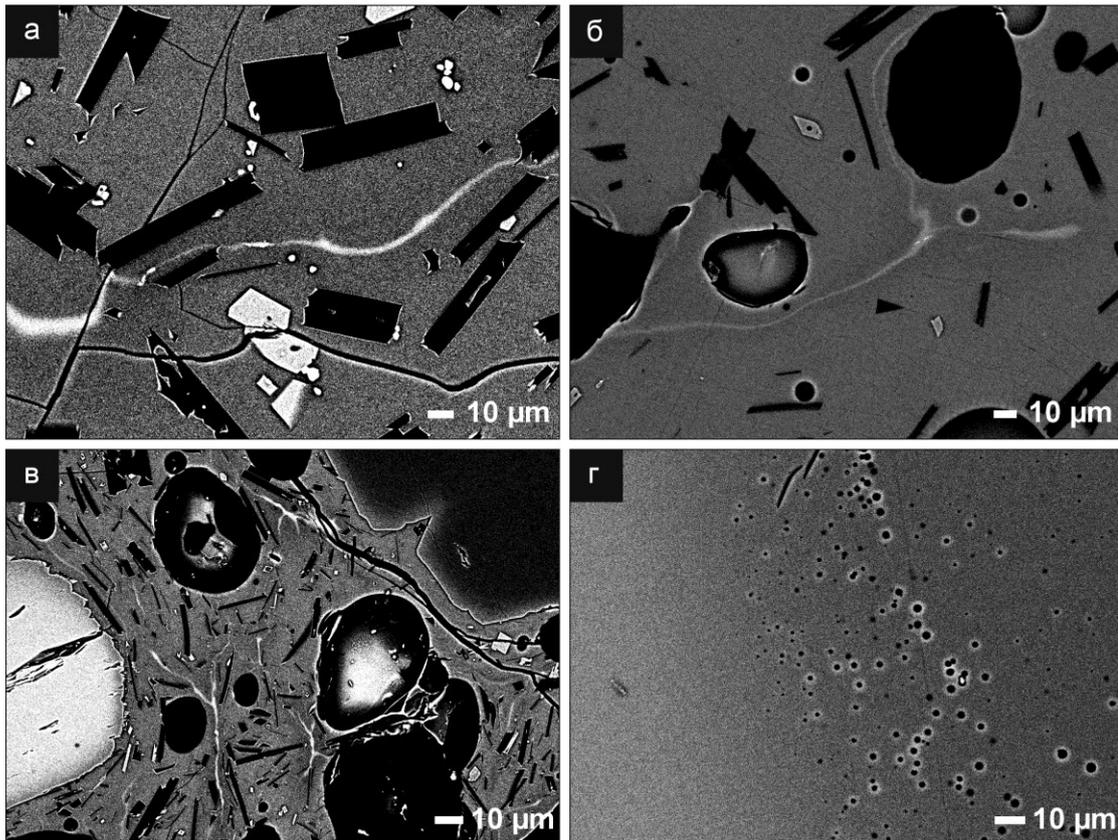


Рис. 1. Неоднородности в стекле в образцах различных извержений: Толбачик, 2012-2013 гг. (а); Толбачик, 1975-1976 гг. (б); Этна, 2017 г. (в); Толбачик, прорыв 1941 г. (г).

Газовые пузыри – основа для нуклеации

Газовые пузыри инициируют гетерогенное зародышеобразование кристаллов. Также известно, что чем больше пузырьков присутствует в объемном образце, тем быстрее распространяется кристаллизация в аморфном материале [12]. Нуклеация и рост кристаллов на пузырьках происходит при естественной дегазации магмы и способствует образованию мелкозернистой основной массы вулканических пород. Оливин появляется на поверхности пузырьков при кристаллизации основной массы лав и шлака, этот механизм хорошо наблюдается на аншлифах и изломах (рис. 2).

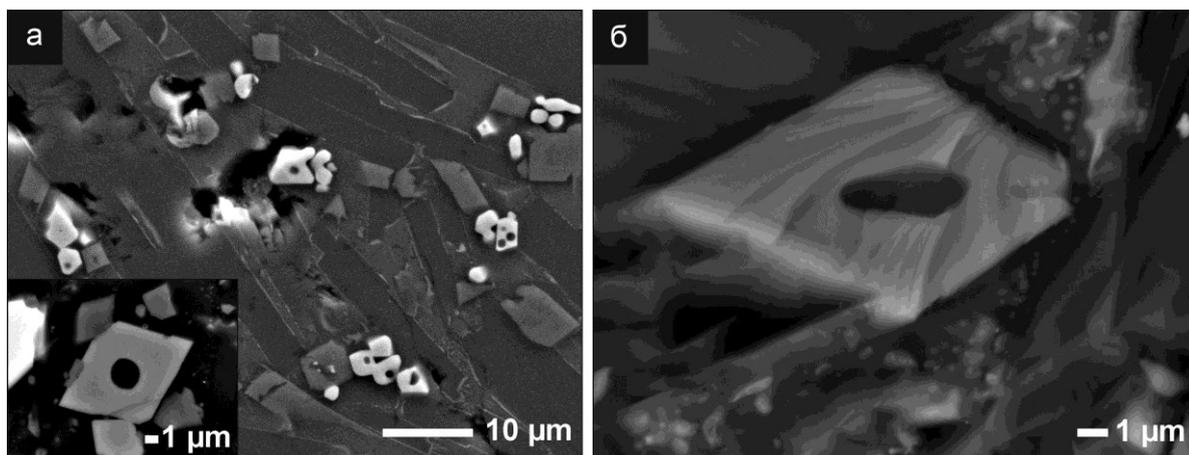


Рис. 2. Кристаллизация оливина на газовых пузырях в основной массе базальта (Толбачик, 2012-2013 гг.): в аншлифе (а); на изломе (б).

Поры как закрытая камера для сохранения минералов, кристаллизующихся из газовой фазы базальтов

Для исследования изготавливались свежие изломы лав начальной и последней стадий извержения Толбачика 2012-2013 гг. по специальной методике (исключающей загрязнение инородными фазами). В режимах вторичных электронов и топографического контраста выбирались субмикронные зерна, имеющие надежные контакты с окружающими идеально ограненными кристаллами орто-, клинопироксена, плагиоклаза или стеклом. По данным РМА во всех образцах были обнаружены волосовидные кристаллы апатита (рис. 3г), субмикронные зерна халькопирита, халькозина (рис. 3б), неоднородные зерна с преобладанием 1) цинка (всегда сопутствующие элементы на спектре Fe, S, Cl) (рис. 3е); 2) свинца, олова (часто с Cu) (рис. 3а). В порах образцов последнего этапа присутствует большое количество меди в самородном виде (рис. 3в) [4].

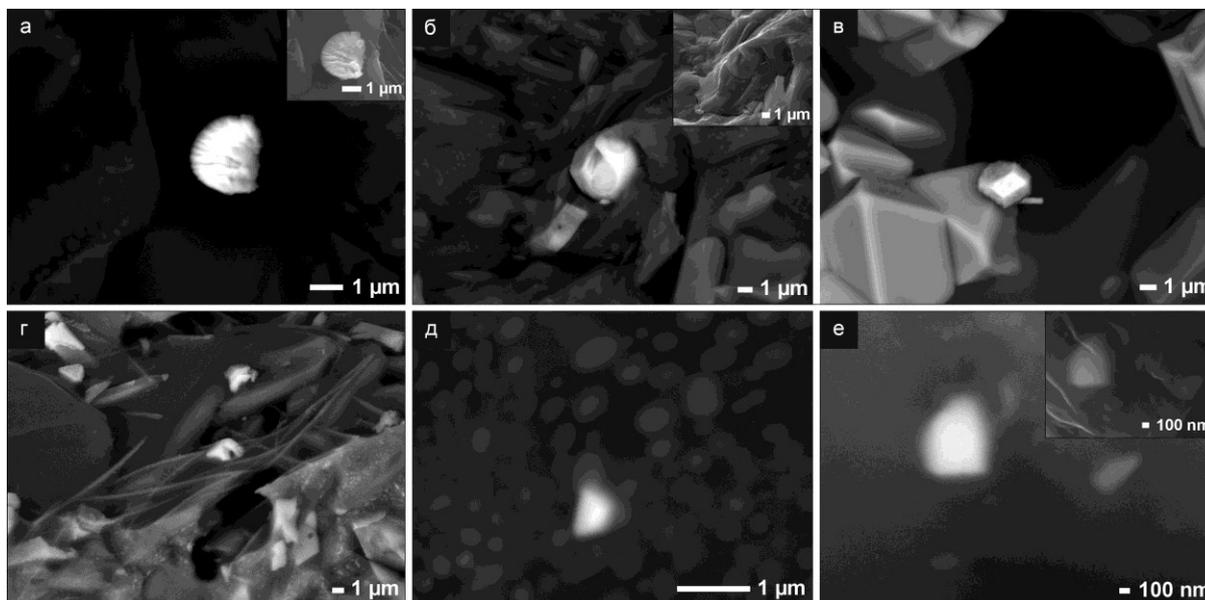


Рис. 3. Субмикронные зерна, открывающиеся на поверхностях пор (Толбачик 2012-2013 гг.): изображения в композиционном контрасте (яркие зерна имеют более высокий средний атомный номер), на рисунке (г) наблюдается волосовидный апатит.

В закаленных стеклах базальтов наблюдается перераспределение химических элементов в соответствии с микрогетерогенной структурой базальтового расплава, приводящей к особым условиям кристаллизации минералов основной массы. Отмечена

роль газовых пузырей как основы нуклеации, заключающаяся в увеличении тенденции к кристаллообразованию. Химические и морфологические особенности субмикронных зерен, присутствующих в порах, дают дополнительную информацию о механизмах формирования базальта.

Список литературы

1. Сычева Г.А. Зарождение кристаллов в стеклах на основе доменных шлаков. Влияние химической дифференциации на зарождение // Физика и химия стекла. 2019. Т. 45. № 1. С. 29-41. <https://doi.org/10.1134/S0132665119010098>
2. Bonechi B. Influence of Pre-Existing Nuclei on the Crystallization Kinetics of Primitive Alkaline Magmas: Insights on the Deep Feeding System of the Campi Flegrei Volcanic District // Minerals. 2020. V. 234. P. 1-21. <https://doi.org/10.3390/min10030234>
3. Churikova T.G., Gordeychik B.N., Edwards B.R. et al. The Tolbachik volcanic massif: A review of the petrology, volcanology and eruption history prior to the 2012-2013 eruption // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2015. V. 307. P. 3-21. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.10.016>
4. Cornwall H. A summary of ideas on the origin of native copper deposits // Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists. 1956. V. 51. P. 615-631. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.51.7.615>
5. Correale A., Corsaro R.A., Miraglia L. et al. The December 2018 eruption at Etna volcano: a geochemical study on melt and fluid inclusions // Frontiers in Earth Science. 2024. V. 11. Art. 1122132. <https://doi.org/10.3389/feart.2023.1122132>
6. Flerov G.B., Anan'ev V.V., Ponomarev G.P. The petrogenesis of rocks of the Ostryi and Ploskii volcanoes and the relationship between volcanic occurrences of basaltic and trachybasaltic magmas in the Tolbachik Dol area, Kamchatka // Journal of Volcanology and Seismology. 2015. V. 9. P. 162-181. <https://doi.org/10.1134/S0742046315030021>
7. Gembitskaya I., Pharoe B. Differentiation of Chemical Components in Basaltic Melts During Eruptions: An Example from Tolbachik–Hawaiian Fissure Zones and Etna Vent // Proceedings of the National Academy of Sciences, India, Section A. 2023. V. 93. P. 543-552. <http://dx.doi.org/10.1007/s40010-023-00843-x>
8. Lanzafame G., Casetta F., Giacomoni P.P. et al. The Rare Trachyandesitic Lavas at Mount Etna: A Case Study to Investigate Eruptive Process and Propose a New Interpretation for Magma Genesis // Minerals. 2021. V. 11. № 3. Art. 333. <http://dx.doi.org/10.3390/min11030333>
9. McIntosh I.M., Llewellyn E.W., Humphreys M.C.S. et al. Distribution of dissolved water in magmatic glass records growth and resorption of bubbles // Earth and Planetary Letters. 2014. V. 401. P. 1-11. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.05.037>
10. Métrich N., Allard P., Spilliaert N. et al. 2001 flank eruption of the alkali- and volatile-rich primitive basalt responsible for Mount Etna's evolution in the last three decades // Earth and Planetary Science Letters. 2004. V. 228. P. 1-17. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.09.036>
11. Ruth D.C.S., Costa F., Bouvet de Maisonneuve C. et al. Crystal and melt inclusion timescales reveal the evolution of magma migration before eruption // Nature communications. 2018. V. 9. Art. 2657. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-05086-8>
12. Shi Q., Tao J., Zhang J. et al. Crack- and Bubble- Induced Fast Crystal Growth of Amorphous Griseofulvin // Crystal Growth & Design. 2020. V. 20. P. 24-28. <https://doi.org/10.1021/acs.cgd.9b01292>
13. Ubide T., Kamber B.S. Volcanic crystals as time capsules of eruption history // Nature Communications. 2018. V. 9. № 1. P. 326. <https://doi.org/10.1038/s41467-017-02274-w>

Гидротермальные процессы отложений рифея и их влияние на химический состав подземных рассолов

Зарубов М.С.¹, Данилова М.А.¹, Тихонова К.А.¹, Ишков А.А.¹, Вахромеев А.Г.^{1,2}, Горохов А.П.¹

Hydrothermal processes of the Upper Riphean deposits and their influence on the chemical composition of underground brines

Zarubov M.S., Danilova M.A., Tikhonova K.A., Ishkov A.A., Vakhromeev A.G., Gorokhov A.P.

¹ ООО «РН-КрасноярскНИПИнефть», г. Красноярск;

e-mail: zarubov_maksim@mail.ru

² Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Перспективным источником лития и других микрокомпонентов являются промышленные рассолы нефтяных месторождений Сибирской платформы. В данной работе рассмотрены возможные источники привноса микрокомпонентов в рассолы и их взаимосвязь с процессами внедрения траппов триасового возраста и связанных с ним гидротермальных процессов.

Байкитская антеклиза – одна из крупных структур Сибирской платформы, отличительной особенностью которой является залегание крупных месторождений нефти и газа в отложениях рифея. Водоносный комплекс, подстилающий углеводородные скопления, содержит огромные запасы высокоминерализованных рассолов, имеющих промышленные концентрации таких компонентов как литий (Li), рубидий (Rb), стронций (Sr), бор (B), бром (Br), йод (I). Данный водоносный комплекс имеет огромный потенциал для добычи ценных микрокомпонентов из гидроминерального сырья, и в первую очередь лития (Li).

Проблемой происхождения высокоминерализованных рассолов в разное время занимались многие известные ученые, такие как Е.В. Пиннекер, И.В. Вожов, С.Л. Шварцев, М.Б. Букаты. Ими была сформирована седиментогенная модель происхождения рассолов Сибирской платформы, согласно которой промышленные рассолы представляют собой захороненную в осадочных породах и в разной степени метаморфизованную морскую воду и продукты ее сгущения, образовавшиеся в результате испарительного концентрирования морской воды в изолированных лагунах в предшествующие геологические эпохи [2]. Позднее, во время проявления траппового магматизма на территории Сибирской платформы в триасовом периоде, около 250 млн лет назад, рассолы подверглись процессам метаморфизма, прогрева до околокритических температур и воздействию глубинных термальных флюидов.

В пределах исследуемого района основная часть промышленных рассолов, доступных для извлечения ценных компонентов, залегает в отложениях рифея и соленосной формации кембрия. Массивные каверново-трещинные резервуары рифея разделены на 7 блоков, отделенных друг от друга сетью разнонаправленных, непроницаемых тектонических разломов. В результате чего каждый блок является самостоятельной замкнутой гидродинамической и гидрохимической структурой, что, вероятно, повлияло на текущий микрокомпонентный состав промышленных рассолов каждого блока. При этом каждый блок в разной степени подвергался процессам метаморфизма и взаимодействия с гидротермальными флюидами, что повлияло на формирование отличительных особенностей химического состава рассолов [8]. Результаты определения генетических коэффициентов приведены в табл. 1.

Таблица 1. Сводная таблица генетических коэффициентов

№ п/п	Блок	rNa/rCl	(rNa ⁺ – rCl ⁻)/rSO ₄ ²⁻	(rCl ⁻ – rNa ⁺)/rMg ²⁺	rCa/rCl	Cl/Br	B/Br	Na/K
1	№ 1	0.41	-777.39	5.80	0.41	137.56	0.03	30.01
2	№ 2	0.48	-894.14	5.51	0.30	216.53	0.11	22.15
3	№ 3	0.43	-457.67	4.79	0.37	151.02	0.08	21.35
4	№ 4	0.50	-7878.34	5.50	0.30	234.81	0.20	20.65
5	№ 5	0.31	-1339.16	4.13	0.43	136.82	0.02	15.51
6	№ 6	0.24	-2541.58	6.52	0.33	143.00	–	16.27
7	№ 8	0.50	-384.14	4.51	0.33	180.52	0.13	19.60
Генетический профиль рассолов		<0.87 седиментационного морского генезиса	Морская обстановка формирования	Хлормагнийевый тип	>0.2 Сильно метаморфизованные воды	<300 Глубинные метаморфизованные	0.13< Термальные воды 0.13> Рассолы внутрипластового концентрир.	20-50 природные воды зоны водообмена

Анализ генетических коэффициентов, описанных в работах В.А. Сулина, С.Л. Шварцева, Т.А. Киреевой [4, 7, 9], показывает, что из общей выборки сильнее выделяются рассолы, залегающие в пределах блоков 4 и 8, между которыми отмечается наибольшая разница химического состава, генетических коэффициентов и концентраций лития в среднем на 5-10 мг/л. Для выявления закономерностей концентрирования Li промышленные рассолы этих двух блоков будут условно разделены на два типа.

Первый тип промышленных рассолов (блок 8) поверхностного и внутрипластового концентрирования (рассолы древних платформ), для которых значения Na/Cl, Cl/Br, B/Br составляют 0.24-0.43, 136.82-151.02 и 0.02-0.11, соответственно, что характеризует воды как глубинные метаморфизованные седиментогенные.

Второй тип промышленных рассолов (блок 4), для которых значения Na/Cl, Cl/Br, B/Br составляют 0.48-0.50, 180.52-234.81 и 0.13-0.20. Такие значения коэффициентов указывают на более интенсивное взаимодействие с термальными водами тектонически активных областей современного вулканизма, либо процессы сильного прогрева водоносного горизонта, что привело к обогащению рассолов бором [5]. Также для данного блока характерна более высокая степень концентрации лития, в среднем на 5-10 мг/л, кальциево-натриевый химический состав, пониженная на 20-40 г/л минерализация.

Формула химического состава для каждого отдельного типа, имеет вид: обобщенный состав *первого типа*:

$$Li_{32}, Rb_3, Sr_{1210}, Br_{3712}, M_{220} - 393 \frac{Cl_{99,8-99,9}}{Ca_{32-59} Na_{24-55} Mg_{9-26}} pH_{4,1} - 6,1 \quad (1)$$

обобщенный состав вод *второго типа*:

$$Li_{47}, Rb_{3,6}, Sr_{746}, Br_{1814}, M_{212} - 335 \frac{Cl_{99,2-99,9}}{Ca_{25-61} Na_{26-60} Mg_{7-12}} pH_{4,6} - 6,5 \quad (2).$$

Был проведен сравнительный анализ элементного состава рифейских рассолов каждого отдельного блока (табл. 2) с усредненным составом морских вод мирового океана и рассчитаны коэффициенты концентрирования для каждого элемента в пределах отдельного блока [1].

Таблица 2. Распределение коэффициентов концентрирования элементов по блокам

Элемент	Mo	B	Na ⁺	Mg ²⁺	K ⁺	M	Cl ⁻	Rb ⁺	Co
Тип 1	1.87	4.09	4.49	7.42	10.48	8.89	11.69	20.07	25.55
Элемент	Mo	Mg ²⁺	Na ⁺	M	Cl ⁻	K ⁺	B	Co	W
Тип 2	2.99	4.95	5.41	7.75	9.27	12.10	14.09	18.26	67.15
Содержание в мор. воде, мг/л	0.01	4.4	10670	1280	396	34800	19190	0.12	0.005

Элемент	Br ⁻	W	Ca ²⁺	Cs ⁺	Ba ²⁺	Sr ²⁺	Γ	Ti	Li ⁺
Тип 1	52.77	52.71	114.90	128.48	121.03	153.27	103.80	231.65	210.24
Элемент	Br ⁻	Rb ⁺	Ca ²⁺	Sr ²⁺	Ba ²⁺	Cs ⁺	Γ	Ti	Li ⁺
Тип 2	27.85	29.06	76.18	93.24	98.36	138.59	144.00	177.32	262.91
Содержание в мор. воде, мг/л	67	408	0.0003	0.018	7.9	0.05	0.001	0.18	0.002

Элемент	As	V	Cu ²⁺	Ni	Cr	Zn ²⁺	Pb	Mn ²⁺	Se ²⁺
Тип 1	507.93	575.09	1842.2	1128.8	1505.7	781.10	8265.8	10029.7	45477.8
Элемент	As	Zn ²⁺	V	Ni	Cr	Cu ²⁺	Pb	Mn ²⁺	Se ²⁺
Тип 2	427.42	600.43	513.30	1029.0	1244.29	1660.35	3513.8	4371.9	27776.4
Содержание в мор. воде, мг/л	0.002	0.00025	0.0005	0.00025	0.001	0.00003	0.0001	0.0001	0.0001

Примечание. Элементы рассортированы в порядке возрастания коэффициента концентрирования.

Для рассолов *первого типа* наблюдается разделение по степени концентрирования на 3 условных подгруппы.

Группа 1 включает в себя элементы, концентрация которых увеличилась в 3-10 раз. К ней относятся макрокомпоненты – M, Cl, Na, Ca, Mg, K, B.

Группа 2 включает элементы, концентрация которых увеличилась в 10-500 раз. К ним относятся – Mo, Rb, Co, Br, W, Cs, Ba, Sr, I, Ti, Li, As, V.

Группа 3 включает элементы, концентрация которых увеличилась в 1000-10000 раз, к ним относятся – Cu, Ni, Cr, Zn, Pb, Mn, Se.

Для рассолов *второго типа* группы были сформированы по такому же принципу:

Группа 1 включает в себя макрокомпоненты – M, Cl, Na, Ca, Mg, K и микрокомпонент Mo.

Группа 2 включает в себя элементы – B, Co, W, Br, Rb, Ca, Sr, Ba, Cs, I, Ti, Li, As, Zn, V.

Группа 3 включает элементы – Ni, Cr, Cu, Pb, Mn, Se.

Выводы:

Элементы 1 группы, концентрация которых увеличилась в 10-100 раз, представлены преимущественно макрокомпонентами, такими как Cl, Ca, Mg, Na, K. Данные элементы составляют основу химического состава морской воды, которая в процессе захоронения и погружения в более глубокие слои литосферы, в результате геологической эволюции преобразовалась в сверхкрепкие промышленные рассолы. Концентрирование данных элементов происходило преимущественно за счет процесса эллизионного отжатия части воды в верхние слои литосферы на стадии диагенеза. По данным В.И. Вожева, в процессе захоронения может отжиматься до 90 % воды, что сопоставимо со степенью концентрирования в первые десятки раз.

Концентрирование элементов 2 группы происходит интенсивнее, чем элементов первой группы, что, предположительно, может быть связано с процессом температурного прогрева, о чем свидетельствует увеличение относительной доли бора по сравнению с бромом в водном растворе (т.е. увеличение отношения B/Br),

вследствие процесса «испарение – конденсация», что наиболее ярко выражено на примере промышленных вод второго типа [4]. При этом, исходя из анализа отношения V/Br , можно сделать вывод о том, что рассолы первого типа в меньшей степени были подвержены температурному воздействию, чем рассолы второго типа. Подобный процесс, связанный с прогреванием рассолов, внедряемыми трапповыми интрузиями триасового возраста, ранее описывался в работах В.И. Вожова для залегающих выше по разрезу рассолов осинского горизонта нижнего кембрия [3].

В группе элементов № 3, представленной элементами Cu, Ni, Cr, Zn, Pb, Mn, Se, концентрирование превышает содержание относительно исходного состава морской воды в тысячи раз в рассолах двух типов. В водах первого типа корреляционная связь между элементами Cr, Cu, Mn, Zn, Pb, Ni положительная ($R^2 \geq 0.5$), что свидетельствует о концентрировании данной группы элементов при одном гидрогеохимическом процессе. Кроме того, для вод первого типа отмечается пониженное значение отношения V/Br , что свидетельствует о меньшей степени температурного воздействия на блоки. Подобные аномальные увеличения концентраций можно объяснить процессом привноса элементов гидротермальными флюидами, элементный состав которых имеет сходство с гидротермальными флюидами западной окраины Сибирской платформы [6].

Ранее было отмечено более высокое содержание лития, в среднем на 5-10 мг/л, в промышленных рассолах *второго типа*. При этом для Li отсутствуют корреляционные связи с элементами 3 группы, но наблюдается положительная корреляция с Ca, Na, K, Mg, что может свидетельствовать о привносе Li в рассолы не гидротермальными процессами, а за счет его накопления в процессе седиментации и дальнейшего взаимодействия рассолов с вмещающими горными породами.

Список литературы

1. *Алекин О.А., Ляхин Ю.И.* Химия океана. Ленинград: Гидрометеиздат, 1984. 343 с.
2. *Вахромеев А.Г., Смирнов А.С., Данилова М.А. и др.* Вулканогенно-тектоническая модель формирования флюидодинамических структур в осадочном чехле Ангаро-Ленского артезианского бассейна Сибирской платформы // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2024. Т. 2. № 1. С. 21-25.
3. *Вожов В.И.* Подземные воды и гидроминеральное сырье Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции. Монография. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2006. 209 с.
4. *Киреева Т.А.* Гидрохимические особенности вод фундамента в связи с нефтеносностью // Геология нефти и газа. 2018. № 1. С. 95-108.
5. *Киреева Т.А.* К методике оценки эндогенной составляющей глубоких подземных вод // Вестник Московского университета. Серия 4 Геология. 2009. № 1. С. 54-57.
6. *Литвинова И.В.* Гидрогеологические критерии нефтегазоносности курейской синеклизы. Дис. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2019. 202 с.
7. *Сулин В.А.* Условия образования, основы классификации и состав природных вод, в частности, вод нефтяных месторождений. Л.: Изд-во АН СССР, 1948. 107 с.
8. *Харахинов В.В., Шленкин С.И.* Трещинные резервуары нефти и газа. М.: Изд-во «Научный мир», 2015. 284 с.
9. *Dugamin E.J., Cathelineau M., Boiron M.C. et al.* Lithium enrichment processes in sedimentary formation waters // Chemical Geology. 2023. V. 635. Art. 121626. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2023.121626>

Поведение микроэлементов в ультракислых сульфатно-хлоридных термальных вулканических водах Курильских островов

Калачева Е.Г.

The behavior of trace elements in ultra acid sulfate-chloride thermal volcanic waters of the Kuril Islands

Kalacheva E.G.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: keg@kscnet.ru

Используя коэффициенты переноса (обогащения) элементов, показаны геохимические особенности трех типов ультракислых SO₄-Cl (Cl-SO₄) термальных вулканических вод: классических, разбавленных и смешанных.

В пределах Курильской островной дуги расположены 38 действующих вулканов, многие из которых вмещают мощные гидротермальные системы, включая системы, характеризующиеся наличием горизонтов ультракислых (pH<3) SO₄-Cl или Cl-SO₄ (в зависимости от мольного отношения сульфат/хлор) вод. Основными процессами, определяющими формирование этих вод, являются адсорбция магматических летучих веществ в неглубоких водоносных горизонтах в вулканических постройках (анионы) и растворение вмещающей породы (катионы). Однако, локальные (морфологические, геологические, гидрологические и др.) условия также являются значимыми.

Вулкано-гидротермальные системы Курильских островов. В регионе существует не менее 12 вулкано-гидротермальных систем с горизонтами ASC-вод (*Acid Sulfate Chloride*) [3]. База данных автора, полученная по результатам опробования разных лет, включает достоверную информацию о химическом составе ультракислых SO₄-Cl (Cl-SO₄) вод гидротермальных систем, приуроченных к вулканам: Эбеко (о. Парамушир), Синарка и Кунтоминтар (о. Шиащкотан), Берга и Три Сестры (о. Уруп), Баранского (о. Итуруп), Менделеева и Головнина (о. Кунашир) (рис. 1).

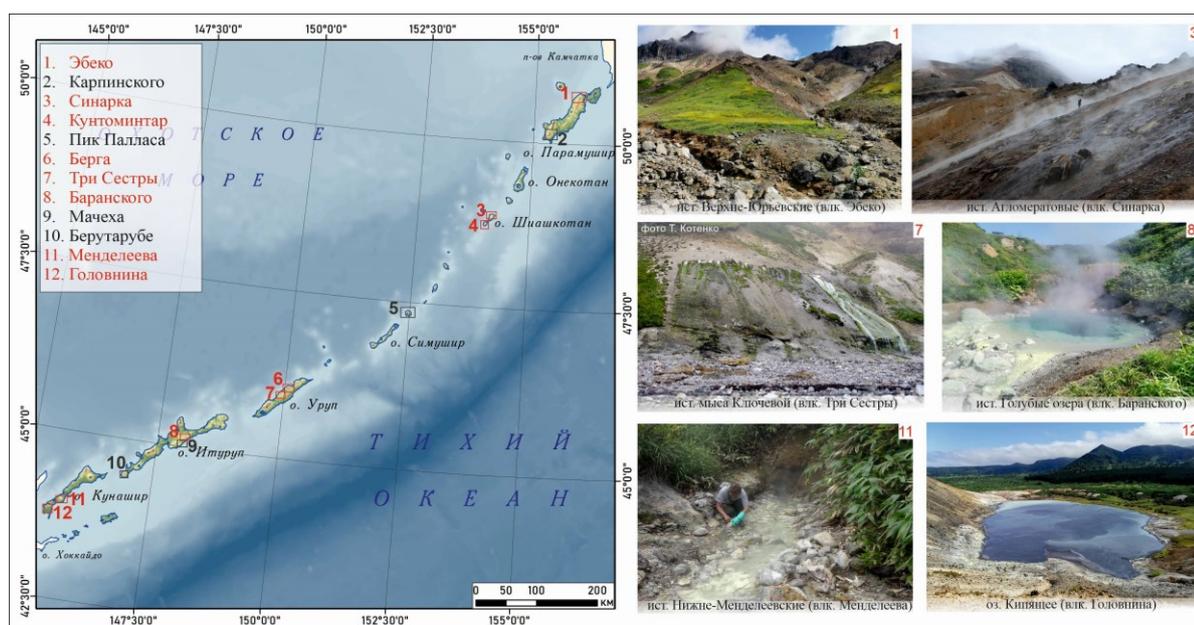


Рис. 1. Курильская островная дуга с расположением вулкано-гидротермальных систем (красным цветом выделены системы, участвующие в исследовании).

Разгрузка ASC-вод на вулкане Эбеко осуществляется в двух местах: в привершинной части и на северо-западном склоне в долине р. Юрьева (Верхне-

Юрьевские источники). Основные выходы на вулкане Синарка сосредоточены на его северном склоне, на разном удалении от Центрального экструзивного купола. Проявления Кунтоминтарской системы локализованы в кратере одноименного вулкана вблизи фумарол. На о. Уруп разгрузка осуществляется на западном склоне вулкана Берга, на некотором расстоянии от экструзивного купола вдоль русла р. Марья (источники Марьинские), а также у подножия вулкана Три Сестры в районе мыса Ключевой. Выходы ASC-вод гидротермальной системы вулкана Баранского сосредоточены в долине руч. Кипящий (источники Голубые озера). В районе вулкана Менделеева находятся три группы источников данного типа: Нижне- и Верхне-Докторские и Нижне-Менделеевские. В кальдере Головнина ASC-воды разгружаются на дне оз. Кипящее.

Макрокомпоненты. По соотношению анионов и катионов ультракислые воды Курильских островов можно разделить на три группы. В первую группу классических ультракислых $\text{SO}_4\text{-Cl}$ вод попадают источники вулканов Эбеко и Баранского, в катионном составе которых преобладают Al и Fe. Во вторую, разбавленную холодными грунтовыми водами, входят термальные воды Ca-Cl-SO_4 ($\text{SO}_4\text{-Cl}$) состава, разгружающиеся на склонах вулканов Синарка и Берга. В третью, смешанную с хлоридными натриевыми водами, включены источники вулканов Менделеева и Головнина, характеризующиеся Na-Cl-SO_4 составом вод.

Микроэлементы. Определение микроэлементов в исследуемых термальных водах методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) проводилось в Приморском центре локального элементного и изотопного анализа Дальневосточного геологического института (ДВГИ) ДВО РАН (г. Владивосток).

Для изучения особенностей поведения микроэлементов в термальных водах использованы коэффициенты обогащения элементов. В качестве нормирующего элемента использован магний благодаря его консервативному поведению в кислых флюидах [4]. На графиках (рис. 2) представлены нормированные значения отдельных представителей трех групп ультракислых вод Курильских островов с наиболее контрастными распределениями. Данные по микроэлементному составу вмещающих пород определены как среднестатистическое значение из 15 проб горных пород (преимущественно андезиты), отобранных в ходе морской экспедиции по Курильским островам в 2016 г.

Распределение коэффициентов обогащения в Верхне-Юрьевских источниках (вулкан Эбеко), которые входят в группу классических ASC-вод, показано на рис. 2а. Значительная часть точек ложится на линию конгруэнтного растворения породы ($F_i \sim 1$). Преимущественно, в эту группу входят высокозарядные и крупноионные литофильные элементы, а также редкоземельные элементы. Заметно выше единицы ложатся точки для В, As, Se, Te, Cd, Pb, Ge и Tl, которые, являясь летучими элементами, могут поступать вместе с глубинным магматическим флюидом. Третья группа элементов, с $F_i < 1$, указывает на обеднение раствора относительно этих элементов по сравнению с их содержанием в породе. В эту группу попадает большинство переходных металлов, которые могут быть потеряны в процессе осаждения и соосаждения в виде сульфидов или сульфатов, либо участвовать в образовании вторичных фаз, аргиллизации пород. Представленные распределения микроэлементов в водах Верхне-Юрьевских источников, определенные по данным опробования 2022 г., повторяют профили, полученные нами ранее по данным 2020 и 2014 гг. Подобный профиль характерен и для источников вулкана Баранского (Голубые озера) (рис. 2а).

Распределение точек для вод вулкана Синарка кардинально отличается от рассмотренных выше профилей группы классических ASC-вод, показанных на примере

вулкана Эбеко (рис. 2б). Выше единицы находится только бор. Ветвь монотонно снижается практически без перегиба в области линии конгруэнтного растворения породы ($F_i=1$). С породой уравновешены только Mn, Ca, Li и Cs. В отношении остальных элементов, включая летучие (As, Pb и др.), наблюдается обеднение водного раствора. Такое распределение указывает на осаждение редких и рассеянных элементов с окислами и гидроокислами железа, образующимися на выходе термальных вод на поверхность. Ранее нами показано [1], что эти осадки содержат (г/т): Ti (1689), Mn (465), V (102), Ba (78.1), Sr (68.5), Zn (32.1), Zr (26.8), Cu (24.6), Co (8.02), Pb (5.73), Rb (3.67), Mo (2.04), Cr (1.49), Ni (1.6), Se (1.23) и обогащены редкоземельными элементами. То есть, в данном случае реализуется эффект pH: гидроокислы Fe^{3+} начинают осаждаться при $pH > 2.5$.

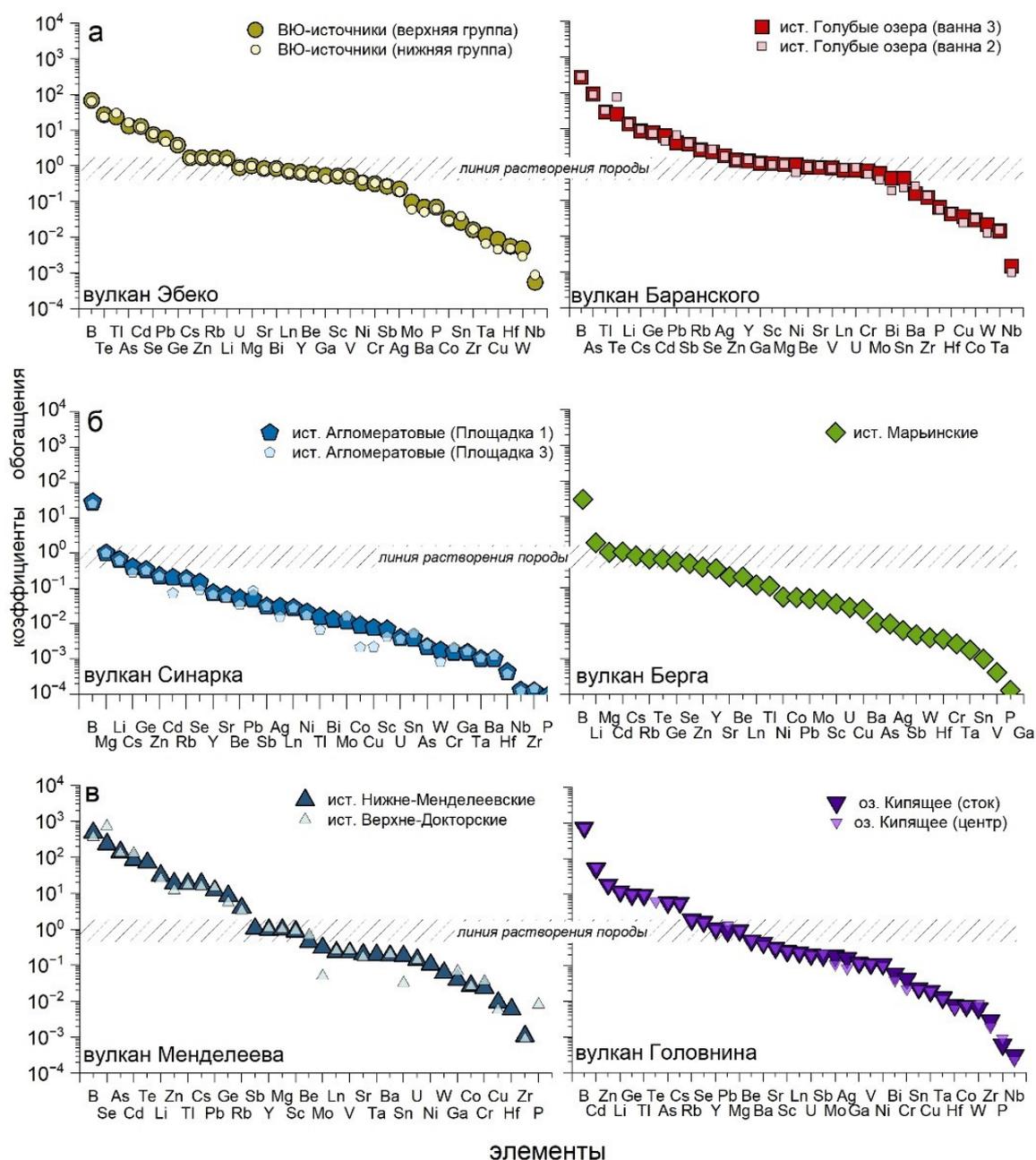


Рис. 2. Коэффициенты обогащения элементами в воде по отношению к породе для ультракислых вод: а) классические (вулканы Эбеко и Баранского); б) разбавленные (вулканы Синарка и Берга); в) смешанные (вулканы Менделеева и Головнина).

Распределение элементов для источников вулкана Берга (pH ~3) схоже с данными об источниках вулкана Синарка. Разгрузка термальных вод в виде Марьинских источников также сопровождается образованием гетита с примесью швертманнита.

Для ультракислых вод вулканов Менделеева и Головнина (о. Кунашир) профили распределения значений по микроэлементам похожи, но существенно отличаются от представленных выше (рис. 2в). Графики демонстрируют более резкий наклон, уменьшение в широком диапазоне (в пределах 5 порядков), без формирования перегиба вдоль линии полного растворения пород. В этих ультракислых водах наблюдается более высокая степень обогащения рядом высокоподвижных элементов (B, Zn, Se, Cd, As, Te), а также редкими щелочными элементами (Li, Rb, Cs). Подвижные халькофильные элементы, а также бор, могут поступать в раствор из внешних источников, таких как измененные породы, обогащенные сульфидами и глинистыми минералами. Нельзя исключать и вклад магматической составляющей, особенно в отношении бора. Для малоподвижных элементов существует некоторый разброс в значениях коэффициентов обогащения, но в целом они близки. В эту группу попадают Nb, Zr, Hf, Co, Cr, Ni, Ti и др. Среди них Ni и Co могут теряться при совместном осаждении с сульфидами железа, остальные весьма устойчивы в матрице породы и не переходят в воду даже при очень низком pH. Как мы отмечали ранее [2], такое распределение элементов нетипично для ультракислых сульфатно-хлоридных вулканических вод и, вероятнее всего, контролируется смешением с близконеutralными хлоридно-натриевыми водами глубинных водоносных горизонтов. Такие воды в виде кипящих источников разгружаются у подножия вулканов Менделеева и Головнина, а также вскрыты скважинами на северо-восточном склоне вулкана Менделеева.

Выводы. Каждая из групп ASC-вод Курильских островов характеризуется определенным набором микроэлементов и распределением коэффициентов переноса (обогащения). Воды классического типа обогащены летучими элементами (B, As, Se, Te, Cd, Pb, Ge, Tl). Высокочargedные и крупноионные литофильные, а также редкоземельные элементы имеют в этих водах коэффициенты переноса, близкие к единице, что соответствует их полному переходу из породы в раствор. Для разбавленных вод характерны низкие (меньше единицы) коэффициенты переноса большинства элементов за счет осаждения минералов по пути фильтрации вод. Смешанные воды максимально обогащены летучими (B, Zn, Se, Cd, As, Te), а также редкими щелочными элементами (Li, Rb, Cs).

Работа выполнена в рамках государственного задания ИВиС ДВО РАН по теме НИР «Роль гидротермальных систем Курило-Камчатской вулканической дуги в перераспределении мантийного и корового вещества, в процессах минерало-рудогенеза» (FWME-2024-0006).

Список литературы

1. Kalacheva E., Taran Y., Kotenko T. Geochemistry and solute fluxes of volcano hydrothermal systems of Shishkotan, Kuril Islands // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2015. V. 296. P. 40-54.
2. Kalacheva E., Taran Y., Voloshina E., Inguaggiato S. Hydrothermal system and acid lakes of Golovnin caldera, Kunashir, Kuril Islands: Geochemistry, solute fluxes and heat output // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2017. V. 346. P. 10-20.
3. Taran Y., Kalacheva E. Acid sulfate-chloride volcanic waters; Formation and potential for monitoring of volcanic activity // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2020. V. 405. Art. 107036.
4. Varekamp J.C. The chemical composition and evolution of volcanic lakes // Volcanic Lakes. Advances in Volcanology. Rouwet D., Christenson B., Tassi F., Vandemeulebrouck J. (Eds.). Springer-Verlag, 2015. P. 93-123.

Сравнительная характеристика Малкинских и Начикинских термальных вод (п-ов Камчатка)

Калачева Е.Г., Волошина Е.В.

Comparative characteristics of Malkinsky and Nachikinsky thermal waters (Kamchatka Peninsula)

Kalacheva E.G., Voloshina E.V.

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;
e-mail: keg@kscnet.ru*

Используя данные опробования разных лет, приводится сравнительная геохимическая характеристика двух представителей щелочных азотных кремнистых термальных вод Камчатки, разгружающихся в виде Малкинских и Начикинских горячих источников.

Начикинские и Малкинские горячие источники расположены на расстоянии 90 км и 130 км от столицы Камчатского края по трассе Петропавловск-Камчатский – Мильково и относятся к наиболее посещаемым термопроявлениям полуострова. Обе группы источников известны с конца XVIII века. Их посещали и описывали многие исследователи, в число которых выходили А. Эрман, К. Дитмар, В.Н. Тюшов, участники экспедиции В.Л. Комарова. Первые данные о химическом составе источников представлены в сборнике «Естественные производительные силы России» в 1918 г. Комплексные исследования на термальных площадках впервые выполнены Б.И. Пийпом в 1934 г. В 1960-1970-х гг. началась разведка Малкинского и Начикинского месторождений термоминеральных вод, пробурен ряд поисковых скважин, проведен подсчет эксплуатационных запасов [1]. Наиболее продуктивные скважины функционируют в настоящее время. Термальную воду используют для водоснабжения близрасположенных потребителей, а также для наполнения бассейнов баз отдыха.

Бальнеологический потенциал источников сейчас не используется, тогда как в советское время (в 1960-1980-х гг.) на базе Начикинского месторождения работал санаторий республиканского значения, в который ежегодно приезжали порядка 2.5 тыс. человек, преимущественно жители Дальнего Востока. Лечение было основано на свойствах горячих азотных щелочных кремнистых вод, которые использовались для примочек, микроклизм, ирригации, компрессов, местных и общих ванн. Основные показания к применению: заболевания опорно-двигательного аппарата, лор-органов, поражения периферической нервной системы, остеохондроз, проблемы гинекологического характера, кожные болезни [2].

Несмотря на доступность источников для исследования, в современной научной литературе практически нет сведений об этих водах, слабо изучен их элементный состав. Цель данной работы – общая сравнительная геохимическая характеристика Малкинских и Начикинских термальных вод, выполненная на основании собственных наблюдений последнего десятилетия (2014-2024 гг.), включая физико-химические параметры и макроэлементный состав.

Малкинское термальные воды

Согласно [1], Малкинское месторождение термоминеральных вод приурочено к гидрогеологическому адмассиву, сложенному метаморфизованными вулканогенно-пирокластическими образованиями верхнемелового возраста (ирунейская свита), прорванными миоценовыми интрузиями кварцевых диоритов, диоритовых порфиритов и многочисленными субвулканическими телами андезибазальтов. С поверхности указанный породный комплекс перекрыт слабосцементированными и рыхлыми четвертичными образованиями разного генезиса мощностью до 150 м. На глубине 20-50 м скважинами вскрыт относительный водоупор, представленный слабо литифицированными конгломератами.

Естественная разгрузка термопроявлений осуществляется на левом берегу р. Ключевка несколькими группами источников со щелочной (рН до 9) водой сульфатно-хлоридного натриевого состава с минерализацией 0.5-0.6 г/л. В основной массе источники малодобитные, но встречаются и крупные грифоны. Самый горячий выход с температурой воды 82 °С каптирован, сток из него по трубе сливается в искусственно углубленное термальное озерцо. Дно озерца частично покрыто термофильными водорослями, сквозь проколы выходит газ. На термальной площадке есть еще несколько подобных небольших термальных озер и луж, используемых для купания (рис. 1).



Рис. 1. Расположение Малкинских горячих источников.

Начикинские термальные воды

Начикинское месторождение термоминеральных вод находится в 90 км от г. Петропавловск-Камчатский по трассе в сторону с. Мильково вблизи п. Начики. Как показано в [1], это месторождение приурочено гидрогеологическому адмассиву, сложенному вулканогенными образованиями мел-палеоценового возраста (кирганикская свита), прорванными миоценовой интрузией гранит-диоритов. Породы перекрыты рыхлыми четвертичными отложениями мощностью до 35 м. В нижней части разреза современные отложения сцементированы и служат относительным водоупором. Термовмещающими являются зоны открытой трещиноватости, связанные с разломами северо-западного и северо-восточного направлений, а также трещиноватые зоны коры выветривания.

Естественная разгрузка осуществляется на первой надпойменной террасе правого берега р. Плотникова рядом с п. Начики. В современном виде представлены слабо сочащимися минерализованными (0.9-1.2 г/л) источниками с температурами до 70 °С и слабощелочной реакцией (рН=7.3-8.2). Они встречаются вблизи, а также непосредственно в обрыве небольшого котлована, заполненного термальной водой. Питание этого озерца происходит как от естественных выходов, так и за счет сброса со скважин, вскрывающих термальных горизонт. Сток из озера регулируется искусственной дамбой, ниже которой расположены еще несколько источников с незначительными дебитами. Руслу сформированных источниками ручейков, донья луж и озерца покрыты термофильными водорослями, в местах высачиваний встречаются солевые выпоты. Ранее термальную площадку пересекал холодный ручей, который в ходе разведки месторождения во второй половине XX века был отведен в сторону р. Плотникова (рис. 2).



Рис. 2. Схема расположения Начикинских источников. Фрагмент карты Google Earth.

Химический состав термальных вод

Малкинские и Начикинские горячие источники относятся к одному из наиболее распространенных на Камчатке типу термальных вод – азотные щелочные слабоминерализованные кремнистые (содержание диоксида кремния в обеих группах в среднем составляет 80-90 мг/л). Всего в регионе насчитывается более 30 групп термопроявлений с подобным типом вод, концентрирующихся преимущественно в областях развития раннечетвертичного вулканизма: Паратунско-Начикинский, Анавгай-Киреунский, Паланско-Карагинский районы [3].

Рассматриваемые термальные воды имеют Na-SO₄-Cl состав, но отличаются отношениями SO₄/Cl (рис. 3). В Начикинских термопроявлениях (источники и скважинные воды) диапазон колебания величины SO₄/Cl очень узкий и составляет 2.3-2.5. На треугольных диаграммах (рис. 3а, в) точки, отражающие состав вод, образуют очень компактные группы. Разброс точек на графике, отражающем содержания сульфат- и хлорид-ионов (рис. 3б), образуется за счет разбавления грунтовыми водами с крайне низкими концентрациями этих компонентов. В Малкинских источниках ситуация более сложная, для них характерен более широкий диапазон колебаний отношений SO₄/Cl (1.0-2.0), в зависимости от концентрации сульфат-ионов в воде. Как демонстрирует расположение точек на бинарном графике (рис. 3б), такое поведение возможно при смешении термальных растворов с подземными водами с повышенными (не менее 80 мг/л) содержаниями SO₄²⁻. В Малкинских источниках наблюдается и более высокая доля гидрокарбонат-ионов.

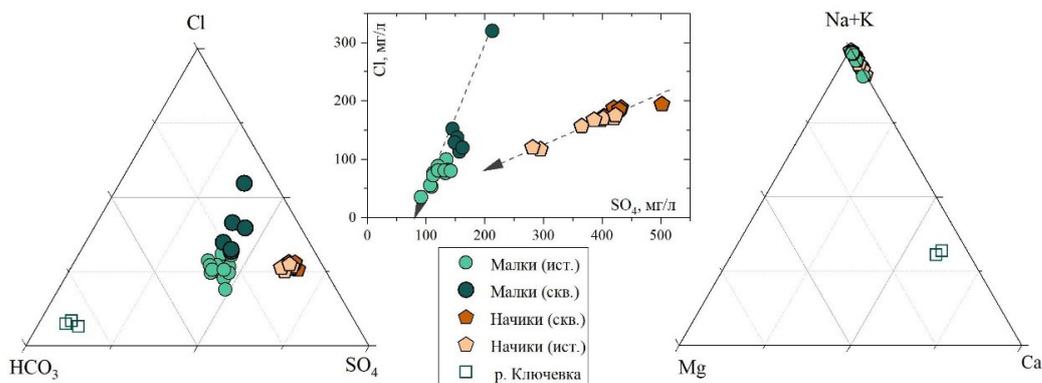


Рис. 3. Химический состав Малкинских и Начикинских термальных вод.

Диапазон температур в обеих группах примерно одинаковый (рис. 4) от 40 до 80 °С, однако, если в Начикинских источниках наблюдается выраженный тренд в снижении температуры за счет разбавления пресными грунтовыми/поверхностными водами, то изменение температурного режима в Малкинских источниках связан преимущественно с остыванием без изменения минерализации. В целом, термальные воды, разгружающиеся в районе п. Начики, практически в два раза более минерализованные, чем выходы вблизи п. Малки.

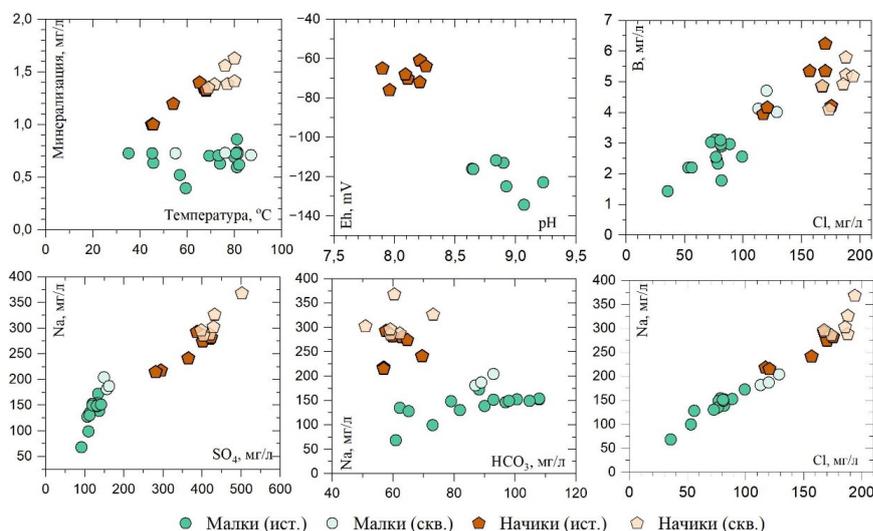


Рис. 4. Корреляционные зависимости в отношениях физико-химических параметров и макрокомпонентах термальных вод.

Существуют различия в величинах pH и Eh в этих водах (рис. 4). Для Малкинских вод характерна более щелочная реакция и восстановительная обстановка (от -140 до -120 мВ), указывающая на более глубокие условия формирования, что подтверждается результатами бурения. Водопритоки в скважинах, пробуренных на месторождении, наблюдались на глубинах до 1500 м [1]. Начикинские источники имеют слабощелочную реакцию и менее восстановительную обстановку формирования (от -80 до -60 мВ).

Обе группы источников характеризуются схожими отношениями Cl/V и Cl/Na (рис. 4), что дает возможность предположить участие в формировании как Малкинских, так и Начикинских гидротерм глубоководных хлоридных натриевых вод, а не только инфильтрационных атмосферных [3].

Выводы

Малкинские и Начикинские термальные воды относятся к одному типу азотных щелочных термальных вод Na-SO₄-Cl состава. Выявленные различия связаны преимущественно с локальными геолого-гидрогеологическими обстановками и глубиной залегания термальных вод.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИВиС ДВО РАН по теме НИР № FWME-2024-0006.

Список литературы

1. Карта полезных ископаемых Камчатской области 1:500 000. Краткая объяснительная записка. Каталог месторождений, проявлений пунктов минерализации и ореолов рассеяния полезных ископаемых. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 1999. 563 с.
2. Лодис Ф.А., Семенов В.И. Камчатка – край лечебный // Петропавловск-Камчатский: Дальневосточное книжное издательство. Камчатское отделение, 1993. 152 с.
3. Минеральные воды СССР. Пояснительная записка к карте минеральных вод СССР масштаба 1:4 000 000 / Отв. ред. В.В. Иванов. М.: МИНЗДРАВ СССР, 1974. 324 с

Новые данные о генетической связи медно-молибден-порфирового оруденения с магматическими комплексами альб-сеноманского и позднемелового возраста в Кони-Пьягинском отрезке Удско-Мургальской дуги (Северное Приохотье, Магаданская область)

Касаткин Н.С.^{1,2}, Аленичева А.А.¹, Ползуненков Г.О.³, Акинин В.В.³, Таловина И.В.²

New data on the genetic relationship of Cu-Mo porphyry mineralization with magmatic complexes of the Albion-Cenomanian and Late Cretaceous age in the Koni-Pyagin segment of the Uda-Murgal arc (Northern Priokhotye, Magadan Region)

Kasatkin N.S., Alenicheva A.A., Polzunenkov G.O., Akinin V.V., Talovina I.V.

¹ *Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург;*

e-mail: Nikita_Kasatkin@karpinskyinstitute.ru

² *Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, г. Санкт-Петербург*

³ *Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, г. Магадан*

Новые данные о генетической связи медно-молибден-порфирового оруденения с магматическими комплексами альб-сеноманского и позднемелового возраста в Кони-Пьягинском сегменте Удско-Мургальской дуги. Изотопно-геохронологические исследования выявили три стадии рудообразования, отражающие многостадийную эволюцию рудно-магматических систем региона.

Введение

Северное побережье Охотского моря (северное Приохотье) сложено главным образом вулканогенно-осадочными комплексами Удско-Мургальской дуги верхнеюрско-раннемелового (аптского) возраста и альб-кампанскими магматическими комплексами окраинно-континентального Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса надсубдукционной природы [6, 7]. Юрские и меловые вулканоплутонические ассоциации исследуемой территории в Кони-Пьягинской зоне представляют особый интерес, так как с ними связана слабо исследованная Au-Cu-Mo порфировая минерализация, которая традиционно связывалась с магматизмом Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) [3]. Полученные авторами новые U-Pb SHRIMP датировки гранитоидов и коррелирующие с ними Re-Os изохронные возраста молибденитов дают предварительное представление о времени формирования рудоносных порфировых интрузий в альб-сеномане, что соответствует этапу начального проявления ОЧВП [1, 2] или орогенезу в постсубдукционной синсдвиговой обстановке границ скольжения плит [6]. Изотопно-геохронологические исследования магматических пород и связанных с ними гидротермальных процессов рудообразования проводились на проявлениях молибдена и меди Осеннее, Усинское, мыс Речной, Уптар, Павловича, Тальниковый в пределах Осенне-Оксинского и Примагаданского рудных районов Охотско-Чукотской минерагенической провинции.

В основу работы положены результаты работ по созданию Госгеолкарты-1000/3 листов О-55-Талон, О-56-Магадан (Хабаровский край, Магаданская область) и лабораторно-аналитические исследования, выполненные в ФГБУ «Институт Карпинского» в Центральной лаборатории (ICP-MS, РСФА) и в Центре изотопных исследований (локальный U-Pb SIMS SHRIMP-II, изохронный Re-Os методы).

Основная часть

Изучаемая территория является областью развития крупно-объемного гранитоидного магматизма, проявленного серией гранитных батолитоподобных интрузий, расположенных вдоль побережья Охотского моря. Гранитоиды интродуцируют и метаморфизуют юрско-меловые осадочно-вулканогенные островодужные

образования – базальты, андезибазальты, андезиты и их туфы Кони-Тайгоносской островной или Удско-Мургалской дуги [3, 7].

Батолиты (Магаданский, Среднинский), как правило, полихронные, имеют гетерогенное строение, изотопно-геохронологические исследования гранитоидов (U-Pb SHRIMP-II) показывают четыре основных этапа магматической активности: позднеюрский (оксфорд-титон) 160-145 млн лет, раннемеловой (валанжин-апт) 136-124 млн лет, ранне-позднемеловой (альб-сеноман) 108-96 млн лет и позднемеловой 94-84 млн лет (коньяк-сантон) [2, 7].

Потенциально рудоносными в отношении Cu-Mo порфирового оруденения являются альб-сеноманские гранитоиды магаданского (108-95 млн лет) и турон-сантонские светлинского (93-85 млн лет) плутонических комплексов диорит-тоналит-плагиогранитовой формации. Петрохимические характеристики относят их к известково-щелочной серии высоко-калиевого типа с преобладанием натрия, с содержанием SiO₂ от 53 до 70.7 мас. %, Na₂O + K₂O от 3.5 до 6.7 мас. %, 2.2 < Na₂O < 3.8 %. Гранитоиды в основном представлены магнетитовой серией I-типа, характеризуются положительными (до 500-1000 нТл) магнитными аномалиями, обеднены высоkozарядными элементами (HFSE) Nb, Ta, Y и обогащены Rb, (LILE), для единичных из них установлен адакитовый состав, характерный для Cu-Mo порфировых рудных систем.

С известково-щелочным меловым гранитодным магматизмом связана молибден-порфировая и медно-молибден-порфировая минерализация изученных проявлений – Усинского, Павловича (Викинг) и Тальникового [4, 5].

Мо-проявление Усинское приурочено к гранитам и гранодиоритам Магаданского батолита. Характеризуется развитием калишпат-кварцевых метасоматитов, грейзенов, зон пиритизации, серицитизации. Молибденит в виде вкрапленности, гнезд, прожилков, примазок по трещинам развит по гранитоидам в пределах зоны грейзенизации. Здесь же развиты маломощные редкие жилы, прожилки молибденит-кварцевого состава, иногда с турмалином. Рудопроявление отличается комплексной геохимической аномалией (молибден, вольфрам, медь, висмут, золото, серебро). U-Pb возраст порфировидных гранодиоритов 89±1 млн лет, Re-Os изохронные даты по молибденитам показали 99 млн лет. Содержание рения в навесках молибденита варьирует от 33 до 108 г/т.

На Мо-проявлении Осеннее изохронный возраст молибденита 92±3 млн лет, отмечено повышенное содержание рения – 326-491 г/т. Высокое содержание Re в молибденитах изученных проявлений (>20 г/т) может указывать на участие мантийной компоненты в рудообразующих флюидах.

Cu-Mo проявление Павловича характеризуется развитием рудоносного штокверка в тоналит-порфирах и гранодиоритах магаданского комплекса. Наблюдается горизонтальная зональность гидротермально-метасоматических изменений, центр рудного поля сложен серицит-кварцевыми метасоматитами, периферия – пропилитами. Рудная минерализация представлена в основном пиритом, халькопиритом, молибденитом, магнетитом, реже халькозином. Установлены две генерации молибденита. Возраст порфировидных тоналитов массива Павловича определен U-Pb по цирконам 104±1 млн лет. Re-Os изохронный возраст молибденита 108±1 млн лет. Содержание рения в навесках молибденита варьирует от 52 до 130 г/т.

На Cu-Mo проявлении Тальниковый развиты пропилиты биотит-эпидот-хлоритового состава, в южной части выделяется ореол калишпатовых изменений, на которые наложены кварц-серицитовые филлизиты [4]. Руды представлены зонами интенсивного кварцевого, хлорит-эпидот-кварцевого, сульфидно-калишпат-кварцевого и сульфидно-кварц-серицитового штокверкового прожилкования с молибденово-медной минерализацией. Минерализация приурочена к интрузиям гранодиоритов и кварцевых диоритов туронского возраста (91±1 млн лет, U-Pb) [4]. Re-Os изотопный

возраст молибденита составил 100 ± 10 млн лет. При анализе и интерпретации отдельных навесок удается различить два возрастных Re-Os кластера: около 100 и около 90 млн лет.

Выводы

Результаты изотопной геохронологии (Re-Os изохронный возраст) молибденита из проявлений Усинское, Павловича, Тальниковый показали три возможных этапа рудной минерализации: около 108 млн лет, около 100 млн лет и около 93-90 млн лет. Такие оценки возраста минерализации сопоставляются с возрастами проявлений гранитоидов магаданского и светлинского плутонических комплексов. В магаданском комплексе продуктивной является вторая интрузивная фаза, представленная кварцевыми монцодиоритами (108 ± 1 млн лет), биотит-роговообманковыми порфиroidными кварцевыми диоритами (104 ± 1 млн лет), гранодиоритами (103 ± 2 млн лет). Несоответствие последовательности кристаллизации гранитоидов и постмагматических гидротермальных рудообразующих процессов, когда возраст минерализации оказывается несколько древнее рудоносных гранитов, может указывать на проблематичность надежной оценки молибденита Re-Os методом, из-за нередких случаев получения невоспроизводимых дат на одном и том же объекте. Оценки магматизма U-Pb методом по циркону в этом смысле намного надежнее, показывают воспроизводимые значения возраста.

Исследования выполнены в рамках Государственного задания Федерального агентства по недропользованию от 14.01.2022 г. № 049-00018-22-01 по объекту «Создание и подготовка к изданию государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 третьего поколения по группе листов территории Российской Федерации в 2021-2023 годах (листы О-55, 56)» и темы НИР молодежной лаборатории СВКНИИ ДВО РАН (№ 124051600003-4).

Список литературы

1. Акинин В.В., Колова Е.Е., Савва Н.Е. Возраст гранитоидов и ассоциирующего молибден-порфиrowого оруденения Коркодоно-Наяханской зоны, Северо-Восток России // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. 2019. № 4. С. 3-8. <https://doi.org/10.34078/1814-0998-2019-4-3-8>
2. Аленичева А.А., Касаткин Н.С., Юрченко Ю.Ю. и др. Выявление новых объектов, перспективных на молибден-медно-порфиrowое оруденение при создании Госгеолкарты-1000/3 на примере листов О-55, О-56 (Северное Приохотье, Магаданская область) // Руды и металлы. 2024. № 2. С. 5-27.
3. Белый В.Ф. Проблемы геологического и изотопного возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 6. С. 64-75.
4. Колова Е.Е., Глухов А.Н., Ползуненков Г.О., Акинин В.В. Медно-порфиrowая минерализация Тальникового рудного поля (Охотский сегмент Охотско-Чукотского вулканогенного пояса) // Тихоокеанская геология. 2023. Т. 42. № 6. С. 39-61. <https://doi.org/10.30911/0207-4028-2023-42-6-39-61>
5. Колова Е.Е. Золотая минерализация Кони-Пьягинской металлогенической зоны. Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Москва, 2009. 24 с.
6. Ханчук А.И., Гребенников А.В., Иванов В.В. Альб-сеноманские окраинно-континентальный орогенный пояс и магматическая провинция Тихоокеанской Азии // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 3. С. 4-37.
7. Akinin V.V., Miller E.L., Toro J. et al. Episodicity and the dance of Late Mesozoic magmatism and deformation along the Northern Circum-Pacific margin: north-eastern Russia to the Cordillera // Earth-Science Reviews. 2020. V. 208. Art. 103272. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103272>

Гидротермальные железомарганцевые корки Берингова моря: изученность и перспективы

Колесник О.Н.¹, Колесник А.Н.¹, Рашидов В.А.², Горбачев А.А.^{1,3}

Hydrothermal ferromanganese crusts of the Bering Sea: state of knowledge and prospects

Kolesnik O.N., Kolesnik A.N., Rashidov V.A., Gorbachev A.A.

¹ Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток;

e-mail: kolesnik_o@poi.dvo.ru

² Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

³ Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток

Выполнена оценка современного состояния изученности гидротермальных железомарганцевых корок Берингова моря. Отмечены наиболее слабо освещенные вопросы и перспективы исследований.

Железомарганцевые конкреции и корки океанов и морей (ЖМО) – это рудные образования, сложенные оксидами и гидроксидами железа и марганца. Формируются на границе вода – дно, вода – коренные породы в ходе седиментационных (гидрогенных), диагенетических, гидротермальных процессов. Рассматриваются как потенциальный источник многих ценных металлов (Ni, Cu, Co, Mn и др.). От происхождения ЖМО зависит их вещественный состав и, как следствие, рудный потенциал и технологии переработки. Самым перспективным считается гидрогенный генетический тип ЖМО. Он характерен для глубоководных океанических районов. Диагенетический и гидротермальный типы ЖМО сильно ему уступают.

Морские ЖМО, как правило, не покрывают таких обширных областей дна и не содержат такого количества металлов, как глубоководные ЖМО. Поэтому до недавнего времени морские ЖМО не вызывали практического интереса, а все опубликованные сведения были получены попутно при изучении процессов седиментации (например, диагенетические ЖМО арктических морей) и подводного вулканизма (например, гидротермальные ЖМО дальневосточных морей). В результате морские ЖМО изучены значительно хуже, чем глубоководные океанические.

В последние годы для России стал необходим и вместе с тем целесообразен пересмотр рудного потенциала морских ЖМО в пределах исключительной экономической зоны. Это связано с рядом обстоятельств:

– потеря налаженных каналов импорта дефицитных стратегических металлов в рамках международных антироссийских санкций, начиная с 2014 г.;

– перспектива повышения рудного потенциала морских ЖМО за счет использования современного инструментария минералого-геохимических исследований с тонким анализом ранее практически не изучавшихся редких металлов, в том числе на микроуровне [6];

– прецедент первого в отечественной и мировой геологической практике шельфового месторождения ЖМО (Mn) в Финском заливе Балтийского моря [7];

– прецеденты обогащенности некоторыми стратегическими металлами (Co, Ni, Cu, Ge) гидротермальных, гидрогенно-гидротермальных ЖМО западной части Южной Пацифики, восточной части Северной Атлантики, Японского моря [8, 10, 11];

– перспективы общей обогащенности гидротермальных марганцевых отложений Мирового океана литием, молибденом, ванадием, хромом, никелем [9].

ЖМО известны практически во всех морях России. Берингово море является в этом плане одним из наименее изученных.

Цель нашей работы – подготовить обобщение по ЖМО Берингова моря, выявить наиболее слабо освещенные вопросы и перспективы дальнейших исследований.

Литературный обзор показал, что железомарганцевой минерализации Берингова моря посвящено весьма ограниченное количество публикаций [1-5]. ЖМО описаны в пределах массива Вулканологов в Командорской котловине, в том числе на вулкане Пийпа с современной гидротермальной активностью, в зоне разлома Альфа, на хребте Ширшова, в районе Алеутской островной дуги (рисунок). Формы железомарганцевой минерализации – корки, реже прожилки. Субстрат – вулканические, вулканогенно-осадочные породы. Корки маломощные, толщиной не более 4 см, обычная толщина составляет всего несколько миллиметров. По результатам визуального осмотра корки делятся на черные (марганцевые) и желто-оранжевые, бурые (железистые).

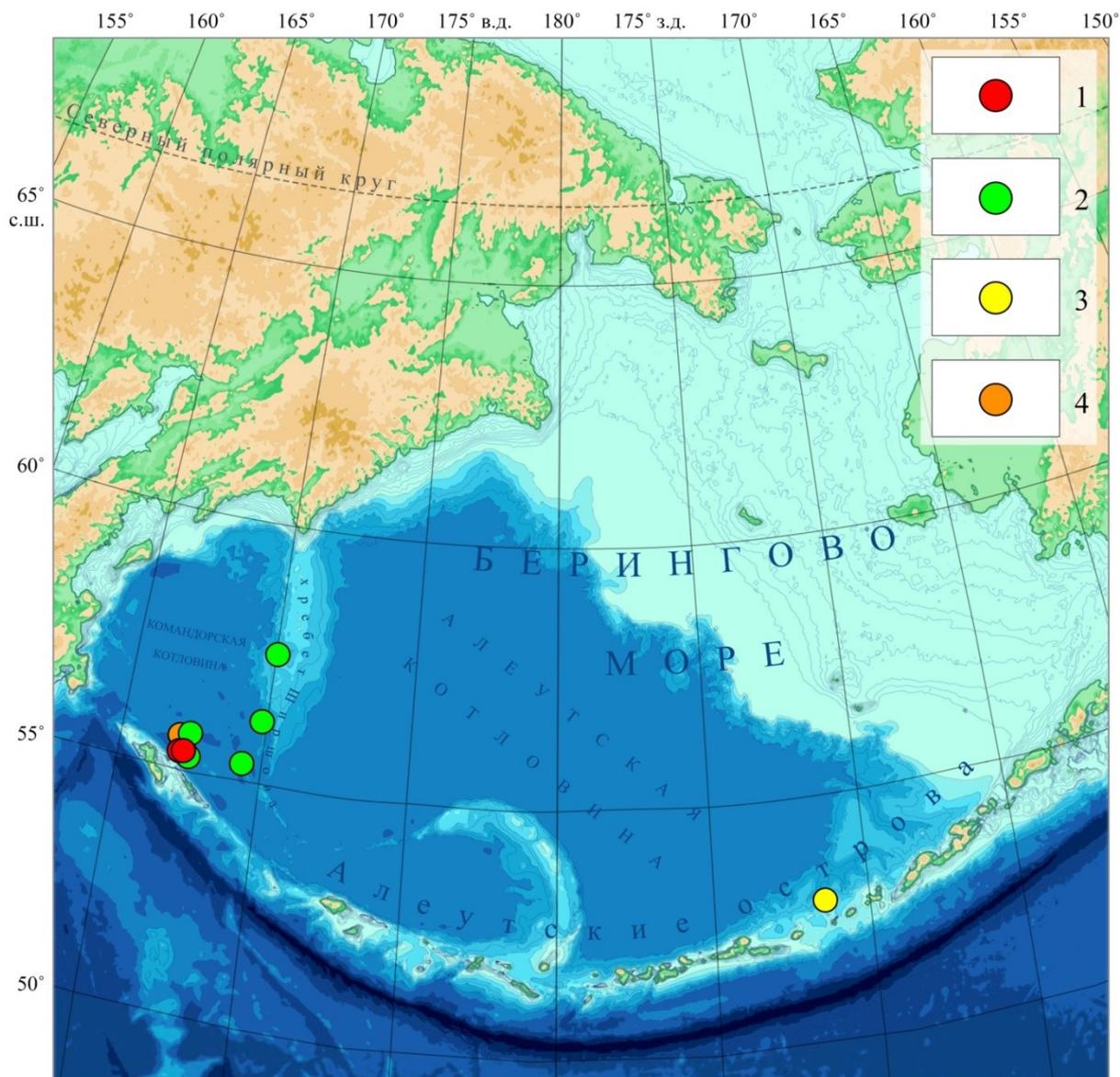


Рисунок. Карта изученности железомарганцевой минерализации Берингова моря: 1 – [3], 2 – [1, 2], 3 – [5], 4 – [4].

Согласно результатам электронно-микроскопических исследований, в ЖМО Берингова моря встречаются чешуйчатые, колломорфные, сетчатые, глобулярные и глобулярно-столбчатые структуры. Рудообразующие минералы марганца и железа в основном плохо окристаллизованы. Тем не менее, в составе ЖМО зафиксированы бернессит, бузерит-1, железистый вернадит (минералы марганца), ферригидрит и гематит (минералы железа). Из прочих минералов отмечены монтмориллонит, нонтронит, аморфный кремнезем, кварц, плагиоклазы, слюды, кальцит и арагонит. В химическом составе марганцевых корок закономерным образом доминирует

марганец с содержанием до 46 мас. %, в железистых – железо с содержанием до 22 мас. %. Содержание рудных микроэлементов в ЖМО Берингова моря в целом низкое – сотни граммов на тонну и менее. Вместе с тем, в некоторых образцах зафиксирована обогащенность медью до 12511 г/т [5], никелем до 3616 г/т, кобальтом до 1304 г/т [1, 2], молибденом до 1091 г/т [4]. Содержание меди 12511 г/т является максимальным известным значением для ЖМО островных дуг и окраинных морей Дальнего Востока России. Согласно результатам селективного выщелачивания, медь почти на 90 % связана с оксидами марганца (10 Å манганат, бернессит?) и находится в сорбированном состоянии [5]. Вообще, о собственных минеральных фазах рудных микроэлементов в ЖМО Берингова моря до сих пор не сообщалось, за исключением единичных находок самородного золота (суб)микронного размера [1, 2]. Суммарное содержание редкоземельных элементов, как правило, составляет сотни граммов на тонну при вариативности 20-1423 г/т, значения аномалий церия и европия малоинформативны. По совокупности признаков ЖМО Берингова моря тяготеют к гидротермальным образованиям с примесью гидрогенного вещества, накопленного в периоды затухания либо прекращения гидротермальной деятельности.

Итак, литературный обзор выявил проблему точечной изученности ЖМО Берингова моря. Наиболее изученным районом на данный момент может считаться массив Вулканологов, наименее – район Алеутской островной дуги. Относительно слабо проанализирован микроэлементный состав ЖМО. В частности, в литературе полностью отсутствуют данные о распределении таких металлов, как германий, платина, палладий, иридий, родий, рутений. Не проведены специализированные исследования по поиску и идентификации в ЖМО собственных минеральных фаз рудных микроэлементов. В качестве актуальных направлений дальнейших работ можно рассматривать расширение географии находок ЖМО за счет выполнения станций в пределах ранее опробованных и новых морфоструктур, ревизию и изучение фондовых материалов, наращивание базы данных о строении, минеральном и химическом составе ЖМО с акцентом на тонких исследованиях, в том числе на анализе особенностей распределения редких элементов.

Обобщение по ЖМО Берингова моря выполнено в рамках госзадания ТОИ ДВО РАН, тема «Палеоокеанология морей северо-востока России, Северного Ледовитого и Тихого океанов, современное и мезозойско-кайнозойское осадкообразование, магматизм и рудообразование» (рег. № 124022100084-8).

Список литературы

1. Батулин Г.Н., Дубинчук В.Т., Савельев Д.П. и др. Железомарганцевые корки на дне Берингова моря // Доклады Академии наук. 2010. Т. 435. № 2. С. 225-229.
2. Батулин Г.Н., Новигатский А.Н. Геохимия железомарганцевых корок Берингова моря // Океанология. 2023. Т. 63. № 6. С. 975-986. <https://doi.org/10.31857/S0030157423060023>
3. Богданова О.Ю., Горшков А.И., Баранов Б.В. и др. Гидротермальные образования подводного вулкана Пийпа (Командорская котловина) // Вулканология и сейсмология. 1989. № 3. С. 49-62.
4. Михайлик П.Е., Ханчук А.И., Михайлик Е.В. и др. Железомарганцевые корки северной Пацифики // Тихоокеанская геология. 2023. Т. 42. № 2. С. 3-35. <https://doi.org/10.30911/0207-4028-2023-42-2-3-35>
5. Михайлик П.Е., Ханчук А.И., Михайлик Е.В., Рашидов В.А. Распределение химических элементов в минеральных компонентах железомарганцевых корок С-3 Пацифики // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2022. Т. 504. № 1. С. 34-40. <https://doi.org/10.31857/S2686739722050097>
6. Ожогина Е.Г., Дубинчук В.Т., Кузьмин В.И., Рогожин А.А. Особенности методики изучения минерального состава железомарганцевых конкреций океана // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2004. № 3. С. 86-90.

7. *Рогов В.С., Фролов В.В., Никольская Н.С., Титов А.Л.* Опыт добычи и промышленного использования железомарганцевых конкреций // Горный журнал. 2012. № 3. С. 50-55.
8. *González F.J., Somoza L., Hein J.R. et al.* Phosphorites, Co-rich Mn nodules, and Fe-Mn crusts from Galicia Bank, NE Atlantic: Reflections of Cenozoic tectonics and paleoceanography // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2016. V. 17. P. 346-374. <https://doi.org/10.1002/2015GC005861>
9. *Hein J.R., Whisman S.* Resource potential of hydrothermal manganese deposits from the global ocean // 28th Goldschmidt Conference. Boston, USA, 2018. Abstract 992.
10. *Kolesnik O.N., Kolesnik A.N., S'edin V.T. et al.* Germanium-Rich Crusts of the Sea of Japan // *Doklady Earth Sciences*. 2024. V. 519. Part 2. P. 2313-2319. <https://doi.org/10.1134/S10283334X24604516>
11. *Pelleter E., Fouquet Y., Etoubleau J. et al.* Ni-Cu-Co-rich hydrothermal manganese mineralization in the Wallis and Futuna back-arc environment (SW Pacific) // *Ore Geology Reviews*. 2017. V. 87. P. 126-146. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.09.014>

Озеро Бирюзовое (кальдерный комплекс Заварицкого, о. Симушир): гидротермальная активность в 2023-2024 гг. и водный баланс

Котенко Т.А.

Biryuzovoye Lake (Zavaritsky caldera complex, Simushir Island): hydrothermal activity in 2023-2024 and water balance

Kotenko T.A.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: sinarka2017@mail.ru

В настоящей работе представлены результаты изучения гидротермальной активности в молодой кальдере вулкана Заварицкого (о. Симушир, Курилы) в 2023-2024 гг. Наблюдается разгрузка термальных вод (~60 кг/с с температурой до 70 °С, минерализацией 2.3 г/л, pH 6.9) на юго-западном берегу на протяжении 500 м. Рассчитаны составляющие водного баланса озера.

В строении кальдерного комплекса Заварицкого выделяются две соммы позднплейстоценового возраста, внутрикальдерный вулкан Заварицкого и внутренняя голоценовая кальдера [2, 8]. Самая молодая кальдера, возникшая в результате извержения, датированного 1831 г. [13], заполнена бессточным озером Бирюзовое (рис. 1б).

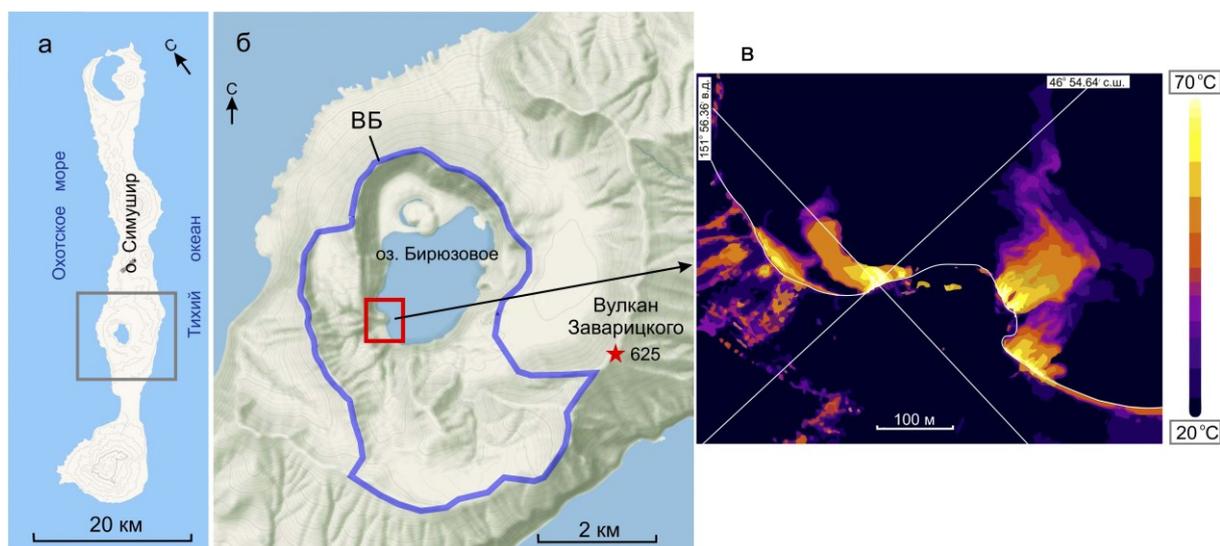


Рис. 1. Положение кальдерного комплекса Заварицкого на о. Симушир (а); водосборный бассейн (ВБ) оз. Бирюзовое (б); термограмма горячих источников по данным 2024 г. (в).

По данным [3], зеркало озера находится на высоте 50 м н.у.м., максимальная глубина составляет 87 м. Превышение гребня кальдеры над урезом воды составляет 250-400 м. Исторические извержения (между 1916 г. и 1931 г., 1957 г.) [2, 5] были приурочены к северной части дна молодой кальдеры, где некоторое время еще наблюдались выходы горячих источников и фумарольная активность [6]. В 1946 г. отечественными геологами [9] впервые наблюдались горячие источники на юго-западном берегу озера, где они действуют до настоящего времени.

Методы

Инфракрасная (ИК) съемка выполнялась с квадрокоптера DJI Mavic 3T, оснащенного тепловизионной камерой с разрешением 640×512 пикселей в диапазоне измеряемой длины волны 8-14 мкм. Точность измерения температуры ±2 °С. Обработка ИК-изображений выполнялась в программе DJI Thermal Analysis Tool 3. Фотографии в видимом спектре с разрешением 4000×3000 пикселей получены широкоугольной камерой Mavic 3t Hasselblad. Метеорологические параметры во время полетов

измерялись в 2013 г. ручным цифровым термогигрометром SKYWATCH atmos, точность измерения температуры ± 0.2 °С, влажности ± 3 %.

Анализы химического состава воды выполнены в Аналитическом центре ИВиС ДВО РАН по стандартным методикам, аналитики С.М. Иванова, Е.А. Якимова.

Характеристика гидротермальной разгрузки

Озеро Бирюзовое заполняет дно кальдеры с высокими крутыми бортами высотой 250-400 м над урезом воды и уклоном до 85°, что сильно осложняет спуск к озеру. Кроме того, большая часть склонов оголена от растительности, сложена пирокластическим материалом, легко вовлекаемым в современные обвально-оползневые процессы. Задернованные склоны прорезаны эрозионными рывтинами временных водотоков, подошва склонов местами закрыта осыпными шлейфам. ИК-съемка с БПЛА дает возможность дистанционного мониторинга термальной активности в кальдере, она была выполнена в 2023 [4] и 2024 гг. В 2024 г. аэрофотосъемка проводилась 3 августа в 15 ч при пасмурном небе и повторно в 20 ч в сумерках. Температура воздуха составляла 24 °С, скорость ветра 8 м/с, высота полета над озером 270 м. Термальные аномалии уверенно установлены только в юго-западной части озера (рис. 1в).

При спуске в кальдеру была взята проба воды из источника на уресе озера, высота зеркала составляла 47 м. Наличие береговых террас указывает на колебание уровня воды в озере высотой не менее 1 м. Вода источника имеет нейтральный хлоридный натриевый состав (табл. 1) с минерализацией 2.3 г/л.

Таблица 1. Химический состав воды источника

Дата отбора	Координаты		T, °C	pH	F ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
03.08.2024 г.	46° 54.64' с.ш., 151° 56.36' в.д.		70	6.89	0.73	1049	77.4	80.5
Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	SiO _{2p}	Al	Fe _{общ}	H ₃ BO ₃	M
718	64.5	30	7.2	210	<0.04	<0.1	50.7	2289

Данный химический состав близок к отборам 1955 г. (рис. 2а, б) в период спокойного состояния вулкана. В изменении концентраций Cl и SO₄ в воде озера и источниках юго-западного берега в течение 1957-1959 гг. (рис. 2в) прослеживается явная связь с извержением 1957 г.

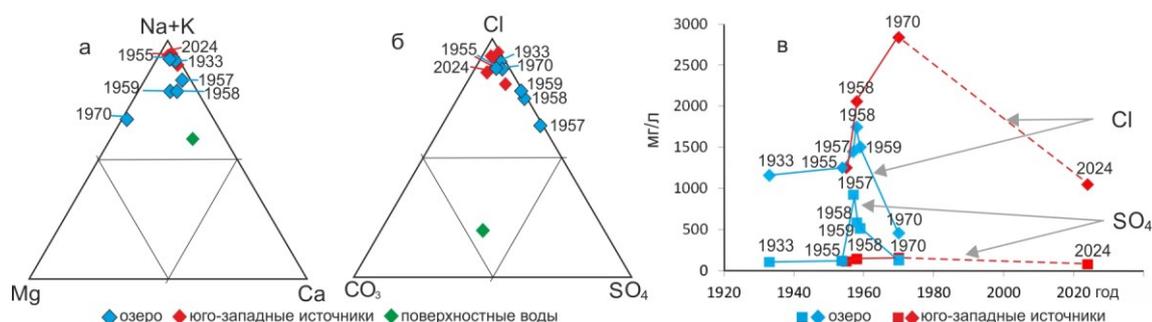


Рис. 2. Треугольные диаграммы относительных концентраций основных катионов (а) и анионов (б) в водах кальдеры Заварицкого. Изменение во времени хлор- и сульфат-ионов (в). 1933 – год опробования. Данные за 1933-1970 гг. из [6, 11].

Водный баланс

Водный баланс бессточного кратерного озера определяется равенством (1) прихода ($M_{вул}$ – вулканический приток воды и/или пара; $M_{ос1}$ – осадки, выпадающие на поверхность озера; $M_{ос2}$ – осадки, стекающие в озеро из водосборного бассейна) и

расхода ($M_{исп}$ – испарение с поверхности озера; M_{ϕ} – фильтрация через дно озера) [14]. Относительно искомого вулканического притока формула принимает вид:

$$M_{вул} = M_{oc1} + M_{oc2} - M_{исп} - M_{\phi} \quad (1)$$

Вклад атмосферных осадков. Среднее за год количество осадков, по данным стационарной метеорологической станции Симушир (25 м н.у.м), составляет 1706 мм [7]. К осадкам, стекающим в озеро с площади водосбора, был применен коэффициент 0.67, показывающий долю поверхностного стока от общего количества осадков [1]. Поступление осадков на поверхность озера в 3.1 раза меньше, чем приток с площади водосбора. В табл. 2 показаны составляющие водного баланса в размерности скорости потоков (m_i).

Таблица 2. Составляющие водного баланса оз. Бирюзовое

Осадки, мм/год	$S_{оз}$	$S_{водсб}$	Приток		Отток		$m_{вул}$
			m_{oc1}	m_{oc2}	m_{ϕ}	$m_{исп}$	
	км ²		кг/с				
1706	3.29	18.6	178	555	658	134	-59

Испарение с поверхности озера. Испарение с поверхности холодного озера происходит после разрушения ледяного покрова и прекращается при переходе температуры воздуха через ноль осенью, то есть в течение семи месяцев (май-ноябрь). Расчет испарения E (мм) был выполнен по формуле ГГИ [10]:

$$E = 0.14n(e_0 - e_1)(1 + 0.72W) \quad (2),$$

где n – число суток; e_0 – максимальная упругость водяного пара над водной поверхностью при температуре поверхности воды, мбар; e_1 – абсолютная влажность воздуха на высоте 2 м над водной поверхностью, мбар; W – скорость ветра на высоте 2 м над водной поверхностью (принята величина 2.5 м/с, так как пространство внутри кратера закрыто от ветра). Средняя величина испарения за сезон составила ~125 мм.

Скорость испарения $m_{исп}$ с горячей поверхности озера на участках выхода термальных источников рассчитывалась по [15] и составила ~11 кг/с.

Фильтрация через дно озера. Для расчета принята скорость дренажа для термальных озер $2 \cdot 10^{-4}$ кг/м²/с [12].

Вулканический приток. Предполагаемая разгрузка вулканического флюида составила ~59 кг/с. Для существования в кальдере термального озера с температурой 35 °С необходим вулканический приток >1.1 т/с, так как испарение с поверхности в этом случае многократно (в 8-9 раз) возрастает.

Заключение

В результате изучения гидротермальной активности в кальдере Заварицкого (о. Симушир) в 2023-2024 гг., в том числе с помощью БПЛА, установлено, что разгрузка хлоридных натриевых нейтральных термальных вод с температурой до 70 °С и минерализацией 2.3 г/л происходит на юго-западном берегу на протяжении 500 м. Химический состав воды источников близок к отборам 1955 г. [6] и 1970 г. [11] в период межэруптивного состояния вулкана. Рассчитанные составляющие водного баланса озера позволяют предположить величину гидротермальной разгрузки (вулканического притока) близкой к 60 кг/с. Данного притока недостаточно для существенного прогресса озера Бирюзовое при его стабильном объеме около 0.11 км³.

Автор благодарит Л.В. Котенко (Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН) и В.Н. Молостова за участие в полевых работах. Работа выполнена в рамках НИР ИВиС ДВО РАН тема № FWEW-2019-0001 «Комплексное исследование крупных уникальных геотермальных систем, источники тепла и металлоносных флюидов».

Список литературы

1. Вакин Е.А., Сугробов В.М. Гидрогеологические особенности вулканических структур и современные гидротермальные системы // Гидрогеология СССР. 1972. Т. XXIX: Камчатка, Курильские и Командорские острова. С. 169-196.
2. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 287 с.
3. Козлов Д.Н., Жарков Р.В. Новые данные по морфологии внутрикальдерных озер островов Кунашир и Симушир // Вестник КРАУНЦ. Науки о земле. 2009. № 2. Вып. 14. С. 159-164.
4. Котенко Т.А. Первые результаты инфракрасной съемки с БПЛА термальных объектов Курильских островов // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2024. Вып. 62. № 2. С. 66-78. <https://doi.org/10.31431/1816-5524-2024-2-62-66-78>
5. Мархинин Е.К. Извержение вулкана Заварицкого на острове Симушир осенью 1957 г. // Бюллетень вулканологической станции. 1960. № 29. С. 7-15.
6. Мархинин Е.К., Стратула Д.С. Гидротермы Курильских островов. М.: Наука, 1977. 212 с.
7. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Вып. 34. Ленинград: Гидрометеиздат, 1990. 352 с.
8. Новейший и современный вулканизм на территории России / Отв. ред. Н.П. Лаверов. М: Наука, 2005. 604 с.
9. Соловьев А.И. Курильские острова. М., Л.: Главсевморпуть, 1947. 306 с.
10. Указания по расчету испарения с поверхности водоемов. Ленинград: Гидрометеиздат, 1969. 84 с.
11. Чирков А.М., Барабанов Л.Н., Башарина Л.А., Зеленов К.К. Состояние некоторых вулканов Курильских островов летом 1970 г. // Бюллетень вулканологических станций. 1972. № 48. С. 33-39.
12. Hirayama Y., Okawa A., Nakamachi K. et al. Estimation of water seepage rate in the active crater lake system of Kusatsu-Shirane volcano, Japan, using FDNPP derived radioactive cesium as a hydrological tracer // Journal of Environmental Radioactivity. 2020. V. 218. Art. 106257. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2020.106257>
13. Hutchison W., Sugden P., Burke A. et al. The 1831 CE mystery eruption identified as Zavaritskii caldera, Simushir Island (Kurils) // Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America. 2025. V. 122. № 1. Art. e2416699122 <https://doi.org/10.1073/pnas.2416699122>
14. Pasternack G., Varekamp J.C. Volcanic lake systematics, I. Physical constraints // Bulletin of Volcanology. 1997. V. 58. P. 528-538.
15. Ryan P.J., Harleman D.R., Stolzenb K.D. Surface heat loss from cooling ponds // Water Resources Research. 1974. V. 10. P. 930-938.

Пиратовские источники Мутновского геотермального месторождения (Камчатка, Россия)

Кузьмина А.А., Позолотина Л.А., Карташева Е.В., Сергеева А.В., Воронин П.О., Журавлев Н.Б., Мартыненко Д.О., Назарова М.А.

Pirate springs of the Mutnovsky geothermal field (Kamchatka, Russia)

Kuzmina A.A., Pozolotina L.A., Kartasheva E.V., Sergeeva A.V., Voronin P.O., Zhuravlev N.B., Martynenko D.O., Nazarova M.A.

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;
e-mail: anastavalers@gmail.com*

Представлены характеристика химического состава выходов теплых вод на правом притоке р. Жировая (Мутновская геотермальная система), состав альгосообществ. Воды имеют температуру 16-22 °С, пресные, содержание микроэлементов ниже ПДК для питьевых вод. Среди микроводорослей доминируют нитчатые сине-зеленые водоросли *Phormidium sp.*, *Symbella sp.*

Введение

Привлекательность Мутновского геотермального района для туристов обусловлена его уникальностью, живописным вулканическим ландшафтом, целым спектром различных проявлений вулканизма. В его пределах и окрестностях находятся несколько золотосеребряных месторождений: Асачинское, Родниковое, Мутновское, активный вулкан Мутновский, рядом расположена Мутновская ГеоЭС, обеспечивающая генерацию г. Петропавловск-Камчатский. В пределах Мутновского района сосредоточено множество горячих источников, в основном они приурочены к термальным полям, где можно увидеть вырывающиеся из-под земли парогазовые струи, пробулькивающие грязевые котлы, прогретые грунты с хрупкими недолговечными солевыми выцветами. Близость активного вулкана, месторождений драгметаллов, продуктивных резервуаров геотермальных систем, современных термальных полей, а также транспортная доступность, делает Мутновский геотермальный район популярным туристическим объектом, с ежегодной посещаемостью в десятки тысяч человек. Наиболее популярно термальное поле Дачное, расположенное около Мутновской ГеоЭС, которое прозвали «Малой Долиной Гейзеров».

Близость Мутновского района к населенным пунктам, использование геотермальных ресурсов, разработка месторождений, и в настоящее время – развитие туристического потенциала, обуславливает хорошую изученность Мутновского вулкана и окрестностей [1-3]. Однако многие потенциально интересные объекты Мутновского геотермального месторождения остаются малоизвестными для жителей и гостей полуострова, и отсюда – менее посещаемыми. В настоящей работе приводятся сведения о термоминеральных Пиратовских источниках, расположенных неподалеку от Верхне-Мутновской ГеоЭС, которые до сих пор остаются слабо изученными, но обладают замечательным туристическим потенциалом. Они расположены в живописном месте, путь к ним пролегает по альпийскому лугу с хорошими обзорными площадками, маршрут не требует серьезной физической подготовки. Пиратовские источники были открыты во время геологических работ в Мутновском районе, которые проводились в 1978 г. под руководством Декусар Зинаиды Борисовны. По рассказам, источники были обнаружены собакой по кличке Пират, которая своим лаем привлекла внимание маршрутной группы к выходам вод, и впоследствии их назвали в честь умного пса (устное сообщение А.В. Кирюхина).

Материалы и методы

Образцы для исследования отбирались в 2023 и 2024 гг. Пиратовские источники расположены на западном склоне горы Длинной, являющейся частью Жировского вулкана, в верхнем течении реки Правая Жировая, в 3 км к северу от Мутновской

ГеоЭС. Они представляют собой несколько безнапорных выходов термоминеральных вод в правом борту реки, на 1.5-2 м выше уреза воды (рис. 1). В ходе полевых работ были выполнены замеры рН, температуры, отобраны пробы воды.



Рис. 1. Вид по пути на Пиратовские источники (а), конец сентября 2019 г.; Пиратовские источники (б, в); отбор проб воды (б), август 2024 г.

Анализ макро- и микрокомпонентного состава был выполнен на базе Аналитического центра ИВиС ДВО РАН методами атомно-эмиссионной и атомно-абсорбционной спектроскопии, потенциометрии, колориметрии, титриметрии.

Русло ручьев покрыто колониями водорослей, образцы которых были отобраны для идентификации. Микроскопия образцов проводилась в Секторе коллективного использования научного оборудования КамчатГТУ.

Результаты

Воды Пиратовских источников пресные, слабощелочные или близнеутральные, кремнистые, преимущественно гидрокарбонатные или хлоридно-гидрокарбонатные, кальций-натриевые, с заметной долей магния в ионном составе (таблица). Температура ручья в 2023 г. была 16 °С, полевое показание рН порядка 6.60. В 2024 г. температура была несколько выше, 20.6-21.6 °С, полевое показание рН 8.05-8.55. Минерализация имеет порядок 100 мг/л, по составу воды ручьев можно отнести к минеральным природным столовым, которые отвечают требованиям, предъявляемым к водам для питья и приготовления пищи.

Таблица. Содержание основных макро- и микроэлементов в водах Пиратовских источников, мг/л

Обр.	pH	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Br ⁻	I ⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	SiO ₂ общ.
1	7.89	20.50	11.2	4.43	0.13	0.06	5.93	2.21	1.85	0.58	50.3
2	7.83	24.41	11.2	4.0	0.12	0.04	6.80	2.23	1.99	0.67	48.2
3	7.04	25.63	<10.0	4.84	1.65	н/д	6.64	2.21	1.58	0.62	119.0
Микроэлементы, мг/л											
Обр.	Cd	Ba	V	Pb	Cr	Co	Ni	Cu	Mn	Zn	Ag
1	<0.001	0.0136	0.0291	<0.001	<0.001	<0.005	<0.001	0.0122	0.073	0.0194	0.0048
2	<0.001	<0.001	0.0277	<0.001	<0.001	<0.005	<0.001	0.0722	0.0200	0.0133	0.0020
ПДК	0.001	0.1	0.1	0.03	0.05	0.1	0.1	1.0	0.1	5.0	0.05

Примечание. н/д – нет данных.

Содержание брома лежит в пределах 0.12-1.65 мг/л, йода менее 1 мг/л. Тяжелые металлы, характерные для рудопроявлений Мутновского геотермального (рудного) района, в Пиратовских источниках практически не зафиксированы, либо находятся ниже предельно допустимых концентраций, установленных для питьевых вод. Есть следовые количества серебра, безопасные для здоровья. По сути, воды источников представляют собой сильно разбавленный глубинный флюид, характерный для Мутновских продуктивных резервуаров. Вероятно, генезис источников связан со смешением глубинных терм и вод метеорного происхождения. Состав в 2023 и 2024 гг. несколько различается, возможно, это отклик на погодные или климатические факторы.

Русла ручьев источников покрыты темно-зеленым ковром водорослей. В отобранных образцах преобладают нитчатые сине-зеленые водоросли *Phormidium sp.* Им сопутствуют пеннатные диатомовые водоросли, из которых доминирует *Symbella sp.* (рис. 2).

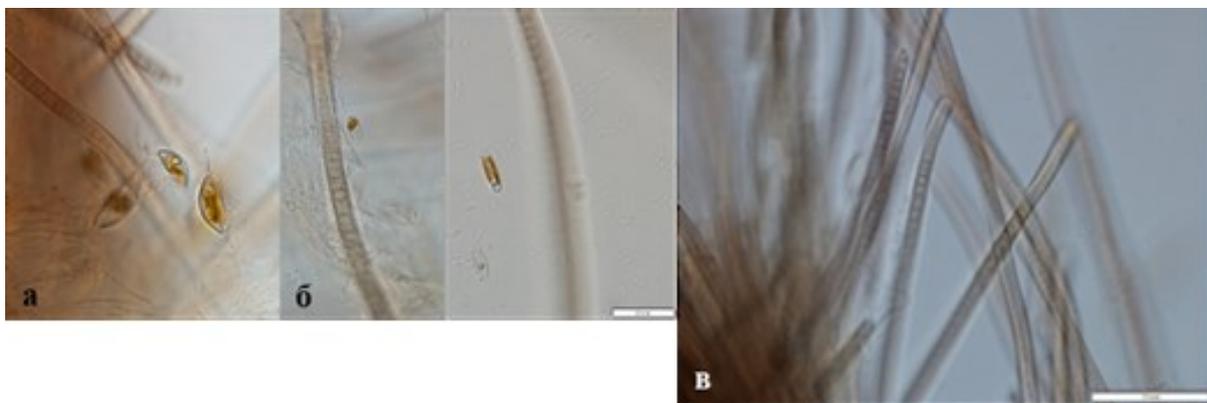


Рис. 2. Пеннатные диатомовые водоросли: *Symbella sp.*(а) и другие (б); нитчатые сине-зеленые водоросли рода *Phormidium* (в).

Заключение

На правом берегу р. Жировая, неподалеку от Верхней Мутновской станции, расположены Пиратовские теплые источники, с почти пресными, слабоминерализованными водами, хлоридно-гидрокарбонатного кальций-натриевого состава. Русло источников выстлано ярко-зеленым ковром водорослей, среди которых диатомовые *Symbella sp.*, нитчатые сине-зеленые водоросли *Phormidium*, которые безопасны и являются индикаторами отсутствия ксенобиотиков.

По содержанию макро- и микроэлементов воды этих источников отвечают требованиям, которые предъявляют к питьевым водам. Генезис Пиратовских

источников, по всей видимости, связан со смешением глубинного термального флюида и практически пресных метеорных вод.

Работа выполнена в рамках темы НИР ИВиС ДВО РАН № FWME-2024-0007, регистрационный номер 124032200001-3.

Список литературы

1. *Кирюхин А.В., Леонов В.Л., Словоцов 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.
2. *Кирюхин А.В., Усачева О.О.* Инверсионное моделирование естественного состояния и истории эксплуатации Мутновского геотермального месторождения 1986-2006 годов // Записки Горного института. 2017. Т. 224. С. 163-169.
3. *Кирюхин А.В., Шадрин С.В., Пузанков М.Ю.* Моделирование термогидрогеохимических условий формирования продуктивных резервуаров в вулканогенных породах // Вулканология и сейсмология. 2013. №. 2. С. 90-104.

Опыт применения магнитотеллурического зондирования в изучении геоэлектрических особенностей Кеткинского месторождения термальных вод, Центральная Камчатка

Логинов В.А.¹, Новиков Ю.В.¹, Воронин П.О.¹, Бергаль-Кувикас О.В.^{1,2}

Application of magnetotelluric sounding in the study of geoelectric features of the Ketkino hydrothermal field, Central Kamchatka

Loginov V.A., Novikov Yu.V., Voronin P.O., Bergal-Kuvikas O.V.

¹ *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;
e-mail: naick1609@mail.ru*

² *Камчатский государственный университет им. Витуса Беринга, г. Петропавловск-Камчатский;
e-mail: kuvikas@mail.ru*

На примере изучения Кеткинского месторождения термальных вод приводится сопоставление результатов 1D моделирования по данным магнитотеллурического зондирования и распределение в приповерхностной части температур термальных вод по данным бурения на основе фондовых отчетов.

Введение

Тектоническая граница Малко-Петропавловской зоны поперечных дислокаций (МПЗ) формирует Центральную Камчатку. МПЗ образована вдоль продолжения глубинного Авачинского трансформного разлома, который служит естественной границей между разновозрастными сегментами слэба, обладающими различной историей формирования [1]. Сопоставление геофизических данных слэба свидетельствует об аномальной зоне Центральной Камчатки [3]. Моногенные шлаковые конусы хаотично распределены вдоль разрывных нарушений МПЗ и отражают границу сегментов дуги Центральной Камчатки [9]. В основании северной части МПЗ залегают меловые вулканогенно-осадочные породы [4].

Кеткинское месторождение термальных вод (КМТВ) расположено на юго-западном подножье вулкана Корякский (рис. 1). Происхождение вод дискуссионно. Так, на основании изотопно-геохимических характеристик вод и газов предполагается разбавление захороненных морских вод поверхностными водами и термогенное происхождение метана и сероводорода [8]. По результатам моделирования установлено, что тепловое питание КМТВ осуществляется за счет гидравлической связи плоско-ориентированных даек Корякского вулкана [2]. Таким образом, цель настоящей работы – на основании данных магнитотеллурического зондирования (МТЗ) определить глубинное геоэлектрическое строение земной коры в районе КМТВ, выделить аномальные зоны, которые могут быть связаны с глубинным теплоносителем, геотермальным резервуаром, экранирующим слоем (флюидоупор) КМТВ, коррелировать полученные данные с фактическими параметрами распределения температур в скважинах и составом вмещающих пород по фондовым источникам информации.

Методика работ и обработки магнитотеллурических данных

В ходе пробных работ в районе КМТВ выполнены наблюдения методом МТЗ в диапазоне периодов 0.001-900 с. Расстояние между пунктами измерений – 4-10 км. Для регистрации электрического поля использовалась крестообразная установка с линиями 80 м (азимуты 30° и 120°). Магнитные датчики (МТС-50Н) ориентировались по тем же азимутам, размещались в ямы глубиной 30 см для подавления помех. Применялась методика синхронных измерений. Обработка данных выполнена стандартным ПО, получены сглаженные кривые. Из-за редкой сети наблюдений была выполнена 1D-инверсия по двум близким пунктам в районе КМТВ.

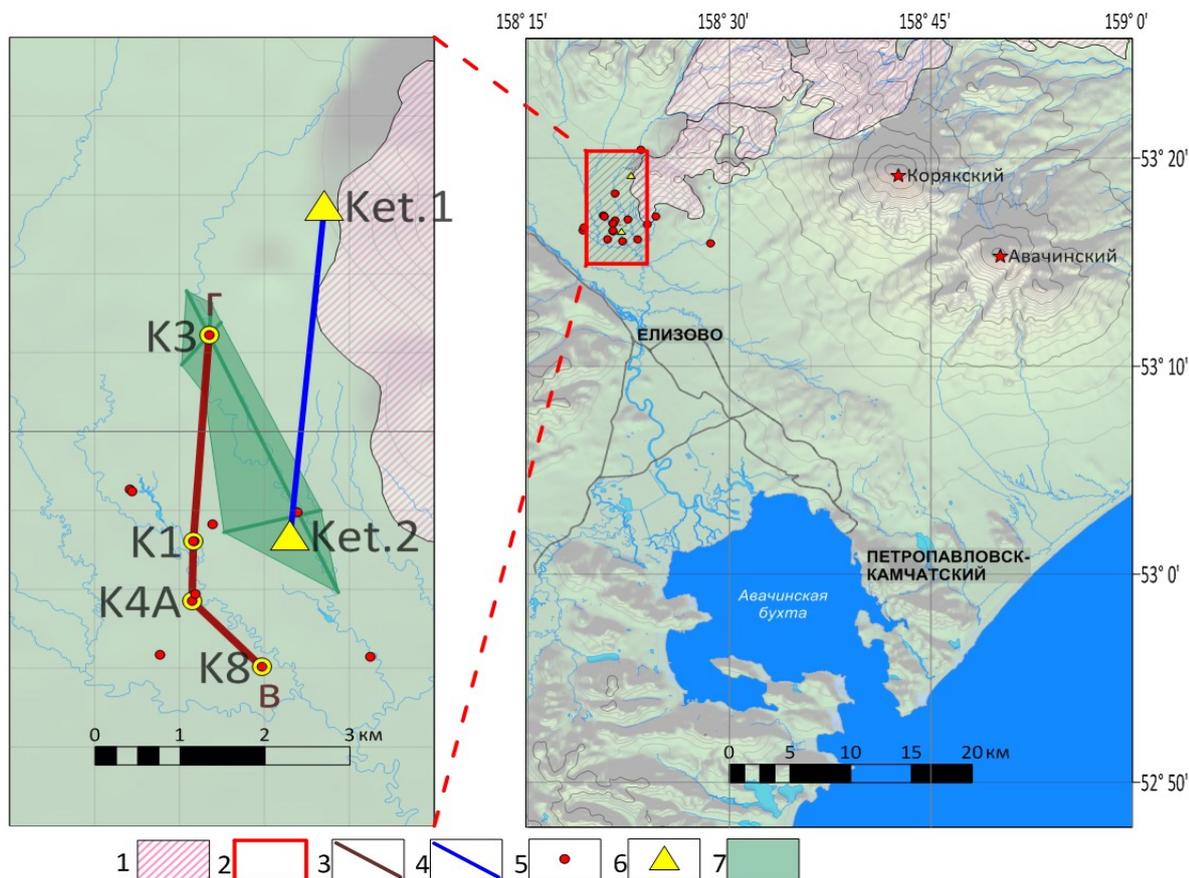


Рис. 1. Обзорная карта района работ по КМТВ. 1 – пиначевский экструзивный массив; 2 – район работ; 3 – геологический разрез В-Г [7]; 4 – положение 1D разреза по данным МТЗ; 5 – локализация скважин; 6 – использованные пункты МТЗ; 7 – интрузив габбродиоритового состава.

Результаты

В результате 1D инверсии получены данные о распределении сопротивления с глубиной под каждым пунктом наблюдения, по которым был построен схематичный разрез до 35 км (рис. 2). В верхней части разреза выделяется высокоомный слой со значением удельного сопротивления 500-550 Ом·м, возможно, являющийся флюидоупором. Он подстилается проводящим горизонтом с сопротивлениями 25-60 Ом·м. Этот слой, по мнению авторов, вероятнее сложен вулканогенно-осадочным, высокопористыми породами, которые составляют геотермальный резервуар. Его мощность составляет порядка 2 км. По данным бурения, на этих глубинах вскрыты меловые отложения (рис. 3). Основной особенностью на схематическом разрезе является проводящая, относительно вмещающих пород, область с выделенной кровлей на глубине ~13 км на пункте Ket.2 и ~7 км на пункте Ket.1 со значениями удельного сопротивления 80 и 40 Ом·м соответственно. Данный слой, скорее всего, является коровым проводящим слоем, выделяемым другими авторами во многих частях Камчатки [5], природу которого связывают с повышенной проницаемостью коры, ее расслоенностью и, возможно, насыщенностью жидкими флюидами [6]. Интересно отметить, что глубина залегания кровли этого проводящего слоя, по данным 1D инверсии, увеличивается в южном направлении и в районе КМТВ составляет ~13 км. Также, с понижением залегания кровли увеличивается и мощность, которая меняется от ~9 км в пункте Ket.1 до ~15 км в пункте Ket.2. Это может быть связано как с тектоническими особенностям района, так и с глубинными магматическими процессами, протекающими с внедрением интрузивных тел. Нельзя исключать и редкость сети наблюдений, что не дало возможности более детально подчеркнуть геоэлектрические особенности КМТВ на глубине. Исходя из того, что

работы были пробными, планируется провести более детальные наблюдения в районе выделенных особенностей геоэлектрического строения. Также авторы, используя данные прошлых лет [7], сопоставили распределение температур термальных вод и состав пород по данным бурения с полученными данными об электрическом сопротивлении в приповерхностной и более глубинной части (рис. 3). Как мы видим на разрезе, бурением была подсечена габбродиоритовая интрузия на скважине К3. Эта интрузия также была выделена на скважине К2 [7]. Картина электропроводности, по данным МТЗ, никак не отражает наличие приповерхностных интрузивных тел. Это может быть связано как с разрешающей способностью метода, так и с редкой сетью наблюдения, как было сказано ранее. Несомненно, для изучения приповерхностной части разреза нужно дополнительно выполнить измерения в более высоком частотном диапазоне, методом аудиомагнитотеллурического зондирования с более детальным шагом, так как размер интрузий и другие особенности строения могут быть не обнаружены с шагом, обычно используемым для изучения глубинных частей земной коры.

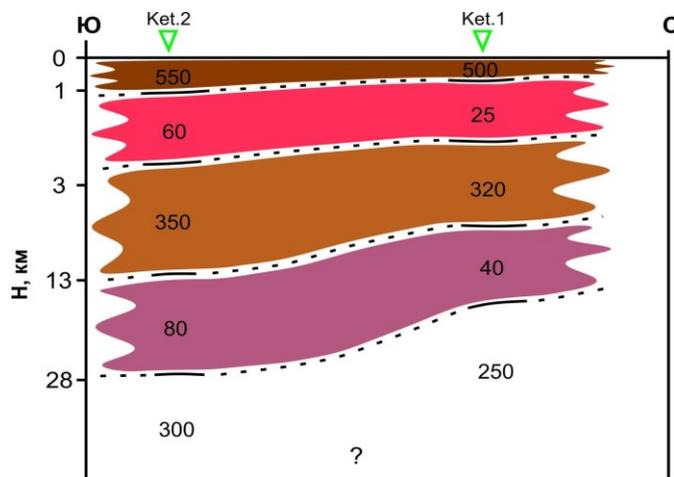


Рис. 2. Схематический разрез по данным одномерной 1D инверсии МТ-данных. Числами обозначено удельное электрическое сопротивление в Ом·м. Сплошными линиями обозначены границы, выделенные по данным инверсии, штрих-пунктиром – предполагаемые границы.

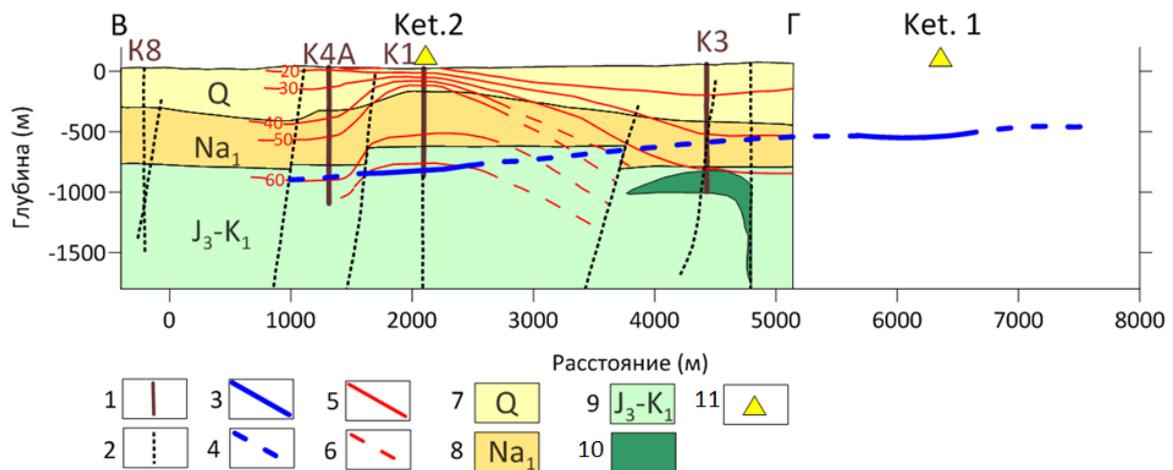


Рис. 3. Совмещенные с геологическим разрезом В-Г [7] полученные данные МТЗ. 1 – скважины Кеткинского геотермального месторождения; 2 – тектонические нарушения, установленные дешифрированием и геофизическими работами, и частично заверенные бурением; 3, 4 – граница, выделенная по данным МТЗ, пунктиром – предполагаемая граница; 5, 6 – изотермы; 7 – нерасчлененная тоща рыхлых четвертичных отложений; 8 – аллейская серия верхнемиоценового-плиоценового возраста; 9 – верхняя юра – нижний мел; 10 – габбродиориты; 11 – пункты МТЗ.

Выводы

По результатам пробных работ на КМТВ методом МТЗ построен схематический разрез по результатам 1D инверсии. Выделены основные особенности распределения электрического сопротивления с глубиной. Результаты 1D инверсии сопоставлены с данными о распределении температур термальных вод и с составом пород в приповерхностной части разреза по данным бурения. Исходя из разрешающей способности МТЗ, для более детального изучения особенностей строения приповерхностной части авторами предлагается выполнить измерения в более высоком частотном диапазоне, методом аудиомагнитотеллурического зондирования с привлечением результатов других геофизических методов. Полученные значения будут важны не только для определения генетической приуроченности КМТВ, но и для понимания процессов формирования моногенного вулканизма МПЗ.

Исследование выполнено в рамках проекта РНФ № 22-77-10019 (<https://rscf.ru/project/22-77-10019/>).

Список литературы

1. Авдейко Г.П., Бергаль-Кувикас О.В. Геодинамические условия образования адакитов и NB-обогащенных базальтов (NEAB) на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 2015. № 5. С. 1-13. <https://doi.org/10.7868/S0203030615050028>
2. Воронин П.О., Кирюхин А.В. Термогидродинамическое моделирование Корякско-Кеткинской гидротермальной системы // Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием «Геотермальная вулканология, гидрогеология, геология нефти и газа» (Geothermal Volcanology Workshop 2023), 4-10 сентября 2023 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2023. С. 41-45.
3. Гордеев Е.И., Бергаль-Кувикас О.В. Строение и вулканизм зоны субдукции на Камчатке // Доклады Российской Академии наук. Науки о Земле. 2022. № 502(2). С. 72-76. <https://doi.org/10.31857/S2686739722020086>
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Южно-Камчатская. Масштаб 1:200 000. Листы N-57-XXI (Северные Коряки), N-57-XXVII (Петропавловск-Камчатский), N-57-XXXIII (сopка Мутновская) / Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ. 2000. 302 с.
5. Мороз Ю.Ф. Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки. М. Наука, 1991. 182 с.
6. Мороз Ю.Ф., Гонтовая Л.И. Глубинное строение района Авачинско-Корякской группы вулканов на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 2003. № 4. С. 3-10.
7. Нурмухамедов А.Г., Задирей А.В., Попруженко С.В. Отчет об общих поисках термальных вод в северо-западной части Петропавловского геотермального района, 1-я очередь – геофизические работы 1987-1989 гг. (N-57-89-А, Б, В, Г; N-57-101-А, Б; N-57-102-А). Елизовская партия. 1989. Т. 2. 463 с.
8. Таран Ю.А., Рябинин Г.В., Покровский Б.Г. и др. Минеральные воды Авачинской депрессии, Камчатка // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2021. № 2. С. 22-39. <https://doi.org/10.31431/1816-5524-2021-2-50-22-39>
9. Bergal-Kuvikas O., Bindeman I., Chugaev A. et al. Pleistocene-Holocene monogenetic volcanism at the Malko-Petropavlovsk zone of transverse dislocations on Kamchatka: Geochemical features and genesis // Pure and Applied Geophysics. 2022. V. 179. № 11. P. 3989-4011. <https://doi.org/10.1007/s00024-022-02956-7>

Первые данные о диффузионном почвенном потоке CO₂ в районе Нижне-Щапинских термальных источников (Камчатка)

Мельников Д.В., Калачева Е.Г., Таран Ю.А.

First data on the diffusive soil flux of CO₂ in the area of Nizhne-Shchapinskie thermal springs (Kamchatka)

Melnikov D.V., Kalacheva E.G., Taran Yu.A.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: dvm@kscnet.ru

Впервые проведены измерения диффузионного потока почвенного газа CO₂ в районе Нижне-Щапинских термальных источников (Центральная Камчатка). Измеренная величина потока составила около 7±1.3 тонн/сутки с площади 22 000 м².

Нижне-Щапинские (Кипелье) углекислые термальные источники расположены в пределах Щапинского грабена, в верхнем течении р. Левая Щапина (55.1360° с.ш., 160.0953° в.д.). Для этого района характерно развитие современных тектонических процессов, представленных молодыми разломами. В 10 км от источников начинаются склоны действующего вулкана Кизимен. Термовмещающими являются вулканогенные образования неогенового возраста, перекрытые чехлом рыхлых четвертичных образований. Разгрузка представлена грифонами, ваннами, термальными озерами с восходящими интенсивно газующими потоками термальных (максимальная температура 39 °С) вод Mg-Na-HCO₃ состава с минерализацией до 3.7 г/л и pH=6.3-6.5. Основные выходы сконцентрированы на двух площадках, разделенных руслом р. Левая Щапина (рис. 1), детальное их описание представлено в работах [1, 2].

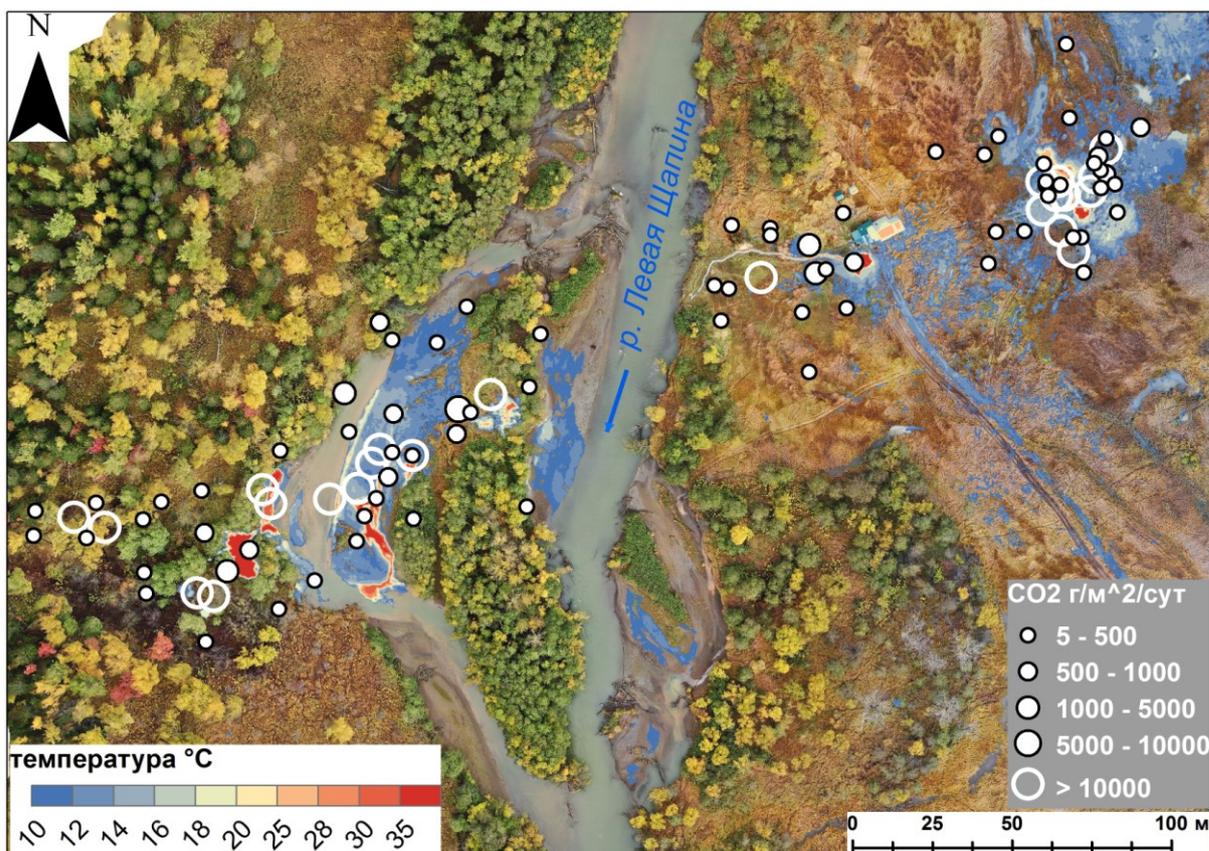


Рис. 1. Ортофотоплан района Нижне-Щапинских термальных источников. Цветовой палитрой от синего до красного показано распределение температуры, определенной по данным инфракрасной съемки. Кругами отмечены точки измерения CO₂.

В сентябре 2024 г. нами впервые проведены измерения потока почвенного CO₂ с поверхности Нижне-Щапинского (НЩ) термального поля методом накопительной камеры. Дополнительно выполнены аэрофотографическая и инфракрасная съемки района работ и прилегающих территорий.

Методы исследования

Измерения эмиссии почвенного CO₂ проводились при помощи накопительной камеры PP Systems EGM-5 (США) в 98 точках (рис. 1) на площади 22 000 м², в зоне, где сконцентрирована основная разгрузка термальных вод на левом и правом берегу р. Левая Щапина. Прибор PP Systems EGM-5 состоит из накопительной камеры объемом 1171 мл и инфракрасного газоанализатора CO₂ с диапазоном измерений 0-100 000 ppm). Почвенный газ циркулировал из камеры в анализатор и обратно через пластиковые трубки с помощью воздушного насоса. Поток измерялся в течение двухминутного цикла путем расчета скорости увеличения концентрации CO₂ внутри камеры. Температуру почвы измеряли на глубине 10 см отдельной термопарой.

Почвенный поток CO₂ (FCO₂) обычно измеряется в единицах: «грамм с площади 1 м² в сутки» (г/м²/сут), а результаты полевых измерений обрабатываются с помощью геостатистических методов [4, 5]. Полученные значения FCO₂ были обработаны с использованием метода GSA (Graphical Statistical Approach) в соответствии с процедурой [5], чтобы охарактеризовать статистическое распределение FCO₂ и сделать вывод об источнике диффузной дегазации. Низкие потоки (обычно ниже 30 г/м²/сут) могут относиться к выделению CO₂, связанному с окислением органического вещества почвы. Высокие, вплоть до десятков тысяч г/м²/сут, – к эмиссии CO₂ метаморфического, гидротермального и/или вулканического происхождения [6].

Картирование распределения FCO₂ было выполнено с использованием метода последовательного гауссова моделирования (sGs) в соответствии с процедурой, предложенной в работе [4]. Моделирование осуществлялось при помощи пакета gstat в среде программирования R.

Для построения ортофотоплана района проведения работ использовался квадрокоптер DJI Matrice 300 RTK с модулем ZENMUSE H20T, который состоит из цифровых камер: широкоугольной, зум-камеры и инфракрасной камеры.

Результаты исследования

Поток почвенного CO₂ в районе расположения Нижне-Щапинских термальных источников колеблется в широком диапазоне значений от 3 г/м²/сут до нескольких десятков тысяч г/м²/сут. В нашем случае самые высокие значения потока соответствовали не диффузионным, а конвективным потокам CO₂, т.е. к напорным выходам газа или вместе с источниками в виде пузырей, или в виде сухих струй. Участок измерений со значениями потока выше фоновых 1-3 г/м²/сут оказался вытянутым вдоль линии северо-восточного простирания, маркирующей активное тектоническое нарушение, по которой происходит вывод термальных вод на поверхность (рис. 1). Учитывая, что процесс конвективного потока CO₂ физически отличается от почвенной диффузионной эмиссии газа, мы использовали для анализа только точки с измеренными значениями менее 10 000 г/м²/сут. Для этих данных гистограмма и логарифмически-вероятностный график FCO₂ показывают наличие единственной популяции потока (рис. 2), соответствующей гидротермальному диффузионному потоку CO₂. Рассчитанный средний диффузионный поток, составляющий 430 г/м²/сут с площади 22 000 м², дает предварительную величину общего потока около 7±1.3 тонн/сутки.

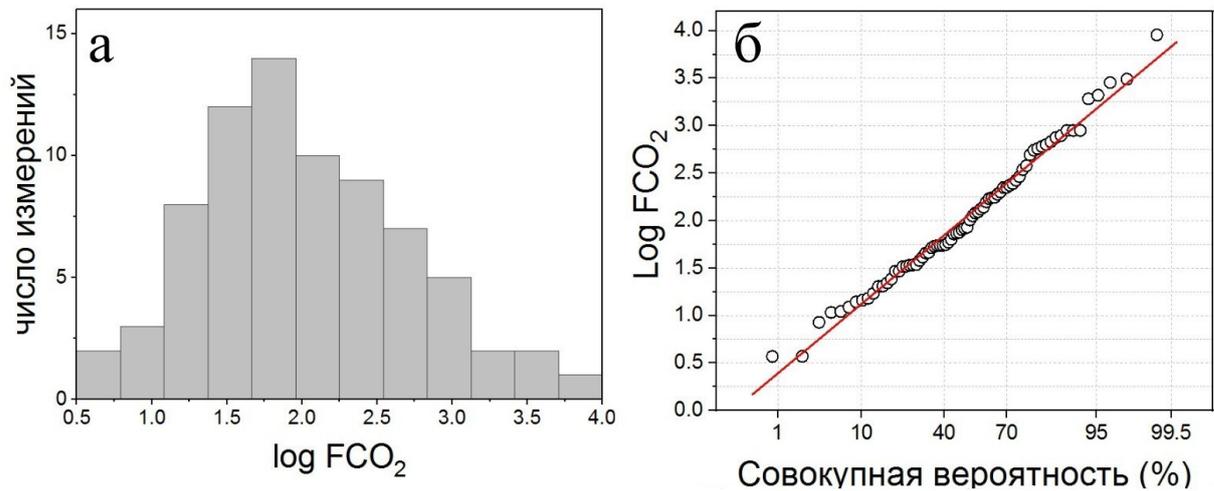


Рис. 2. Гистограмма распределения (а) и вероятностный график (б) измеренного FCO_2 (среднее значение $\log \text{FCO}_2 = 2.1 \pm 0.7$ или $126 \pm 30 \text{ г/м}^2/\text{сут}$).

Эта величина потока CO_2 гораздо ниже, чем измеренная авторами работы [6] для Долины смерти на Камчатке (около 8 тонн/сутки с площади около 6000 м^2), но примерно соответствует диффузионным потокам с многих геотермальных полей мира [7].

Общий поток CO_2 с Нижне-Щапинского термального поля, включающий эмиссию спонтанного газа из источников и сухих струй газа из почвы, гораздо выше. Его можно оценить очень приблизительно, зная общий расход термальной воды. Согласно [1], это около 40 л/сек. Отношение газ/вода (газосодержание) термальной воды источников составляет около 3 литров газа/кг воды. Эта оценка получается, если применить формулу $\Phi = 2/N_2$ [3], где Φ – газовый фактор (V_g/V_w) и объем газа при нормальных условиях, N_2 – содержание азота в спонтанном газе (в объемных процентах (%)), по данным работы [2]. При расходе термальных вод в 40 л/с общий конвективный поток CO_2 равен примерно 20 тонн/сутки. Скорее всего, это минимальная оценка, поскольку минимальной и очень приблизительно можно назвать оценку общего расхода термальных вод.

Выводы

Впервые измерен диффузионный поток CO_2 с термального поля Нижне-Щапинских источников. Показано, что статистически поток представлен одной популяцией, и эта популяция отвечает гидротермальному CO_2 . Предварительный общий диффузионный поток, определенный методом последовательного гауссова моделирования (sGs), составляет 7 ± 1.3 тонн/сутки (рис. 3).

Общий поток CO_2 с термальной площади Нижне-Щапинских источников, включающий диффузионный почвенный и конвекционный за счет выхода спонтанного газа и сухих газовых струй, составляет, как минимум, 20 тонн/сутки.

Измеряемый диффузионный поток (выше $3 \text{ г/м}^2/\text{сут}$) осуществляется вдоль линии разлома северо-восточного простирания, вдоль которой также локализованы основные термопроявления.

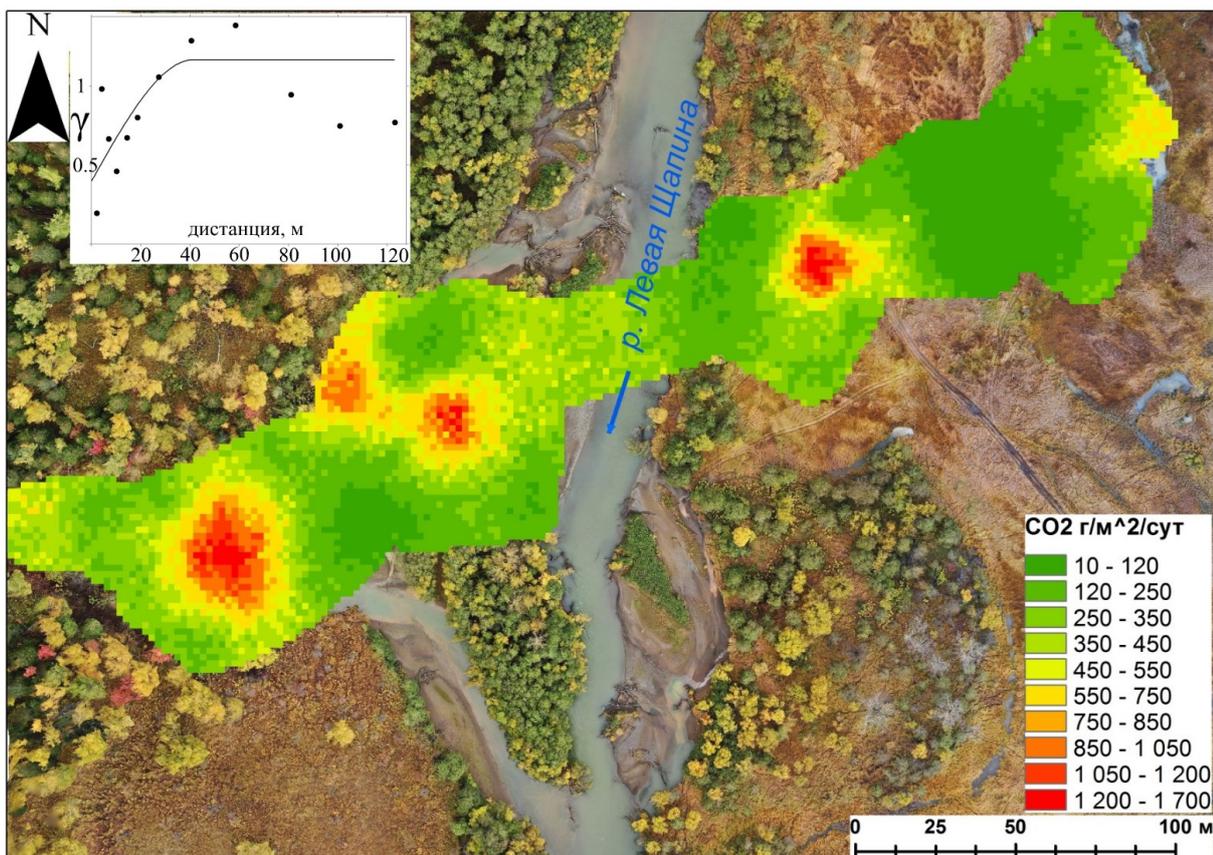


Рис. 3. Карта потока CO_2 , определенного методом последовательного гауссова моделирования (sGs), в исследуемом районе и экспериментальная вариограмма нормальных значений потока CO_2 .

Работа выполнена в рамках государственного задания ИВиС ДВО РАН по теме НИР «Роль гидротермальных систем Курило-Камчатской вулканической дуги в перераспределении мантийного и корового вещества, в процессах минералогенеза» (№ FWME-2024-0006).

Список литературы

1. Курсанова Т.П., Юрова Л.М. Термальные источники Щапинского грабена // Вопросы географии Камчатки. 1982. № 8. С. 59-66.
2. Малик Н.А., Таран Ю.А., Свирид И.Ю., Цховребова А.Р. Нижне-Щапинские термальные источники (Камчатка), как пример магниевых углекислых вод // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2023. Вып. 60. № 4. С. 48-66.
3. Таран Ю.А. Геохимия геотермальных газов. М.: Наука, 1988. 167 с.
4. Cardellini C., Chiodini G., Frondini F. Application of stochastic simulation to CO_2 flux from soil: Mapping and quantification of gas release // Journal of geophysical research. 2003. V. 108 (B9). Art. 2425.
5. Chiodini G., Cioni R., Guidi M. et al. Soil CO_2 flux measurements in volcanic and geothermal areas // Applied geochemistry. 1998. V. 13(5). P. 543-552.
6. Taran Y., Cardellini C., Tarasov K., Malik N. Diffusive emission of carbon dioxide and hydrogen sulfide from Valley of Death, Kamchatka, Russia // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2024. V. 447. Art. 108011.
7. Werner C., Fischer T., Aiupa A. et al. Carbon dioxide emission from subaerial volcanic regions. Two decades in review. / Deep Carbon, Past to Present/ Eds. B.N. Orcutt et al. Cambridge University Press, 2019. P. 188-236.

Сравнение результатов методов постоянного тока и индуктивной электроразведки на примере определения структуры приповерхностного транспорта вещества термальных полей вулканогенных объектов Камчатки и Курил

Панин Г.Л., Балков Е.В.

Comparison of joint results of applying electrical resistivity tomography and electromagnetic induction methods for hydrothermal objects of Kamchatka peninsula and Kuril Islands

Panin G.L., Balkov E.V.

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск;

e-mail: ra9odd@gmail.com

В докладе показаны результаты сравнительных работ на вулканогенных объектах Камчатки и Курильских островов двумя геофизическими методами: электротомографией и электромагнитным частотным профилированием (зондированием).

Введение

Истинные пути формирования составов флюидов и режима функционирования гидротермальных проявлений для небольших глубин (5-10 м) [3] до сих пор мало исследованы. Часто составы флюидов могут иметь яркий контраст, а расстояния между исследуемыми объектами малы, и это порождает вопрос о том, какое место занимает транспорт вещества в наблюдаемой картине. **Ошибка! Источник ссылки не найден.** Решение задачи выявления структуры осложнено тем, что исследуемый объект представлен не только твердыми, но и жидкими фазами, разрушающий контроль которых не позволит выявить объективной картины. Одним из методов, который может дать ответ на вопрос о внутреннем строении таких объектов, является метод индукционного профилирования на различных частотах (ИЧЗ ЭМС [4]), другим – методика электротомографии [2] **Ошибка! Источник ссылки не найден.**

Результаты и их обсуждение

Практически все работы аппаратурой ЭМС выполнялись на площадках с шагом по профилям 1 м и шагом по точкам измерения 1 м. Электротомография [2] проводилась с использованием двух электроразведочных кабелей, общее количество электродов которых равнялось 48. Шаг между электродами для электрических зондирований был выбран 5 м, что связано с конструктивными особенностями кабеля. Во всех случаях использовались установки Шлюмберже [2]. Для обеспечения наименьшего искажения кривых зондирования из-за рельефа, установки для методов постоянного тока были ориентированы вдоль склонов. Частотное зондирование аппаратурой ЭМС выполнялось в наиболее интересных для совместной геохимической съемки местах. Таким образом, ставилась цель детализации общей картины результатов электротомографии в выбранных участках методом частотного зондирования.

Первый объект – Донное фумарольное поле вулкана Мутновский. На рис. 1а показано расположение профилей частотного зондирования и пересекающие их профили методов постоянного тока.

Качество переходного заземления было достаточное для выполнения работ на постоянном токе и лежало в пределах от 2 кОм до 50 Ом. Для методики частотного зондирования критичной была лишь агрессивность среды.



Рис. 1. Взаимное расположение профилей ЧЗ и электротомографии на а) Донном поле Северо-Восточного картера вулкана Мутновский, б) Северо-Восточном поле вулкана Эбеко, в) Нефтяном поле в кальдере Узон.

Следующий объект – Северо-Восточное фумарольное поле вулкана Эбеко [1]. Профили частотного зондирования прибором ЭМС показаны на рис. 1б. Для сравнительных работ была выбрана площадка, располагающаяся на внутреннем северном склоне кратера. Площадка имеет зоны кипящих котлов и зоны парогазовых выходов. Качество переходных заземлений для работ электротомографией лежало в пределах 0.05-3 кОм. Было построено 5 профилей (отмечены белым на рис. 1б).

Площадка съемки аппаратурой ЭМС показана на рис. 1б красным прямоугольником. Она перекрывает поперек 4 профиля электротомографии и имеет в длину 35 м, а в ширину 18 м.

В 2008 г. на площадке Нефтяного поля кальдеры Узон (рис. 1в) удалось удобно расположить оба типа профилей на одной линии. Линия была выбрана так, чтобы пересечь интересующий геохимиков объект – Нефтяной котел. На рис. 1в он находится в непосредственной близости от середины расстановки электротомографии. Качество переходных заземлений находилось в пределах 0.1-2 кОм.

Согласно результатам инверсии данных электротомографии и трансформации данных ИЧЗ, удельное сопротивление грунтов на рабочем участке Северо-Восточного поля вулкана Эбеко колеблется в пределах 0.5-100 Ом·м для электротомографии и от 1 до 20 Ом·м для ИЧЗ. Это хорошо соотносится с электротомографией ввиду меньшей глубинности ИЧЗ, на таких глубинах нет сопротивлений порядка 50-100 Ом·м, по данным электротомографии. Сравнение результатов трансформации данных частотного зондирования и результатов инверсии электротомографии в одинаковом масштабе, общей шкале УЭС и с привязкой по координатам показано на рис. 2. Немаловажным фактом, говорящим о качестве работы аппаратуры ЭМС, является то, что на принципиальном уровне УЭС по данным электротомографии совпадает с кажущимся УЭС в данных ИЧЗ. То есть, полученные геоэлектрические данные зондирования

аппаратурой ЭМС отражают ту же картину. Для Северо-Восточного поля по данным частотного зондирования явно выделяется не вертикальная, а скорее коническая структура подводящих каналов, которая указывает на близкое расположение парогазового резервуара, предположительно на глубине 5-8 м.

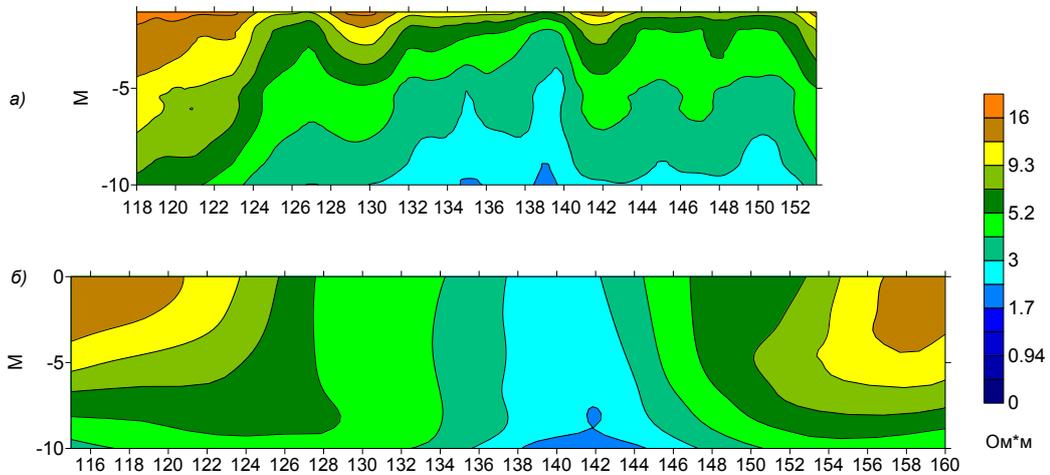


Рис. 2. а) Распределение кажущегося УЭС по профилю частотного зондирования ЭМС и б) распределение УЭС по данным инверсии соответствующего участка профиля электротомографии площадки на Северо-Восточном поле вулкана Эбеко.

Кажущееся удельное электрическое сопротивление среды, по данным частотного зондирования на Донном поле, менялось в пределах от 0.5 до 95 Ом·м. Для Донного поля по данным частотного зондирования выделяется вертикальная структура подводящих каналов. По результатам электротомографии (рис. 3) резервуар, питающий систему котлов и фумарол, не обнаруживается, однако видна структура подводящих путей.

Построенные в равной шкале и с привязками относительно друг друга сравнительные результаты инверсии электротомографии и трансформации данных частотного зондирования, представлены на рис. 3. Они отражают принципиальное совпадение в УЭС и кажущихся УЭС, подобное результатам для Северо-Восточного поля вулкана Эбеко.

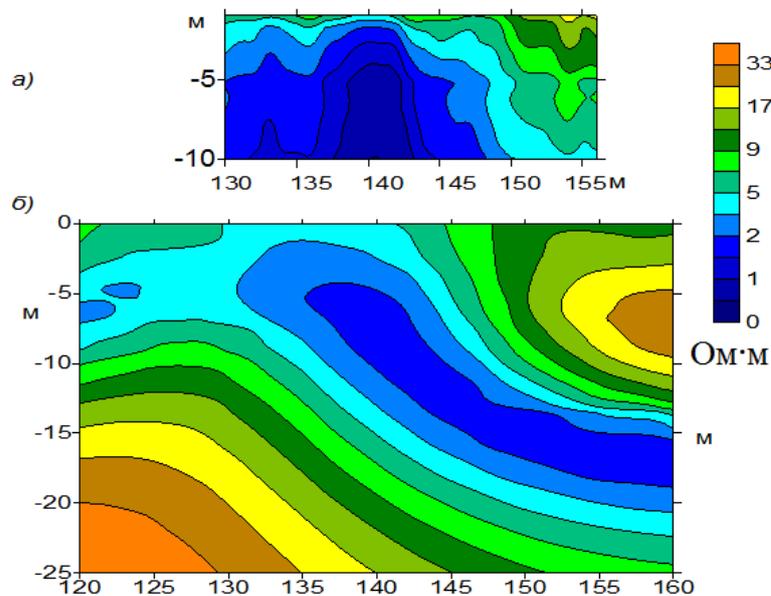


Рис. 3. а) Распределение кажущегося УЭС по профилю частотного зондирования ЭМС и б) распределение УЭС по данным инверсии соответствующего участка профиля электротомографии на площадке Донного Поля вулкана Мутновский.

Результаты геоэлектрических работ по объекту Нефтяное поле в кальдере Узон представлены на рис. 4. Удельное электрическое сопротивление среды, полученное методом инверсии данных электротомографии 0.5-50 Ом·м, также, как и в предыдущем случае, соответствует данным ИЧЗ. Отметка 120 м расстановки приходится на Нефтяной котел, видимый как на профиле ИЧЗ, так и на профиле электротомографии в виде антиклинальной структуры. Данные ИЧЗ аппаратурой ЭМС дополняют верхнюю часть разреза для электротомографии.

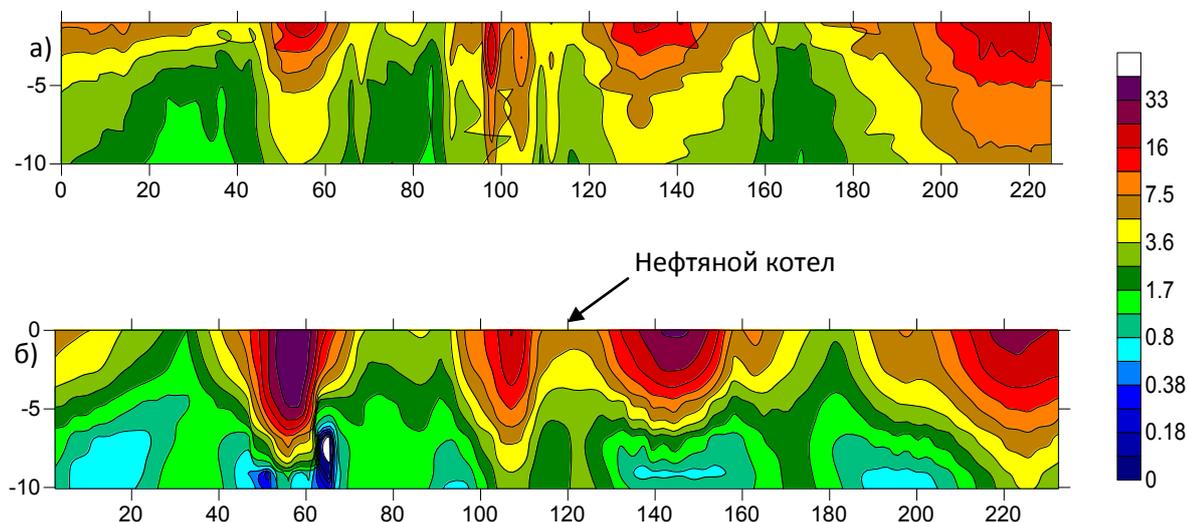


Рис. 4. а) Распределение кажущегося УЭС по профилю частотного зондирования ЭМС и б) распределение УЭС по данным инверсии соответствующего участка профиля электротомографии площадки на Нефтяном поле в кальдере Узон.

Выводы

Представленные результаты демонстрируют возможности комплексирования методов электроразведки для получения представления о картине транспорта вещества к гидротермальным проявлениям вблизи поверхности. Частотное профилирование (зондирование) может быть использовано для быстрой оценки структуры в удельных электрических сопротивлениях, а электрофотография, хотя имеет меньшее разрешение, но может дать привязку по глубине.

Данные работы были выполнены в рамках проектов РФФИ (гранты № 06-05-96002, № 07-05-00910), ДВО РАН (грант № 07-III-C-08-092).

Литература

1. Белоусов В.И., Рычагов С.Н., Сугробов В.М. Северо-Парамуширская гидротермально-магматическая система: геологическое строение, концептуальная модель, геотермальные ресурсы // Вулканология и сейсмология. 2002. № 1. С. 34-50.
2. Бобачев А.А., Горбунов А.А. Двумерная электроразведка методом сопротивлений и вызванной поляризации: аппаратура, методики, программное обеспечение // Разведка и охрана недр. 2005. № 12. С. 52-54.
3. Маништейн Ю.А., Бортникова С.Б., Маништейн А.К. и др. Особенности строения проводящих каналов термальных источников вулкана Мутновский (Южная Камчатка) // Доклады Академии наук. Геофизика. 2008. Т. 423. № 3. С. 383-388.
4. Маништейн А.К., Панин Г.Л., Тикунов С.Ю. Аппаратура частотного электромагнитного зондирования «ЭМС» // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 6. С. 571-579.

Минеральный и фазовый состав возгонов Западного фумарольного поля Авачинского вулкана (Камчатка)

Плутахина Е.Ю., Малик Н.А.

Mineral and phase composition of exhalations of the Western fumarole field of Avachinsky volcano (Kamchatka)

Plutakhina E.Yu., Malik N.A.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: peu@kscnet.ru

В работе приведена информация о минеральном и фазовом составе высокотемпературных возгонов Западного фумарольного поля Авачинского вулкана, отобранных в 2023-2024 гг.

Введение

Авачинский вулкан (2751 м) – один из самых активных и доступных вулканов Камчатки, расположенный в ~25 км от городов Петропавловск-Камчатский и Елизово. Вулкан имеет тип Сомма-Везувий, сомма сложена породами от риолитов до базальтов, а Молодой конус – преимущественно андезибазальтами [1]. В историческое время произошло не менее 14 извержений вулкана [4]. В результате извержения 1991 г. кратер вулкана был заполнен андезибазальтовой лавой, которая была разбита серией субпараллельных трещин во время извержения 2001 г. [5]. На пересечении самой длинной из трещин и кромки кратера находятся высокотемпературные фумарольные поля Восточное и Западное, регулярные наземные исследования которых начались в 2013 г. [2].

Западное фумарольное поле (ЗФП) расположено вокруг одноименной фумаролы на западном склоне Молодого конуса. Фумарола представляла собой глубокую трещину с интенсивным выходом газа (рис. 1а). В 2015-2016 гг. были отмечены обвал и оползание стенок трещины; в 2018-2019 гг. склоны стали более пологими, при этом отмечался прогрев грунта и увеличение площади распространения возгонов [3].

Материалы и методы

Летом 2023 и 2024 гг. на ЗФП в процессе полевых работ были отобраны образцы возгонов с поверхности грунтов, в температурных зонах ~150, 350 и 650 °С. Также были отобраны образцы с глубины ~40 см, где температура составляла ~240 °С (рис. 1б). Образцы исследовались методами рентгеновской дифракции и сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) на Tescan VEGA 3 в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН.



Рис. 1. Авачинский вулкан: а – вид на Западное фумарольное поле с кромки кратера; б – участок пробоотбора ниже Западной фумаролы с закопушкой (отмечены температуры в месте пробоотбора).

Результаты и обсуждение

По данным рентгенофазового анализа, наиболее распространенный минерал возгонов ЗФП – самородная сера, измененных пород – опал и алунит. По данным СЭМ, возгоны сложены неравномерно опализированными породами (андезитами разной степени пористости), самородной серой и тонкой скрытокристаллической смесью гематита, сассолина, галита, сильвина, нашатыря. Редко встречаются пирит, реальгар, аурипигмент, англезит, барит, тенардит, наталиямаликит, йодсодержащие и селен-теллуrowые фазы. Натечные образования сложены самородной серой и арсеносульфуритом. Наиболее низкотемпературные инкрустации сложены алунитом, натроалунитом, алуногеном, галотрихитом, пиккерингитом (таблица).

Таблица. Минеральный состав возгонов Западного фумарольного поля

Минерал	Химическая формула	До 2019 г.	2023-2024 гг.
Сера	S	+	+
Кристобалит	SiO ₂	+	+
Опал	SiO ₂ ×nH ₂ O	+	+
Гематит	Fe ₂ O ₃	+	+
Сассолин	B(OH) ₃	+	+
Галит	NaCl	+	+
Сильвин	KCl	–	+
Нашатырь	NH ₄ Cl	–	+
Наталиямаликит	TII	–	+
Пирит	FeS ₂	+	+
Реальгар	AsS	–	+
Аурипигмент	As ₂ S ₃	–	+
Англезит	PbSO ₄	–	+
Барит	BaSO ₄	–	+
Тенардит	Na ₂ SO ₄	–	+
Алунит	KAl ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆	–	+
Натроалунит	NaAl ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆	–	+
Алуноген	Al ₂ (SO ₄) ₃ ×17H ₂ O	+	+
Галотрихит	FeAl ₂ (SO ₄)×22H ₂ O	+	+
Пиккерингит	MgAl ₂ (SO ₄)×22H ₂ O	+	+
Арсеносульфурит	(As,S)	–	+
–	As-O-I	–	+
–	Te-Se	–	+

Образцы со дна закопушки представлены рыхлыми опализированными породами с самородной серой и арсеносульфуритом. Среди редких микрокристаллов диагностированы барит, рутил, ильменит. Исследование этих образцов продолжается.

В образцах возгонов ЗФП, отобранных до 2019 г., были диагностированы в основном самородная сера, опал, редко наблюдался нашатырь, сассолин, галит и гематит; на поверхности низкотемпературных участков грунта описаны инкрустации галотрихит-пиккерингита и алуногена (неопубликованные данные авторов).

Минеральное разнообразие возгонов ЗФП меньше, чем на Восточном фумарольном поле [6]. Но в образцах 2023-2024 гг. диагностировано значительное количество минералов и фаз, которые ранее не были встречены в образцах. Образцы, отобранные в высокотемпературной зоне, содержат: значительное количество нашатыря, выполняющего пустоты в скрытокристаллическом агрегате опала (рис. 2б); в натечных образованиях арсеносульфурита (на поверхности агрегатов опала и самородной серы) встречены бесформенные образования селен-теллуrowого состава (рис. 2а); в образцах самородной серы из температурной зоны ~650 °С и со дна закопушки обнаружены удлиненные агрегаты состава As-O-I (рис. 2в). Для

йодсодержащей фазы не удалось составить эмпирическую формулу по анализам СЭМ (из-за сильной вариативности концентраций йода в спектре).

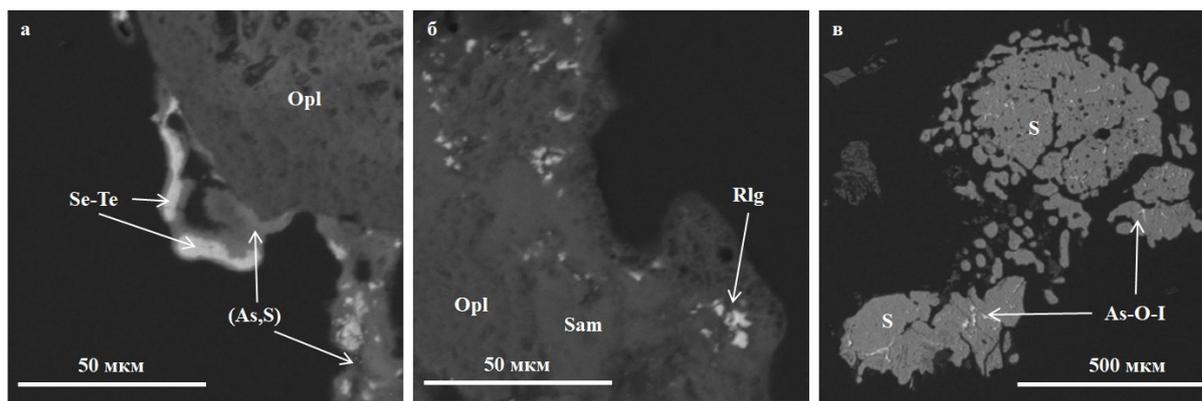


Рис. 2. Взаимоотношения минералов в возгонах ЗФП: а – корки арсеносульфурита (As,S) с агрегатами Se-Te состава на поверхности опалового агрегата (Opl); б – микрокристаллы реальгара (Rlg) в агрегате опала и нашатыря (Sam); вытянутые включения состава (As-O-I) в агрегате кристаллов самородной серы (S). Полированный аншлиф, фото СЭМ в обратно-рассеянных электронах.

Авторы выражают благодарность сотрудникам ИВиС ДВО РАН А.А. Платонову, А.А. Гайчукову за помощь в отборе и пробоподготовке образцов.

Исследование выполнено в рамках государственного задания Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН по теме НИР № FWME-2024-0006, при поддержке гранта Российского научного фонда № 23-27-00156 (<https://rscf.ru/project/23-27-00156/>).

Список литературы

1. Иванов Б.В. Андезиты Камчатки (Справочник химических анализов вулканитов и основных породообразующих минералов). Москва: Наука. 2008. 364 с.
2. Малик Н.А., Зеленский М.Е., Округин В.М. Температура и состав газа fumarol вулкана Авачинский (Камчатка) в 2013-2016 гг. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2017. Вып. 33. № 1. С. 21-33.
3. Малик Н.А., Некрасова М.Ю. Комплексные исследования активности Авачинского вулкана в 2013 – начале 2020 гг.: наземные, видео и сейсмические наблюдения // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2020. Вып. 46. № 2. С. 41-54. <https://doi.org/10.31431/1816-5524-2020-2-46-41-54>
4. Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Двигало В.Н., Базанова Л.И. Исторические извержения Авачинского вулкана на Камчатке (попытка современной интерпретации и классификации для долгосрочного прогноза типа и параметров будущих извержений). Ч. II (1926-1991 гг.) // Вулканология и сейсмология. 1994. № 2. С. 3-23.
5. Мелекесцев И.В., Селиверстов Н.И., Сеньюков С.Л. Информационное сообщение об активизации в октябре 2001 г. вулкана Авачинский на Камчатке и проведенных исследованиях // Вулканология и сейсмология. 2002. № 2. С. 79-80.
6. Округин В.М., Малик Н.А., Плутахина Е.Ю. и др. Новые данные о возгонах и сублиматах Авачинского вулкана (2014-2015 гг.) // Материалы XIX региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвященной Дню вулканолога, 2016 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2016. С. 400-405.

Магматическая активность Мутновского вулкана в 2024 г. по сейсмическим и газогидрохимическим данным

Поляков А.Ю., Кирюхин А.В.

Magmatic activity of Mutnovsky volcano in 2024 according to seismic and gas-hydrochemical data

Polyakov A.Yu., Kiryukhin A.V.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: pol@kscnet.ru

В 2024 г. фиксируется усиление сейсмо-магматической активности под Мутновским вулканом и в северном секторе, прилегающем к Мутновскому геотермальному месторождению, в том числе по сейсмическим данным выявлено 35 эпизодов инъекций магмы, зарегистрировано 8 импульсных притоков неконденсирующегося газа.

Магматическая активность Мутновского вулкана в 2024 г.

Шесть сейсмических станций регистрируют сейсмичность в Мутновско-Гореловской вулканической зоне: ASA, DVGB, GRL, KLDG, MTV, VKN (Асача, Двугорбая, Горелый, Кальдера Горелого, Мутновский, Вакин). Выделение даек и силлов выполнялось по каталогам микроземлетрясений (MEQ) КФ ФИЦ ЕГС РАН с использованием программы Frac-Digger [1, 4, 6] (критерий выборки: $\delta_t=30$ дней, $\delta_R=6$ км, $\delta_Z=1$ км, $N=6$). С января по декабрь 2024 г. в Мутновском геотермальном районе зарегистрировано 2220 землетрясений, 96 % (2138) из них составляют 35 плоско-ориентированных кластера, интерпретированных как внедрения 19 даек и 16 силлов.

В августе-сентябре 2024 г. были запущены в эксплуатацию три новые сейсмические станции (DVGB, KLDG, VKN), в связи с чем было решено проверить, не произошло ли изменение распределения плоско-ориентированных кластеров землетрясений (угол падения, азимут падения, глубина), полученных в результате обработки сейсмических данных КФ ФИЦ ЕГС РАН в районе Мутновского вулкана (2010-2024 гг.) с использованием программы Frac-Digger [1, 4, 6].

Результирующие стереограммы и роза-диаграммы по азимуту падения приведены на рис. 1, 2, где видно, что по-прежнему большая часть плоско-ориентированных кластеров внедряется в северо-восточном секторе вулкана Мутновский, на глубинах -1800–3500 абс. Генерация электрической энергии на Мутновской ГеоЭС осуществляется посредством двух турбин по 25 МВт каждая, обеспечение турбин паром осуществляют геотермальные скважины А2, А4, Geo-1В, Geo-2, Geo-3, Geo-4, Geo-6, Geo-7, Geo-8, 029W, 016, ГК1, 042, 037).

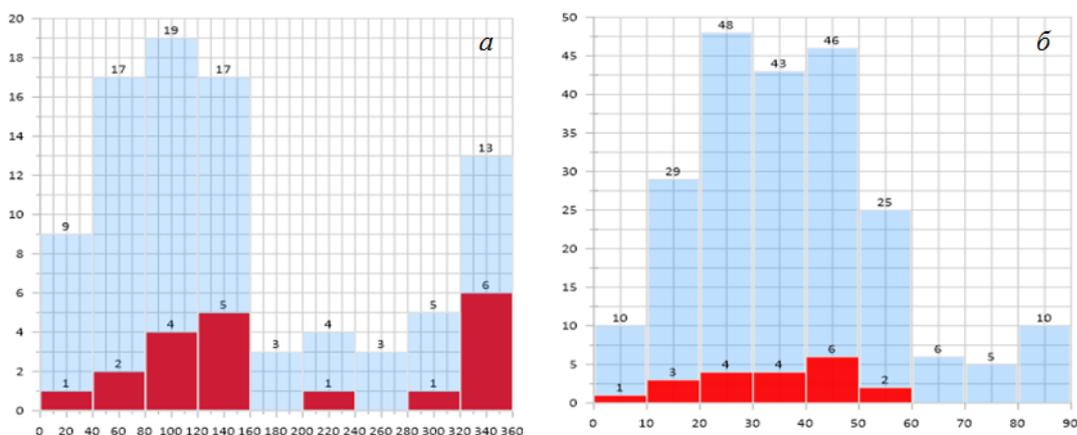


Рис. 1. Гистограммы распределения азимута (а) и угла (б) падения плоско ориентированных кластеров землетрясений в районе Мутновского вулкана в 2010-2024 гг. (синий цвет) и 09.2024-02.2025 гг. (красный цвет).

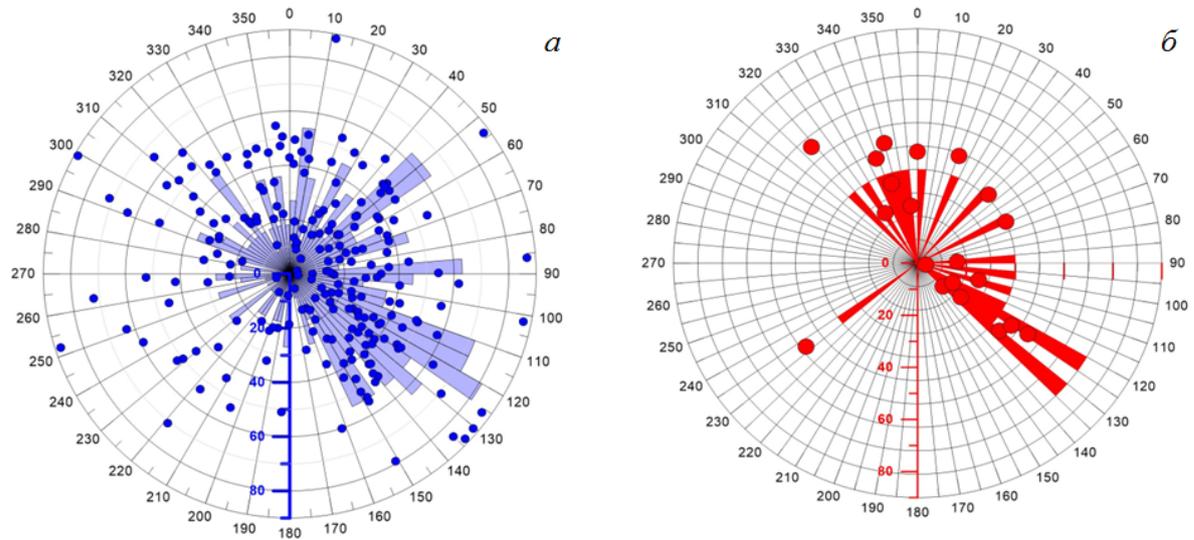


Рис. 2. Стереограмма распределения плоско ориентированных кластеров землетрясений в районе Мутновского вулкана в 2010-2024 гг. (а) и 09.2024-02.2025 гг. (б) (угол падения, азимут падения) и роза-диаграмма по азимуту падения.

Измерение газосодержания в общем паре Мутновской ГеоЭС позволяет проводить отслеживание дополнительного притока магматического газа, синхронизированного с инъекциями магмы [2, 3, 5, 6]. На рис. 3 сопоставлены данные парциального давления P_{NCG} в конденсаторе турбины с временной последовательностью инъекций даек вблизи вулкана Мутновский, обнаруженных в результате обработки сейсмических данных КФ ФИЦ ЕГС РАН с использованием программы Frac-Digger. На рис. 3 видно, что имеются внедрения даек: 186-189, 202-206, 210-212, 218-219 (рис. 4), следующие за выбросами P_{NCG} (24-1 – 24-8). Численные характеристики плоскостей аппроксимации плоско-ориентированных кластеров микроземлетрясений приведены в таблице.

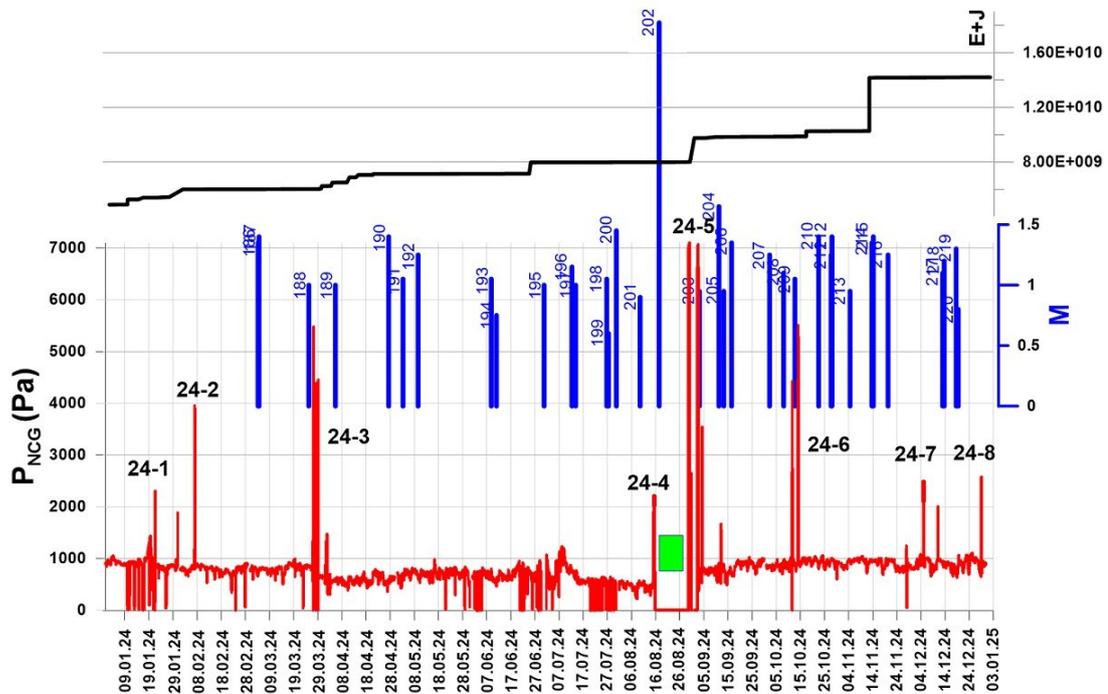


Рис. 3. Вариации P_{NCG} (Pa) в конденсаторе турбины Мутновской ГеоЭС за 2024 г. и рои даек, выявленных по сейсмоданным (M – максимальная магнитуда при инъекции), $E+J$ выделенная сейсмическая энергия, номер кластера соответствуют таблице), зеленый прямоугольник – нет данных по давлению.

Таблица. Характеристики плоскостей аппроксимации плоско-ориентированных кластеров микроземлетрясений (MEQ), изображенных на рис. 3

№	$\alpha 1$	$\alpha 2$	X, м	Y, м	Z, м	Дата	M	N	S, км ²	V, м ³
186	15.4	89.1	43417	14790	-2340	04.03.2024	1.4	463	10	1733
187	58.4	112.8	43151	15045	-1427	04.03.2024	1.4	42	18.6	2058
188	42.9	9.5	43499	15022	-2361	25.03.2024	1	146	8.1	521
189	20.9	60.4	43861	14740	-2676	05.04.2024	1	67	11.4	521
190	45.7	115.7	44225	15216	-3288	27.04.2024	1.4	17	12.8	2058
191	22	267.3	42099	16358	-3011	03.05.2024	1.1	9	12.5	618
192	79.2	150.8	43721	14741	-3728	09.05.2024	1.3	11	25	1229
193	47.2	355.8	43270	14345	-2817	08.06.2024	1.1	136	12.4	618
194	55.1	148.4	43817	14669	-3787	11.06.2024	0.8	25	12.8	220
195	17.1	16.3	46680	19010	-3202	30.06.2024	1	35	19.5	521
196	23.2	51.2	44194	14951	-2254	12.07.2024	1.2	86	21	872
197	38.2	133.4	43255	14279	-2889	13.07.2024	1	86	22.2	521
198	34.2	350.4	47076	16224	-2704	26.07.2024	1.1	19	23.1	618
199	24.5	25.7	43308	16746	32	27.07.2024	0.6	6	15.2	132
200	49.7	324	46388	21213	-2609	30.07.2024	1.5	11	8.4	2444
201	32	92.2	43190	14875	-1756	09.08.2024	0.9	24	14.7	369
202	87.9	130.4	43186	13763	-11067	17.08.2024	3.5	17	177.1	2361208
203	12.9	133.2	45300	17897	-2259	03.09.2024	1	18	16.9	438
204	14.7	87.1	43532	15084	-1913	11.09.2024	1.7	242	18.2	4859
205	44	20.2	42910	16955	-224	13.09.2024	1	18	16.3	438
206	37.2	44.7	43553	14648	169	16.09.2024	1.4	104	16.1	1733
207	42.9	360	43367	14369	-1191	02.10.2024	1.3	98	22.6	1229
208	20.6	129.2	42897	14536	-2086	08.10.2024	1.1	26	16.7	734
209	23.4	105.9	43639	15210	-1813	12.10.2024	1.1	67	7.8	618
210	59.3	318.8	48677	16204	-1697	22.10.2024	1.4	10	24	2058
211	22.7	328.3	43184	13838	-1662	27.10.2024	1.3	25	8.1	1229
212	32.2	342.7	44144	18469	-2195	28.10.2024	1.4	24	22.9	2058
213	47.8	345.1	43487	15374	-1626	04.11.2024	1	120	17.5	438
214	52.1	232.2	36547	27105	-1221	13.11.2024	1.4	6	10.1	1733
215	48.9	123.7	43796	15161	-545	14.11.2024	1.4	53	19.5	2058
216	36.2	63.9	44246	21074	-2627	20.11.2024	1.3	9	18.1	1229
217	39.7	130.6	43537	14309	1072	12.12.2024	1.1	33	8.4	734
218	22.2	353.7	43523	15604	-1742	13.12.2024	1.2	66	10.3	1035
219	42.1	124.7	44049	14836	-1618	18.12.2024	1.3	13	11	1459
220	14.9	119.9	41631	19572	-2912	19.12.2024	0.8	6	6.6	262

Примечание. № – номер кластера; $\alpha 1$ – угол падения; $\alpha 2$ – азимут падения (градусы); X, Y, Z – координаты и глубина; M – максимальная магнитуда; N – число сейсмических событий в кластере; S – площадь кластера; V – объем инъекции магмы по [4].

Выводы

В 2024 г. магматическая активность вулкана Мутновский продолжилась в виде инъекций даек и силлов в северо-восточном секторе вулкана, с сохранением их предшествующей (2009-2023 гг.) геометрической ориентации. Магматическая активность сопровождается гидротермальными взрывами и притоком магматического газа в эксплуатируемый геотермальный резервуар (фиксируемого по изменениям парциального давления).

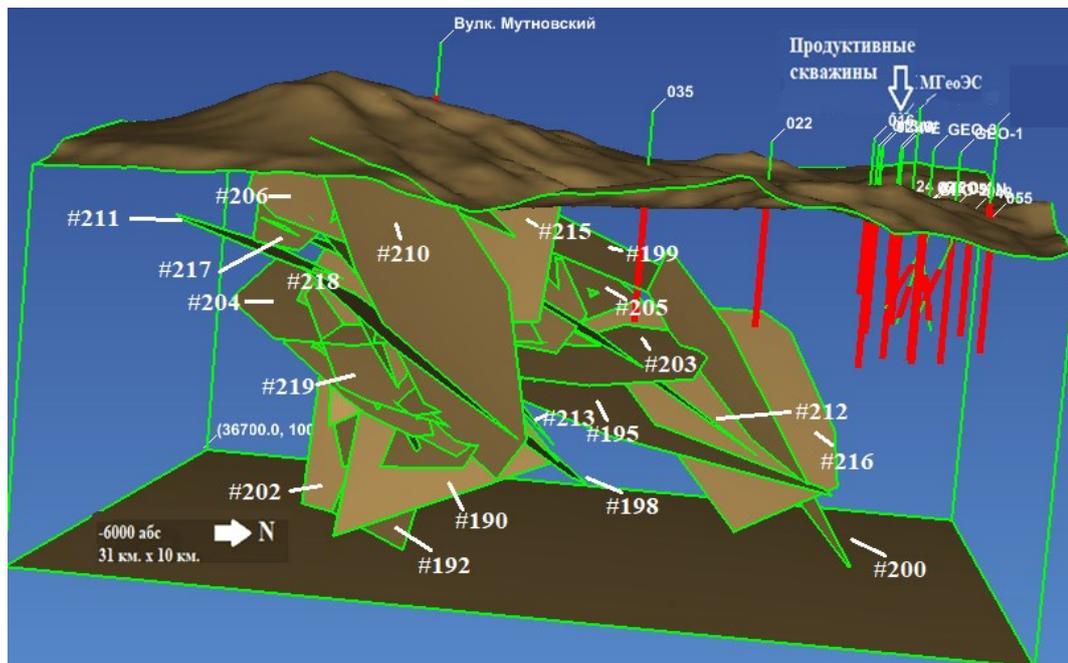


Рис. 4. Геометрия инъекций магмы в районе Мутновского вулкана по сейсмическим данным КФ ФИЦ ЕГС РАН за 2024 г, предшествующих аномалиям P_{NCG} , числами указаны номера даек (таблица, рис. 3), эксплуатационные и фонтанирующие скважины.

Авторы выражают признательность директору филиала ПАО Камчатскэнерго «Возобновляемая энергетика» А.А. Любину, начальнику Мутновских ГеоЭС М.Л. Безотечество и ведущему инженеру О.В. Колесникову за предоставление данных о давлении и температуре в конденсаторе Мутновской ГеоЭС.

Работа выполнена с использованием данных, полученных на уникальной научной установке «Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира» (<https://ckp-rf.ru/usu/507436/>).

Исследование выполнено по теме НИР ИВиС ДВО РАН № FWME-2024-0007.

Список литературы

1. Кирюхин А.В. Геотермофлюидомеханика гидротермальных, вулканических и углеводородных систем. СПб.: Эко-Вектор Ай-Пи, 2020. 431 с.
2. Кирюхин А.В., Поляков А.Ю., Журавлев Н.Б. Устройство для оценки парциального давления неконденсированного газа в геотермальном паре. Патент № 2801789 С1 Российская Федерация. 15 августа 2023 г.
3. Кирюхин А.В., Fujii Y., Alam B.A., Черных Е.В. Магнитуды сейсмических событий, индуцированных инъекциями флюидов в земной коре // Вулканология и сейсмология. 2024. № 2. С. 14-23.
4. Поляков А.Ю. Удаленный мониторинг динамики поступления магматического газа в геотермальный резервуар на базе станции НОВО RX 3000 // Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием «Геотермальная вулканология, гидрогеология, геология нефти и газа» (Geothermal Volcanology Workshop 2020), 3-8 сентября 2020 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2020. С. 90-93.
5. Kiryukhin A.V., Polyakov A.Y., Usacheva O.O. et al. Thermal-permeability structure and recharge conditions of the Mutnovskiy high temperature geothermal field (Kamchatka, Russia) // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2018. V. 356. P. 36-55. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.02.010>
6. Kiryukhin A., Chernykh E., Polyakov A. et al. Magma Fracking Beneath Active Volcanoes Based on Seismic Data and Hydrothermal Activity Observations. // Geosciences. 2020. V. 10(2). Art. 52. <https://doi.org/10.3390/geosciences10020052>

Комплексная информационная веб-система «Гейзеры Камчатки» (GESKA)

Романова И.М., Белоусова М.Г., Белоусов А.Б.

Comprehensive web information system «Geysers of Kamchatka» (GESKA)

Romanova I.M., Belousova M.G., Belousov A.B.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: roman@kscnet.ru

Описывается назначение, структура, содержание и особенности реализации информационной веб-системы «Гейзеры Камчатки», обеспечивающей сбор, хранение, поиск и визуализацию данных о гейзерах и режиме их активности за всю историю наблюдений.

Введение

На Земле насчитывается около 1000 природных гейзеров, большинство из них сконцентрировано в трех так называемых «гейзерных полях»: Йеллоустонском национальном парке в штате Вайоминг (США), Долине Гейзеров на Камчатке, геотермальном поле Эль Татио на плато Альтиплано (Чили) [1]. Долина Гейзеров, второе по количеству гейзеров поле в мире после Йеллоустона, была обнаружена в центральной части Камчатки в 1941 г. [9].

В Долине Гейзеров известны 26 активных гейзеров: от карликовых (высота фонтанирования 10-20 см) до крупных (высота фонтанирования 10-20 м). Кроме этого, известны еще два активных гейзера – также на Камчатке: по одному в кальдере Узон и на берегу Карымского озера. На Паужетке до середины 1960-х гг. существовали два гейзера, но из-за масштабного бурения и запуска геотермальной электростанции они перестали работать.

К настоящему времени накоплен большой объем данных наблюдений за режимом гейзеров на Камчатке продолжительностью более 90 лет, полученных как при визуальных наблюдениях, так и с применением автоматических средств регистрации. Результаты многолетних исследований отражены в большом количестве публикаций, однако часть этих данных до сих пор оставалась неопубликованной и хранилась в личных архивах ученых.

Актуальными задачами являются систематизация и интеграция данных о гейзерах Камчатки в единый информационный ресурс, доступный широкому кругу исследователей. Для решения этих задач на Геопортале Института вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН [7] создана информационная система (ИС) «Гейзеры Камчатки» – «Geysers of Kamchatka» (GESKA) (<http://geoportal.kscnet.ru/geysers/>), обеспечивающая сбор, хранение, поиск и визуализацию данных о гейзерах.

В системе представлены объекты, описанные как «гейзер», хотя бы в одной из научных публикаций, независимо от их современного состояния, – гейзеры и кипящие пульсирующие источники.

Реализация ИС GESKA

Архитектура ИС реализована на базе свободного программного обеспечения (ПО), распространяемого по лицензиям Apache License 2.0, GNU General Public License 2.0 и Simplified BSD License. Для хранения атрибутивных данных используется реляционная база данных (БД), созданная в среде системы управления базами данных (СУБД) MariaDB.

Геоинформационный веб-сервис (геосервис) системы реализован на базе свободных ПО с открытым исходным кодом: GeoServer и MapStore.

Веб-приложение ИС GESKA разработано на языках программирования PHP и JavaScript с использованием JavaScript-библиотек: jQuery, JavaScript API Яндекс Карт, Highslide JS и др.

Структура ИС GESKA

Система имеет масштабируемую модульную структуру, представленную информационными блоками: «Гейзеры», «Наблюдения», «Изображения», «Библиография», «Геосервис».

Блок «Гейзеры», обеспечивающий взаимосвязь всех модулей системы, содержит метаданные объектов, такие как: название, синонимы, код (уникальный идентификатор) [4], географические координаты, географический регион, гидротермальная система, термальный участок; показано местоположение объектов на обзорной карте (рис. 1). Для каждого объекта дается краткое описание со списком использованной литературы, указаны основные характеристики: тип (гейзер, карликовый гейзер, кипящий пульсирующий источник), периоды активности, статус современного состояния объекта:

- активный – действующий в настоящее время;
- погибший – исчезнувший в результате природных катаклизмов (обвалов, оползней, селей и др.);
- потухший – прекративший активность по естественным причинам или в результате деятельности человека при эксплуатации геотермальной энергии района.

Основными источниками информации для описания гейзеров стали каталог [4], научные труды [5, 6, 8, 9], статьи многих других авторов, а также авторов этой статьи [1].

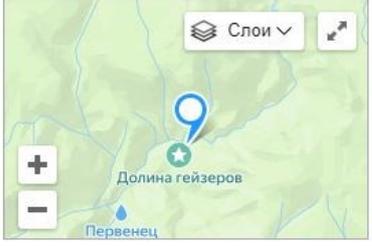
Фонтан. Основные характеристики	Краткое описание
  <p>Название: Фонтан Код: 7FON Регион: полуостров Камчатка Гидротермальная система: Долина Гейзеров Термальный участок: Центральный Координаты: 54°26'18" с.ш. 160°8'31" в.д. Местоположение: на Витраже Тип: гейзер Статус: активный Периоды активности: до 1941 – наст. вр.</p>	<p>Фонтан является главным гейзером основного термального склона Долины, который первоначально был назван «Ансамбль гейзеров» (Устинова, 1955), но через 20 лет был переименован в Витраж. Фонтан расположен на ровной площадке с крупными глыбами на поверхности, покрытыми красивым жемчужным гейзеритом, на высоте 25 м над уровнем реки Гейзерной, поэтому обвалы и сели ему не страшны. Грифон гейзера — вертикальный, почти круглый в сечении, диаметром 50 см. На глубине около 1 метра грифон закупорен большим круглым камнем, вода поступает через щели между камнем и его стенками. Был впервые описан и назван Т.И. Устиновой (1955), которая называла его самым красивым гейзером Долины: "Фонтанирование Фонтана необычайно эффектно. Оно начинается 2-3 слабыми всплесками; затем вертикальные струи воды бьют вертикально на высоту не менее 20 м. Сначала пара мало, затем количество его увеличивается, а количество воды уменьшается. В конце фонтанирования струи пара бьют под углом 80-85° и несколько струй воды поднимаются на высоту 12-15 м. Через 30 секунд активного выделения пара, наступает период покоя, когда гейзер лишь слабо парит». Извержение Фонтана длится сравнительно долго: 3-4 минуты (Леонов, 2017).</p> <p>После событий 2014 г. произошли изменения характеристик активности Фонтана: период увеличился от 15-25 мин до 30-40 мин, высота фонтанирования уменьшилась от 15-20 м до 5-7 м (Белоусов, Белоусова, 2017).</p> <p>Литература Белоусов А.Б., Белоусова М.Г. Роль оползней в формировании гейзеров Долины Гейзеров, Камчатка // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XX ежегодной региональной научной конференции, посвященной Дню вулканолога, 30-31 марта 2017 г. 2017. С. 155-157.  Леонов А.В. Каталог гейзеров Кроноцкого заповедника. Долина гейзеров и кальдера вулкана Узон: история и современность. М.: Изд-во ООО «Реарт». 2017. 384 с.  Устинова Т.И. Камчатские гейзеры / Отв. ред. Рихтер Г.Д., Никольская В.В. М.: Географгиз. 1955. 119 с. </p>

Рис. 1. Фрагмент страницы с основными характеристиками и описанием гейзера на примере гейзера Фонтан.

Блок «Наблюдения» содержит данные о режиме гейзеров в разные годы, представленные в табличной форме, где для каждой даты указаны, если известны, длительность наблюдения; количество и периодичность извержений; средние значения продолжительности:

– последовательных стадий извержения – излива воды, фонтанирования пароводяной смеси (а также – высота и угол), парения;

– стадии полного покоя (восстановления уровня горячей воды в канале).

Указаны ссылки на источники данных – научные публикации [2, 3, 8] и другие; архивные материалы с данными наблюдений сотрудников Института вулканологии (В.А. Дроздин, В.М. Сугробов, Н.Г. Сугрובה); данные наблюдений за режимом гейзеров с 1998 г. авторов статьи – М.Г. и А.Б. Белоусовых.

Блок «Изображения» содержит фотографии и видео гейзеров в состоянии покоя или извержения. Каждое изображение сопровождается сведениями об авторах, копирайте, дате создания, ссылкой на источник, текстовыми комментариями.

Блок «Геосервис» демонстрирует местоположение гейзеров и кипящих пульсирующих источников Камчатки, их текущее состояние, а также последствия природных катаклизмов, ставших причиной изменения режима или гибели большого количества гейзеров в Долине Гейзеров (рис. 2).

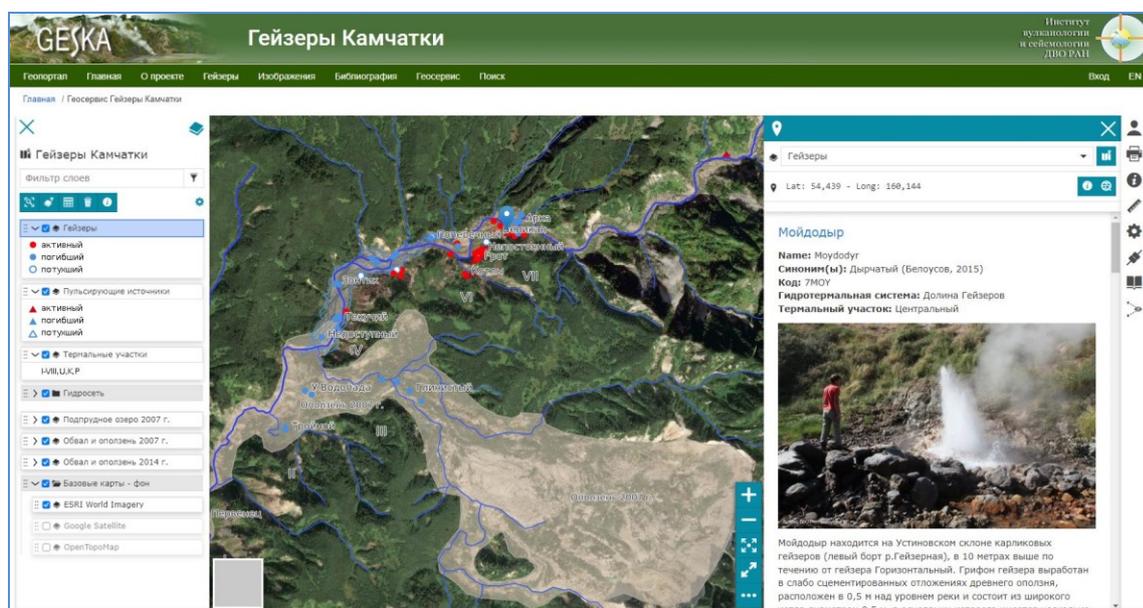


Рис. 2. Веб-интерфейс геосервиса. На фрагменте карты показаны гейзеры и кипящие пульсирующие источники Долины Гейзеров, оползень и подпрудное озеро 2007 г. Во всплывающем окне справа – информация об отмеченном на карте гейзере Мойдодыр.

Геосервис представляет собой веб-интерфейс с встроенной в центральной области окна интерактивной картой. В левой части окна интерфейса располагается древовидный список слоев пространственных данных:

– гейзеры, кипящие пульсирующие источники, термальные участки – векторные слои, источником которых является база данных ИС; они генерируются на основе пространственной информации об этих объектах в таблицах БД;

– гидросеть, оползни и сели 2007 и 2014 гг., подпрудное озеро 2007 г. – векторные слои, созданные из shape-файлов ГИС «Гейзеры и пульсирующие источники Долины Гейзеров и Кальдеры Узон» (ПО ESRI ArcGIS, автор А.В. Леонов).

В качестве фонового слоя возможен выбор общедоступной карты из известных источников – OpenTopoMap, OpenStreetMap, ESRI WorldImagery, Google Satellite и др.

Геосервис предоставляет возможность поиска объектов выбранного слоя по одному или нескольким критериям из связанной с ним атрибутивной таблицы, а также

инструмент идентификации, позволяющий посмотреть во всплывающем окне информацию об отмеченном на карте объекте (координаты, описание, фото, литература и др.) (рис. 2).

Блок «Библиография» содержит библиографические списки литературы по объектам ИС с возможностью загрузки полных текстов. Списки литературы генерируются с помощью соответствующих SQL-запросов к БД Репозитория ИВиС ДВО РАН – открытого архива научных публикаций (<http://repo.kscnet.ru>) [7].

Заключение

Создана информационная веб-система «Гейзеры Камчатки» – GESKA, обеспечивающая сбор, хранение, поиск и представление данных о гейзерах и режиме их активности из литературных источников, архивных и современных данных, полученных с использованием визуальных и инструментальных методов наблюдений.

На сегодня ИС GESKA содержит описания 79 природных объектов – 65 гейзеров (в том числе 28 активных) и 14 кипящих пульсирующих источников; 830 записей с данными наблюдений гейзеров за период с 1934 г. по настоящее время. Сформирована и постоянно пополняется коллекция научных публикаций по гейзерной тематике. На данный момент она включает 74 публикации (статьи, книги, диссертации).

Геосервис ИС дает визуальное представление о местоположении и текущем состоянии этих объектов, а также о последствиях природных катаклизмов в 2007 и 2014 гг. в Долине Гейзеров, повлекших изменение режима или гибель большого количества гейзеров.

Дальнейшее развитие ИС GESKA будет направлено на расширение ее функциональных возможностей, в том числе на создание новых сервисов и инструментов для графической визуализации данных и их статистического анализа, которые могут помочь обнаружить закономерности и тенденции изменения режима активности гейзеров во времени.

Созданная ИС «Гейзеры Камчатки» может представлять интерес как для научного сообщества, так и для широкого круга пользователей Интернет.

Работа выполнена при поддержке проекта РНФ № 23-27-00318 (<https://rscf.ru/project/23-27-00318/>).

Список литературы

1. Белоусов А.Б., Белоусова М.Г. Гейзеры – геотермальные источники, по которым можно сверять часы // Природа. 2024. № 9. С. 3-15. <https://doi.org/10.7868/S0032874X24090019>
2. Виноградов В.Н. О режиме Камчатских гейзеров // Вопросы географии Камчатки. 1964. № 2. С. 70-81.
3. Дроздин В.А. Новый гейзер в кальдере вулкана Узон // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2009. Вып. 14. № 2. С. 10-12.
4. Леонов А.В. Каталог гейзеров Кроноцкого заповедника. Долина гейзеров и кальдера вулкана Узон: история и современность. М.: Изд-во ООО «Реарт», 2017. 384 с.
5. Леонов В.Л., Гриб Е.Н., Карпов Г.А. и др. Кальдера Узон и Долина Гейзеров / Действующие вулканы Камчатки. В 2-х т. Т. 2. М.: Наука. 1991. С. 94-141.
6. Набоко С.И. Гейзеры Камчатки // Труды Лаборатории вулканологии АН СССР. 1954. № 8. С. 126-209.
7. Романова И.М. Инфраструктура пространственных данных Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН: текущее состояние и перспективы развития // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2015. Вып. 25. № 1. С. 72-78.
8. Сугробов В.М., Сугрובה Н.Г., Дроздин В.А. и др. Жемчужина Камчатки – Долина Гейзеров. Научно-популярный очерк, путеводитель / Отв. ред. Б.Г. Поляк. Петропавловск-Камчатский: Изд-во «Камчатпресс», 2009. 108 с.
9. Устинова Т.И. Камчатские гейзеры / Отв. ред. Г.Д. Рихтер, В.В. Никольская. М.: Географгиз, 1955. 119 с.

Апатит как индикатор флюидного режима Паужетской гидротермально-магматической системы (Южная Камчатка)

Сандимирова Е.И., Рычагов С.Н., Философова Т.М.

Apatite as an indicator of the Pauzhetka hydrothermal-magmatic systems fluid regime (South Kamchatka)

Sandimirova E.I., Rychagov S.N., Filosofova T.M.

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;
e-mail: sand@kscnet.ru*

Изучены морфология и химический состав апатита измененных пород Восточно-Паужетского термального поля. Выделены магматический и гидротермальный апатиты, отличающиеся содержанием Ca, Fe, Mn и Cl. Различия в составе апатитов отражают изменение Паужетской флюидной системы – от магматической к современной гидротермальной.

Введение

Апатит – распространенный в природе минерал класса фосфатов с общей формулой $Ca_5[PO_4]_3(F, Cl, OH)$. Его структура допускает многообразные изоморфные замещения как в катионной (Mn, Sr, Ba, PЗЭ, U и др.), так и в анионной части (CO_2 , SO_3 , SiO_2 , OH, F, Cl и др.). Замещения происходят при определенных параметрах среды, что позволяет по составу минерала судить об условиях образования большинства магматических, метаморфических и гидротермальных пород, а также о генезисе фосфорных руд и других полезных ископаемых [6]. Концентрация F, Cl и других элементов в апатите является эффективным индикатором флюидного режима различных типов эндогенного оруденения, основанных на поведении галогенов, а также серы и связанных с ними химическим сродством рудных элементов [5 и др.].

Более ранними исследованиями установлено, что в структуре Паужетской гидротермально-магматической системы апатит широко развит на глубине 30-800 м в зоне цеолитизации и фельдшпатизации пропилитизированных пород. Его образование связывают с гидротермальными процессами [2]. О химическом составе этого апатита ничего не известно.

В аргиллизированных андезитах Восточно-Паужетского термального поля – приповерхностной зоны Паужетской гидротермально-магматической системы (глубина разрезов до 10 м) – нами были выявлены два вида апатита, которые различаются по химическому составу и генезису. Химический состав этих апатитов был определен впервые с помощью электронного микроскопа.

Краткая характеристика объекта исследований

Отложения Восточно-Паужетского термального поля представлены слоистой толщей гидротермальных глин мощностью до 4 м и подстилающими пропилитизированными и аргиллизированными андезитами. Литология и общий минеральный состав глинистых отложений термального поля детально охарактеризованы в целом ряде работ, где не раз отмечалось, что толща глин служит водоупором, тепловым экраном и геохимическим барьером для циркулирующих в недрах гидротермальной системы глубинных щелочных флюидов [3, 4 и др.].

В различной степени измененные андезиты представляют собой брекчиеподобные отложения, обломки которых сцементированы кварц-цеолит-карбонатным цементом в ассоциации с другими гидротермальными минералами. Плаггиоклазы в андезитах частично или полностью замещены смектитом (монтмориллонитом). Стекловатая основная масса пород калишпатизирована и окварцована. Темноцветные минералы полностью замещены хлоритом. В интенсивно аргиллизированных андезитах иногда сохраняются такие относительно устойчивые минералы, как титаномагнетит, ильменит, рутил, сфен и апатит. Породы пиритизированы.

Морфология, химический состав и генезис апатита

Апатит I является характерным акцессорным минералом андезитов. Известно, что акцессорный апатит может образовываться на протяжении всего магматического процесса. Количество апатита I в изученных нами андезитах не превышает 0.5 % от объема породы. Он встречается в виде включений в плагиоклазе (андезине), в тесном сростании с рутилом, ильменитом и титаномагнетитом, а также с хлоритом и сфеном (рис. 1а-в). Кристаллы апатита I имеют вытянутую призматическую или близкую к изометричной бочонковидную форму. Их размер не превышает 1.7 мм по длинной оси. Внутри некоторых кристаллов присутствует эмульсионная вкрапленность титаномагнетита. По химическому составу апатит I относится к фторапатиту (таблица, ан. 1-9). Содержание F колеблется в пределах 2.39-3.59 мас. %, в подчиненном количестве присутствуют Cl – от 0.16 до 1.28 и SO₃ в пределах 0.25-0.75 мас. %. Отношение Cl/F составляет 0.05-0.54. В составе апатита I также отмечаются примеси SiO₂ (0.25-0.72 мас. %), FeO (0.53-1.20 мас. %) и MnO (0-0.23 мас. %). Отношение MnO/FeO – 0-0.43. Нахождение магматического (акцессорного) фторапатита в породах, претерпевающих интенсивные гидротермальные изменения, свидетельствует о его устойчивости в этих условиях.

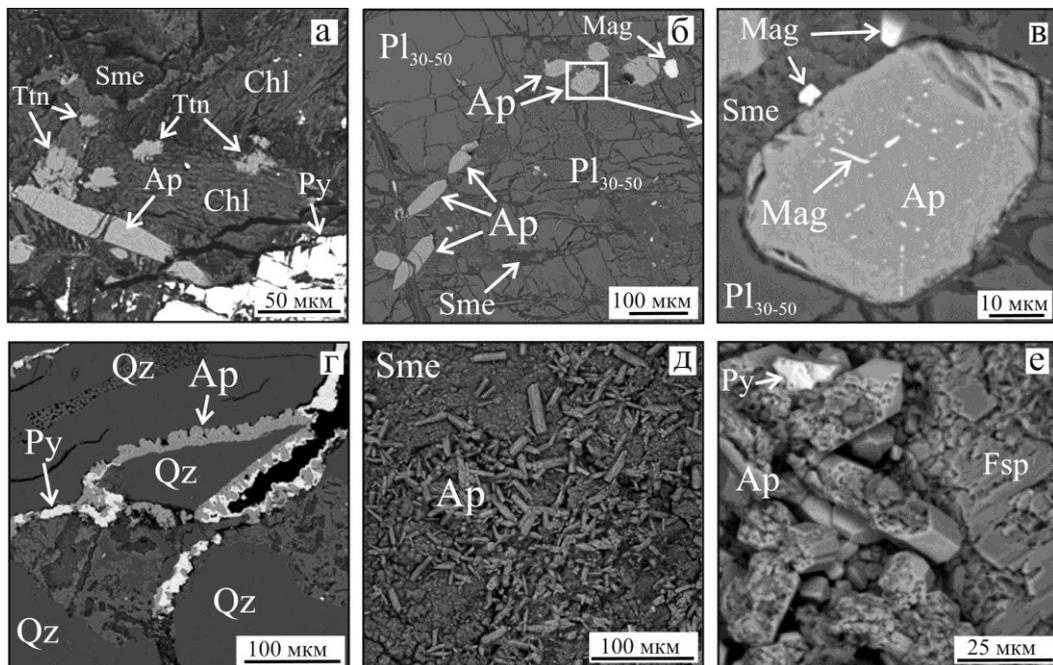


Рис. 1. Апатит из гидротермально измененных андезитов Восточно-Паужетского термального поля (проба 1/17-13, глубина 240-260 см): а-в – акцессорный апатит I; г-е – апатит II в прожилках и на стенках полостей. Ap – апатит; Chl – хлорит; Fsp – калиевый полевой шпат; Mag – магнетит; Pl – плагиоклаз; Py – пирит; Qz – кварц; Sme – смектит; Ttn – титанит (сфен). Рельефные и полированные поверхности с углеродным напылением. Снимки BSE.

Апатит II встречается на прогретых (70-100 °С) участках Восточно-Паужетского термального поля в интенсивно окварцованных и аргиллизированных андезитах. На границе перехода аргиллизированных андезитов в гидротермальные глины он образует обильную россыпь мелких (до 1 мм) столбчатых кристаллов зеленоватого цвета на стенках полостей и вдоль трещин, выполняет тонкие прожилки (рис. 1г-е). В прожилках между кристаллами апатита II отлагается пирит. В некоторых кристаллах апатита II можно наблюдать зональный рост. В местах активной циркуляции гидротермальных растворов, вероятно, более кислых, на поверхности кристаллов появляются следы растворения (рис. 1е).

Таблица. Химический состав апатита из гидротермально измененных андезитов Восточно-Паужетского термального поля по данным энергодисперсионной спектроскопии (мас. %)

Анализ	CaO	P ₂ O ₅	SiO ₂	MnO	FeO	F	Cl	SO ₃	Сумма
1	53.11	41.79	0.30	0.13	0.85	3.40	0.25	0.39	100.23
2	52.92	41.51	0.47	0.07	0.77	3.29	0.34	0.23	99.61
3	53.02	41.09	0.27	0.18	0.94	2.46	0.83	0.22	99.01
4	53.17	41.00	0.43	0.04	0.54	3.23	0.51	0.22	99.13
5	52.67	41.10	0.54	0.07	0.64	3.00	0.53	0.37	98.93
6	52.65	41.21	0.39	0.09	0.79	2.39	1.28	0.46	99.27
7	52.76	41.32	0.56	0.20	0.93	2.69	1.20	0.56	100.21
8	52.46	41.74	0.68	0.16	0.82	3.38	0.61	0.00	99.83
9	52.26	41.55	0.72	0.12	1.00	3.57	0.51	0.17	99.92
10	49.37	41.49	0.38	1.90	3.29	2.63	0.00	0.87	99.93
11	49.65	42.10	0.51	1.80	2.69	3.00	0.02	0.00	99.78
12	48.46	41.45	0.35	2.05	4.04	2.89	0.00	0.15	99.38
13	51.19	41.57	0.35	1.43	1.58	3.04	0.00	0.79	99.94
14	51.46	41.18	0.23	1.00	1.55	3.12	0.05	0.79	99.39
15	48.45	41.56	0.38	2.23	4.20	3.17	0.00	0.06	100.03
16	50.69	42.32	0.69	1.34	1.77	2.74	0.10	0.31	99.96
17	49.66	41.56	0.13	2.13	2.92	3.00	0.03	0.05	99.48
18	49.59	41.68	0.34	1.90	3.58	2.65	0.03	0.10	99.87

Примечание. 1-9 – кристаллы акцессорного апатита I; 10-18 – апатит II из прожилков (проба 1/17-13, глубина 240-260 см). Анализы выполнены в ИВиС ДВО РАН с помощью сканирующего электронного микроскопа VEGA 3, оснащенного энергодисперсионным спектрометром X-MAX80 с фирменным программным обеспечением AZtec (аналитики В.М. Чубаров и Т.М. Философова, оператор Е.И. Сандмирова).

По химическому составу этот апатит тоже относится к фторапатиту (таблица, ан. 10-18, рис. 2). Содержание F колеблется в пределах 2.26-3.46 мас. %. При этом хлор содержится в очень незначительном количестве – от 0 до 0.1 мас. %. SO₃ присутствует в количестве от 0 до 1.26 мас. %. Отношение Cl/F составляет 0-0.04. Из существенных примесей в апатите II присутствуют SiO₂ (0.13-0.69 мас. %), FeO (1.42-4.51 мас. %), а также MnO (0.85-2.38 мас. %). Отношение MnO/FeO в апатите II значительно выше, чем в апатите I, и колеблется в пределах 0.45-0.91.

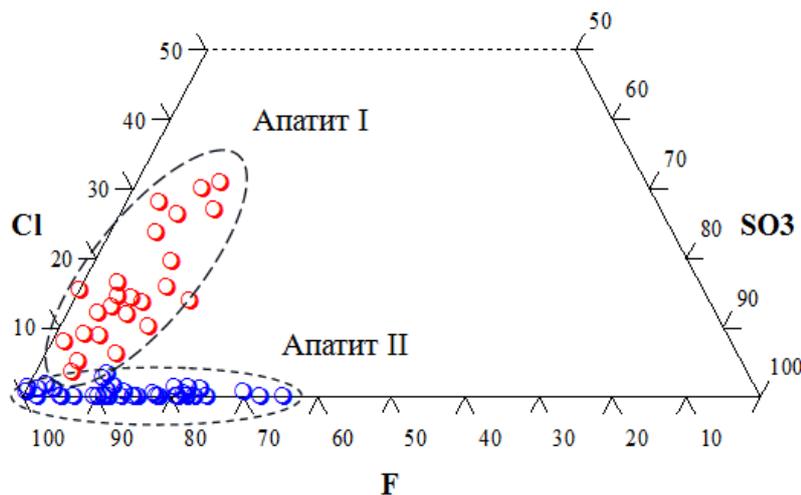


Рис. 2. Соотношение F, Cl и SO₃ (мас. %) в апатитах из гидротермально измененных андезитов Восточно-Паужетского термального поля.

Заключение

В гидротермально измененных андезитах Восточно-Паужетского термального поля встречаются два вида апатита, которые различаются по генезису и химическому составу – магматический (аксессуарный) и гидротермальный. Основными индикаторными элементами в апатитах являются Ca, Fe, Mn и Cl. Магматический апатит I обогащен кальцием, фтором и хлором. Гидротермальный апатит II, по сравнению с ним, менее кальциевый, с повышенным содержанием марганца и железа, в нем очень мало хлора. Источником поступления вещества для образования гидротермального апатита служат глубинные щелочные флюиды и исходные породы с фторапатитом. Дефицит кальция и хлора в апатите II, вероятно, связан с тем, что в процессе гидротермальной переработки пород эти элементы предпочтительнее переходят в растворы, о чем свидетельствуют их высокие концентрации в термальной воде и поровых растворах [1, 3]. При этом дефицит кальция в гидротермальном апатите II компенсируется железом и марганцем (рис. 3).

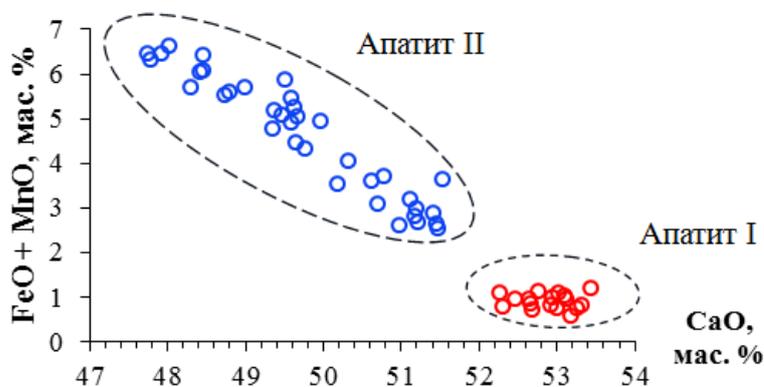


Рис. 3. Отношение FeO + MnO к CaO в апатитах из гидротермально измененных андезитов Восточно-Паужетского термального поля.

Таким образом, можно сказать, что апатит из гидротермально измененных андезитов Восточно-Паужетского термального поля – это один из минералов, состав которого характеризует изменения условий среды минералообразования и, соответственно, флюидного режима Паужетской гидротермально-магматической системы.

Работа выполнена в рамках темы НИР ИВиС ДВО РАН № FWME-2024-0005.

Список литературы

1. Набоко С.И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях / Отв. ред. В.В. Аверьев. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 172 с.
2. Набоко С.И., Карпов Г.А., Розникова А.П. Гидротермальный метаморфизм пород и минералообразование / Паужетские горячие воды на Камчатке / Отв. ред. Б.И. Пийп. М.: Наука, 1965. С. 76-118.
3. Рычагов С.Н., Сергеева А.В., Кравченко О.В., Кузьмина А.А. Макрокомпонентный состав и генезис поровых растворов гидротермальных глин Паужетского геотермального месторождения (Южная Камчатка) // Геология и геофизика. 2024. <https://doi.org/10.15372/GiG2024172>
4. Сандимирова Е.И., Рычагов С.Н., Сергеева А.В., Чубаров В.М. Цеолитовая минерализация в аргиллизитах Восточно-Паужетского термального поля как индикатор разгрузки щелочного флюида в современной гидротермальной системе (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2022. № 6. С. 42-62. <https://doi.org/10.31857/S0203030622060086>
5. Холоднов В.В., Серавкин И.Б., Косарев А.М. и др. Распределение галогенов и серы в апатитах медно-порфировых месторождений Южного Урала (новые данные) // Минералогия. 2016. № 1. С. 54-65.
6. Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Рыбина Н.В. Состав апатита как универсальный индикатор геологических процессов. Новосибирск: Свиньин и сыновья, 2022. 140 с.

Экспресс-характеристика минерального состава кернов в исследованиях современных геотермальных систем

Сергеева А.В.¹, Кравченко О.В.¹, Сергеев Я.В.², Назарова М.А.¹, Кузьмина А.А.¹, Карташова Е.В.¹

Express characterization of the mineral composition of cores in studies of modern geothermal systems

Sergeeva A.V., Kravchenko O.V., Sergeev Ya.V., Nazarova M.A., Kuzmina A.A., Kartasheva E.V.

¹ *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;
e-mail: anastavalers@gmail.com*

² *ООО «Спектрум», г. Москва*

В работе сравниваются возможности инфракрасной спектроскопии и рентгеновской дифрактометрии для быстрого определения минерального состава образцов, сформированных под влиянием глубоких восходящих нагретых флюидов в пределах современных геотермальных систем.

Введение

Поиск и развитие новых технологий энергетики является приоритетным направлением научных исследований. Геотермальная энергия относится к возобновляемой, чем и обусловлен интерес к современным природным высокотемпературным системам. Также современные геотермальные системы привлекают внимание как потенциальные объекты курортной инфраструктуры, а флюиды рассматриваются в качестве ценного гидроминерального сырья. В ходе геологоразведочных работ современных геотермальных систем исследуется керновый материал, получаемый для уточнения минерального состава, строения зоны разгрузки, реконструкции условий минералообразования. При масштабных работах, объем получаемых образцов довольно большой, вследствие чего становится актуальным вопрос оптимизации минералогических исследований, поиск экспрессных и экономически целесообразных методов определения минерального состава.

В настоящей работе исследуется применение инфракрасной спектроскопии для определения вторичных минералов на примере кернов, полученных в ходе бурения на термальном поле Южно-Камбальное Центральное (ЮКЦ). Это термальное поле входит в группу наиболее мощных геотермальных проявлений Камбального хребта, расположенного на юге Камчатки (рисунок) [3]. Обычно рентгенофазовый анализ и инфракрасная спектроскопия органично дополняют друг друга. Методами ИК спектроскопии удается охарактеризовать вторичные минералы, обладающие индивидуальными спектрами, определить состояние воды в структурах минералов, уловить тонкие отличия, возникающие при гидротермальном преобразовании первичных минералов. Вопрос, решаемый в настоящей работе, – в какой мере ИК спектроскопия достаточна для реконструкции условий минералообразования, истории месторождения, состава флюидной компоненты.

Материалы и методы

Минеральные ассоциации кернов, полученных в ходе изучения структуры геотермальных месторождений Паужетско-Камбально-Кошелёвского района, были исследованы методами рентгеновской дифрактометрии и инфракрасной спектроскопии. Инфракрасные спектры были записаны с помощью инфракрасного спектрофотометра с преобразованием Фурье, IRAffinity-1 (Shimadzu), в диапазоне волновых чисел 400-4000 см⁻¹, с разрешением 4 см⁻¹, число сканов 100. Образцы для исследования были растерты в агатовой ступке с бромидом калия и спрессованы в таблетки. Дифрактограммы записаны с помощью рентгеновского дифрактометра XRD MAX 7000

(Shimadzu), в диапазоне 6-65 °2θ, с шагом 0.1 °2θ, скорость сканирования 2 град/мин, при вращении образца.



Рисунок. Южно-Камбальное Центральное термальное поле, вид с севера; на заднем фоне вулкан Камбальный [3], фото М.С. Чернова.

Результаты и обсуждение

В таблице представлены минералы, идентифицированные с помощью инфракрасной спектроскопии и рентгеновской дифрактометрии. Методом рентгеновской дифрактометрии определяется широкий спектр минералов, как правило, хорошо окристаллизованных. На дифрактограммах хорошо различимы рудные минералы, в нашем случае это в основном пирит и марказит, полевые шпаты, полиморфные модификации кварца, минералы группы алунита и ярозита, сульфаты кальция с различным содержанием кристаллизационной воды, кальцит и др. Однако, плохо окристаллизованный каолинит, аморфные цеолит-опаловые фазы на дифрактограммах практически полностью маскируются яркими кристаллическими минералами.

Между тем, в условиях разгрузки щелочных горячих напорных вод нередко формируются аморфные цеолит-кремнистые или опаловые отложения [2], обладающие повышенной сорбционной емкостью по отношению к ряду элементов термальных флюидов, к ним приурочены рудные минералы, соединения благородных металлов. Если аморфные цеолит-опаловые образования находятся в смеси с хорошо окристаллизованными минералами, то на дифрактограмме они просто не видны. Аморфные цеолит-опаловые смеси являются важным индикатором разгрузки щелочных флюидов [1] и косвенно указывают на благороднометалльную минерализацию. Поэтому методы идентификации подобных образований, особенно в сложных смесях, актуальны.

Таблица. Сравнение минерального состава по данным рентгеновской дифрактометрии и инфракрасной спектроскопии (ИК)

Образец	Минеральный состав по данным дифрактометрии	Минеральный состав по ИК
УКС-1/23-1	Пирит, марказит, аммониярозит, каолинит, анортит, кварц, кристобалит	Каолинит, аммониярозит, модификации кремнезема
УКС-1/23-3	Пирит, аммониярозит, марказит, монтмориллонит, гипс, кремнезем, бассанит	Монтмориллонит, аммониярозит
УКС-1/23-16	Пирит, марказит, аммониярозит, монтмориллонит, кальцит, кварц, анортит, бассанит, натролит	Монтмориллонит, кальцит
УКС-1/23-19	Каолинит, вермикулит, аммониярозит, пирит, марказит, бассанит, микроклин/анортит	Каолинит, смектит
УКС-1/23-39	Монтмориллонит, пирит, аммониярозит, кальцит	Кальцит, смектит
УКС-1/19-53	Кальцит, аммониярозит, пирит, монтмориллонит, каолинит, микроклин	Монтмориллонит, каолинит, кальцит
УКС-2-23-1	Кварц, кальцит, анортит, монтмориллонит, натролит(?)	Монтмориллонит, цеолит
УКС-2-23-7	Кварц, кальцит, монтмориллонит, микроклин, пирит	Монтмориллонит, кальцит
УКС-1/20-60	Кварц(?), кальцит, монтмориллонит, микроклин, пирит	Монтмориллонит, кальцит
УКС-2-23-27	Монтмориллонит, каолинит, пирит, кальцит магнезиальный, микроклин, марказит	Монтмориллонит, каолинит, кальцит
УКС-1/20-27	Монтмориллонит, пирит, марказит, аммониярозит, ангидрит, гипс, кварц	Алунит, ярозит, монтмориллонит
УКС-1/20-11	Монтмориллонит, пирит, аммониярозит, алунит, ангидрит(?)	Монтмориллонит, алунит, аммониярозит
УКС-1/20-4	Каолинит, кристобалит, аммониярозит, алунит, ангидрит	Каолинит, алунит, ярозит, опал
УКС-1/19-46	Кальцит, микроклин, вермикулит	Кальцит, цеолит, монтмориллонит
УКС-1/19-20	Пирит, кварц, алунит, микроклин, смектит, каолинит	Каолинит, алунит, монтмориллонит
УКС-2-19-37	Монтмориллонит, кварц, микроклин, пирит	Монтмориллонит
УКС-2-19-20	Каолинит, кварц, марказит, пирит, кристобалит, алунит, ярозит	Каолинит, алунит, смектит
УКС-2-19-2	Каолинит, кварц, алунит, кристобалит, анортит	Алунит, каолинит, опал
УКС-1/19-1	Монтмориллонит, кварц, ярозит, гейландит, кристобалит, стильбит	Каолинит, смектит, аммониярозит
УКС-1/20-20	Монтмориллонит, пирит, форстерит, феррикопиапит	Монтмориллонит поверхностный
УКС-1/20-30	Монтмориллонит, кварц, пирит, гипс, ярозит	Монтмориллонит, аммониярозит
УКС-1/19-6	Пирит, натролит, микроклин, кварц, аммониярозит	Каолинит, монтмориллонит, аммониярозит или кальцит, цеолиты
УКС-1/20-1	Кварц, кристобалит, анортит, ярозит	Опал, ярозит
УКС-1/19-4	Алунит, ярозит, кварц, пирит, монтмориллонит, каолинит	Каолинит, монтмориллонит, алунит

Методом инфракрасной спектроскопии можно установить ряд вторичных минералов, за исключением рудных. Очень хорошо идентифицируются водные минералы, так как состояние воды в кристаллах замечательно отражается на инфракрасных спектрах. Среди минералов, устанавливаемых с помощью ИК спектроскопии, отметим глинистые, минералы группы алунита и ярозита, карбонаты, в основном кальцит, кристаллогидраты сульфатов кальция. Примечательно, что аморфный цеолит-опаловый гель, «невидимый» для дифрактометра, проявляется на инфракрасных спектрах в виде отчетливого характерного профиля в высокочастотной области, в диапазоне $3000-4000\text{ см}^{-1}$, а также на него указывает смещение основной полосы поглощения силикатных минералов, $\nu_3[\text{SiO}_4]$, которая расположена в диапазоне $1000-1120\text{ см}^{-1}$. При переходе к цеолитам ее максимум смещается от $1030-1040\text{ см}^{-1}$ (каолинит, монтмориллонит диоктаэдрический) к 1050 см^{-1} и выше (большинство цеолитов), а для опала она расположена около 1100 см^{-1} .

Заключение

Вторичные минералы, даже аморфные, хорошо идентифицируются с помощью инфракрасной спектроскопии, что позволяет автоматизировать процесс. Хорошим дополнением является использование рентгеновской дифрактометрии, которая позволяет идентифицировать хорошо окристаллизованные фазы, включая рудные минералы. Если в минеральной ассоциации присутствуют аморфные цеолит-кремнистые смеси, плохо окристаллизованный каолинит, то их сложно идентифицировать с помощью дифрактометрии, но возможно методом инфракрасной спектроскопии.

Работа выполнена в рамках темы НИР ИВиС ДВО РАН № FWME-2024-0005, регистрационный номер 124032200003-7.

Список литературы

1. Сандимирова Е.И., Рычагов С.Н., Сергеева А.В., Чубаров В.М. Цеолитовая минерализация в аргиллизитах Восточно-Паужетского термального поля как индикатор разгрузки щелочного флюида в современной гидротермальной системе (южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2022. № 6. С. 42-62.
2. Сергеева А.В., Рычагов С.Н., Кравченко О.В. и др. Минералого-геохимические особенности цеолит-кремнистых отложений Паужетского геотермального месторождения (южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2024. № 1. С. 36-53.
3. Феофилактов С.О., Рычагов С.Н., Нурдаев И.А. Структура и изменение термальных полей южной группы Камбального вулканического хребта (Камчатка) по температурным съемкам грунтов // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2024. № 1. Вып. 61. С. 57-71.

Оценка микроэлементного состава фумарольной серы вулкана Баранского (Итуруп, Россия)

Сергеева А.В., Хубаева О.Р., Назарова М.А., Кузьмина А.А., Карташева Е.В.

Microelement composition of fumarole sulfur of Baransky volcano (Iturup, Russia)

Sergeeva A.V., Khubaeva O.R., Nazarova M.A., Kuzmina A.A., Kartasheva E.V.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: anastavalers@gmail.com

Вулканы Баранского и Чирип, расположенные на острове Итуруп (Россия), являются активными, в настоящее время в их пределах отмечается фумарольная/сульфатарная деятельность. В составе серы из фумарольных построек вулканов отмечаются повышенные количества рутения, серебра, галлия и др.

Введение

Фумарольная минерализация активных вулканов отражает геохимическую специфику построек, так как в пределах фумарол происходит перенос и концентрирование широкого спектра микроэлементов. Особенный интерес представляют фумарольные проявления вулканов Курильских островов. Например, хорошо известен уникальный случай формирования рениевой минерализации на вулкане Кудрявый (о. Итуруп). Активные вулканы Камчатки посредством фумарольной деятельности приносят в окружающую среду ряд элементов, и на границе фумарол возникают условия для концентрирования микроэлементов, что может приводить к формированию редких и необычных минералов. Например, широкий спектр элементов отмечен на вулканах Авачинский, Мутновский, Шивелуч, Ключевской. Интересны исследования вулканов Курильской гряды, но из-за труднодоступности они исследованы меньше. Среди относительно известных вулканов Курильской гряды можно отметить Эбеко на о. Парамушир, Кудрявый (о. Итуруп), Менделеева (о. Кунашир), Иван Грозный (о. Итуруп), Баранского (о. Итуруп).

Фумарольные выходы, представляя собой границу двух сред, выступают в качестве геохимического барьера. Ряд элементов в подвижных формах в относительно стационарном потоке нагретых флюидов в фумароле при выходе на дневную поверхность выделяются в виде отдельных минералов или твердых растворов. Поэтому микроэлементный состав фумарольных построек можно рассматривать в качестве индикатора, указывающего на геохимические особенности вулкана. В данной работе исследуется вулканизм о. Итуруп, на небольшой площади которого сосредоточены 20 вулканов, часть из которых сохраняют активность, к ним прилегают современные геотермальные системы, подогреваемые остывающими магматическими телами. На одной из геотермальных систем, расположенных на склонах вулкана Баранского, была построена геотермальная станция Океанская мощностью до 3.6 МВт.

Вулкан Баранского активен, определяющее значение для условий циркуляции и современной разгрузки термальных вод и парогазовых струй имеет региональное разрывное нарушение ССВ простирания, вдоль которого расположены гидротермы руч. Кипящий, верхнее фумарольное поле, где были отобраны образцы серы, а также прикратерный участок вулкана Баранского. Вдоль зоны влияния разрывного нарушения ССВ направления расположено множество рвущих магматических тел (дайки и силлы базальтового и андезибазальтового состава), которые образуют группы до 4-5 тел в каждой. Это говорит о том, что в корневой зоне тела сливаются в одно более крупное магматическое тело, которое может остывать очень долгое время, а их расположение в пределах вулcano-контролирующего тектонического нарушения указывает на то, что инъекции свежего магматического материала могут повторяться.

Верхнее фумарольное поле расположено в пределах вулcano-контролирующего тектонического нарушения, в боковом кратере влк. Баранского, представляет собой прогретую площадку с низкотемпературными фумарольными выходами (90-100 °С).

Циркуляция парогидротерм происходит не в пористом коллекторе, а в трещинных зонах тектонического дробления (Отчет Пчелкин, 1993, стр. 228).

Также на острове, вблизи населенных пунктов, расположены слившиеся вулканические постройки Богдана Хмельницкого и Чирип, они образуют хребет Двугорбый и располагаются на пересечении двух разрывных нарушений СВ и СЗ простираний [2], которые являются главными структурообразующими направлениями разрывных нарушений на о. Итуруп. На сегодняшний день вулканы Чирип и Богдана Хмельницкого проявляют активность в виде фреатических взрывов (1990 г.) и фумарольной деятельности. Сольфатарные поля располагаются на перемычке между вулканами Чирип и Богдана Хмельницкого (р-н сопки Горячая и Дымная, рисунок).



Рисунок. Фумаролы вулкана Баранского, остров Итуруп [1].

Материалы и методы

Образцы серы были отобраны во время полевых работ 2023 г. с устьев фумарол влк. Баранского. Элементный состав был измерен полуколичественным методом на рентгенофлуоресцентном спектрометре Pioneer 4 (Германия). Полуколичественная оценка с помощью спектров флуоресценции применяется в тех случаях, когда необходимо оценить наличие и порядок содержания широкого спектра элементов в образце.

Результаты и обсуждение

В таблице показаны порядки содержания некоторых элементов, присутствие которых оказалось нетривиальным. Галлий, на уровне 50-60 ppm, у этого элемента довольно летучий хлорид, также он склонен к гидролизу и в целом, по химическим свойствам несколько подобен алюминию. Его сульфаты, хлориды хорошо растворимы в воде, в кислой среде выпадения осадков из-за гидролиза не происходит, поэтому галлий мог переноситься как с потоком фумарольных газов в виде хлорида, так и с водными растворами. У серебра прочные координационные соединения с хлорид-ионом, растворимость малорастворимых соединений серебра возрастает в концентрированных хлоридных растворах. Поэтому наиболее вероятно, что серебро в пределах фумаролы транспортируется в виде хлоридных комплексов. У рутения прочны и трихлорид, и карбонилы, оба соединения довольно летучи, и в этой форме рутений может транспортироваться в газовой фазе. Обнаружение тербия может свидетельствовать о переносе лантаноидов, для которых и хлориды, и сульфаты в кислых растворах хорошо растворимы, могут транспортироваться к геохимическому барьеру, которым является фумарольный выход. Ранее на вулканах Курильских островов отмечались рудопроявления, где зафиксировано присутствие Cd, Ge, In, Ga, Bi, Au, Ag, Pt, Ru [3].

Таблица. Предварительная оценка качественного микроэлементного состава серы на выходе фумарол вулкана Баранского и Чирип, ppm

Образец	Ga	Ag	Tb	Ru
БАРА-3-w23 (влк. Баранского)	50	54	117	–
БАРА-2-w23 (влк. Баранского)	57	85	127	–
F-1_w23 (влк. Чирип)	62	–	97	59
BAS-1-23 (влк. Баранского)	62	–	94	59

Заключение

В пределах фумарольных полей активных вулканов о. Итуруп происходит вынос ряда элементов, среди которых предварительно отмечены галлий, серебро, рутений, лантаноиды. Кромки фумарол, находящиеся на границе двух сред, способствуют концентрированию ценных микроэлементов, так как при выходе на дневную поверхность соединения, устойчивые в условиях фумарол, становятся нестабильными, потоки фумарольных газов пересыщаются относительно выделения ряда фаз, и микрокомпоненты фумарольных газов иммобилизуются. Подходящим индикаторным объектом, указывающим на геохимические особенности вулканов, являются фумарольные выходы, серные постройки и др. Также большую роль в переносе элементов и формировании рудопроявлений играет состав фумарольных газов, определяемый совокупностью факторов.

Работа выполнена в рамках НИР ИВиС ДВО РАН «Вулканизм и геодинамика Курило-Камчатской зоны субдукции. Комплексный анализ геолого-геофизических данных о глубинном строении вулканических и гидротермальных систем, взаимосвязи вулканического процесса с региональной сеймотектоникой, окружающей средой и климатом. Геоэкологические аспекты взаимодействия регионального вулканизма и криосферы Камчатки», FWME-2024-0009, 124031400007-6.

Список литературы

1. *Жарков Р.В.* Термальные источники Южных Курильских островов. Владивосток: Дальнаука, 2014. 378 с.
2. *Хубаева О.Р., Дегтерев А.В., Козлов Д.Н. и др.* Морфология и особенности формирования термального озера Утиная Баня (о. Итуруп, Южные Курильские Острова) // Геология и геофизика. 2023. Т. 64. № 9. С. 1258-1269.
3. *Шигин В.В.* Еще раз о Курилах // Морской сборник. 2017. № 10. С. 94-95.

Состав и классификация минералов группы блеклых руд Мутновского золото-серебро-полиметаллического месторождения, Южная Камчатка

Скильская Е.Д., Шишканова К.О., Козлов В.В., Бойко А.У., Сергеева А.В., Максимов А.П., Философова Т.М.

Chemical composition and classification of the tetrahedrite-tennantite group of minerals from the Mutnovskoye gold-silver-polymetallic deposit, South Kamchatka

Skil'skaya E.D., Shishkanova K.O., Kozlov V.V., Boyko A.U., Sergeeva A.V., Philosophova T.M.

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;
e-mail: wideworldscience@gmail.com*

В работе обсуждаются вопросы образования минералов группы блеклых руд Мутновского золото-серебро-полиметаллического месторождения. С помощью современных методов исследования изучены химический состав, структурные особенности, выделены разновидности, показаны тесные ассоциации с другими минералами.

Введение

Минералы группы блеклых руд довольно широко распространены в рудах месторождений различных генетических типов. В золото-серебро-полиметаллических эпитеpмальных рудах они образуют постоянные парагенезисы с большинством рудных минералов. Их минералого-геохимические особенности нередко используются в качестве индикаторов физико-химических условий минералообразования.

Общие сведения

Мутновское месторождение отнесено к комплексному золото-серебро-полиметаллическому объекту с площадью территории 10 км². Общие запасы: Au – 28 т, Ag – 1600 т, Pb+Cu+Zn – до 300 тыс. т, при средних концентрациях Au – 8-12 г/т, Ag – 20-120 г/т и вариациях Au:Ag от 50 до 300 г/т [1]. Оно располагается в 60 км к юго-западу от г. Петропавловск-Камчатский и является одним из крупнейших золоторудных объектов Камчатского края.

В пределах месторождения в различные годы выявлено более 160 жил кварцевого, кварц-карбонатного и карбонатного составов, зон прожилкования, минерализованных зон дробления, имеющих ценность на золото-серебро-полиметаллическое оруденение.

По результатам геологоразведочных работ, выполненных на территории месторождения в период с 1970-х по 1990-е гг., в строении главной жильной зоны «Определяющая» выделены: северный фланг с малосульфидным золото-серебряным типом руд, в котором сосредоточены основные запасы золота, и южный фланг, характеризующийся преобладанием сульфидно-полиметаллического типа. В центральной части месторождения встречаются оба типа руд. Повсеместно по всему месторождению, но особенно на территории северного фланга, развиты марганцевые, марганец-кварц-карбонатные руды [2].

Минеральный состав руд очень разнообразен. Количество главных гипогенных минералов невелико (пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, сульфосоли сурьмы, мышьяка, серебра, теллура, теллуриды серебра и золота с кварцем и серицитом, сложные сульфоселениды висмута, минералы олова). Многообразие второстепенных и редких гипогенных минералов – отличительная черта руд Мутновского месторождения. Большая часть гипергенных минералов отнесена к северному флангу [3].

Результаты исследования

Микроморфология, микроструктура, степень зональности, химический состав минералов рассматривались на сканирующем электронном микроскопе Vega 3 Tescan с

энергодисперсионным и волновым спектрометрами X-тач с площадью кристалла 50 мм² в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН.

Блеклые руды – наиболее распространенные минералы из группы сульфосолей, присутствующих в рудах южного фланга месторождения Мутновское. Они отнесены к числу второстепенных минералов, однако локально достаточно широко распространены. Ассоциируют преимущественно с пиритом, сфалеритом, халькопиритом, с которыми образуют тесные сростания, а также развиваются по ним в виде тонких секущих прожилков или образуют каймы вокруг этих же сульфидов, но чаще сфалерита. Нередко блеклые руды образуют самостоятельные выделения в кварцевой массе в виде зерен ксеноморфной или дендритовидной формы.

По результатам проведенных исследований выявлено, что блеклые руды Мутновского месторождения характеризуются сложным химическим составом со значительными вариациями концентраций слагающих их элементов. В пересчете на химические формулы, они представлены тремя минеральными видами (рисунок). На основании повышенных содержаний основных полуметаллов (более 2 атомов в формуле) – мышьяка, сурьмы и теллура – среди блеклых руд Мутновского месторождения выделены: теннантит с максимальными концентрациями As – до 20.87 вес. %; тетраэдрит – Sb до 21.86 вес. % и голдфилдит – Te до 21.20 вес. %. Также широко распространены блеклые руды смешанного состава (рисунок). Согласно данным сканирующей электронной микроскопии все блеклые руды Мутновского месторождения содержат цинк. Его концентрации меняются в разных минеральных видах от 0.00 до 9.25 вес. %.

Блеклые руды Мутновского месторождения – это большая группа минералов, которые представляют собой сложные соединения переменного состава, характеризующиеся значительными вариациями химических элементов, среди которых наиболее распространены Cu, Zn, Mn, Fe, As, Sb, Cd, Ag, Te, Bi, Se.

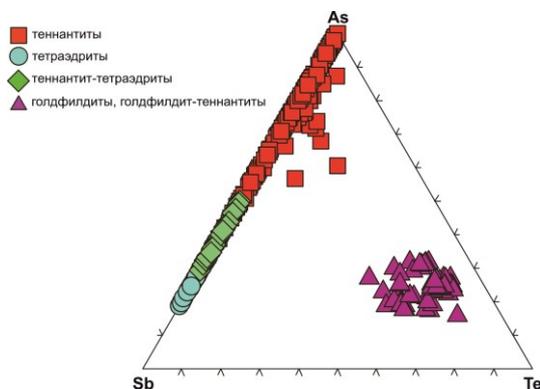


Рисунок. Диаграмма составов блеклых руд.

Исследования проводились в рамках плана научно-исследовательской работы № FWME-2024-0006.

Список литературы

1. Краткая объяснительная записка. Каталог месторождений, проявлений, пунктов минерализаций и ореолов рассеяния полезных ископаемых. Карта полезных ископаемых Камчатской области масштаба 1:500 000 / Гл. ред. А.Ф. Литвинов, М.Г. Патока (Камчатгеолком), Б.А. Марковский (ВСЕГЕИ). Петропавловск-Камчатский: Изд-во СПб. картфабрики ВСЕГЕИ, 1999. 520 стр.
2. Петренко И.Д., Большаков Н.М. Структурная позиция и возраст золото-серебряного оруденения Южной Камчатки на примере Мутновского месторождения // Тихоокеанская геология. № 5. 1991. С. 100-111.
3. Шишканова К.О., Округин В.М., Философова Т.М. Особенности минералогии руд южного фланга золото-серебро-полиметаллического месторождения Мутновское (Южная Камчатка) // Руды и металлы. № 3. 2022. С. 78-100.

Вклад вулканизма в формирование геохимической специализации углей Черемховского каменноугольного месторождения (Иркутский угольный бассейн) по данным изучения тонштейнов

Соктоев Б.Р.¹, Арбузов С.И.^{1,2}

Contribution of volcanism to the formation of geochemical specialization of coals based on the data of tonsteins study (case of Cheremkhovo coal deposit, Irkutsk coal basin)

Soktoev B.R., Arbuzov S.I.

¹ *Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск; e-mail: bulatsoktoev@tpu.ru*

² *Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

Данные об элементном и минеральном составе тонштейнов в составе угленосных толщ Черемховского месторождения (Иркутский угольный бассейн) показывают, что тонштейны оказывают существенное влияние на обогащение вмещающих углей, прежде всего, редкими элементами, что позволяет потенциально рассматривать угли как комплексный ресурс.

Введение

Угольные бассейны и месторождения различного возраста по всему миру характеризуются весьма неоднородным составом по уровням накопления элементов-примесей и характеру их распределения. Геохимическая специализация углей и угленосных пород формируется под влиянием ряда контролирующих факторов, ведущими из которых являются фактор петрофонда области питания, геотектонический фактор, фактор угольного метаморфизма, эпигенетические факторы (гидротермальные процессы, гипергенное окисление углей), фактор субсинхронного вулканизма [1, 6].

Фактор субсинхронного торфонакоплением и углеобразованию вулканизма играет существенную роль в накоплении ценных и потенциально токсичных элементов в угленосных отложениях вплоть до формирования редкометалльного оруденения [7]. Исходное вулканогенное вещество в углях, как правило, представлено измененным вулканическим пеплом (*altered volcanic ash*), чаще всего в виде тонштейнов, иногда бентонитов, К-бентонитов, безглинистых пластов и пропластков [5, 9]. Они выявлены и охарактеризованы во многих угольных бассейнах мира разного возраста – от каменноугольного до неогенового [7, 8, 9]. В ряде случаев установлено, что материал, формирующий тонштейны, является источником накопления в углях промышленных концентраций ценных металлов и аномальных концентраций потенциально токсичных элементов.

На сегодняшний день в пределах Иркутского бассейна, начиная с 70-х гг. XX в., были выявлены туфы и туфовые породы [4], наиболее распространенные в юго-восточной части бассейна. Ранее детально были изучены тонштейны только Азейского месторождения [2, 4], на других месторождениях бассейна подобного рода исследования ранее не проводились. Целью данной работы является выявление геохимических особенностей тонштейнов и оценка их вклада в формирование геохимической специализации вмещающих углей в пределах Черемховского месторождения.

Материалы и методы

Исходные пробы представлены тонштейнами и вмещающими их углями, отобранными на двух участках (Сафроновский, Тогот Северный) Черемховского каменноугольного месторождения, которое разрабатывается с 1896 г. Угленосность приурочена к отложениям заларинской и черемховской свит. Общая мощность угленосной толщи не превышает 100 м. Балансовые запасы (A+B+C₁) составляют 219 млн тонн [3].

Опробование было проведено в 2018 г. в вертикальном разрезе угольного пласта борзодовым методом с шириной борозды 5 см. Всего заложено 7 вертикальных

разрезов, отобрана 81 проба, в том числе 50 проб углей, 31 проба породных прослоев, включая тонштейны. Для определения элементного состава проб был применен метод инструментального нейтронно-активационного анализа (ИНАА), выполненный в ядерно-геохимической лаборатории Международного инновационного научно-образовательного центра (МИНОЦ) «Урановая геология» Томского политехнического университета (аналитики – А.Ф. Судыко, Л.В. Богутская). Для ИНАА навеска угля составляла 200 мг, для породных прослоев и тонштейнов – 100 мг. Определение 28 химических элементов осуществлялось без предварительного концентрирования для исключения возможных потерь элементов при озолении. Оценка содержания ртути в пробах выполнена методом беспламенной атомной абсорбции с использованием прибора РА-915+ с пиролитической приставкой ПИРО-915. Минеральный состав тонштейнов определен методом порошковой рентгеновской дифрактометрии на дифрактометре D2 Phaser в МИНОЦ «Урановая геология» (аналитик – Б.Р. Соктоев).

Результаты и их обсуждение

Мощность выявленных тонштейнов варьирует в интервале от 5 до 25 см. Рентгенофазовый анализ показал, что минеральный состав тонштейна представлен преимущественно глинистыми минералами (каолинит, вермикулит, иллит), также в составе выявлены породообразующие минералы – кварц, К-На полевые шпаты. В ряде проб выявлены карбонатные минералы (кальцит). Полученные результаты хорошо согласуются с литературными данными о тонштейнах в других угольных бассейнах России и за рубежом. Схожие данные были установлены для тонштейнов в пределах Азейского месторождения в северо-западной части Иркутского угольного бассейна [4].

Анализ данных по уровням накопления 29 химических элементов позволил установить, что тонштейны в углях Черемховского месторождения преимущественно обогащены широким спектром химических элементов, в том числе редкими, редкоземельными и радиоактивными. Особый интерес представляет группа редкоземельных и радиоактивных элементов, максимальные значения содержания которых в вертикальном распределении приурочены к тонштейнам. Среднее содержание суммы редкоземельных элементов в тонштейнах составляет 260, Th – 29.6, U – 7.2 г/т. Данный спектр косвенно указывает на вероятный генезис изученных тонштейнов – кислый и щелочной пирокластический материал. Вертикальное распределение Th в углях и тонштейнах Черемховского месторождения приведено на рис. 1.

В качестве дополнительного критерия в литературе также используются Ta и Th, которые позволяют идентифицировать тонштейны в составе углей, а также пирокластику кислого и основного состава. Для вулканогенной пирокластики кислого и щелочного состава характерно высокое содержание Ta и Th, что отмечается и для тонштейнов Черемховского месторождения (максимальные содержания – 49.8 и 4 г/т, соответственно). В то время как для тонштейнов, образованных из пирокластического материала среднего и основного составов, характерны более низкие концентрации Th, в том числе нижекларковые.

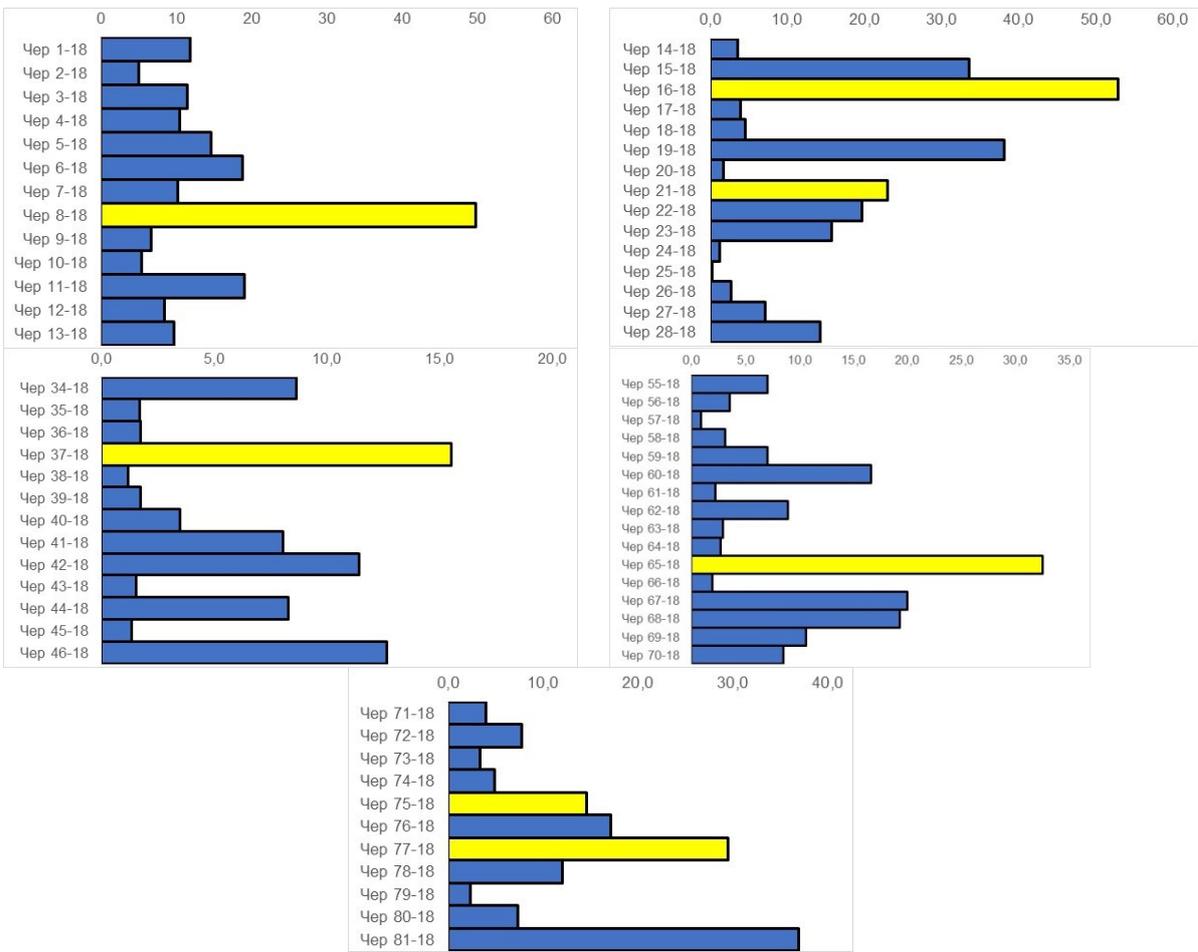


Рис. 1. Вертикальное распределение Th в углях и тонштейнах Черемховского месторождения, г/т; желтым цветом отмечены тонштейны.

Тонштейны также хорошо идентифицируются по некоторым индикаторным отношениям, таким как Th/U (рис. 2), La/Ce, La/Yb, U/REE. Th/U варьирует в интервале от 2.8 до 8.3 единиц. В тонштейнах Азейского месторождения данный показатель – 1.8-4.2 [4].

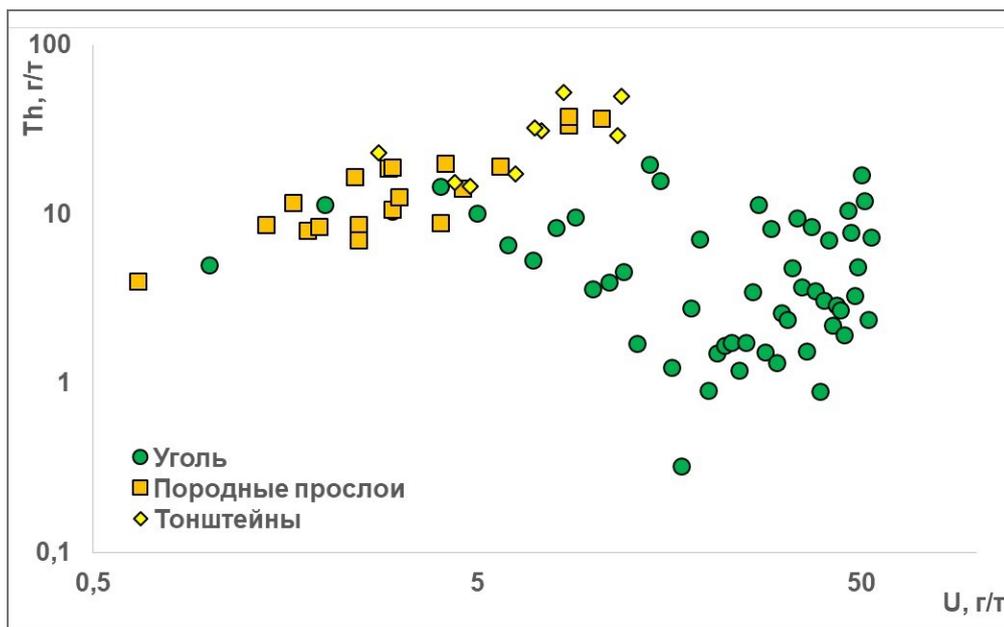


Рис. 2. Радиогеохимическая типизация углей, породных прослоев и тонштейнов Черемховского месторождения.

Заключение

Таким образом, полученные данные указывают на отличительные геохимические особенности тонштейнов в угольных пластах Черемховского месторождения. Выявленные тонштейны специализированы на спектр редких, редкоземельных и радиоактивных элементов, а также устанавливаются по индикаторным отношениям. Данные элементного состава косвенно указывают на изначальный источник пирокластики, сформировавшей тонштейны, – кислая и щелочная.

Обработка и интерпретация данных проведена в рамках реализации гранта Российского научного фонда (проект № 24-77-00010), <https://rscf.ru/project/24-77-00010/>.

Список литературы

1. Арбузов С.И., Еришов В.В. Геохимия редких элементов в углях Сибири. Томск: Д-Принт, 2007. 468 с.
2. Михеева Е.А., Демонтерова Е.И., Хубанов В.Б. и др. Возраст угленакопления в Иркутском бассейне по данным датирования акцессорных цирконов из тонштейна Азейского месторождения (LA-ICP-MS) // Вестник СПбГУ. 2020. Т. 65. Вып. 3. С. 420-433. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2020.301>
3. Угольная база России. Том III. Угольные бассейны и месторождения Восточной Сибири (Красноярский край, Канско-Ачинский бассейн; Республика Хакасия, Минусинский бассейн; Республика Тыва, Улугхемский бассейн и др. месторождения; Иркутская область, Иркутский бассейн и угольные месторождения Предбайкалья). М.: ООО «Геоинформцентр», 2002. 488 с.
4. Arbuzov S.I., Mezhibor A.M., Spears D.A. et al. Nature of tonsteins in the Azeisk deposit of the Irkutsk Coal Basin (Siberia, Russia) // International Journal of Coal Geology. 2016. V. 153. P. 99-111. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2015.12.001>
5. Bohor B.F., Triplehorn D.M. Tonsteins: Altered Volcanic-Ash Layers in Coal-Bearing Sequences. Colorado: The Geological Society of America, 1993. 42 p.
6. Dai S., Finkelman R.B., Hower J.C. et al. Inorganic Geochemistry of Coal. Elsevier, 2023. 450 p.
7. Dai S., Ward C.R., Graham I.T. et al. Altered volcanic ashes in coal and coal-bearing sequences: A review of their nature and significance // Earth-Science Reviews. 2017. V. 175. P. 44-74. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.10.005>
8. Huff W.D. K-bentonites: a review // American Mineralogist. 2016. V. 101. P. 43-70. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5339>
9. Spears D.A. The origin of tonsteins, an overview, and links with seatearths, fireclays and fragmental clay rocks // International Journal of Coal Geology. 2012. V. 94. P. 22-31. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2011.09.008>

Золото-серебряное оруденение Авландинского палеовулкана Омолонского массива

Степанов В.А.

Gold-silver mineralization of the Avlandinsky paleovolcano of the Omolonsky massif

Stepanov V.A.

Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: vitstepanov@yandex.ru

Приведены сведения о геологическом строении и составе пород кедонской серии Авландинского палеовулкана позднего палеозоя, расположенного на Омолонском массиве. Рассмотрен состав руд, геологический и изотопный возраст приуроченного к палеовулкану золото-серебряного месторождения Кубака. В основании корбинской свиты карбона отмечены рудокласты.

Введение

Авландинский палеовулкан, сложенный вулканитами кедонской серии позднего палеозоя, расположен на правом борту приустьевой части р. Авландя, левого притока р. Омолон. Он выделен в процессе проведения работ по оценке перспектив Кубакинского рудного поля коллективом геологов ЦНИГРИ Мингео СССР (Степанов и др., 1988ф). Площадь палеовулканического сооружения совпадает с контурами Авландинского рудного узла с золото-серебряным оруденением. Оруденение сформировано в результате длительного, многоэтапного развития вулканоструктуры, являющейся геологическим эквивалентом рудного узла [5]. При этом возникло крупное золото-серебряное месторождение Кубака, а также ряд проявлений и точек минерализации.

Авландинский палеовулкан

В строении Авландинского стратовулкана принимают участие вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы кубакинской и гурникской толщ кедонской серии, возраст которой оценивается по геологическим и изотопным данным как позднедевонский-раннекаменноугольный [2]. Вулканическая постройка хорошо «отпрепарирована» на дневной поверхности, что позволяет дешифровать основные элементы ее строения с помощью аэрофотоматериалов. Хорошая сохранность формы вулкана палеозойского возраста объясняется тем, что его склоны бронированы периклинально залегающими потоками игнимбритов и лав умеренно-кислого состава.

Наличие вулканоструктуры подтверждается комплексом геологических, геофизических, геохимических и геоморфологических данных (таблица). В ней отчетливо выделяются жерловая, околожерловая и периферические части, разделенные концентрическими разломами. Жерло вулканоструктуры сложено игнимбритами и кластолавами трахириолитового состава, местами отмечаются тефроиды с потоками пенистых лав риолитов. Жерловые фации отличаются высоким содержанием калия (6-8 %) при калий-натровом отношении от 2 до 12. Околожерловые вулканиты представлены преимущественно игнимбритами с потоками лав риолитов, сменяемыми к периферии туфами и туфоосадками кислого и среднего состава. Наблюдается периклинальное залегание вулканитов под углами 10-20°. Содержание калия уменьшается в околожерловых фациях до 4-5 %. На периферии вулканического сооружения развиты, главным образом, удаленные фации: песчаники, туфоалевролиты, туфы кислого и среднего состава, в том числе пепловые и кремнистые, реже игнимбриты и агломератовые туфы. Состав пород довольно пестрый – от преобладающего умереннокислого до кислого и среднего. Содержание калия уменьшается до 2-5 %, калий-натровое отношение становится стабильным (1.5-2).

Вблизи жерла фиксируется серия субвулканических тел трахириолитов, внедренных по концентрическим разломам, имеющих в плане полукольцевую форму. Наклон флюиальности трахириолитов меняется от 60-80° вблизи жерла до 10-30° на

удалении от него. Концентрация калия в трахириолитах высокая и составляет 4.7-8.4 %. На периферии палеовулкана отмечается серия субвулканических тел, экструзий, силлов и даек переменного состава от преобладающих риодацитов и трахириолитов до трахиандезитов. Щелочность субвулканических пород понижена по сравнению с жерловыми фациями, но выше, чем в породах удаленных фаций.

Таблица. Критерии выделения Авландинского палеовулкана

№	Тип критериев	Описание
1	Геоморфологический	1. Положительная морфоструктура центрального типа с концентрическими и радиальными разломами, выраженными в рисунке гидросети. 2. Дешифрирующееся периклинальное залегание вулканитов. 3. Куэстовые формы рельефа на периферии вулканоструктуры.
2	Геолого-структурный	1. Палеовулканическая постройка, отвечающая признакам стратовулкана с серией концентрических и радиальных разломов, отчасти залеченных субвулканическими интрузиями и дайками кислого и среднего состава. 2. Периклиналиный наклон покровов лав и игнимбритов с выполаживанием наклона от центра вулканоструктуры к периферии. 3. Концентрически-зональное распределение фаций вулканитов: в центре вулканоструктуры развиты кристаллокластические игнимбриты и кластолавы трахириодацитов, местами тефроиды в переслаивании с пенистыми лавами риолитов, в околожерловой части – игнимбриты порфиристо-, ксено- и гиалокластические с потоками лав риолитов, по периферии структуры – туфы и туфоосадки от агломератовых до пепловых туфов и тонкообломочных кремнистых алевролитов. 4. Наличие в жерле вулканоструктуры некка, сложенного риолитами, а также экструзии сферолитовых риолитов. 5. Закономерное уменьшение полей развития субвулканических интрузий кислого состава от центра вулканоструктуры к ее периферии.
3	Метасоматический	Крупные поля метасоматитов, зон окварцевания и жильно-прожилковых зон кварцевого, адуляр-кварцевого состава приурочены к периферии вулканоструктуры, а небольшие участки развития метасоматитов пирит-серицит-хлорит-кварцевого состава к некку и экструзиям риолитов в центральной ее части.
4	Рудно-геохимический	1. Аномалии калия, урана и общей гамма-активности, по данным АГСМ-съемки, располагаются в жерловой части вулканоструктуры. 2. Золотое оруденение (месторождение Кубака и ряд проявлений) концентрируется в периферической части палеовулкана. Оно сопровождается ореолами знаков золота в аллювии водотоков.
5	Геофизический	Концентрически-зональная отрицательная аномалия гравиметрического поля, отвечающая жерловой части вулканоструктуры.

Золото-серебряное оруденение

Золото-серебряное оруденение располагается во внешнем контуре Авландинского палеовулкана. Здесь известны крупное месторождение Кубака, ряд проявлений и ореолы тонкого низкопробного золота в аллювиальных отложениях мелких водотоков. Месторождение Кубака расположено на левом борту низовьев р. Кубака, левого притока р. Авландя. Рудные тела сложены адуляр-кварцевыми жильно-прожилковыми зонами (Северная, Центральная и Цокольная). Рудные тела состоят из стволовых жил и оперяющих зон прожилкового окварцевания. Наблюдается веерное расщепление рудных тел по восстанию. Руды чрезвычайно богатые. Они состоят из кварца, халцедона, адуляра, карбонатов и гидрослюдистых минералов. Среди рудных минералов, количество которых не превышает 1 %, преобладают минералы состава золото-серебро, а также пирит, халькопирит, арсенопирит, галенит, марказит, акантит и др. Характерна широкая вариация состава золото-серебряных минералов от серебра до высокопробного золота, превалируют низкопробное золото (проба 610-715 ‰) и электрум (проба 470-570 ‰). Преобладающий размер золотин – до 0.01 мм [5]. Текстуры руд – каркасно-пластинчатые, колломорфно-, ритмично- и фестончато-полосчатые, а также кокардовые, сферолитовые, гребенчатые, каркасно-пластинчатые и друзовидные. Скопления частиц золота часто приурочены к полоскам халцедоновидного кварца черного цвета.

Цокольная зона перекрыта терригенными отложениями корбинской свиты ранне-среднекарбонического возраста [2]. Базальный горизонт свиты, непосредственно залегающий на рудных телах Цокольной зоны, состоит из вулканомиктовых песчаников и алевролитов с прослоями гравелитов, мелкогалечных конгломератов и осадочных брекчий. Наблюдается ритмичная градационная слоистость горизонта. Нижняя часть ритмов состоит из мелкогалечных конгломератов или осадочных брекчий, перманентно переходящих вверх по разрезу в гравелиты, песчаники и алевролиты.

Обломочный материал состоит из лито- и кристаллокластов. Среди литокластов преобладают в различной степени гидротермально измененные вулканиты и рудокласты. Рудокласты представлены обломками кварцевых и адуляр-кварцевых жил размером от 2-5 до 10-20 мм. Форма их угловатая, неокатанная. Кварц разнозернистый, часто халцедоновидный, ритмично-полосчатой и каркасно-пластинчатой текстур. Проведено селективное опробование обломков различных типов кварца путем точечного высверливания полировок зерна с дальнейшим определением золота, серебра, мышьяка и сурьмы инструментальным нейтронно-активационным методом в лаборатории ЦНИГРИ. В тонкополосчатом халцедоновидном кварце содержание благородных металлов достигает промышленных величин (в г/т): Au – 2.2-23.9, Ag – 1.4-12.7.

Происхождение и возраст золото-серебряного оруденения

Наличие рудокласт в базальном горизонте корбинской свиты ранне-среднекарбонического возраста, наряду с позднедевонским-раннекарбоническим возрастом вмещающих оруденение вулканитов кедонской серии, однозначно указывают на позднедевонско-раннекарбонический возраст золото-серебряного месторождения Кубака. В качестве рудогенерирующей структуры выступает Авландинский палеовулкан того же возраста.

Периодически появляются публикации о более молодом мезозойском или двухэтапном палеозойском и мезозойском возрасте золото-серебряного оруденения Кубака [3]. Обстоятельный разбор этих данных приведен в работах [1, 4]. Детального геологического обоснования мезозойского возраста Кубакинского месторождения или его части не приводится. В то же время, в пределах месторождения существуют пострудные дайки основного состава юрского возраста. Появление их свидетельствует

о мезозойской активизации района месторождения и возможном появлении золотого оруденения, парагенетически связанного с этими дайками. Но при этом необходимо учесть, что в мезозое на вулканитах кедонской серии залежали терригенно-карбонатные отложения палеозоя, а затем и осадки триасового и юрского возраста общей мощностью до 10 км. На такой глубине полностью исключено формирование золото-серебряных руд с составом и текстурами близповерхностного золото-серебряного оруденения. Золотое оруденение мезозойского этапа активизации, наложенное на вулканиты кедонской серии под многокилометровым экраном перекрывающих пород, было бы представлено другими типами руд, например, золото-кварцевыми.

Принцип Бритвы Оккама

Накопленный автором за полувековой период изучения геологического и изотопного возраста золоторудных месторождений Дальнего Востока позволяет отдать приоритет геологическим способам определения их возраста. Особенно это касается вулканогенных золото-серебряных месторождений, происхождение которых генетически связано с формированием вулканоструктур. Изотопные определения могут, в лучшем случае, уточнить этот возраст, а в худшем – запутать ситуацию. Не следует забывать и принцип «Бритвы Оккама» о том, что не следует привлекать новые сущности без крайней на то необходимости. В данном случае вполне достаточно считать возраст месторождения Кубака позднепалеозойским. Необходимости считать возраст золото-серебряного оруденения или его части мезозойским не наблюдается.

Список литературы

1. *Акинин В.В., Глухов А.Н., Ползуненков Г.О. и др.* Возраст эпитермального золото-серебряного оруденения на месторождении Кубака (Омолонский кратонный террейн, Северо-Восток России): геологические и геохронологические (U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) ограничения // Тихоокеанская геология. 2020. Т. 39. № 1. С. 37-47.
2. *Кузнецов В.М., Акинин В.В., Бяков А.С. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. Серия Верхояно-Колымская. Лист Р-57 – Эвенск. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2022. 519 с.
3. *Сидоров А.А., Савва Н.Е., Ишков Б.И. и др.* Возраст эпитермального золото-серебряного оруденения на месторождении Кубака (Омолонский кратонный террейн, Северо-Восток России): геологические и изотопно-геохронологические (U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) ограничения // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40. № 2. С. 90-97.
4. *Степанов В.А.* О геологическом и изотопном возрасте золоторудных месторождений на примере золото-серебряного месторождения Кубака (Северо-Восток России) // Вестник СВНЦ. 2021. № 1. С. 3-12.
5. *Степанов В.А., Шишаква Л.Н.* Кубакинское золото-серебряное месторождение. Владивосток: Дальнаука, 1994. 196 с.

Геохимия растворов и газов гидротермальных систем континентальных рифтовых зон: Солтон Си и Серро Прието, Калифорния (США и Мексика)

Taran Y.A.¹, Inguaggiato S.²

Geochemistry of solutions and gases of hydrothermal systems of the continental rift zones: Salton Sea and Cerro Prieto, California (USA and Mexico)

Taran Y.A., Inguaggiato S.

¹ *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский; email: taran@kscnet.ru*

² *Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione Palermo, Italy*

Кратко обсуждаются геохимические данные о гидротермальных системах рифтовой зоны Сан Андреас в Калифорнии: Солтон Си и Серро Прието. Показано, что рабочие скважины Серро Прието выносят в атмосферу около 880 тонн/сутки CO₂ и 69 тонн/сутки H₂S. Данные о Серро Прието сравниваются с данными других авторов.

Введение

Как известно, сухопутное продолжение Калифорнийского залива на север одновременно является продолжением рифтовой зоны Восточного Тихоокеанского поднятия (ВТП), которая на суше проявляется в виде активных разломов Солтон Трог, Серро Прието, Империял и Сан Андреас. Здесь известны уникальные высокотемпературные (>300 °C) гидротермальные системы с резервуарами в осадочных породах и высоко минерализованными флюидами: Солтон Си (Salton Sea) и Серро Прието (Cerro Prieto) на суше и Бассейн Гуаймас на дне Калифорнийского залива. В этом сообщении сделан краткий обзор геологических и геохимических особенностей геотермальных систем Солтон Си и Серро Прието. Проведено сравнение данных авторов о системе Серро Прието с данными других авторов, оценен вынос скважинами CO₂ и H₂S в атмосферу, а также высказаны некоторые соображения по поводу использования термальных рассолов в качестве промышленного источника редких металлов.

Геология и геотермия

Солтон Си на севере и Серро Прието на юге долины Империял (Imperial Valley) – геотермальные системы, расположенные в полупустынных районах. Скважины вскрывают термальную воду с температурой выше 300 °C на значительной глубине, от 2 км и глубже, причем эта вода является смесью захороненной воды реки Колорадо и древней (формационной) воды, насыщенной солями эвапоритов, в мощной толще осадков, скопившихся в устье реки Колорадо за последние около 150 тыс. лет [6, 8, 10]. По поводу источников тепла дебаты идут до настоящего времени. Для Серро Прието считается, что это достаточно глубоко расположенные дайки и силлы активной магматической системы, которая на поверхности проявляется в виде небольшого дацитового конуса Серро Прието, возраст которого около 80 тыс. лет [5]. В районе Солтон Си также есть несколько небольших (риолитовых) вулканических построек (экструзий?), включая обсидиановые образования. Одна из моделей разреза [3 и ссылки в ней] предполагает здесь подплавление гранитного слоя средней коры под действием базальтовых интрузий. Оба термальных поля имеют слабые паровые выходы, а в районе Солтон Си есть активные грязевые вулканы.

Солтон Си

Геотермальный район Солтон Си уникальный в своем роде. 28 скважин (2020 г.) глубиной больше 2 км обеспечивают работой 13 ГеоТЭС общей мощностью примерно 440 МВт [3]. Около 40 скважин закачивают использованный теплоноситель обратно в резервуар. В проекте (на 2025 г.) еще одна станция мощностью 140 МВт. Поскольку станции и скважины принадлежат частным компаниям, опубликованных данных о

составе растворов очень мало. Фактически, это две работы [6, 10]. Геотермальные запасы всей системы оцениваются примерно величиной 2900 МВт [7], т.е. это один из крупнейших, если не самый крупный, геотермальный район мира. Теплоноситель – это рассол Na-Ca-K-Cl с соленостью около 250 г/л (таблица), вода которого имеет δD примерно -80 ‰ – столько же, сколько вода реки Колорадо; аллювиальные осадки этой реки и составляют основной разрез первых километров системы. При этом дождевая вода в этом районе имеет δD в среднем около -40 ‰.

Таблица. Средний состав рассолов Солтон Си, растворов Серро Прието и рассола трубки Удачная, Якутия (г/л)

	pH	t, °C	Li	Na	K	Ca	Mg	Cl	SO ₄	Br	δD	$\delta^{18}O$	M	Лит.
Солтон Си	5.1	330	0.20	53	18	28	0.04	157	0.12	0.11	-80	2.3	257	[10]
Серро Прието	7.2	300	0.02	5.0	1.2	0.3	0.1	9.4	0.01	0.03	-83	1.2	16.1	*
Удачная	4.6		0.22	20.4	17.7	88.9	17.1	247	0.05	5.2	-73	-8.2	396	[1]

Примечание: * – эта работа.

Система Солтон Си в последние 10 лет стала объектом повышенного интереса в связи с проблемой добычи лития. Рассол Солтон Си содержит более 200 мг/л лития, т.е. твердый осадок этого рассола имеет около 1 кг Li на тонну. Какие-то компании запатентовали технологический метод извлечения лития непосредственно из рассола, и поэтому на некоторых разбуренных участках рассол, прежде чем быть закачанным обратно в пласт, проходит процедуру извлечения лития [4].

К этому можно добавить, что холодные рассолы Сибири, в частности, Якутии (в том числе, связанные с алмазоносными структурами), также содержат до 200 мг/л лития при солености до 400 г/л [1, 2]. Типичный состав показан в таблице. Скорее всего, и в России кто-то уже озабочен проблемой извлечения этих рассолов из-под земли и лития из рассолов.

Серро Прието

Во время выполнения работ (2012-2013 гг.) на Серро Прието (СП) 149 скважин глубиной до 3.5 км с температурой на глубине выше 300 °C обеспечивали работой 4 блока геотермальных электростанций общей мощностью около 570 МВт. Разбуренный участок (примерно 20 км² плюс ~15 км² водоема для слива отработанной воды) и ГеоТЭС принадлежат государству (Федеральная Комиссия по электричеству, CFE), поэтому опубликованных данных об этой системе очень много. В 70-х и начале 80-х гг. даже регулярно собирался международный симпозиум по Серро Прието. Основной задачей нашего договора с CFE было оценить выбросы CO₂ и H₂S в атмосферу скважинами Серро Прието. Мы также подробно изучили химический и изотопный состав геотермальных газов СП, в том числе углеводородов до C₆, включая изотопы углерода и водорода метана и молекулярного водорода. В газах всех опробованных скважинах был измерен изотопный состав гелия. Кроме того, был проанализирован микрокомпонентный состав растворов. Результаты этой работы докладываются впервые.

Растворы СП примерно в 10 раз менее минерализованы, чем рассолы Солтон Си, но при этом имеют примерно тот же изотопный состав воды (δD ~-80 ‰, река Колорадо). Интересно также, что отношение Cl/Br в воде СП почти равно отношению в морской воде, в то время как в рассолах Солтон Си оно существенно выше.

Газовый состав флюидов СП изучался многими авторами еще в 80-е годы (напр., [8 и ссылки в ней]). Тем не менее, нам удалось получить новые и неожиданные результаты по изотопному составу метана и углеводородов для большого числа

скважин. Разброс $\delta^{13}\text{C}\text{-CH}_4$ оказался от -55‰ до -25‰ , т.е. от биогенного до термогенного. При этом термогенный метан оказывается в основном в высокоэнталпийном флюиде. Изотопная геотермометрия плохо работает для пары ($\delta^{13}\text{C}\text{-CO}_2$, $\delta^{13}\text{C}\text{-CH}_4$), но в среднем показывает температуры, близкие к 300 °C , для изотопных пар ($\delta\text{D}\text{-H}_2$, $\delta\text{D}\text{-H}_2\text{O}$) и ($\delta\text{D}\text{-CH}_4$, $\delta\text{D}\text{-H}_2\text{O}$).

Нам также удалось проанализировать изотопный состав гелия во всех 46 опробованных скважинах. Позднее, авторы работы [9] представили данные более чем для 40 скважинных флюидов СП. Интервал значений, полученный нами и во всех опубликованных работах, примерно одинаковый. Скорректированные с учетом примеси воздуха изотопные отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ не превышают 7Ra ($\text{Ra} = 1.39 \cdot 10^{-6}$, отношение для атмосферного гелия). Однако распределение точек на графике смещения R/Ra от ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$ в работе [9] и полученное нами значительно отличаются (рис. 1). В работе [9] интерпретируют разброс составов смешением «старого» воздуха, захороненного вместе с водой реки Колорадо и накопившего ${}^4\text{He}$ за счет распада урана и тория в породах резервуара. Наши данные говорят о смешении с воздухом гелия разного возраста из вмещающих пород резервуара и гелия из мантии. Причина такого несоответствия результатов пока не понятна.

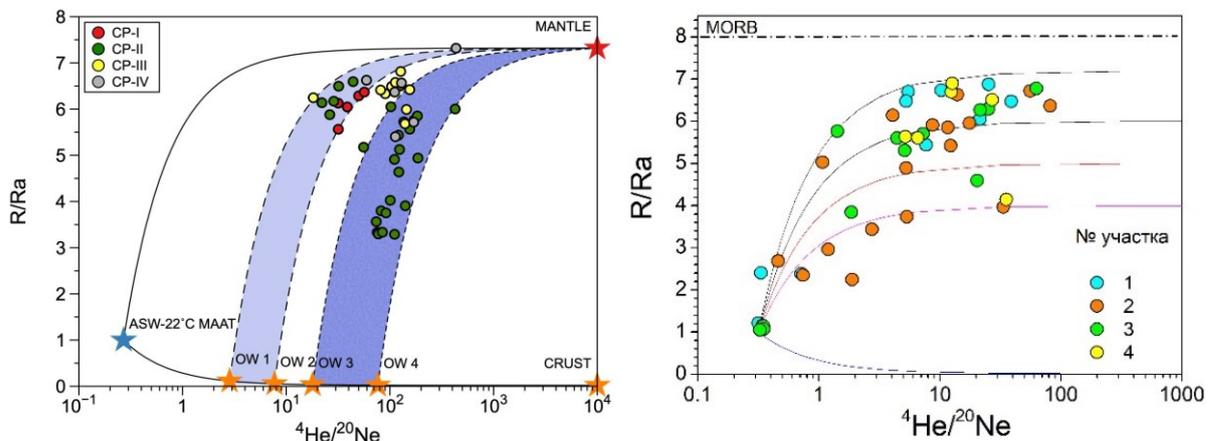


Рис. 1. Изотопный состав гелия в газах Серро Прието. Слева – данные работы [9], справа – наши данные.

Чтобы оценить общий вынос газов из работающих скважин месторождения, мы точно рассчитали этот вынос из 46 опробованных нами скважин, используя данные CFE о расходе и энтальпии теплоносителя и наши данные о газосодержании паровой фазы. Затем мы сравнили данные о расходах теплоносителя из опробованных 46 скважин и всех 149 рабочих скважин месторождения. Результаты сравнили с помощью построения гистограммы распределения расходов (рис. 2). Поскольку пропорциональность расходов была соблюдена, результаты по расходу газов (CO_2 и H_2S) для 46 скважин были умножены на 3.15, и таким образом, для общей эмиссии CO_2 и H_2S получены величины 880 и 69 тонн/сутки. Ошибки оцениваются нами примерно в 10 %, т.е. 880 ± 8.8 тонн/сутки и 69 ± 6.9 тонн/сутки.

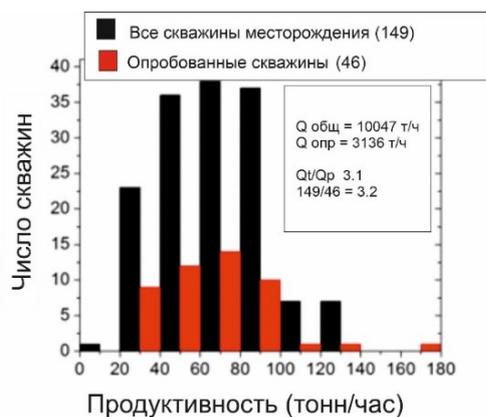


Рис. 2. Распределение расходов пароводяной смеси из скважин месторождения Серро Прието. Отношение числа опробованных скважин к общему числу рабочих скважин оказалось почти равным отношению их продуктивностей.

Список литературы

1. Алексеев С.В., Алексеева Л.П., Борисов В.Н. и др. Изотопный состав (H, O, Cl, Sr) подземных рассолов Сибирской платформы // Геология и Геофизика. 2007. Т. 48. № 3. С. 291-304.
2. Шварцев С.Л. Химический состав и изотопы стронция рассолов Тунгусского бассейна в связи с проблемой их формирования // Геохимия. 2000. № 11. С. 1170-1184.
3. DiPippo R., Lippman M. The shrinking Salton Sea and its impact on geothermal development. GRC Bulletin. 2017. July/August. P. 28-33.
4. Dobson P., Araya N., Brounce M. et al. Characterizing the Geothermal Lithium resource at the Salton Sea. Lawrence Berkeley National Laboratory. 2023. <https://escholarship.org/uc/item/4x8868mf>
5. García-Sánchez L., Macías J.L., Sosa-Ceballos G. Genesis and evolution of the Cerro Prieto Volcanic Complex, Baja California, Mexico // Bulletin of Volcanology. 2017. V. 79. Art. 44. <https://doi.org/10.1007/s00445-017-1126-8>
6. Helgeson H.C. Geologic and thermodynamic characteristics of the Salton Sea geothermal field, southern California // American Journal of Science. 1968. V. 66. P. 129-166.
7. Kaspereit D., Rickard W., Osborn W. et al. Updated Conceptual Model and Reserve Estimate for the Salton Sea Geothermal Field, Imperial Valley, California // Geothermal Resources Council Transactions. 2016. V 40. P. 57-66.
8. Lippman M.J.A., Truesdell A.H., Halfman-Dooley S.E. et al. A review of the hydrologic-geochemical model for Cerro-Prieto // Geothermics. 1991. V. 20. P. 39-52.
9. Pinti D.L., Castro C.M., Lopez Hernandez A. et al. Cerro Prieto geothermal field (Baja California, Mexico) – A fossil system? Insights from a noble gas study // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2019. V. 371. P. 32-45. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.12.010>
10. Williams A.E., McKibben M.A. A brine interface in the Salton Sea geothermal system, California. Fluid geochemical and isotopic characteristics // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1983. V. 53. P. 1905-1920.

Диффузионный поток CO₂ на Северо-Западном фумарольном поле вулкана Менделеева, о. Кунашир, Курильские о-ва

Tarasov K.V.

Diffusive CO₂ emission on the North-West fumarolic field of Mendeleev volcano, Kunashir, Kuril Islands

Tarasov K.V.

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;
e-mail: belfast@kscnet.ru*

В работе представлены результаты измерений диффузного потока CO₂ на Северо-Западном фумарольном поле вулкана Менделеева, полученные методом накопительной камеры. Сделана количественная оценка потока.

Введение

Активным вулканическим структурам свойственно выделять большое количество CO₂ в атмосферу как в период извержения, так и в период покоя. Эти вулканогенно-гидротермальные разгрузки осуществляются как активными фумаролами, так и диффузионной эманацией их через грунт. Измерения грунтового потока CO₂ на Северо-Западном термальном поле влк. Менделеева производились методом накопительной камеры.

Объект исследования

Вулкан Менделеева – действующий вулкан Курило-Камчатской вулканической дуги. Он расположен в южной половине о-ва Кунашир, в 20-25 км к северо-востоку от кальдеры Головнина. Высота вулкана – 896 м. Площадь основания его древней постройки составляет около 100 км² [2].

Вулкан прошел длительную историю развития, о чем свидетельствуют три последовательно сформировавшихся вулканических конуса, впоследствии разрушенных в результате эксплозивных извержений с образованием кальдерно-кратерных депрессий с диаметром 6-9, 3-3.5 и 1 км соответственно. Уменьшение со временем их размеров свидетельствует о постепенном ослаблении вулканической активности и довольно значительном возрастном интервале формирования этой вулканотектонической структуры [1]. По результатам работ 1999-2003 гг. достаточно уверенно фиксируются три этапа проявления вулканической активности, позволяющие в какой-то мере оценить длительность формирования этой вулканической постройки.

Согласно [1], наиболее ранние проявления вулканической деятельности представлены лавовыми потоками андезибазальтов (мощностью до 8 м), которые залегают ниже среднеплейстоценовых морских отложений. В основании разреза вскрываются морские отложения нижней подсвиты головнинской свиты, образованные в трансгрессивную фазу конца плиоцена (возрастной диапазон 2.3-1.95 млн лет). В средней части разреза выделяется маркирующий горизонт, представленный двумя пачками шлаков андезибазальтов мощностью 1-2 м, под нижней пачкой на контакте с грубообломочными пемзами определен радиоуглеродный возраст обугленной древесины 36200±500 л.н. [1].

В голоцене произошло очень сильное извержение вулкана с образованием кальдерно-кратерной депрессии диаметром около 1 км, с последующим ростом экструзивного купола (¹⁴C-дата по сгоревшей древесине 2550±40 л.н.). Судя по всему, этот процесс продолжался не одно столетие, следами этих событий являются два прослоя (до 2-3 см) вулканогенного материала песчано-гравийной размерности в разрезах торфяников и почв в районе пгт. Южно-Курильск, возраст которых оценивается около 1500 и 2100 лет назад.

Следующим этапом в развитии вулкана стало образование воронок взрыва по кольцевым разломам на периферии экструзивного купола, представляющих в настоящее время потухшие и действующие фумарольные поля.

Юго-Восточное фумарольное поле расположено в истоках ручья Четверикова. Оно имеет циркообразную форму и вытянуто по направлению этого ручья. Его поперечные размеры 250-350 м.

Северо-Восточное фумарольное поле представляет собой, по-видимому, несколько слившихся воронок взрыва, в дальнейшем увеличенных эрозией. Это поле расположено в истоках ручья Кислый, его площадь составляет около 2 км².

Северо-Западное фумарольное поле расположено в истоках правого верхнего притока р. Лесной. В отличие от описанных выше фумарольных полей, в пределах которых не было дацитов купола, северо-западное фумарольное поле находится непосредственно на контакте пород купола и прорываемых им туфобрекчий [2]. На этом поле находятся две большие фумаролы, названные «Спокойная» и «Ревущая».

На всех полях горные породы изменены, обогащены опалом и серой. На Северо-Западном фумарольном поле при разложении кварцевых дацитов высвобождается кварц, поэтому на поверхности его, особенно в промоинах, много кварцевого песка.

Методика

Работа велась с помощью прибора LI-COR LI-8100 (США), состоящего из накопительной камеры, инфракрасного газоанализатора и карманного компьютера (КПК). Камера плотно устанавливается на ровную поверхность, чтобы исключить поступление атмосферного газа. Грунтовый газ циркулирует из камеры в анализатор и обратно через пластиковые трубки с помощью воздушного насоса. Поток измеряется в течение двухминутного цикла расчетом разницы концентрации CO₂ в камере в начале и в конце измерения. Расчет производится на месте с помощью КПК, подключенного к прибору по беспроводной связи.

Обсуждение результатов

Съемка грунтового потока CO₂ Северо-Западного фумарольного поля вулкана Менделеева была выполнена в сентябре 2020 г. На площади около 19000 м² было сделано 16 измерений. Наиболее интенсивный поток CO₂ на этом поле связан с двумя крупными фумаролами (рисунок). В близости от них поток превышает 200 г/м²/сутки, в то время как измеренные значения на остальной площади не превышают 100 г/м²/сутки (таблица). При средних показаниях 71.8 г/м²/сутки общий диффузионный поток CO₂ с фумарольного поля составляет не менее 1364 кг/сутки (498 т/год). А если допустить, что на остальных полях средний поток сравним с потоком на Северо-Западном поле, то общий грунтовой поток CO₂ с фумарольных полей вулкана Менделеева может составить около 4000 кг/сутки (1460 т/год), что гораздо ниже диффузионных потоков на некоторых активных вулканах (до 1000 т/сутки) [3, 4].

Таблица. Значения потока CO₂ на Северо-западном поле

№	г/м ² /сутки.	№	г/м ² /сутки
1	5.512	9	63.639
2	9.086	10	38.396
3	8.402	11	87.095
4	41.437	12	63.145
5	54.591	13	3.954
6	21.821	14	92.189
7	250.944	15	284.550
8	107.889	16	16.309

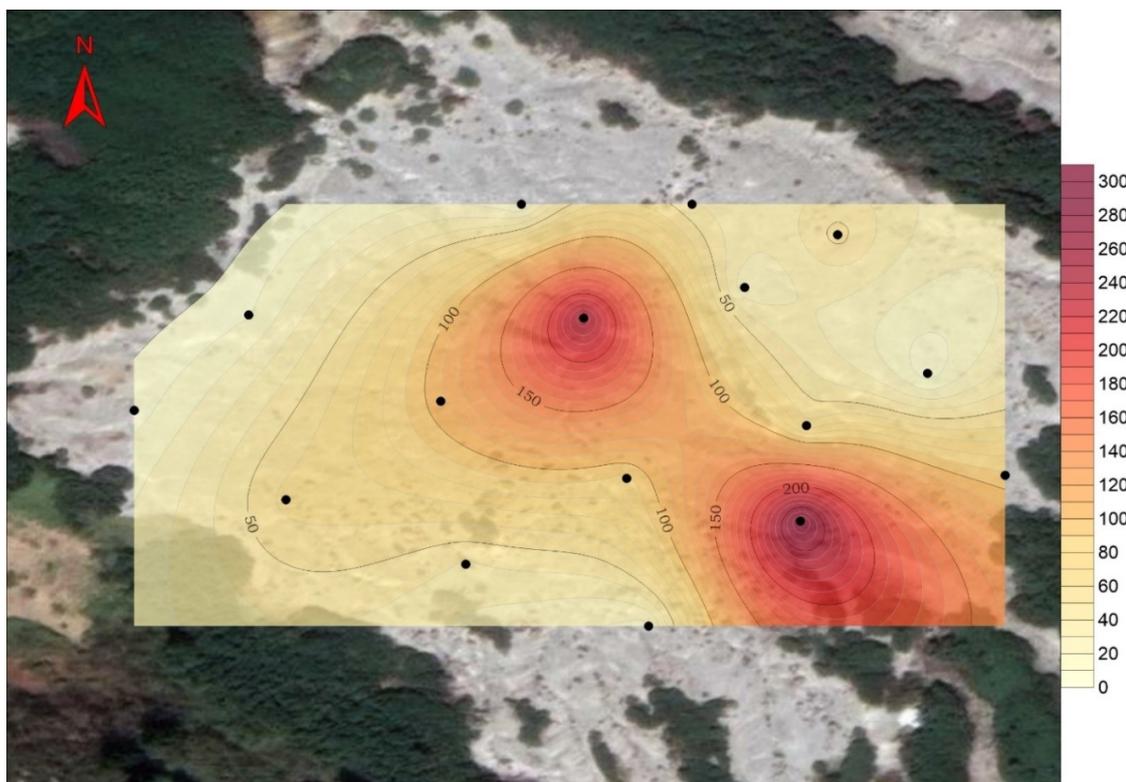


Рисунок. Схема грунтового потока CO_2 , наложенная на спутниковый снимок. Точками отмечены места измерений

Измерения грунтового потока CO_2 в вулканически активных областях Земли производится преимущественно на активных вулканах и в кальдерах с активными термальными проявлениями. Поэтому полученные результаты по-своему уникальны – на данный момент отсутствуют опубликованные сведения об измерениях на вулканах, подобных по характеру активности вулкану Менделеева.

Заключение

Современная активность вулкана Менделеева на о. Кунашир (Курильские о-ва) проявляется на трех сольфатарных полях. На Северо-Западном фумарольном поле в сентябре 2020 г. была проведена съемка потока грунтового CO_2 . Результаты измерений показали, что эмиссия диоксида углерода с поверхности поля составляет около 500 т/год.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИВиС ДВО РАН по теме «Роль гидротермальных систем Курило-Камчатской вулканической дуги в перераспределении мантийного и корового вещества, в процессах минералогенеза» (рег. № 124032200002-0).

Список литературы

1. Абдурахманов А.И., Разжигаева Н.Г., Рыбин В.Б., Жарков Р.В. Вулкан Менделеева – история и современное состояние (о. Кунашир, Курильские острова) // Взаимосвязь между тектоникой, сейсмичностью, магмообразованием и извержениями вулканов в вулканических дугах: материалы IV Международного совещания. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2004. С. 45-47.
2. Мархинин Е.К. Вулканы острова Кунашир // Труды лаборатории вулканологии. Вулканизм Камчатки и Курильских островов. 1959. Вып. 17. С. 64-155.
3. Chiodini G., Cioni R., Guidi M. et al. Soil CO_2 flux measurements in volcanic and geothermal areas // Applied Geochemistry. 1998. V. 13. P. 543-552.
4. Chiodini G., Frondini F., Raco B. Diffuse emission of CO_2 from the Fossa crater, Vulcano Island (Italy) // Bulletin of Volcanology. 1996. V. 58. P. 41-50.

Глинистые минералы в карбонатном рифейском резервуаре как промежуточная область концентрирования лития в гидротермальной модели генезиса литиеносных рассолов (на примере нефтегазоконденсатного месторождения Тунгусского артезианского бассейна, Сибирская платформа)

Тихонова К.А.¹, Зарубов М.С.¹, Ишков А.А.^{1,4}, Данилова М.А.^{1,3}, Вахромеев А.Г.^{1,2,3}

Clay minerals in the carbonate Riphean reservoir as an intermediate region of lithium concentration in the hydrothermal model of the genesis of lithium-bearing brines (using the example of the oil and gas condensate field of the Tunguska artesian basin, Siberian platform)

Tikhonova K.A., Zarubov M.S., Ishkov A.A., Danilova M.A., Vakhromeev A.G.

¹ ООО «РН-КрасноярскНИПИнефть», г. Красноярск

² ФБГУН Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск;

e-mail: andrey_igr@mail.ru

³ ФГБОУ ВО «ИрНИТУ», Сибирская школа геонаук, г. Иркутск

⁴ ФГБОУ ВО «ТИУ», Институт геологии и нефтегазодобычи, г. Тюмень

Представлены результаты комплексных химико-аналитических исследований керна, отобранного из рассолонасыщенной зоны рифейского массивного каверново-трещинного резервуара (ниже уровня ВНК) одного из нефтегазоконденсатных месторождений Камовского свода Байкитской антелизы Сибирской платформы.

Активный интерес промышленности к соединениям лития стал причиной возобновления поисково-разведочных работ по всему миру. Правительства и отдельные компании планируют значительные вложения для расширения ресурсной базы этого редкого металла. Для геологов активность рынка и активизация геологоразведочных работ – причина для возврата, переосмысления генезиса месторождений, изучения условий переноса, концентрирования лития в верхней коре и в поверхностных условиях. Возобновлен поиск богатых литием залежей.

Одним из трех главных генетических типов месторождений лития, помимо твердых и природных металлоносных рассолов, считают гекторитовые залежи. Они представлены литийсодержащими глинами – продуктом высокотемпературной гидротермальной проработки первично магматогенных пород. Слоистая кристаллическая решетка глинистых минералов имеет свойство направленного концентрирования иона лития. Это доказано на примере замкнутых комплексов палеокальдер крупных вулканов миоцен-четвертичного возраста в регионах с активным вулканическим режимом [5].

В конце прошлого века гидрогеологами были обобщены сведения о богатом литиеносном гидроминеральном сырье Тунгусского артезианского бассейна, охватывающего несколько нефтегазоносных областей, в том числе Байкитскую [2-4]. Показано, что при эксплуатации нефтяных месторождений с активным водонапорным режимом будут попутно извлекаться на поверхность значительные объемы подземных концентрированных рассолов, которые в более молодых стратиграфических подразделениях – венде, раннем кембрии – многие десятилетия рассматриваются как высоко рентабельное гидроминеральное сырье.

Длительное концентрирование рассолов в замкнутом осадочно-породном артезианском бассейне закономерно ведет к выравниванию концентраций химических элементов. С замедлением водообмена их содержание становится выше [10, 11]. Однако, в гидрогеологическом разрезе осадочного чехла рассматриваемой площади часто наблюдается сложная закономерность изменения концентраций щелочноземельных, редкоземельных металлов по разрезу и по площади. Скважинами вскрываются как изолированные залежи промышленных рассолов, так и отдельные рассолоносные пласты с кратно бóльшими значениями концентраций этих элементов. Природа гидрогеохимических инверсий не ясна, и объясняется различными

процессами, в том числе отжимом седиментогенных вод, влиянием гидротермальных флюидов, обменными процессами в системе «вода-порода». В связи с неоднозначностью обозначенного процесса был изучен один из вариантов, а именно – влияние гидротермальных процессов на химический состав рассоловмещающих пород.

Для изучения химического состава пород резервуара, вмещающего активную рассолонапорную систему, подпирающую углеводородную залежь крупного нефтегазоконденсатного месторождения, была сформирована коллекция из шестидесяти образцов керна разведочных скважин. Принцип отбора образцов из архивного (ранее изученного) материала основан на нескольких ключевых факторах. Во-первых, отбор образцов произведен из интервалов с подтвержденным притоком подошвенных/законтурных рассолов по данным эксплуатационного фонда скважин. Во-вторых, коллекция включает различные литологические типы (аргиллиты, карбонаты и т.д.) для обеспечения репрезентативности анализа. Немаловажным фактором являлось наличие результатов ранее выполненных стандартных исследований (петрофизических, литологических, седиментологических) для более точной привязки и получения дополнительной информации.

По результатам определения минерального состава методом рентгеновской дифрактометрии и макроописания образцы были разделены на аргиллиты, алевролиты, песчаники, доломиты и доломиты, содержащие глинистые минералы или терригенную примесь в виде обломков кварца, полевых шпатов. Методом рентгенофлуоресцентного анализа получен химический, в том числе элементный состав. Концентрации лития и бериллия получены отдельно методом атомно-абсорбционной спектрометрии. В образцах, содержащих глинистые минералы, повсеместно присутствуют мусковит/иллит со средним содержанием 9 % и с максимальным – 42 %. В 40 % образцов присутствуют смешаннослойные образования с содержанием их до 6.5 %. Достаточно редко встречен каолинит в составе 21 % образцов со средним содержанием 1.6 %, с увеличением до 25 % в единичных образцах. Хлорит зафиксирован в 9 % образцов со средним содержанием 3 %, однако в единичном образце, отобранном в интервале вендских отложений, зафиксировано увеличение его доли до 26 %.

Анализ результатов химико-аналитических исследований образцов керна выявил устойчивое отношение повышенных концентраций лития к породам, содержащим глинистые минералы (рисунок). В трех образцах, содержащих увеличенные объемы хлорита и каолинита, зафиксированы максимальные концентрации лития в отобранной коллекции (от 91 мкг/г до 271 мкг/г). Способность лития легко встраиваться в межслоевое пространство глинистых минералов, замещая алюминий и магний в кристаллической решетке, давно известный факт [14]. Минералами-концентраторами лития могут быть монтмориллонит, иллит, каолинит, которые под воздействием различных процессов, в том числе гидротермальных, могут переходить в минералы гекторит, тайниолит и кукеит, имеющие промышленное значение. Формирование литийсодержащих глинистых минералов изучено во многих геологических объектах, в том числе кальдерах палеовулканов, и в бокситах [12, 13].

Для всей коллекции отмечена корреляционная связь ($R^2 \geq 0.5$) между Li и Mg, Zr, Co, Ti, Rb, V, которые также имеют устойчивое отношение к содержанию глинистых минералов. Обычно прямая связь Li и Rb является характерной для магматических комплексов и гидротермальной проработки [8, 12]. Для трех образцов, представленных аргиллитами, из ирэмэкэнской толщи отмечены повышенные концентрации Cu (138-278 мкг/г), Ni (85-162 мкг/г), Zn (113-348 мкг/г), которые могут указывать также на гидротермальную активность. Концентрации Li здесь от 32 до 53 мкг/г. В осадочных бассейнах в условиях отсутствия кислорода Cu, Ni, Zn могут накапливаться совместно и иметь связь с органическим веществом или адсорбироваться на оксидах марганца, однако связь с Mn не установлена для рассматриваемых образцов.

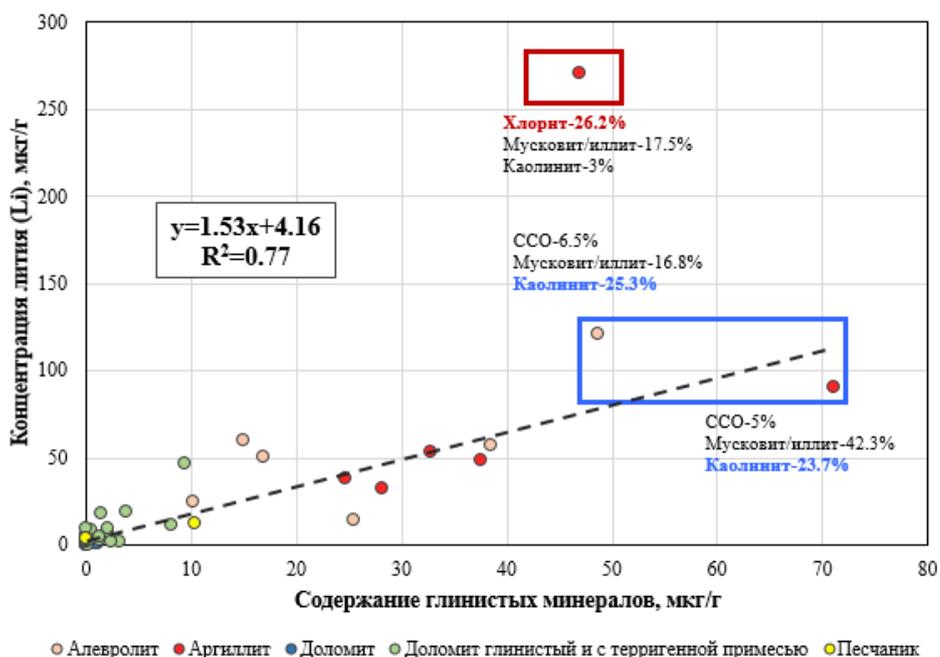


Рисунок. Зависимость концентраций лития от концентрации глинистых минералов. Выборка образцов керн из водонасыщенной зоны нефтяной залежи месторождения, отобранных ниже 10 м от ВНК. Подготовлено К.А. Тихоновой, А.А. Ишковым.

Этап траппового магматизма на Сибирской платформе в триасовое время сопровождался внедрением гигантских объемов базитовых магм в осадочный чехол в режиме магмо- и гидроразрыва с длительным функционированием высокотемпературных гидротермальных систем [1, 7]. В пределах изученной области рифейского резервуара восходящий транспорт геотермальных флюидов мог осуществляться по каверно-трещинной фильтрационной системе, сформированной тектоническими и гипергенными процессами. На рассматриваемой территории о гидротермальных признаках выщелачивания говорили многие исследователи, в том числе А.Д. Коробов и Л.А. Коробова [6]. Минерализация пустотного пространства сопровождается кварцем, седловидным доломитом, которые могут служить индикатором фильтрации гидротермальных флюидов. Однако до конца природа таких образований не ясна.

На примере одного из известных углеводородных месторождений с активным водонапорным режимом авторы решали задачу выявления причин повышенных концентраций редких металлов в рассоловмещающих породах. Результаты обобщения данных химико-аналитических исследований керн позволяют предположить, что глинистые минералы в составе карбонатного резервуара являются теми природными концентраторами иона лития, которые могли бы выступать в качестве дополнительного источника обогащения рассолов редкими металлами в длительном геологическом цикле взаимодействия системы «вода-порода» [9, 10]. Концентрирование лития и других ассоциированных элементов могло происходить не только на стадии седиментации выветренных и разрушенных магматических пород, но и за счет гидротермальной деятельности, происходившей на территории Сибирской платформы. Интрузии базальтоидного ряда, вероятно, стали рассеянным источником лития для термальных растворов, циркулировавших в осадочном чехле по модели термолифта через протерозойские резервуары. Полученные результаты позволяют также предположить большой потенциал накопления лития в глинистых отложениях венда в сравнении с рифейскими породами.

Список литературы

1. Вахромеев А.Г., Зелинская Е.В., Литвинова И.В., Погребная Д.А. Модель вторичного концентрирования литиеносных рассолов в кипящих флюидных системах магматогенно-осадочных бассейнов гидроминеральной провинции Сибирской платформы // Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием «Геотермальная вулканология, гидрогеология, геология нефти и газа» (Geothermal Volcanology Workshop 2023), 4-10 сентября 2023 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2023. С. 14-20.
2. Вожов В.И. Гидроминеральные ресурсы Сибирской платформы – основная база редкометалльной и йодобромной промышленности в XXI веке. Томск, 2000. Т. 1. 395 с.
3. Вожов В.И. Подземные воды и гидроминеральное сырье Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2006. 209 с.
4. Дзюба А.А. Разгрузка рассолов Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1984. 156 с.
5. Кирюхин А.В. Геотермофлюидомеханика гидротермальных, вулканических и углеводородных систем. Санкт-Петербург: Эко-Вектор Ай-Пи, 2020. 431 с.
6. Коробов А.Д., Коробова Л.А. Гидротермальная природа кавернообразования вендрифейских коллекторов Байкитской антеклизы – ключ к прогнозу зон нефтегазоаккумуляции // Известия Саратовского университета. Серия «Науки о Земле». 2006. Т. 6. № 1. С. 57-63.
7. Одинцов М.М., Домышев В.Г., Страхов Л.Г. и др. Ангаро-Вилуйский рудный пояс Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1980. 110 с.
8. Султанова А.Г., Мичурин С.В. Некоторые вопросы геохимии лития и его распределение в рифейских породах Южного Урала // Геологический вестник. 2024. № 2. С. 65-80. <https://doi.org/10.31084/2619-0087/2024-2-6>
9. Шварцев С.Л. О формировании крепких и предельно насыщенных подземных рассолов. Проблемы соленакопления. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1977. С. 192-195.
10. Шварцев С.Л., Пиннекер Е.В., Перельман А.И. и др. Основы гидрогеологии. Гидрогеохимия. Новосибирск: Наука, 1982. 286 с.
11. Alexeev S.V., Alexeeva L.P., Vakhromeev A.G. Brines of the Siberian platform (Russia): Geochemistry and processing prospects // Applied Geochemistry. 2020. V. 117(6). Art. 104588. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2020.104588>
12. Benson T.R., Coble M.A., Dilles J.H. Hydrothermal enrichment of lithium in intracaldera illite-bearing claystones // Science Advances. 2023. V. 9. P 1-10. <https://doi.org/10.1126/sciadv.adh8183>
13. Ling K., Wen H., Han T. et al. Lithium-rich claystone in Pingguo area, Guangxi, southwest China: precursor kaolinite controls lithium enrichment // Mineralium Deposita. 2024. V. 59. P. 329-340. <https://doi.org/10.1007/s00126-023-01210-x>
14. Starkey H.C. The Role of Clays in Fixing Lithium // Geological survey bulletin 1278 F. United states government printing office, Washington, 1982. P. 20.

Минералого-химические характеристики гидротермально-измененных пород Третьяковских источников (остров Кунашир, Курильские острова, Россия)

Топчиева О.М., Назарова М.А.

Mineralogical and chemical characteristics of hydrothermally altered rocks of the Tretyakov springs (Kunashir Island, Kuril Islands, Russia)

Topchieva O.M., Nazarova M.A.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: topchieva2011@mail.ru

В работе приводятся новые данные о минералогическом и химическом составе гидротермально-измененных пород ручья Третьякова. Авторами уже проводились исследования редкоземельных минералов, выявленных в данном районе в 2017 г. Цель работы – выявить минеральную ассоциацию монацита и ксенотима.

Район работ

Район источников сложен эффузивно-туфогенными породами четвертичного возраста, которые подстилаются неогеновыми туфогенными песчаниками и конгломератами, относящимися к рыбаковской свите (N₁₋₂) [3]. Исследуемая территория характеризуется современной гидротермальной деятельностью, которая изучалась следующими авторами: [1, 2, 4-8].

Отбор проб производился в 2020 г. в районе вулкана Менделеева с бортов руч. Третьякова, которые представлены вмещающими рыхлыми гидротермально переработанными породами (рисунок).

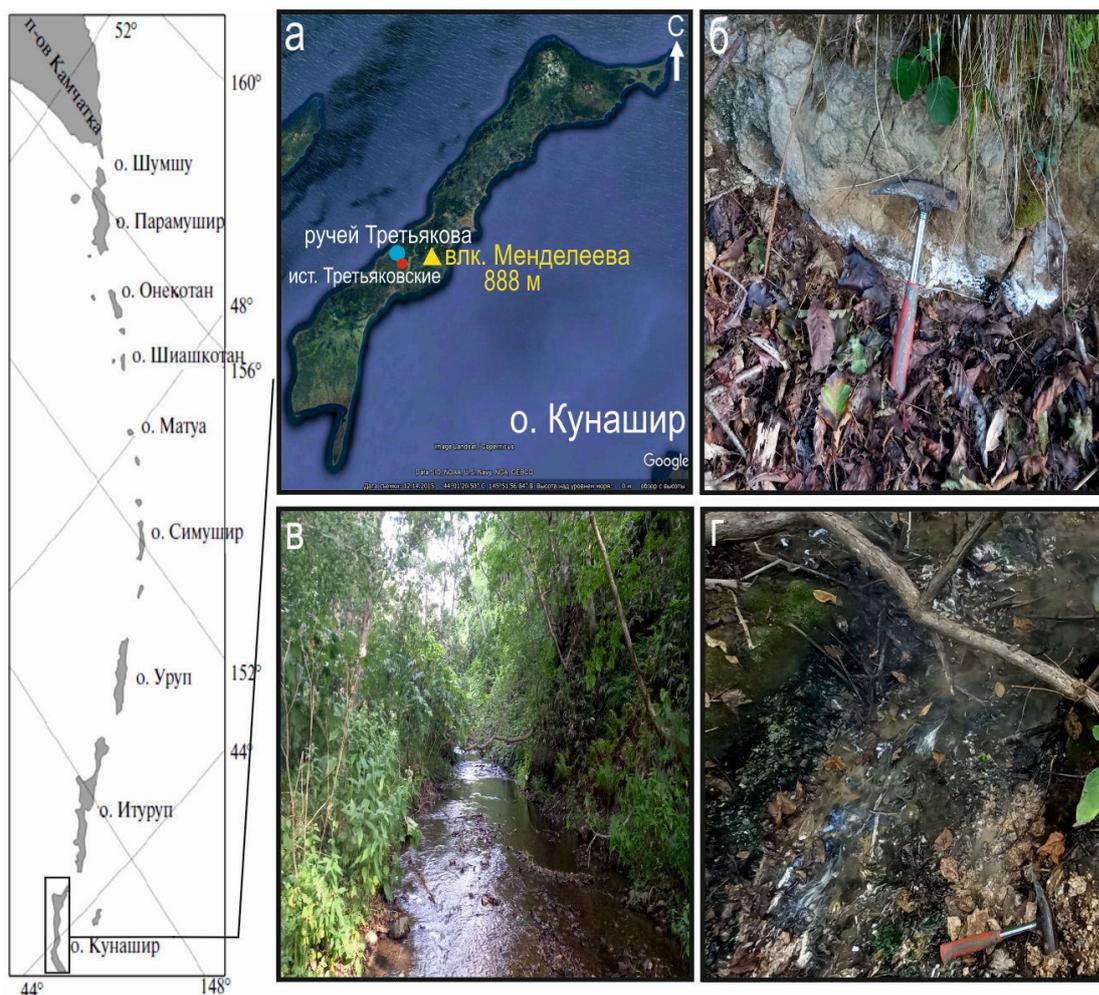


Рисунок. Место расположения Третьяковских источников (а); борт ручья Третьякова (б); ручей Третьякова (в); гидротермальный котел Третьяковских источников (г).

Результаты исследований

Рентгенофлуоресцентный анализ проб проведен на приборе PIONEERS4, аналитики Н.Ю. Курносова, В.М. Рагулина, Н.И. Чеброва. По результатам анализов, вмещающие породы подверглись значительной гидротермальной переработке, отмечается повышенное содержание SiO_2 – до 87.52 вес. % (таблица).

Таблица. Химический состав гидротермальных пород Третьяковских источников (в вес. %)

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	nnn	Σ
1	87.5	0.1	2.1	0.6	0.7	0.0	0.3	0.0	0.7	0.4	0.0	5.6	98.1
2	47.9	0.9	12.5	6.6	0.5	0.1	0.7	2.7	1.3	2.8	0.1	5.9	82.0
3	63.4	0.7	14.7	3.0	2.7	0.2	3.2	3.0	2.6	1.3	0.1	4.9	99.7
4	72.1	0.4	14.1	0.7	0.8	0.0	0.3	0.1	2.7	2.3	0.0	3.6	97.2
5	74.4	0.5	15.1	1.4	0.3	0.0	0.3	0.1	2.4	1.8	0.0	4.2	100.6
6	76.4	0.4	8.7	0.8	2.0	0.1	0.3	2.0	3.7	0.4	0.1	3.1	98.0
7	78.3	0.3	7.2	1.5	1.7	0.0	0.1	0.1	1.9	3.1	0.1	3.8	98.0

Рентгендифрактометрические исследования поликристаллических порошковых проб проводились на приборе XRD-7000 (Shimadzu), аналитик М.А. Назарова. Также образцы исследовались с помощью электронно-зондового микроанализа с использованием сканирующего электронного микроскопа TESCANVEGA 3 (U=20 кВ), аналитик С.В. Москалева.

Гидротермальные породы Третьяковских источников представлены двадцатью четырьмя минералами:

Интерметаллиды

Fe/Cr/Ni

Окислы

Опал $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$

Кварц SiO_2

Рутил TiO_2

Ильменит FeTiO_3

Титаномагнетит Fe_2TiO_4

Диаспор AlO_2

Сульфиды

Пирит FeS_2

Хлориды

Галит NaCl

Сульфаты

Барит BaSO_4

Алунит $\text{KAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$

Гипс $\text{CaSO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$

Ярозит $\text{KFe}^{3+}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$

Фосфаты

Иттриевый ксенотим $\text{Y}(\text{PO}_4)$

Цериевый монацит $\text{Ce}(\text{PO}_4)$

Силикаты

Монтмориллонит

$(\text{Na}, \text{Ca})_{0.33}(\text{Al}, \text{Mg})_2(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$

Хлорит $(\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot (\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{OH})_6$

Циркон ZrSiO_4

Хлоритоид $\text{Fe}^{2+}\text{Al}_2\text{O}(\text{SiO}_4)(\text{OH})_2$

Клинохлор $\text{Mg}_5\text{Al}(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_8$

Анортоклаз $(\text{Na}, \text{K})\text{AlSi}_3\text{O}_8$

Санидин $\text{K}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$

Мусковит $\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$

Гидробиотит

$\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_6((\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{20})(\text{OH})_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$

Выводы

На основании вышеприведенных исследований выявлено, что данная минеральная ассоциация характерна для редкоземельных минералов. По данным [6], монацит образуется в высокотемпературных гидротермальных условиях, а ксенотим – в низкотемпературных. Эти данные свидетельствуют о том, что изучаемая территория подвергалась в течение длительного времени (N_{1-2}) различным гидротермальным процессам, которые продолжаются и в настоящее время.

Коллектив авторов благодарит оператора сканирующего электронного микроскопа (TESCAN VEGA 3) С.В. Москалеву, аналитиков рентгенофлуоресцентного анализа Е.В. Карташеву, Н.Ю. Курносову, В.М. Рагулину, Н.И. Чеброву. Исследования проводились в рамках НИР ИВиС ДВО РАН № FWME-2024-0006.

Список литературы

1. *Жарков Р.В.* Термальные источники южных Курильских островов / Отв. ред. О.В. Чудаев. Владивосток: Дальнаука, 2014. 378 с.
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. № 5. С. 18-35.
3. *Ковтунович П.Ю., Сафронов А.Д., Удодов В.В. и др.* Государственная геологическая карта масштаба 1:200 000 / Отв. ред. В.К. Ротман. Санкт-Петербург: Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2002. С. 12-30.
4. *Лебедев Л.М., Зотов А.В., Никитина И.Б. и др.* Современные процессы минералообразования на вулкане Менделеева (о-в Кунашир) / Отв. ред. Ф.В. Чухров. Москва: Наука. 1980. 176 с.
5. *Мархинин Е.К., Стратула Д.С.* Гидротермы Курильских островов / Отв. ред. В.М. Сугробов. Москва: Наука, 1977. 212 с.
6. *Семенов Е.И.* Минералогия редких земель / Отв. ред. Л.С. Тарасов. Москва: АН СССР, 1963. 412 с.
7. *Топчиева О.М., Назарова М.А.* Редкоземельные минералы пород ручья Третьякова (остров Кунашир, Курильские о-ва, Россия) // Материалы XXV ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский, 30-31 марта 2022 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2022. С. 164-166.
8. *Шиловских В.В., Хворов П.В., Топчиева О.М. и др.* Минералогия гидротермально измененных пород Третьяковских источников о. Кунашир (Курильские о-ва, Россия) // Материалы XII международной школы по наукам о Земле имени профессора Л.Л. Перчука. Петропавловск-Камчатский, 11-15 сентября 2020 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2020. С. 61.

Особенности минералогии и гидрогеохимии термальных источников вулкана Баранского (о. Итуруп)

Цепенков Я.А.

Features of mineralogy and hydrogeochemistry of thermal springs of the Baransky volcano (Iturup Island)

Tsepenkov Ya.A.

Институт геологии и минералогии имени В.С. Соболева, г. Новосибирск;

e-mail: y.tsepenkov@g.nsu.ru

В работе рассматриваются особенности минералогии и гидрогеохимии термальных источников вулкана Баранского (о. Итуруп). Исследованы химический состав термальных вод и особенности процессов минералообразования в ультракислых вулканических растворах. Определены ключевые минеральные фазы и условия их формирования в окислительной среде.

Методы исследования

Полевые исследования на влк. Баранского проводились осенью 2021 г. в солнечную погоду без осадков. Пробы новообразованных минералов отбирались С.С. Волынкиным (ИНГГ СО РАН) в герметичные стерильные полиэтиленовые пакеты и пластиковые приемники. В 2024 г. минералогическое изучение новообразований проводилось методом отраженного света с использованием бинокля (Ломо МСП-2). После чего были приготовлены препараты на липком скотче. Дальнейшее изучение взаимоотношений минералов и определение химического состава выполнялись методом электронного сканирующего микроскопа MIRA 3 LMU (Tescan Ltd) с системой микроанализа INCA Energy 450+ XMax 80 (Oxford Instruments Ltd.). Инструментальные исследования были выполнены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН.

Гидрогеохимия

Вулкан Баранского находится на самом крупном острове Курильской гряды – Итуруп. Это действующий вулкан, расположенный в центральной части острова, в северной части хребта Грозного [2]. Последнее извержение эксплозивно-эффузивного характера было зафиксировано в 1951 г., а в настоящее время вулкан характеризуется сольфатарной низкотемпературной (около 100 °С) деятельностью в виде парогазовых выходов на юго-западном кратере и на вершине вулканического конуса [5]. На склонах и у подножия вулкана Баранского находятся несколько термальных полей и групп источников. Основная активность термальных вод наблюдается на двух участках: в Старозаводском сольфатарном поле и в долине ручья Кипящий [4]. Одним из наиболее специфических типов термальных вод, которые разгружаются на склонах активных вулканов, являются ультракислые вулканические воды с pH менее 3, SO₄-Cl состава [1]. Преимущественно они встречаются вблизи эруптивных центров, где происходит выброс магматических газов на поверхность (кратеры, экструзивные купола и другие образования). Основным процесс формирования ASC-вод заключается в конденсации вулканических паров в близповерхностных условиях и/или растворении «кислых» магматических газов (SO₄, Cl, HF) в аэрированных подземных водах, что приводит к образованию кислотных смесей [3].

На рис. 1 представлен химический состав конденсатов и растворов из кипящего котла, взятого из истока р. Кипящая, красного водопада на ручье по пути на влк. Баранского, а также конденсаты из фумарол поля Старозаводского. Как можно увидеть по диаграммам, большинство вод – Na, Ca, K-типа. Ионы Fe и Mg также составляют значительные доли состава вод, что приводит к формированию характерных образований в виде рудных минералов. На диаграмме РК-1 можно отметить большое содержание ионов SO₄, NO₃ и Cl, а также содержание ионов Zn, Mn, P, As и Sr. Конденсат пробы ФП-К/1, аналогично, обогащен ионами SO₄ и Cl и

содержит ионы P, As и Fe. Конденсаты из фумарол характеризуются наличием марганца, железа и мышьяка. По полученным данным также были отмечены следующие характеристики:

1. Показатели кислотности варьировали от 1 до 3, что соответствует составу ультракислых вод.

2. Окислительно-восстановительный потенциал варьирует от 270 до 60 милливольт, что соответствует окислительной обстановке, при взаимодействии с атмосферным воздухом.

3. Температура от первых градусов Цельсия – из холодных источников, до 100 °С – из фумарол.

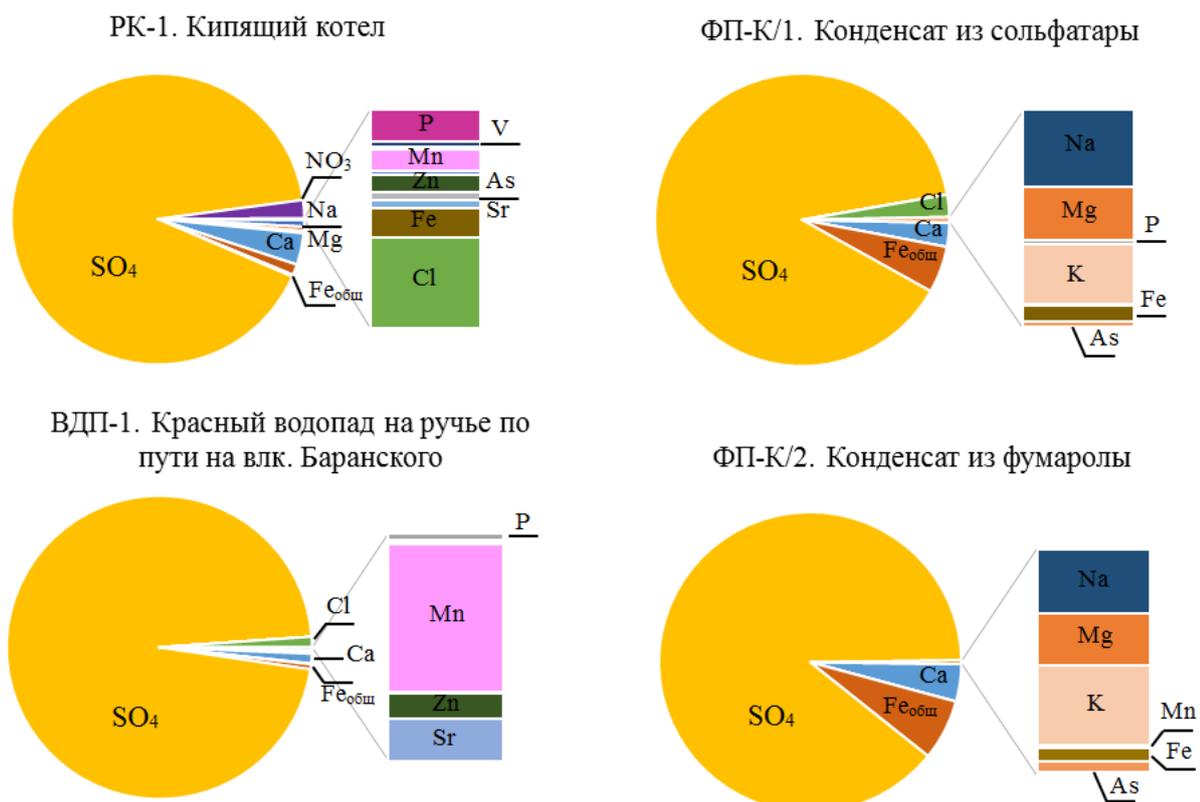


Рис 1. Диаграммы процентного содержания ионов элементов из конденсатов и растворов.

Минералогия

Исходя из данных, полученных при рентгеноспектральном анализе, можно отметить, что новообразованные минералы отобранных образцов представлены, главным образом, сульфатами, гидросульфатами и серой. На рис. 2 изображены несколько снимков минералов. Идиоморфные кристаллы барита содержат примеси Pb и Sr. В кристаллах шестоватого гипса примесей не обнаружено. Кроме того, встречены неидентифицированные фазы: водный сульфат меди с примесью цинка, цирконий-содержащие фазы с незначительными примесями гафния, иттрия, тория, неодима. По данным рентгеноструктурного анализа, в изученных образцах присутствуют: кокумбит и копиапит (гидросульфаты железа), минамит (алюмо-гидросульфат кальция и натрия) и кремерсит (водный хлорид железа, калия и аммония).

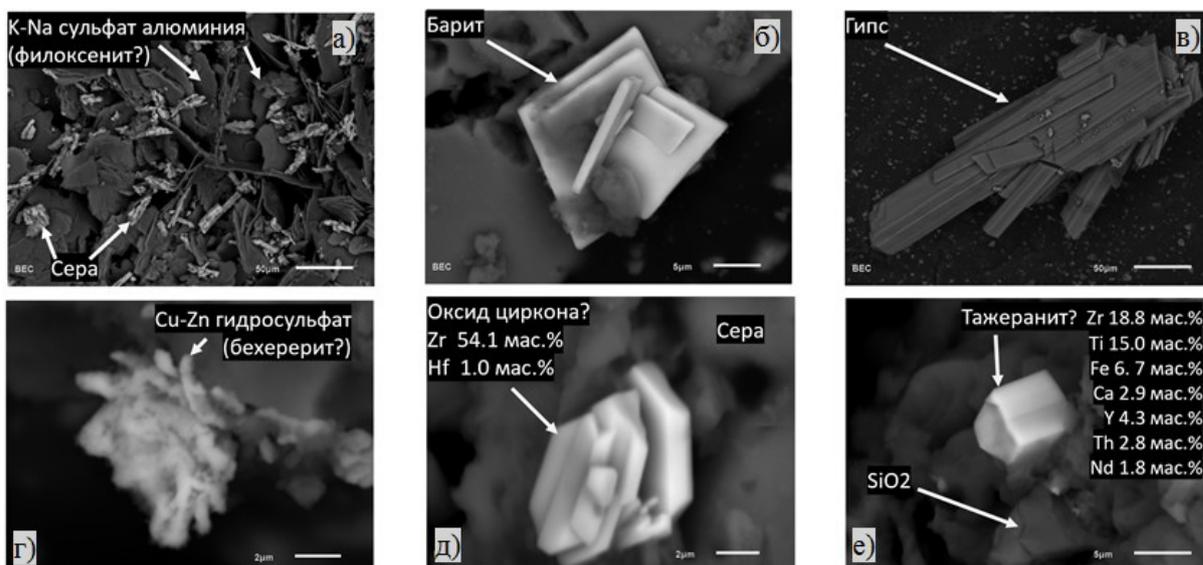


Рис 2. Минеральные фазы из конденсатов: а) К-Na сульфат алюминия; б) барит; в) гипс; г) Cu-Zn гидросульфат; д) оксид циркона с примесями Hf; е) неидентифицированная Ti-Zr фаза с примесями Th и Nd.

Выводы:

1. Термальные воды вулкана Баранского имеют ультракислый состав и относятся преимущественно к Na-Ca-K типу с повышенным содержанием Fe, Mg, As, Sr, Zn, Cu.

2. Новообразованные минералы представлены в основном сульфатами и водными сульфатами.

3. Помимо сульфатов обнаружены цирконий-содержащие минералы с примесями редкоземельных элементов.

4. Формирование описанной минерализации происходит в окислительной обстановке, при взаимодействии с атмосферным воздухом.

Список литературы

1. Бортникова С.Б., Бессонова Е.П., Гора М.П. и др. Газогидротермы активных вулканов Камчатки и Курильских островов: состав, строение, генезис / Отв. ред. О.Л. Гаськова, А.К. Манштейн. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. 282 с.
2. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги / Вед. ред. К.Н. Рудич М.: Наука, 1967. 287 с.
3. Жарков Р.В. Термальные источники Южных Курильских островов / Отв. ред. О.В. Чудаев. Владивосток: Дальнаука, 2014. 378 с.
4. Калачева Е.Г., Таран Ю.А., Котенко Т.А. и др. Ультракислые сульфатно-хлоридные воды вулкана Баранского (о. Итуруп, Курильские о-ва). Состав и вынос магматических и породообразующих компонентов // Вулканология и сейсмология. 2022. № 5. С. 31-48. <https://doi.org/10.31857/S0203030622050054>
5. Таран Ю.А., Знаменский В.С., Юрова Л.М. Геохимическая модель гидротермальных систем вулкана Баранского (о-в Итуруп, Курильские острова) // Вулканология и сейсмология. 1995. № 4/5. С. 95-115.

Применение палинологических данных для определения сезона извержения в прошлом на примере извержения вулкана Новарупта в 1912 году на Аляске, США
Dirksen V.G., Dirksen O.V., Nazarova M.A.

Using pollen data to detect a season of past volcanic eruption: a case study of the 1912 Novarupta eruption in Alaska, USA

Dirksen V.G., Dirksen O.V., Nazarova M.A.

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;
e-mail: dirksenvg@kscnet.ru*

Представлены результаты реконструкции воздействия на экосистемы извержения вулкана Новарупта в 1912 г. на Аляске, США, и апробации методики определения сезона извержения по палеоданным. На основе состава микрофоссилий из тефры установлено, что извержение произошло в мае – июне, и это прекрасно согласуется с известной датой извержения – 6 июня.

Системный мониторинг вулканической активности и ее влияния на природную среду ведется с начала XX века. За это время произошло лишь несколько сильных (VEI 6) извержений. Поэтому очевиден интерес к таким событиям в прошлом, а также к попыткам реконструкции экологических последствий извержений и постэруптивных процессов. Источником необходимой информации служат палеозаписи с высоким временным разрешением различных прокси, в том числе палинологические [7].

Палеоэкологические исследования влияния вулканических извержений на природную среду прошлого достаточно многочисленны и разнообразны. Они основаны на изучении палеозаписей до и после конкретных извержений, фиксируемых в отложениях (в том числе, льдах) слоями соответствующих вулканических пеплов. Однако палеоданные непосредственно из пеплов до сих пор крайне ограничены, а их интерпретация противоречива [6]. Между тем, они несут информацию о природных условиях в момент извержения, в том числе, о времени года.

Данные о сезоне извержений имеют довольно широкое применение. Они используются, например, в палеоклиматическом моделировании и гляциологии. Особую значимость такие данные представляют для реконструкций вулканического поражения экосистем и их последующего восстановления в регионах умеренных и высоких широт, где сезонность ясно выражена. Так, для наземных экосистем наличие снежного покрова в момент извержения смягчает поражающее вулканическое воздействие. Для водных экосистем попадание тефры в воду изменяет ее прозрачность, pH и химический состав, что, в свою очередь, влияет на состояние биоты и биопродуктивность. В целом, замедление процессов функционирования экосистем в зимний период замедляет их реакцию на негативное воздействие и, тем самым, служит им защитой. Напротив, в начале сезона вегетации экосистемы наиболее уязвимы, и поэтому воздействие на них пеплопадов в это время может быть более деструктивным.

При реконструкции воздействия на экосистемы крупнейшего в голоцене извержения на Камчатке Курильское озеро – Ильинская (КО) 7600 ¹⁴C л.н. была предпринята первая попытка установить сезон извержения по составу спорово-пыльцевых спектров (СПС) из тефры [2]. Была предложена методика получения подобного рода данных и их интерпретации [1]. Однако эта методика требует верификации на примере как датированных исторических извержений, так и извержений прошлого с неизвестным сезоном.

В настоящей работе представлены новые данные, полученные для извержения вулкана Новарупта на Аляске 6 июня 1912 г. Это одно из крупнейших извержений последнего времени (VEI 6), достаточно хорошо изученное. Объем изверженных продуктов составил ~11 км³. Отложения пирокластического потока мощностью от ~30 до 230 м заняли обширную территорию [5], названную позднее Долиной десяти тысяч дымов (Valley of Ten Thousand Smokes, VTTS). Это событие можно рассматривать как ближайший современный аналог голоценового извержения КО на

Камчатке, что повлияло на выбор объекта изучения. Кроме того, близость природных условий Аляски и Камчатки (современный вулканизм, ландшафтно-климатические условия, растительность) и наличие объединяющего их этапа развития в прошлом (Берингийский мост суши) облегчает сопоставление данных и их интерпретацию.

Серия из 5 образцов была отобрана из естественного обнажения почвенно-пирокластического чехла (ППЧ) в борте реки Уинди-крик (Windy Creek), у края поля туфов VTTS, где их мощность резко снижается и выклинивается (рис. 1). Снизу-вверх в разрезе были опробованы следующие слои: (1) ~20 см погребенной примитивной почвы (3 обр.); (2) горизонт углей в кровле погребенной почвы на контакте с тефрой (1 обр.); (3) ~30 см пемзовой тефры извержения 1912 г.; из них нижние 3 см – это тонко-/мелкозернистые пески (1 обр.), выше сменяющиеся плохо сортированными песками и мелким гравием (рис. 2). Дополнительно была отобрана серия из 5 образцов с поверхности отложений пирокластического потока в точках с несформированной растительностью на различных стадиях зарастания. Обработка образцов для палинологического анализа проводилась по стандартной методике [4]. Для оценки относительной концентрации таксонов в обработке использовались измеренные объемы материала от 5 до 15 мл, в зависимости от содержания органического вещества. Процентное содержание всех компонентов СПС, включая остатки растительного и животного происхождения (NPP), рассчитывалось от общей суммы пыльцы и спор.

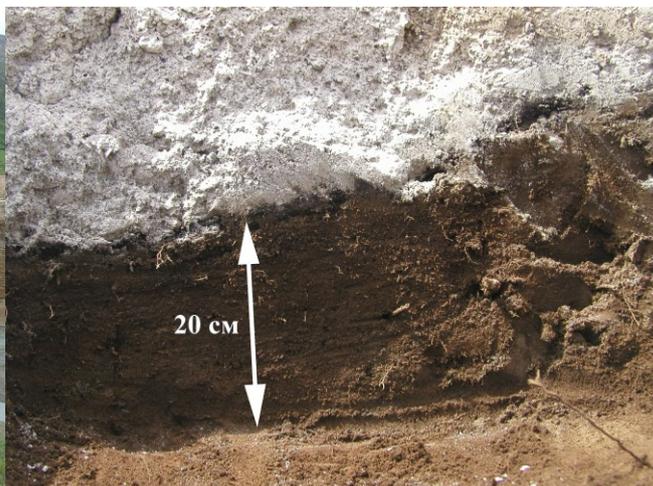


Рис. 1. Местоположение обнажения ППЧ (отмечено звездочкой). На заднем плане виден уступ пирокластического потока. Фото А.Н. Рогозина.

Рис. 2. Обнажение ППЧ крупным планом. Указана мощность погребенной почвы. Фото А.Н. Рогозина.

Три СПС погребенной почвы характеризуются высокой относительной концентрацией. Преобладают травянистые таксоны; среди них доминирующие злаки снизу-вверх заменяются полынью. Постоянно присутствует в небольшом количестве пыльца осок, вересковых, видов разнотравья и споры *Polypodiaceae*. Содоминантом выступает пыльца ольховника в количестве 20-30 %. Единично отмечена пыльца ивы, ели и карликовой березки. Характерно обилие типичных обитателей почв: раковин амёб *Assulina*, *Arcella*, *Centropyxis*; остатков грибов. В верхнем СПС отмечен пик содержания спор *Glomus*.

Состав СПС почвы характеризует природные условия территории до извержения. Постоянная примесь пирокластики в почве свидетельствует о нестабильности условий вулканически активного района, развитии процессов переотложения продуктов прошлых извержений окружающих вулканов. Основные типы растительности района в начале XX века, очевидно, были теми же, что описаны в настоящее время [3, 8], что позволяет соотносить пыльцевые таксоны с конкретными

эдификаторами сообществ и реконструировать растительность прошлого. Можно заключить, что на примитивных почвах палеодолины VTTS растительный покров не был сомкнутым, здесь преобладали злаковые (возможно, вейниковые) и разнотравные сообщества лугового типа. Кустарники из ольховника *Alnus viridis ssp. sinuata* (sitka alder [3, 8], аналог камчатского ольхового стланика *Alnus fruticosa*) занимали горные склоны и борта долины. На водоразделах и выровненных поверхностях доминировали сообщества карликовых кустарничков с преобладанием *Empetrum nigrum* (шикша), участием *Betula nana* (карликовая березка, аналог камчатского вида *Betula exilis*) и видами вересковых (Ericaceae), а также несомкнутые группировки серийной растительности. Из деревьев вероятно присутствие ив и ели *Picea glauca* (white spruce) [8] в виде отдельных групп и разреженных древостоев вдоль рек. В верхнем СПС почвы повышается содержание пыльцы полыни, источниками которой могли быть *Artemisia frigida* и *A. arctica*, широко распространенные на открытых каменистых субстратах. Пик пыльцы полыни и спор *Glomus*, а также общее снижение относительной концентрации пыльцы позволяют говорить об усилении процессов эрозии в палеодолине VTTS к началу извержения Новарупта.

По сравнению с СПС погребенной почвы, СПС современной поверхности туфов VTTS отличаются очень низкой относительной концентрацией таксонов и абсолютным преобладанием пыльцы ольховника (~65-80 %). Травянистых таксонов почти нет: единично отмечены злаки и осоки. В небольшом количестве встречаются споры и пыльца кустарников. Среди деревьев заметна пыльца ели (до ~10 %) и древесной березы. В образцах с примесью органики обильны раковины амёб *Assulina* и *Centropyxis*. Подобный состав СПС характерен для участков с несформированной растительностью: преобладают заносные компоненты при отсутствии пыльцы местных видов и общей низкой концентрации [4]. Поселение почвенных микроорганизмов свидетельствует о начале почвообразования, однако большая часть поверхности туфов VTTS спустя более 100 лет после извержения остается пустынной.

СПС из горизонта углей и тефры по своим характеристикам ближе друг к другу, чем ко всем СПС, рассмотренным выше. Горизонт углей состоит из обугленных остатков тканей растительного и животного происхождения; в нем преобладают крупные фрагменты эпидермиса злаковых растений. В составе СПС доминирует ольховник, много пыльцы карликовой березки. Среди травянистых таксонов преобладают вересковые (~25 %) и злаковые (~20 %), полынь исчезает. Отмечается повышенное участие спор, прежде всего, сфагновых мхов, а также снижение относительной пыльцевой концентрации. Среди NPP таксонов обильны споры грибов *Gelasinospora* sp., обычные в горизонтах углей, и остатки животного происхождения (преобладают Oribatid mites).

СПС из подошвы горизонта тефры отличается всех от остальных. В нем абсолютно преобладает пыльца вересковых (~80 %), скорее всего, различных родов и видов. В небольшом количестве присутствует пыльца ольховника и карликовой березки, единично встречается пыльца ели. Травянистых таксонов почти нет: единично отмечены злаки и осоки. Споры растений также немного: встречаются сфагновые мхи, плауны и *Polypodiaceae*. Количество углей заметно сокращается, но среди них по-прежнему преобладают крупные растительные ткани, включая фрагменты эпидермиса злаковых. Остатков животного происхождения практически нет. Концентрация микрофоссилий выше, чем в слое углей, но ниже, чем в почве. Сохранность пыльцы в целом крайне неоднородная: от обугленных до близких к рецентным зерен. Большая часть пыльцы вересковых несет следы деформации.

Можно заключить, что оба описанных выше спектра синхронны, при этом СПС горизонта углей фиксирует состояние поверхности почвы в конкретной точке в момент извержения, а СПС тефры несет информацию о состоянии геоконплексов на территории большего охвата. Состав углей позволяет предположить, что вейниковые

луга на днище палеодолины VTTS сгорели в начале извержения из-за выпавшей горячей тефры. Однако массовое цветение злаковых в этих сообществах еще не началось: содержание их пыльцы в горизонте углей значительно ниже, чем в почве, а в тефре ее почти нет. Извержение произошло, по-видимому, в период цветения ольховников на склонах палеодолины, поскольку их пыльца преобладает в горизонте углей. Однако самым ярким сигналом, который может служить индикатором сезона извержения, является пик содержания пыльцы вересковых, зафиксированный как в тефре, так и в горизонте углей. Обычно этот пыльцевой таксон встречается в небольших количествах, как, например, в СПС почвы. Аномально высокое содержание пыльцы вересковых указывает на то, что извержение произошло во время массового цветения растений этого семейства. Источниками пыльцы, по-видимому, выступали сообщества карликовых кустарничков на водоразделах палеодолины VTTS. Пыльцевые зерна были захвачены частицами тефры в момент выпадения; можно предположить, что деформация зерен произошла из-за контакта с горячей пирокластикой.

Несмотря на сложности с определением видовой принадлежности поврежденной пыльцы вересковых, можно в довольно узком диапазоне определить время массового цветения их растений-источников на основе фенологических данных [8]. Так, время цветения основного доминанта сообществ кустарничков *Empetrum nigrum* (шикша) май – начало июня; содоминантов *Vaccinium uliginosum* (голубика) – конец мая – июнь; *Arctostaphylos alpina* (арктоус) – середина мая – начало июня; *Ledum palustre ssp. decumbens* (багульник) – июнь. Цветение ольховника, пыльца которого преобладает в горизонте углей, тоже отмечается в мае – июне, что укладывается в интервал времени цветения вересковых. Кроме того, известная дата извержения Новарупта – 6 июня 1912 г. – также попадает в данный интервал времени. Таким образом, можно заключить, что предложенная методика определения сезона доисторических эксплозивных извержений прекрасно работает и может быть использована в будущем для решения широкого круга задач.

Работа выполнена в рамках темы НИР ИВиС ДВО РАН № FWME-2024-0011.

Список литературы

1. Дирксен В.Г., Дирксен О.В. Использование пыльцевых данных для определения сезона и длительности извержений в прошлом // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XXVI Всероссийской научной конференции, посвященной Дню вулканолога, 30-31 марта 2023 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2023. С. 201-204.
2. Дирксен В.Г., Дирксен О.В. Реконструкция восстановления растительности после катастрофического извержения Курильское озеро – Ильинская 7700 ¹⁴С л.н. на Южной Камчатке // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2004. № 3. С. 57-85.
3. Boggs K.W., Klein S.C., Grunblatt J.E., Koltun B. Landcover classes, ecoregions and plant associations of Katmai National Park and Preserve. Natural Resource Technical Report NPS/KATM/NRTR – 2003/001 // National Park Service, Fort Collins, Colorado, 2003. 273 p.
4. Faegri K., Iversen J. Textbook of pollen analysis // The Blackburn Press, Caldwell, New Jersey, 1989. 328 p.
5. Fierstein J., Hildreth W. Preliminary volcano-hazard assessment for the Katmai Volcanic Cluster, Alaska. Open-File Report 00-489 // U.S. Geological Survey, Alaska Volcano Observatory, Anchorage, AK, 2001. 59 p.
6. Mehringer P.J., Blinman E., Petersen K.L. Pollen influx and volcanic ash // Science. 1977. V. 198. № 4314. P. 257-261.
7. Payne R.J., Egan J. Using palaeoecological techniques to understand the impacts of past volcanic eruptions // Quaternary International. 2019. № 499. P. 278-289.
8. Viereck L.A., Little E.L. Alaska trees and shrubs agriculture handbook // United States Dept. of Agriculture, № 410. University of Alaska Press, 1986. 264 p.

Изучение эколого-геохимических характеристик поверхностных вод с применением геоинформационных технологий (на примере р. Камчатка)

Калачева Е.Г., Долгая А.А., Волошина Е.В.

Study of ecological and geochemical characteristics of surface waters using geoinformation technologies (using Kamchatka River as an example)

Kalacheva E.G., Dolgaya A.A., Voloshina E.V.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: adolgaya@kscnet.ru

На примере геохимических данных и экологических показателей воды р. Камчатка показаны базовые возможности многофункциональной геоинформационной системы «Эколого-геохимическая характеристика поверхностных вод Курило-Камчатского региона».

Введение

Экологической безопасности Камчатки в последние годы уделяется особенно много внимания. Наиболее активной и потенциально опасной природной зоной региона является Восточный вулканический пояс и Центральная Камчатская депрессия, где расположены самые активные вулканы полуострова, являющиеся потенциальными загрязнителями окружающей среды. Большинство водотоков областей активного вулканизма «заражены» тяжелыми металлами и токсичными соединениями, формирующими местный гидрохимический фон.

В рамках исследования состояния поверхностных вод сотрудниками Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН ведутся наблюдения на различных водотоках региона, включая крупнейшую реку полуострова – реку Камчатка. Для визуализации накопленного за несколько лет объема гидрогеохимических данных, определения проблемных участков речной сети, требующих пристального внимания и более детального мониторинга, с помощью технологий веб-картографии разработана многофункциональная геоинформационная система «Эколого-геохимическая характеристика поверхностных вод Курило-Камчатского региона». Геоинформационная система создана с использованием программных продуктов компании NextGIS (<https://nextgis.ru/software/>). В настоящий период ГИС находится в стадии накопления информации. По состоянию на март 2025 г. в ГИС содержится 228 пунктов мониторинга, в описании к которым приводится краткая характеристика водотоков, прикреплен фотографический материал с мест опробования. Дополнительно показано местоположение и кратко охарактеризованы очаги разгрузок термоминеральных вод.

Общая характеристика р. Камчатка

Река Камчатка – главная водная артерия Камчатского полуострова протяженностью 758 км и площадью водосбора ~56 000 км². Повышенный интерес к экологическому состоянию экосистем бассейна р. Камчатка заключается в том, что, несмотря на небольшую антропогенную нагрузку, данная территория подвержена значительному влиянию вулканических и гидротермальных процессов. Вулканогенными отложениями сложена долина реки; преобладание туфов в верхней части разреза, высокая трещиноватость и пористость лавовых пород создают благоприятные условия для циркуляции метеорных вод и обогащению минеральными комплексами. Увеличивают минерализацию воды пеплы активных вулканов Ключевской, Безымянный, Шивелуч, поступающие в водосборную площадь во время извержений. Еще одним фактором влияния на химический состав реки Камчатка являются термальные воды, разгружающиеся в бассейнах ее притоков (рис. 1).

Химический состав воды р. Камчатка

В ходе экспедиционных работ 2021-2024 гг. р. Камчатка была опробована от истоков до устья на ключевых участках, определяющих основные факторы формирования химического состава реки (рис. 1), а также на ее основных притоках. Наблюдения в меженный период показали, что во всех точках опробования ее воды пресные с минерализацией менее 150 мг/л и содержанием диоксида кремния 20-25 мг/л. На всем протяжении вода реки имеет близнеутральный рН (6.4-7.5), относится к гидрокарбонатному кальциевому типу. Суммарное количество микроэлементов в ее истоках и до с. Долиновка в среднем составляет ~130 мкг/л. Значительное их увеличение (до 675 мкг/л) наблюдается при приближении реки к Ключевской группе вулканов (точки опробования с. Атласово, Козыревский мост и с. Майское). Резкий скачок в количестве микроэлементов наблюдается в районе п. Ключи (до 2 мг/л) и снижение до 760 мг/л в устье реки.

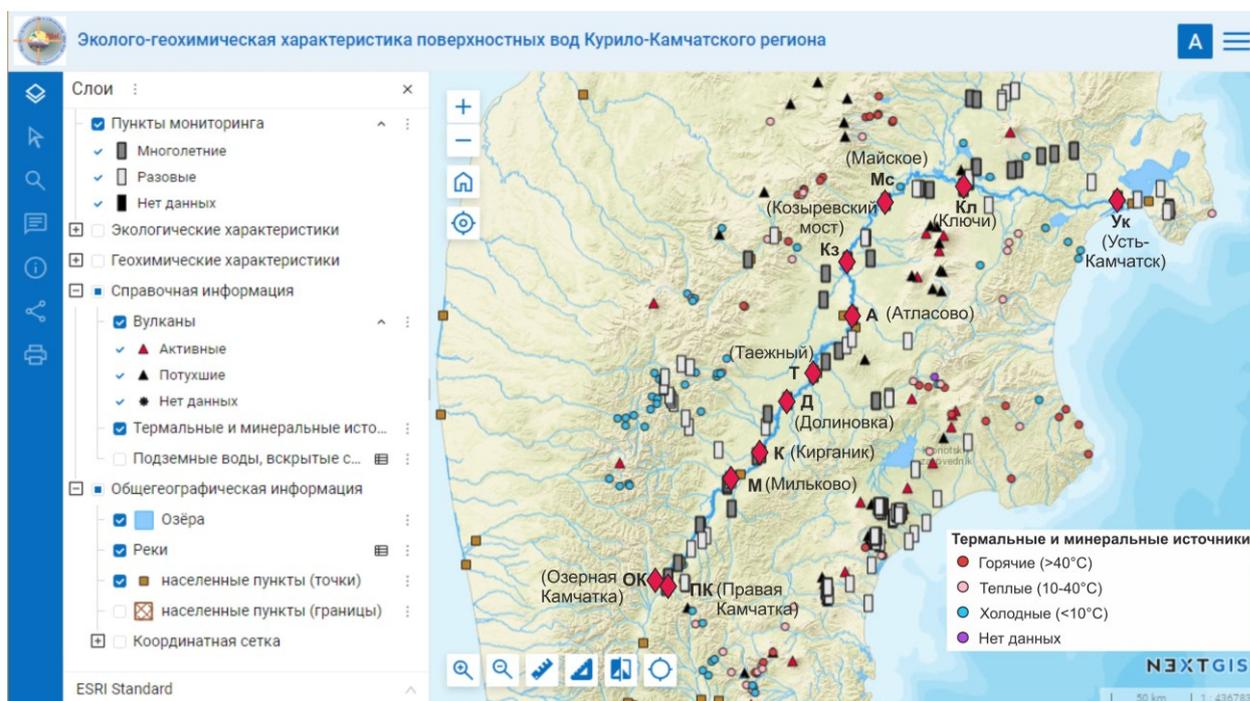


Рис. 1. Вид окна web-ГИС «Эколого-геохимическая характеристика рек Камчатки» и размещение основных постов наблюдения за химическим составом речных вод.

Оценка степени загрязнения реки по гидрохимическим показателям

Оценка степени загрязнения вод реки тяжелыми металлами, токсичными элементами и другими нормируемыми показателями выполнена путем сравнения с установленными нормами предельно допустимых концентраций (ПДК) в водных объектах рыбохозяйственного значения [1]. Для элементов, у которых такие значения не установлены, приняты ПДК для водных объектов хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования по ГН 2.1.5.1315-03, для урана – по ГН 2.1.5.2280-07. Кроме того, согласно этим гигиеническим нормативам, в расчетах использованы ПДК для Li, Be, Cr, As, Cd и Ba как более строгие по сравнению с нормативами для рыбохозяйственных водоемов. Выполненная оценка санитарно-гигиенического состояния вод р. Камчатка в осеннюю межень показала превышение для водных объектов рыбохозяйственного значения [1]: Al, V, Mn, Fe, Cu, Zn, As (таблица).

На всем протяжении реки фиксируется превышение ПДК по ванадию (в 1-7 раз) для водных объектов рыбохозяйственного значения. Ванадий является важным показателем экологичности района как токсичный рассеянный элемент,

концентрирующийся в процессе техногенеза. Учитывая крайне низкую нагруженность долины реки производственными предприятиями, способными загрязнять гидросеть данным химическим элементом, наиболее вероятным источником ванадия в речных водах могут быть вулканогенные породы основного состава, широко распространенные на Камчатке. Однако следует отметить, что содержание ванадия в количестве 5-7 мкг/л, которое выявлено в воде р. Камчатка, не опасно при использовании воды для хозяйственно-питьевых нужд. Предельно допустимые концентрации в данном случае составляют 100 мкг/л.

Таблица. Элементы, по которым выявлены превышения ПДК в отдельных гидропостах, и коэффициенты превышения ПДК в речных водах, мкг/л

	ПДК, ХП/РХ	Класс опасности, ХП/РХ	ПК	ОК	М	Д	Т	А	Кз	Мс	Кл	УК
Al	20/40	III/IV	0.29	0.33	0.99	0.44	5.77	3.02	3.19	9.54	31.02	9.27
V	100/1	III/III	5.51	1.10	1.97	1.94	2.02	2.56	5.91	6.05	7.69	6.43
Mn	100/10	III/IV	0.02	0.01	0.31	0.03	1.05	1.15	1.43	0.97	4.61	2.13
Fe	300/100	II/IV	0.03	0.03	0.38	0.10	1.23	1.47	1.68	1.98	8.60	2.89
Cu	100/1	III/III	0.63	0.29	0.45	0.60	1.93	1.42	1.18	1.89	5.01	2.48
Zn	5000/10	III/III	0.43	0.09	0.18	0.06	0.47	0.98	0.15	0.96	1.52	1.71
As	10/10	I/III	0.11	0.06	0.53	0.06	0.24	3.65	7.04	1.14	5.20	1.02

Примечание: ПДК – предельно допустимые концентрации вредных веществ в водах; ХП – хозяйственно-питьевые нужды; РХ – рыбохозяйственного значения.

Для ряда других элементов (Al, Mn, Fe, Cu, Zn, As) превышения ПДК выявлены преимущественно в нижнем течении. Обращает на себя внимание обнаруженная аномалия по мышьяку, максимальные превышения ПДК (в 7 раз) которого обнаружены в районе Козыревского моста и в п. Ключи. Мышьяк – редкий элемент повышенной токсичности (I класс опасности) с высоким коэффициентом миграции, представляет угрозу для людей и животных. Избыток мышьяка в воде провоцирует его быстрое накопление в организме, приводит к отравлению, эрозии кожного покрова. Обычно мышьяк в больших количествах присутствует в воде в регионах с развитой промышленностью, что исключено в исследуемом районе. Наиболее вероятным источником поступления мышьяка в воду служат подземные воды, циркулирующие в вулканических отложениях склонов активных вулканов Ключевской группы и разгружающиеся непосредственно в русло реки. Мощные разгрузки таких вод встречены вблизи п. Козыревск и вблизи п. Ключи. Состав вод в районе п. Козыревск – предмет дальнейших исследований, а в холодных источниках, разгружающихся вблизи п. Ключи, обнаружен мышьяк в количестве 15-20 мкг/л, что в 2 раза превышает ПДК для хозяйственно-питьевых нужд и рыбохозяйственного значения. В районе п. Ключи выявлены также максимальные превышения ПДК в отношении алюминия и железа, в 30 и 8 раз соответственно, что также связано с продуктами вулканической деятельности.

Расчитанные превышения ПДК содержания вредных веществ в пробах также можно посмотреть в ГИС. В соответствии с нормативными документами все проанализированные микроэлементы разделены на различные классы опасности. Каждому элементу присвоен свой условный знак. На рис. 2 показаны пункты мониторинга, в которых наблюдается превышение ПДК для вод, используемых для рыбохозяйственной деятельности. Таблицу объектов слоя можно сортировать по различным столбцам. На рисунке видно, что в некоторых пробах обнаружены концентрации свинца, в 6 раз превышающие предельно разрешенный уровень.

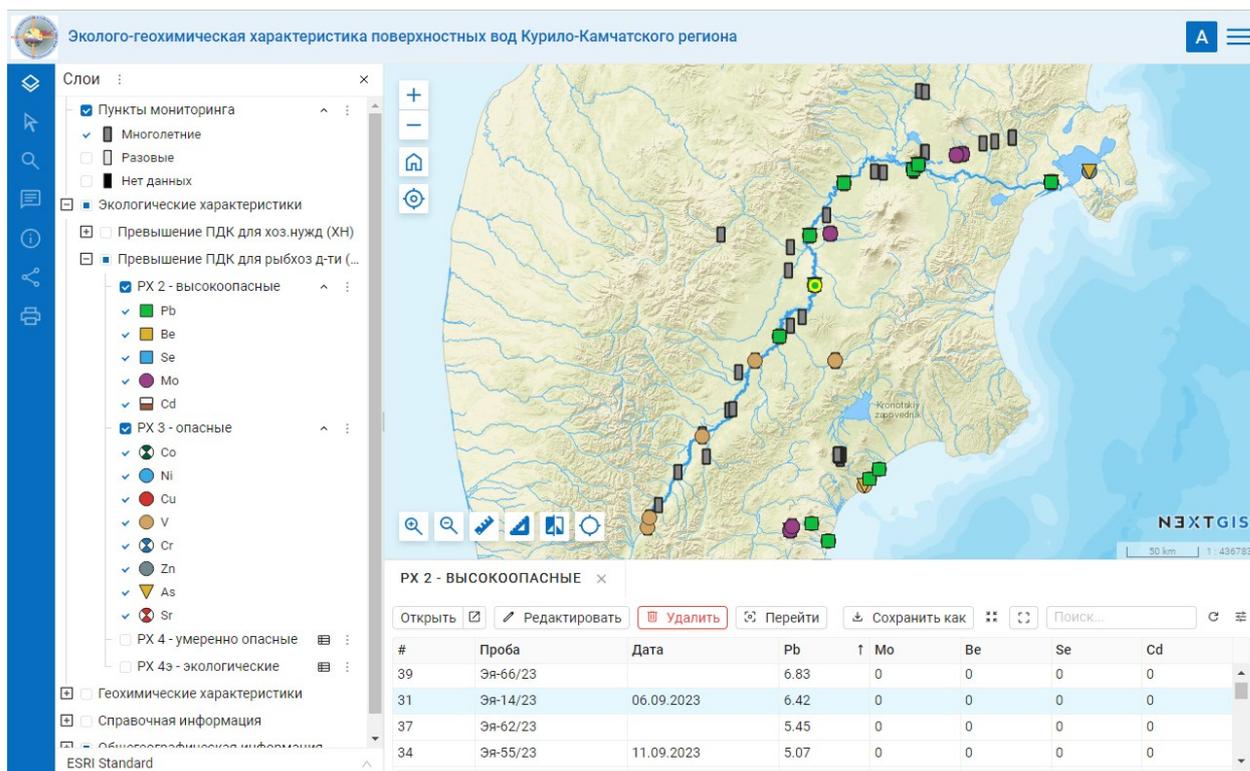


Рис. 2. Отображение на карте пунктов мониторинга, в которых наблюдается превышение ПДК высокоопасных и опасных микроэлементов для воды, используемой в рыбохозяйственной деятельности.

Выводы

Выполненная оценка санитарно-гигиенического состояния вод р. Камчатка в осеннюю межень показала превышение для водных объектов рыбохозяйственного значения: Al, V, Mn, Fe, Cu, Zn, As. Крупная аномалия по содержанию мышьяка определена в районе п. Козыревск. Для ряда других элементов (Al, Mn, Fe, Cu, Zn, As) превышение ПДК выявлены преимущественно в нижнем течении реки.

Созданная геоинформационная система является удобным инструментом для визуализации и анализа собранных данных об эколого-геохимических характеристиках поверхностных вод полуострова Камчатка. Планы развития системы связаны с расширением географического охвата на другие реки Камчатки и Курильских островов. В будущем разрабатываемая ГИС должна стать единой точкой доступа к различным блокам геохимических и экологических данных о речных и озерных водах Курило-Камчатского региона.

Исследование выполняется в рамках темы НИР ИВиС ДВО РАН «Мониторинг влияния вулканической и гидротермальной активности на химический состав рек Камчатки» (FWME-2024-0014).

Литература

1. Приказ Минсельхоза Российской Федерации № 552 от 13.12.2016 г. (ред. от 12.10.2018 г. и от 10.03.2020 г.) «Об утверждении нормативов качества воды водных объектов рыбохозяйственного значения, в том числе нормативов предельно допустимых концентраций вредных веществ в водах водных объектов рыбохозяйственного значения». [Электронный ресурс]. URL: <https://docs.cntd.ru/document/420389120> (дата обращения: 28.04.2023).

Пепел вулкана Шивелуч (п-ов Камчатка): эколого-геохимическая характеристика водных вытяжек

Калачева Е.Г., Сергеева А.В., Волошина Е.В., Эрдниева Д.Ю., Богатко Н.П., Мельников Д.В.

Shiveluch volcano ash (Kamchatka peninsula): ecological and geochemical characteristics of water hoods

Kalacheva E.G., Sergeeva A.V., Voloshina E.V., Erdnieva D.Yu., Bogatko N.P., Melnikov D.V.

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;
e-mail: keg@kscnet.ru*

В работе представлены результаты лабораторных экспериментов по взаимодействию метеорной и дистиллированной воды с пеплом вулкана Шивелуч извержения 11-13 апреля 2023 г. Изучено поведение макро- и микроэлементов в водном растворе. Сделана экологическая оценка водных вытяжек.

Вулканический пепел содержит растворимые соли и микроэлементы в подвижной форме, которые при взаимодействии с атмосферными осадками/поверхностными водами легко переходят в раствор. Следствием поступления в речную сеть и грунтовые воды большого количества макрокомпонентов и микроэлементов, включая тяжелые металлы и токсичные элементы, может стать ухудшение качества питьевых вод, повышение содержания нормируемых примесей.

Ежегодно на Камчатке в стадии эруптивной активности находятся от трех до шести вулканов. В их число всегда попадают вулканы, входящие в состав Северной группы: Ключевской, Безымянный, Шивелуч. Шивелуч – самый северный действующий вулкан полуострова. Следствием пароксизмального извержения этого вулкана, произошедшего в апреле 2023 г., стало выпадение значительного объема пепла в расположенных близко к вулкану населенных пунктах.

Лабораторные эксперименты с пепловыми вытяжками

Целью первого эксперимента (Эксперимент № 1) стало определение динамики перехода растворенных макро- и микрокомпонентов в водную среду. Для этого подготовленные стандартным методом водные вытяжки отстаивались различное количество дней (1, 7, 14 суток, 1, 2, 3 месяца) без дополнительного взмучивания. По истечении установленного времени пробы отфильтровывались для дальнейшего химического анализа.

Целью второго эксперимента (Эксперимент № 2) стало определение скорости вымывания водорастворимых солей из пеплов, выпавших на землю, атмосферными осадками, а также изучение составов сформированных водных растворов. Для этого разложенный на фильтровальной бумаге в специализированной таре с двойным дном пепел накрывался полностью снегом, отобранном за пределами г. Петропавловск-Камчатский. Раствор, получившийся в процессе естественного таяния снега и взаимодействия с пеплом, в дальнейшем был проанализирован. Дополнительно, высохший пепел дважды проливался талой водой, каждый раз новой порцией с интервалом в 1 сутки, для моделирования выпадения жидких осадков. Полученные растворы также были проанализированы. Соотношение массы пепла и воды/снега было приблизительно 1:10 в каждой итерации, на 100 г пепла приходился примерно 1 кг снега/1 л воды.

Анализ макрокомпонентов был сделан авторами по методикам, лежащим в области аккредитации Аналитического центра ИВиС ДВО РАН. Содержание микроэлементов было выполнено в Центре коллективного пользования Дальневосточного геологического института ДВО РАН.

Макрокомпонентный состав водных вытяжек

Результаты проведенных экспериментов показали, что пепел содержит до 20 вес. % водорастворимых веществ. Согласно Эксперименту № 1, практически весь возможный объем (13 г) из навески в 100 г растворяется в первые сутки. Водная вытяжка имеет сульфатно-хлоридный кальциевый состав с минерализацией 1.3 г/л и $pH=4.5$. Концентрация сульфат-ионов достигает 700 мг/л, хлорид-ионов – 190 мг/л. Увеличение периода отстаивания водных вытяжек способствует снижению pH до 3.7 за счет продолжающихся процессов окисления, растворения некоторых сульфатных солей и увеличения концентрации SO_4^{2-} . Вследствие этого процесса происходит увеличение минерализации раствора.

Эксперимент № 2 показал, что основная масса хорошо растворимых хлоридов натрия и калия вымывается из пеплов при первом взаимодействии с атмосферными осадками (рис. 1а). Также быстро падает содержание солей магния, одинаково хорошо растворимых как в сульфатных, так и в хлоридных комплексах. Следовательно, и в природных условиях пепел будет промываться от этих компонентов достаточно быстро.

Несколько иначе выглядит динамика концентрации ионов, образующих малорастворимые соединения, такие как фторид и сульфат кальция. Концентрации этих ионов падают медленно, и для достижения уровня талых вод требуется многократное промывание: примерная оценка по кальцию показывает, что необходимо более 20 раз промыть пепел (рис. 1б), тогда как наш эксперимент был прерван после третьего промывания пепла. Содержание фторид-иона (рис. 1а) при промывании представляет собой промежуточный случай между хорошо и плохо растворимыми соединениями. Фториды кальция и магния малорастворимы, а фториды щелочных металлов, напротив, растворяются хорошо. Видимо, поэтому фторид-ион поступает в воды медленнее, чем хлорид, но быстрее, чем сульфат кальция.

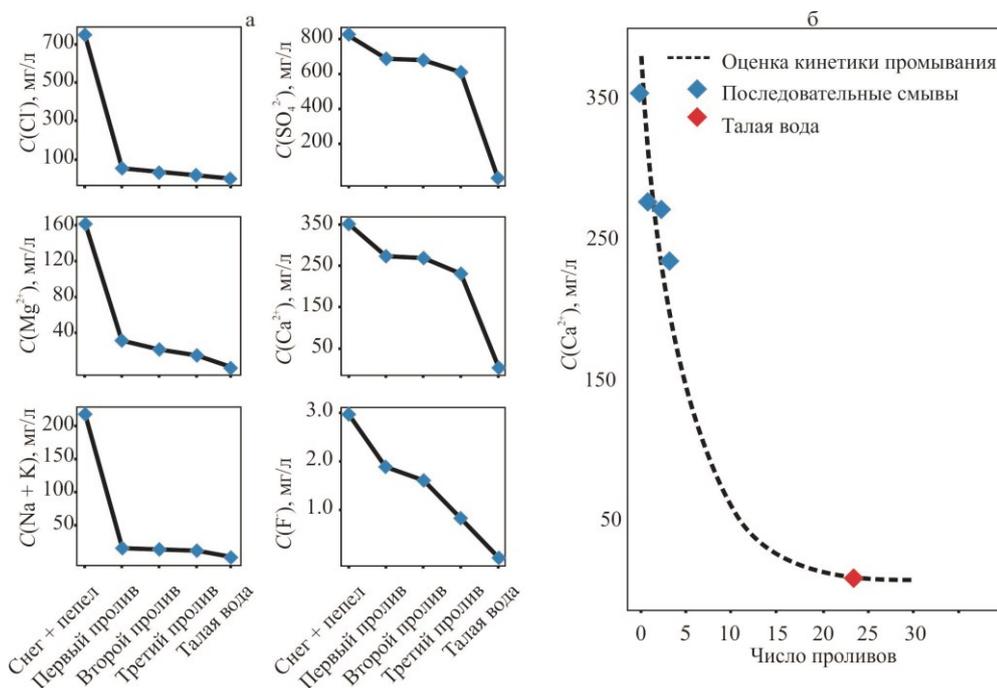


Рис. 1. Динамика изменения состава талых вод, последовательно промывающих пепел вулкана Шивелуч (а) и приблизительная оценка динамики вымывания кальция из малорастворимой части солевого комплекса пепла (б).

Микроэлементный состав водных вытяжек

В водную вытяжку элементы могут попадать не только из вмещающей породы, составляющей основу вулканических пеплов, но и привноситься с магматическим флюидом, взаимодействующим с пеплами. Для определения источников поступления элементов в раствор рассчитаны коэффициенты переноса элементов между

вмещающей породой и раствором. При изучении кислых вулканических вод в качестве нормирующего элемента используется магний из-за его консервативного поведения в кислых флюидах [1]. Поскольку водные вытяжки из пеплов активных вулканов являются аналогами кислых вулканических вод, в качестве нормирующего элемента мы также используем магний.

На графике (рис. 2) представлены нормированные значения для суточной водной вытяжки (1с/23) и для вытяжки, которая отстаивалась два месяца (2м/23). Распределение коэффициентов переноса достаточно типично для кислых вулканических вод.

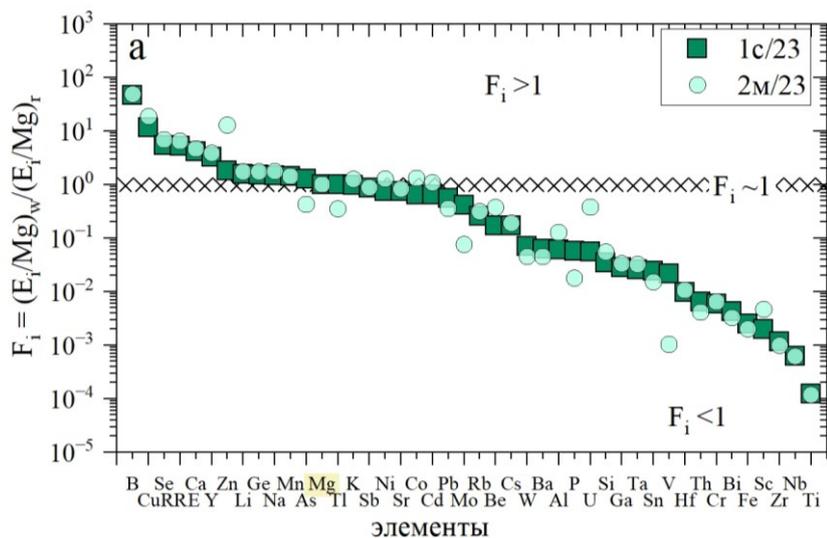


Рис. 2. Коэффициенты переноса элементов в водных вытяжках пеплов вулкана Шивелуч.

Водные вытяжки свежих пеплов содержат высокие по отношению к содержанию в породе вулкана Шивелуч концентрации летучих компонентов (бор, селен), поступающие вместе с магматическими газами. Как следствие неравномерного выщелачивания твердой фазы пеплов в растворе зафиксированы повышенные концентрации кальция, меди и редкоземельных элементов. Редкоземельные элементы переходят в воду всем спектром (за исключением европия) пропорционально содержанию в породе. На уровне породных отношений находятся некоторые щелочные (Li, Na, K, Sr), высокозарядные (Y, Pb) и переходные (Zn, Ni, Co, Mn) металлы. Для остальных элементов, включая породообразующие (Fe, Al, Si, Ti), коэффициенты переноса очень низкие, следовательно, в раствор переходит только незначительная их часть. Все они могут оставаться в твердофазных соединениях пеплов и не переходить в раствор при данных условиях или быть потеряны в процессе образования вторичных малорастворимых фаз до начала проведения эксперимента.

Экологическая характеристика водных вытяжек из пеплов

Поскольку пепловые выбросы активных вулканов являются потенциальными загрязнителями природных вод, одним из ключевых моментов изучения водных вытяжек является оценка состояния этих растворов в отношении уровня содержания нормируемых элементов по установленным ГОСТам качества воды. Оценка степени загрязнения растворов тяжелыми металлами, токсичными элементами и другими нормируемыми показателями выполнена путем сравнения полученных данных с установленными нормами предельно допустимых концентраций в объектах хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования по ГН 2.1.5.1315-03 (КПДК = С_г/ПДК_г) и по СанПиН 1.2.3685-21.

Выполненная оценка санитарно-гигиенического состояния водных вытяжек свежих пеплов извержения вулкана Шивелуч показала превышение предельно-

допустимых концентраций (ПДК), установленных для водных объектов питьевого назначения для ряда элементов разных классов опасности (таблица).

Таблица. Превышение предельно-допустимых концентраций в водных вытяжках пеплов вулкана Шивелуч

	SO ₄	F	Li	Be	B	Al	Mn	Ni	Cu	Cd	Tl
1 сутки	1.5	3.1	1.5	0.9	1.5	196	18	2.9	5.9	1	3.6
2 месяца	2.0	3.1	1.6	1.9	1.5	391	17	4.7	9	1.6	1.2
Полгода*	нет превышения					14	нет превышения				

Примечание. Содержание Ti, V, Cr, Fe, Co, Zn, As, Se, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Sn, Sb, Cs, Ba, Pb <ПДК; * – пепел, отобранный спустя полгода после извержения.

Из высокоопасных элементов в водных вытяжках наблюдается превышение ПДК в 1.5-4.7 по Li, B, Ni, Cd. Следует отметить, что, попадая в раствор, эти элементы не связываются в минеральные комплексы со временем, остаются в растворе в тех же концентрациях, или происходит их накопление. Среди опасных элементов выявлены максимальные превышения ПДК для алюминия, марганца, меди. Максимальный негативный эффект привносит алюминий. Это единственный элемент, содержание которого превышает ПДК (в 14 раз) и в водных вытяжках пеплов, пролежавших полгода в естественных условиях в окрестностях п. Ключи. По остальным нормируемым элементам в этих вытяжках нет превышений предельно-допустимых концентраций, установленных для объектов хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования.

Выводы

Эксперименты по взаимодействию пеплов с метеорными водами показали, что система «вода-пепел» является динамичной, в ней присутствуют как быстрые процессы, так и медленные. Водные вытяжки свежих пеплов содержат высокие по отношению к содержанию в породе вулкана Шивелуч концентрации летучих компонентов (бор, селен), поступающие вместе с магматическими газами. Как следствие неравномерного выщелачивания твердой фазы пеплов в растворе зафиксированы повышенные концентрации кальция, меди и редкоземельных элементов. На уровне породных отношений находятся некоторые щелочные, высокозарядные и переходные металлы. Для остальных элементов, включая порообразующие, коэффициенты переноса очень низкие.

Пепел является источником пролонгированного поступления нормируемых примесей в питьевые воды, что влияет на качество последних. Максимальные превышения предельно допустимых концентраций выявлены для алюминия, марганца, меди и кадмия. Кроме того, растворимый комплекс пеплов может являться основой для формирования регионального гидрохимического фона вблизи активных вулканов, что по косвенным признакам наблюдается в районе Северной группы вулканов Камчатки. Однако, это является предметом наших дальнейших исследований.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИВиС ДВО РАН по теме «Мониторинг влияния вулканической и гидротермальной активности на химический состав рек Камчатки» (FWME-2024-0014), выполняемой в рамках «Межведомственной программы комплексных научных исследований Камчатского полуострова и сопредельных акваторий в 2024-2026 гг.».

Список литературы

1. *Varekamp J.C.* The chemical composition and evolution of volcanic lakes // *Volcanic Lakes. Advances in Volcanology.* Rouwet D., Christenson B., Tassi F., Vandemeulebrouck J. (Eds.). Springer-Verlag, 2015. P. 93-123.

Оценка химического загрязнения почв города Северо-Курильск (остров Парамушир) в 2024 г.

Климова А.В.^{1,2}, Мартыненко Д.О.^{1,3}, Позолотина Л.А.³, Ильюшенко Н.А.¹, Сергеева А.В.³

Assessment of chemical pollution of soils in Severo-Kurilsk (Paramushir Island) in 2024

Klimova A.V., Martynenko D.O., Pozolotina L.A., Ilyushenko N.A., Sergeeva A.V.

¹ Камчатский государственный технический университет, г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: anna.klimovae@mail.ru

² Камчатский филиал Тихоокеанского института географии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

³ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

Приведены данные по содержанию металлов в почвах г. Северо-Курильска, собранных в 2024 г. Комплексная оценка состояния почв по геохимическим методам выявила средний уровень загрязнения для большинства исследованных станций, однако применение токсикологических методов определило только две из них как представляющих экологический риск.

Введение

Город Северо-Курильск (остров Парамушир, Курильские острова) расположен в 7 км от активного влк. Эбеко (рис. 1а-г). Только за период с ноября 2023 г. по июнь 2024 г. было зарегистрировано 233 пепловых выброса вулкана желтого и оранжевого уровней опасности (рис. 1д). При этом часто в зоне пеплопадов находилась территория города, поскольку преобладающие направления выбросов приходились на северо-восток, юго-восток и реже на восток. В то же время, основная производственная мощность города сконцентрирована на обеспечение работы порта, являющегося важным логистическим пунктом у берегов Северных Курильских островов. Присутствие регулярных природных источников поступления элементов в почвенно-растительный покров городской территории позволяет предположить наличие здесь завышенных природно-фоновых уровней некоторых тяжелых металлов. В этой связи представляет отдельный прикладной интерес оценка эколого-химического состояния почв в окрестностях г. Северо-Курильск.

Материалы и методы

Сбор почвенных образцов производили с 8.06.2024 г. по 11.06.2024 г. в северо-восточной части о. Парамушир (рис. 1е): в районе мыса Средний (станции 1, 2), на правом берегу р. Савушкина (ст. 3), на спуске к берегу (ст. 4); остальные районы сбора находились в границах г. Северо-Курильск: городская свалка ТКО (ст. 5), скала Тур (ст. 6), гора Маяк (ст. 7, 8, 9), морской порт (ст. 10), промышленная зона (ст. 11), центр города (ст. 16), возле озера (ст. 12, 13, 14), котельная (ст. 15); проба пепла – на склоне в низине (ст. 14). При расчетах и сравнениях за фоновый участок принимали станцию 14.

Пробоподготовку образцов выполняли в системе кислотного разложения проб Ethos UP (Milestone, Италия). Валовое содержание металлов (Zn, Mn, Cu, Ni, Cr, Pb, Cd) в растворах определяли с помощью атомно-эмиссионного спектрометра с микроволновой плазмой AES-MP 4200 (Agilent Technologies). Значения содержания элементов в пробах приведены в мг/кг сухой массы.

По каждому из проанализированных элементов дана оценка загрязнения на основании установленных показателей ПДК/ОДК – коэффициента опасности (K_o) [5], индексов геоаккумуляции (I_{geo}) и загрязнения (PI) [2]. Для комплексной оценки суммарного загрязнения почв металлами применяли геохимические индексы загрязнения (индекс нагрузки загрязнения (PLI), интегрированный индекс загрязнения Немерова (NPI) [2], суммарный показатель загрязнения (Zc) [6] и токсикологические показатели (показатель потенциального экологического риска ($PERI$) и коэффициент суммарного токсикологического загрязнения почв металлами (Pt)) [1].

Анализ преобладающих направлений шлейфа, частоты и уровня опасности пепловых выбросов за период с 02.11.2023 по 15.06.2024 гг. выполнен на основе данных мониторинга активности влк. Эбеко (<https://www.emsd.ru/~ssl/monitoring/>), проведенного сотрудниками лаборатории исследований сейсмической и вулканической активности КФ ФИЦ ЕГС РАН.

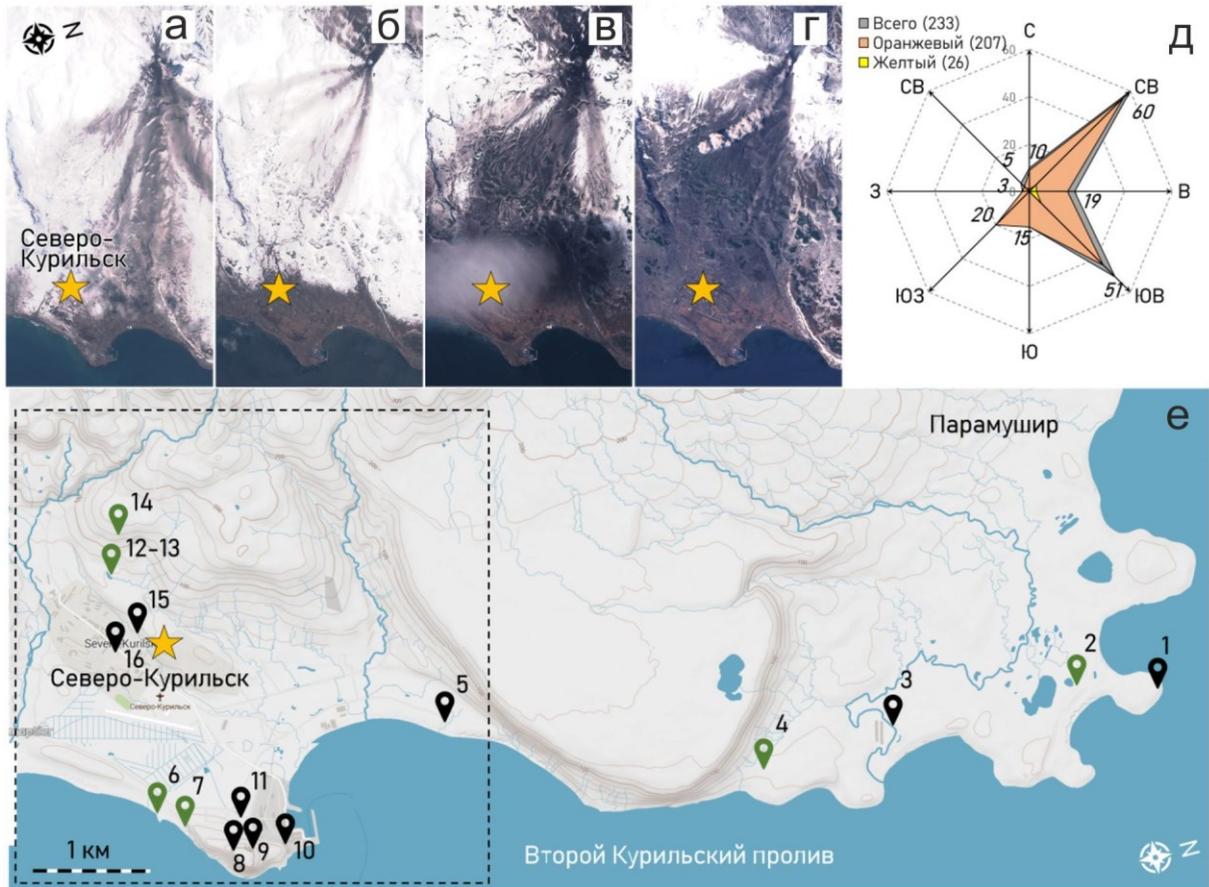


Рис. 1. Зоны пеплопадов и район исследований в северо-восточной части о. Парамушир: а – спутниковый снимок от 30.04.2023 г., б – спутниковый снимок от 25.05.2023 г., в – спутниковый снимок от 27.05.2023 г., г – спутниковый снимок от 24.04.2024 г., д – направление и частота пепловых выбросов (желтого и оранжевого уровней опасности) влк. Эбеко за период ноябрь 2023 г. – июнь 2024 г., е – карта-схема района отбора проб. Станции 1, 3, 5, 8-11, 15, 16 – зоны антропогенного воздействия, станции 2, 4, 6, 7, 12-14 – условно-фоновые зоны.

Результаты и обсуждение

Уровни содержания металлов в собранных образцах почв и пепла г. Северо-Курильск приведены в таблице. Для большинства из них, за исключением Cd, характерна значительная вариация. Валовое содержание элементов в образце пепла сопоставимо с минимальными значениями для таковых в почвах города, однако содержание Cd здесь выше, чем в большинстве исследованных почв г. Северо-Курильск, кроме ст. 10, 11, 15 и 16.

Анализ уровней содержания проанализированных металлов в почвах окрестностей г. Северо-Курильск выявил более низкие значения Zn, Cr и Pb, чем в почвах Камчатки [2] и других Курильских островов [4] (таблица). При этом концентрация Cd в почвах условно-природных зон была в 2 и более раз выше фоновых значений для почв Камчатки и Южных Курильских островов. Только соотношения концентраций Cu и Ni в исследованных почвах были сопоставимы между Северными и Южными Курильскими островами.

Таблица. Содержание элементов в почвах и пеплах г. Северо-Курильск, собранных в 2024 г.

Статистический показатель	Mn	Zn	Cu	Ni	Cr	Pb	Cd
Почвы г. Северо-Курильск (n=16)							
Минимум, мг/кг	68.6	17.4	20.1	0.004	2.8	0.3	0.6
Максимум, мг/кг	1467.4	360.0	70.6	23.8	11.2	43.4	1.3
Медиана, мг/кг	176.0	41.2	33.0	6.7	5.7	3.8	0.8
Пепел о. Парамушир, мг/кг							
Среднее, мг/кг	41.1	16.8	42.0	0.2	1.2	–	0.97
Почвы о. Кунашир, мг/кг [4]							
Среднее, мг/кг	–	147.0	20.0	7.1	17.0	25.0	0.37
Почвы о. Итуруп, мг/кг [4]							
Среднее, мг/кг	–	71	21.0	5.5	14.9	16.0	0.26
Почвы северной провинции Камчатки, мг/кг [3]							
Среднее, мг/кг	1100	75.0	56.6	24.4	65.5	5.0	0.2

Оценка загрязнения станций по отдельным веществам (PI и $Igeo$) выявила существенные аномалии в содержании Mn ст. 1, Zn в ст. 1 и 11, Ni в ст. 8 и Pb ст. 5, 7, 10 и 11 (рис. 2а, б). Превышения предельно допустимых концентраций металлов установлены для районов антропогенного воздействия по Zn (ст. 1), Cu (ст. 8) и Cd (ст. 15 и 16) (рис. 2в). Комплексная оценка состояния почв по геохимическим методам определила среднюю степень загрязнения для всех исследованных станций, кроме ст. 13, расположенной менее чем в 1 км от фоновой мониторинговой площадки (с. 14). При этом чрезвычайно высокая степень загрязнения по индексам PLI , NPI и Zc зафиксирована для станций 1, 5, 8 и 11 (рис. 2г). Токсикологические методы установили слабый уровень загрязнения для ст. 8, 10, 11 и средний для ст. 5 (рис. 2д).

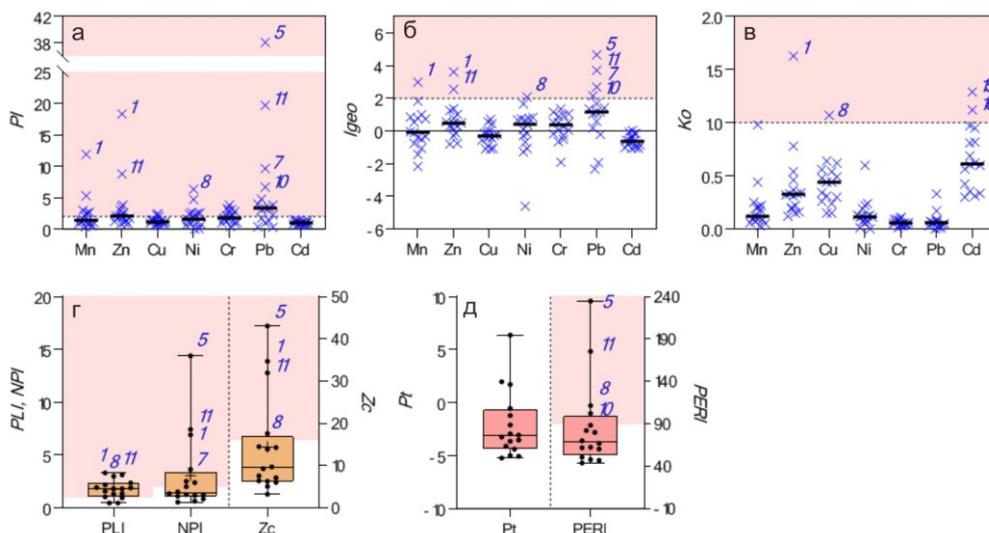


Рис. 2. Оценка экологического состояния почв г. Северо-Курильск по отдельным загрязняющим веществам (а – PI , б – $Igeo$, в – Ko) и суммарная оценка загрязненности тяжелыми металлами по комплексу применяемых эколого-геохимических (г – PLI , NPI и Zc) и токсикологических (д – Pt и $PERI$) методов.

Сравнение разных подходов к оценке загрязнения металлами исследованных почв позволяет констатировать более завышенные значения всех проанализированных показателей при использовании эколого-геохимических методов (PI , $Igeo$, PLI , NPI и $PERI$), в то время как токсикологические методы (Ko , $PERI$ и Pt) выявляют либо незначительный уровень загрязнения, либо допустимый (рис. 3а). Применение разработанного авторами консенсусного подхода к оценке экологического состояния почв на основе совместного использования группы методов поддерживает только два

района с потенциальным экологическим риском – ст. 5 и 11 (рис. 3б, в). Эти станции расположены в зоне хронического антропогенного воздействия – у общегородского объекта размещения ТКО (ст. 5) и в промышленной зоне с участком для хранения металлолома (ст. 11).

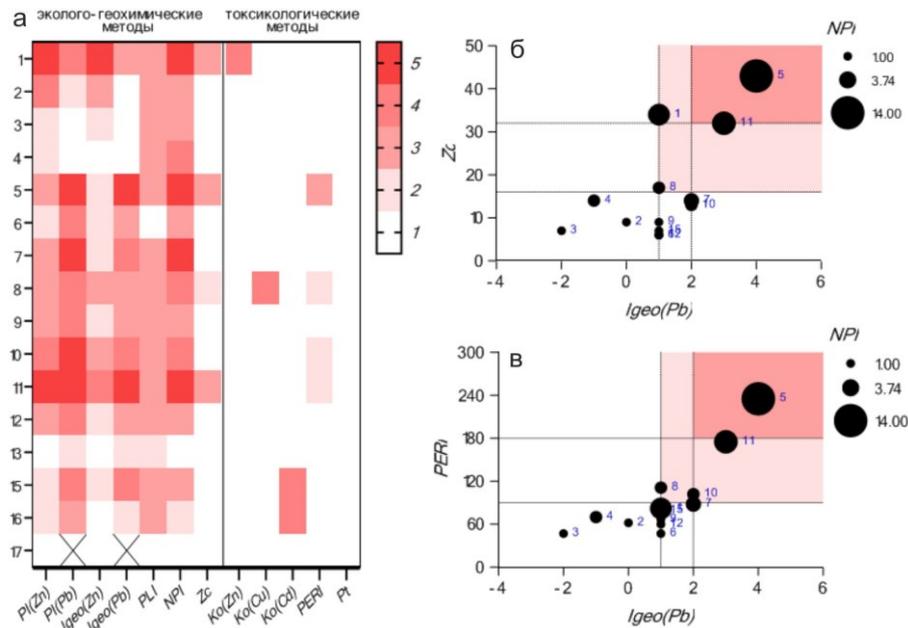


Рис. 3. Сравнение различных методов оценки экологического состояния исследуемых почв г. Северо-Курильск. а – Матрица оценок, проранжированная по степени загрязнения. Цветовая шкала соответствует степени загрязнения: 1 – допустимая, 2 – слабая, 3 – средняя, 4 – высокая, 5 – чрезвычайно высокая. Комбинированный анализ геохимических (б – I_{geo} , NPI и Z_c) и токсикологических (в – PERI) показателей.

Заключение

Проведенные рекогносцировочные исследования территории г. Северо-Курильск как зоны смешанного воздействия антропогенных и природных источников поступления тяжелых металлов выявили районы города с высоким потенциальным экологическим риском. Дальнейшие мониторинговые исследования почвенного покрова необходимо продолжить с уточнения природно-фоновых концентраций для элементов, поступающих в среду с пелловыми выбросами влк. Эбеко.

Список литературы

1. *Водяницкий Ю.Н.* Загрязнение почв тяжелыми металлами и металлоидами. М.: МГУ им. М.В. Ломоносова, 2017. 192 с.
2. *Жарикова Е.А.* Тяжелые металлы в городских почвах: оценка содержания и экологического риска // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2021. Т. 332. № 1. С. 164-173.
3. *Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С.* Вулканизм и геохимия почвенно-растительного покрова Камчатки. Сообщение 2. Специфика формирования элементного состава вулканических почв в холодных гумидных условиях // Вулканология и сейсмология. 2019. № 3. С. 25-33.
4. *Опекунова М.Г., Опекунов А.Ю., Кукушкин С.Ю. и др.* Химический состав почв южных Курил и его изменение под влиянием антропогенной нагрузки (острова Кунашир, Шикотан, Итуруп) // География: развитие науки и образования: сборник статей по материалам ежегодной международной научно-практической конференции. Том II. Санкт-Петербург: Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена, 2022. С. 95-99.
5. СанПиН 1.2.3685-21 «Гигиенические нормативы и требования к обеспечению безопасности и (или) безвредности для человека факторов среды обитания».
6. *Саэт Ю.Е., Ревич Б.А., Янин Е.П. и др.* Геохимия окружающей среды. М: Недра, 1990. 335 с.

Уязвимость вулканических ландшафтов к рекреационной нагрузке (на примере вулкана Горелый)

Кузьмичев И.С.¹, Медведков А.А.^{1,2}

Vulnerability of volcanic landscapes to recreational load (using the Gorely volcano as an example)

Kuzmichev I.S., Medvedkov A.A.

¹ МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва;

e-mail: pilot238@mail.ru

² Институт географии РАН, г. Москва;

e-mail: a-medvedkov@bk.ru

Рассматривается методический подход по оценке уязвимости ландшафтов к рекреационной нагрузке, разработанный для территорий со сложными природно-географическими условиями. Для вулкана Горелый с использованием разработанного подхода выявлены наиболее уязвимые к рекреационной нагрузке ландшафты.

Введение и обоснование проблематики

Вулканические территории выделяются совокупностью уникальных особенностей, обусловленных генезисом, а также обладают высокой туристической аттрактивностью. Вулканические территории характеризуются молодостью рельефа и высокой активностью экзогенных процессов, определяющих высокую уязвимость ландшафтов к механическим воздействиям [1, 6, 7]. Угнетенный растительный покров из-за низкой теплообеспеченности и сильных ветров на гипсометрически высоких уровнях, а также периодических выпадений тефры, слабо противодействует денудационным процессам [3, 9]. Это позволяет сделать вывод о высокой уязвимости вулканических ландшафтов к внешнему механическому воздействию, в том числе и к рекреационной нагрузке. В связи с этим, такие территории, испытывающие высокую рекреационную нагрузку, нуждаются в разработке и внедрении природоохранных мероприятий, базирующихся на результатах проведенной оценки уязвимости природных комплексов.

Район исследования

Работы по оценке уязвимости вулканических ландшафтов к рекреационной нагрузке осуществлялись на склонах вулкана Горелый и окружающей его кальдеры (в пределах северного кластера Южно-Камчатского природного парка, ЮКПП). Актуальность выбранного объекта как ключевой территории исследования определяется высоким туристическим потоком в районе активного вулканизма, что обусловлено его лучшей транспортной доступностью в пределах ЮКПП.

Вулкан Горелый, представляющий хребет протяженностью 3 км и состоящий из трех слившихся стратовулканов, расположен в центре обширной кальдеры Пра-Горелого. По морфологическим признакам он может быть отнесен к щитообразным вулканам [11]. В настоящее время вулкан активен – отмечаются периодические парогазовые извержения во втором конусе, а также проявление поствулканической активности в виде мофет и сольфатар на склонах самой вулканической постройки. Последнее крупное эффузивное извержение произошло в XVIII в. Склоны вулкана покрыты горно-тундровыми растительными сообществами в сочетании с горно-луговыми, которые сменяются вулканическими пустошами в средней части склона [8].

Материалы и методы

Полевым изысканиям предшествовало изучение архивных картографических материалов [2] и научных публикаций [5, 8, 10, 11], а также анализ данных дистанционного зондирования Земли – цифровой модели рельефа (2 м [12] и 30 м [13]) и космических снимков серии LANDSAT-8, 9 и Sentinel-2 [14]. В ходе полевых

изысканий, которые проводились в сентябре 2021 г. и в июле 2022 г., было осуществлено ландшафтное профилирование по наиболее популярному туристическому маршруту к вершине вулкана Горелый. Помимо этого, были проведены ландшафтные исследования в окрестности вершинной поверхности и на склонах вулканической постройки. На основе обобщения собранных полевых материалов, анализа научных публикаций и данных дистанционного зондирования Земли, проведена оценка уязвимости ландшафтов вулкана Горелый и кальдеры Пра-Горелого к механическим воздействиям.

Новизна методического подхода к оценке уязвимости природных комплексов к рекреационной нагрузке выражается в комплексном учете особенностей морфолитогенной основы и растительного покрова. Это необходимо для того, чтобы учесть вклад денудационного потенциала, высокий уровень которого характеризует молодую морфолитогенную основу в условиях разреженного растительного покрова. При оценке денудационного потенциала изучаемой территории учитывались гранулометрический состав, мощность поверхностных отложений и морфометрические характеристики поверхности. Средозащитная роль почвенно-растительного покрова, защищающего поверхность от механического сноса, зависит от фитомассы и проективного покрытия растительного сообщества [3]. Такой подход также применим для любых других территорий со сложными инженерно-географическими условиями, где учет состояния только растительного покрова [4] не будет давать объективный результат.

Оценка уязвимости ландшафтов осуществлялась методом балльных оценок: производилось суммирование баллов по каждому рассматриваемому компоненту (большее значение соответствовало большему вкладу в формирование уязвимости природных комплексов). Сама оценка базировалась на разработанной нами ландшафтной карте с иерархической дифференциацией природных комплексов на уровне сложных урочищ (рис. 1) – в пределах каждого ландшафтного выдела происходило покомпонентное суммирование баллов.

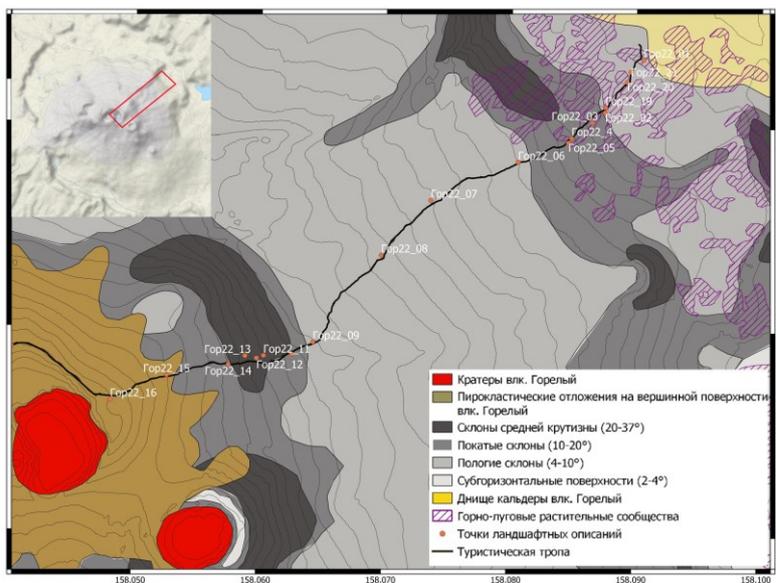


Рис. 1. Фрагмент ландшафтной карты северо-восточного склона влк. Горелый (составлено авторами).

Анализ полученных результатов

По результатам проведенной оценки к **наиболее уязвимым природным комплексам** отнесены: незадернованные участки днища кальдеры, сложенного водно-ледниковыми и шлаково-пепловыми отложениями, а также вершинная поверхность вулкана Горелый, сложенная резургентными пирокластическими отложениями. Промежуточное положение по уязвимости заняли (**средняя степень уязвимости**):

незадернованные покатые (10-20°) и средней крутизны (20-35°) склоны вулканов, а также покрытые тундрово-луговой растительностью части днища кальдеры. При этом, задернованные и незадернованные субгоризонтальные поверхности и пологие склоны, а также участки, покрытые растительностью, на покатых и средней крутизны склонах и бортах кальдеры, были отнесены к **наименее уязвимым природным комплексам**.

Для уточнения полученных результатов при использовании ЦМР с двухметровым разрешением был заложен ландшафтный профиль. Профиль «прошел» по восточным и северо-восточным склонам вулканической постройки, вдоль туристической тропы, протянувшейся от парковки у подножья вулкана до вершинной поверхности. По заложенному профилю собирались данные о мощности органогенных горизонтов почвы, имеющих протекторное значение и реализующих буферную (средозащитную) функцию, оценивались оголенность минеральных горизонтов почвы по профилю и состав поверхностных отложений. Таким образом, природные комплексы высокой уязвимости приурочены к склонам средней крутизны с мощностью мелкозема около 30 см, покрытые тундрово-луговой растительностью (с проективным покрытием около 50 %), крутые склоны с мощностью мелкозема около 15 см, лишенные растительного покрова, и вершинная поверхность вулкана, сложенная пирокластическими отложениями последних извержений, с мощностью мелкозема около 50 см (рис. 2). Ландшафты средней уязвимости приурочены к склонам средней крутизны, характеризующимся мощностью мелкозема в пределах 10-20 см, лишенным растительности (рис. 2). Комплексы, наименее уязвимые к рекреационной нагрузке, приурочены к пологим склонам, с мощностью мелкозема в пределах 8-10 см. Это участки как покрытые разреженной горно-тундровой растительностью, так и лишенные напочвенной покрова (рис. 2).

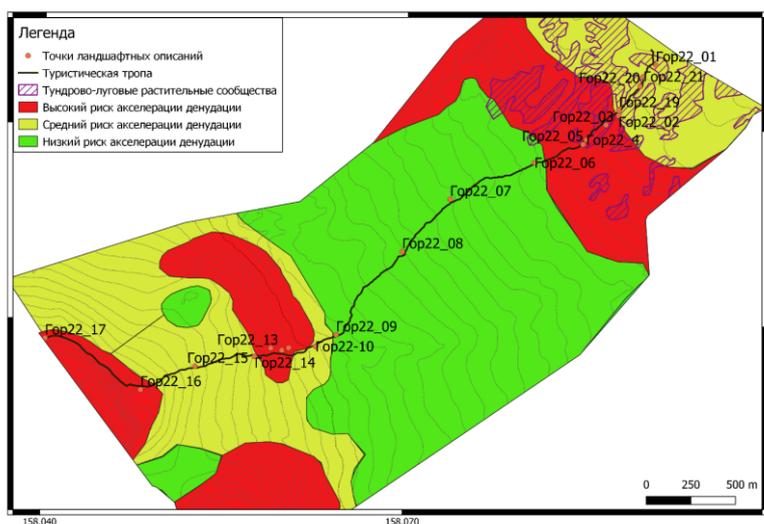


Рис. 2. Уязвимость ландшафтов северо-восточного склона влк. Горелый (составлено авторами).

Мероприятия по охране природы и безопасности рекреации

Природоохранные мероприятия по маршруту должны быть ориентированы на концентрацию туристического потока в пределах тропы, а также разведение поднимающихся и спускающихся туристов путем ее маркировки направляющими указателями и установкой информационных табличек. На наиболее уязвимых участках необходима корректировка маршрута прохождения тропы, а также строительство каменной отмостки из местного материала и ограждений на бровке кратеров на вершинной поверхности вулкана. Необходимо проведение мониторинговых исследований по маршруту для оценки эффективности реализованных природоохранных мероприятий применительно к условиям с разной рекреационной нагрузкой.

Заключение

Стихийное развитие туризма на территориях с вулканическими ландшафтами снижает их привлекательность и способствует активизации экзогенных процессов (поверхностного смыва, линейной эрозии и т.д.), разрушающих вулканогенно-осадочные отложения. Возникает потребность в проведении сравнительной оценки уязвимости ландшафтов к рекреационной нагрузке для разработки комплекса природоохранных мероприятий. Таким образом, к наиболее уязвимым природным комплексам отнесены: незадернованная поверхность днища кальдеры, вершинная поверхность вулкана, а дополнительно по маршруту – крутые незадернованные склоны и склоны средней крутизны под тундрово-луговой растительностью.

Предложены природоохранные мероприятия, включающие маркировку троп, строительство каменной отмостки и ограждения, а также организацию экологического мониторинга (с использованием ряда признаков, свидетельствующих об отклике ландшафтов на рекреационные нагрузки).

Список литературы

1. *Быкасов В.Е.* Вулканогенные ландшафты Тихоокеанского «огненного» кольца и проблемы ландшафтоведения. Тезисы докладов Тихоокеанского научного конгресса. М.: Наука, 1979. С. 106.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Южно-Камчатская. Листы N-57-XXI (Северные Коряки), N-57-XXVII (Петропавловск-Камчатский), N-57-XXXIII (сопка Мутновская). Объяснительная записка. М., 2000. 302 с.
3. *Исаченко А.Г.* Введение в экологическую географию. Учеб. пособие. СПб.: СПбГУ, 2003. 191 с.
4. *Казанская Н.С.* Изучение рекреационной дигрессии естественных группировок растительности // Известия АН СССР. Серия географическая. 1972. № 1. С. 52-59.
5. Камчатка, Курильские и Командорские острова / История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Под ред. И.В. Лучицкого. М.: Наука, 1974. 439 с.
6. *Кузьмичев И.С., Медведков А.А.* Проблемы охраны вулканических ландшафтов на юге криолитозоны в условиях развития стихийного туризма. Материалы XXVII научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы». Петропавловск-Камчатский, 27-29 марта 2024 года. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2024. С. 292-295.
7. *Кузьмичев И.С., Медведков А.А., Скроб П.В.* Развитие процессов овражной эрозии в вулканических ландшафтах природного парка «Ключевской» // Географическая среда и живые системы. 2022. № 3. С. 44-59.
8. *Нешатаева В.Ю.* Растительность полуострова Камчатка. М.: КМК, 2009. 537 с.
9. Прогнозирование риска освоения природной среды / Современные изменения в литосфере под влиянием природных и антропогенных факторов. М.: Недра, 1996. С. 141-144.
10. *Селянгин О.Б.* К вулканам Мутновский и Горелый. Вулканологический и туристический путеводитель. Петропавловск-Камчатский: Новая книга, 2009. 108 с.
11. *Селянгин О.Б.* Строение, вещество и близповерхностные магматические очаги вулканов Мутновский и Горелый (Мутновский геотермальный район, Камчатка). III. Гореловский вулканический центр Мутновского геотермального района // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2016. № 31. С. 401-436.
12. ArcticDEM [Электронный ресурс]. URL: <https://www.pgc.umn.edu/data/arcticdem/> (дата обращения: 15 сентября 2022).
13. SRTM 90m DEM Digital Elevation Database [Электронный ресурс]. URL: <https://srtm.csi.cgiar.org/> (дата обращения: 15 сентября 2022).
14. USGS Earth Explorer. [Электронный ресурс]. URL: <https://earthexplorer.usgs.gov/> (дата обращения: 27 сентября 2022).

Сток рек Курильских островов в современных климатических условиях

Куксина Л.В.^{1,2}

River runoff in the Kuril Islands under the current climate conditions

Kuksina L.V.

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва;

e-mail: ludmilakuksina@gmail.com

² Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

Рассмотрены особенности гидрологического режима и его пространственно-временной изменчивости для четырех рек, протекающих по территории Курильских островов. Выполнен анализ многолетних колебаний температуры воздуха и количества осадков в регионе.

Особенности гидрологического и руслового режима водотоков определяются целым рядом физико-географических условий на водосборе, в первую очередь, климатическими факторами (включая режим температуры воздуха и осадков), особенностями геологического строения территории, почвенно-растительного покрова, а также характером и степенью хозяйственного воздействия. Кроме того, специфическими природными факторами, иногда оказывающими ключевое влияние на гидрологические характеристики водотоков и их изменчивость, являются вулканическая и сейсмическая деятельность.

Бассейны водотоков Курильских островов как раз можно отнести к таким необычным областям, где условия на водосборе во многом определяются влиянием активных тектонических движений, включающих проявление вулканических и сейсмических процессов. Несмотря на названные выше особенности, реки Курильских островов в настоящее время являются практически неизученными в отношении условий формирования стока и его пространственно-временной изменчивости, в том числе в условиях меняющегося климата.

Целью данной работы является выявление особенностей гидрологического режима малых водотоков в различных частях Курильской островной дуги на основе немногочисленных опубликованных данных.

Курильская островная дуга объединяет в себе острова Большой и Малой Курильской гряды, ее длина составляет порядка 1200 км, а суммарная площадь – около 15.6 км². Такая значительная протяженность островов в меридиональном направлении определяет большое разнообразие климатических условий на разных островах, что, в свою очередь, оказывает влияние на различия почвенно-растительного покрова при движении с севера на юг. Кроме того, существенное воздействие на природные процессы оказывают действующие вулканы, число которых, согласно данным KVERT (www.kscnet.ru/ivs/kvert/), достигает 38.

На всей территории Курильских островов протекает порядка 400 небольших водотоков. Коэффициент густоты речной сети составляет примерно 0.85 км/км² [5]. Стационарные гидрологические наблюдения за режимом рек производились в разное время на четырех водотоках, расположенных на северных и южных островах архипелага. Наиболее продолжительные наблюдения характеризуют бассейн р. Китовой, расположенный на территории самого большого острова гряды – о. Итуруп, и составляют более 60 лет (рис. 1а).

Более развитой была на островах сеть метеонаблюдений, максимальное число постов достигало 8, а продолжительность наблюдений для некоторых из них (г. Курильск) превышает 100 лет (см. рис. 1а).

Данные сведения послужили основой при анализе особенностей гидрологического режима водотоков на территории Курильской островной дуги, климатических характеристик и их многолетней изменчивости, а также при сопоставлении колебаний метеорологических факторов с изменениями водного стока. Кроме того, привлекались данные метеостанции, расположенной на южной

оконечности полуострова Камчатка – м. Лопатка, с целью сопоставления изменчивости характеристик на о. Парамушир, расположенном на расстоянии примерно 45 км.

Территория находится в зоне активного воздействия муссонной циркуляции умеренных широт, приносящих основное количество осадков. Отмечаются существенные различия между суровым климатом северных островов и более мягким – южных островов Курильской гряды. Среднегодовая сумма осадков превышает 1000 мм, при этом на северных Курилах, где сказывается влияние Алеутского минимума, осадков выпадает примерно в 1.5 раза больше, чем на южных: так, для г. Северо-Курильск в период 2001-2024 гг. средняя сумма осадков превышала 2000 мм, в то время как для гг. Южно-Курильск и Курильск эта величина составила порядка 1200 мм. За теплый период года выпадает от 50 (г. Северо-Курильск) до 80 % (г. Южно-Курильск) их годового количества.

Анализ многолетней изменчивости температуры воздуха, выполненный для метеостанций Северо-Курильск, Курильск, Южно-Курильск и м. Лопатка, показывает, что на всех станциях наблюдается рост температуры воздуха, начавшийся в середине – конце 1980-х гг. (рис. 1б). Наиболее интенсивный рост температуры воздуха наблюдается на метеопосту Северо-Курильск, где разница для двух периодов составляет 1.1 °С (рис. 1б, 2).

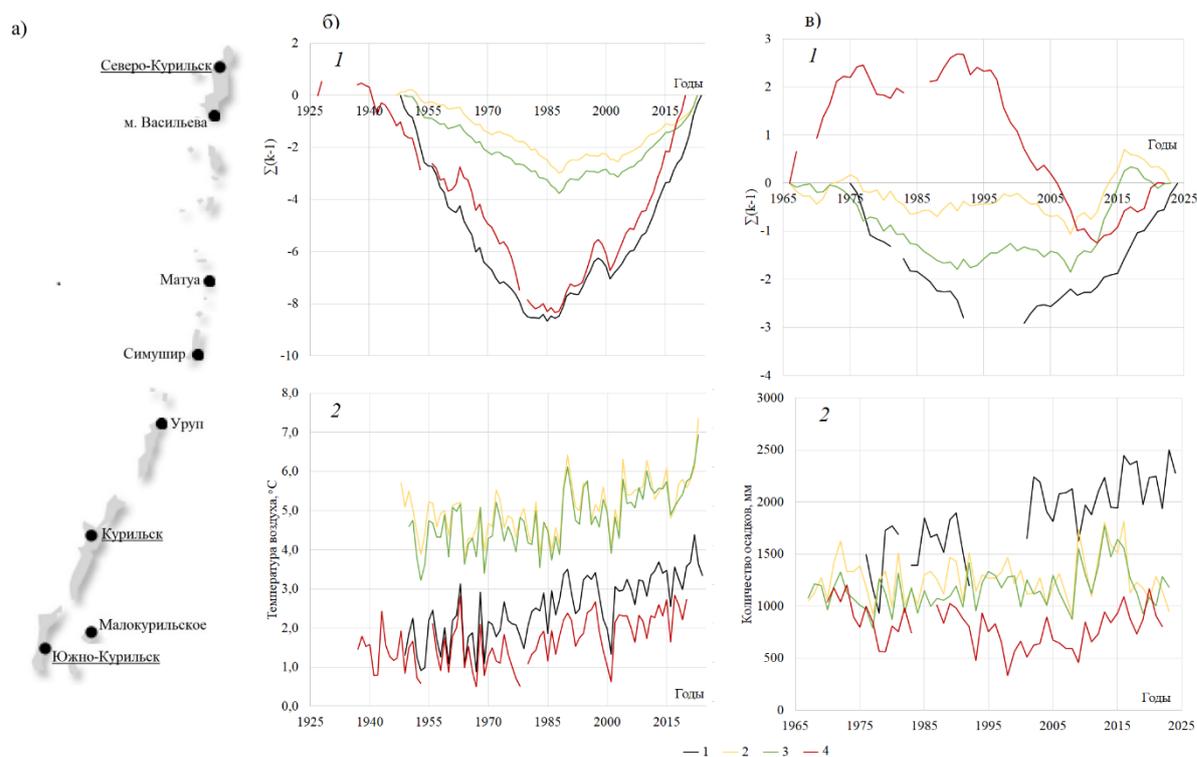


Рис. 1. а) расположение постов на Курильских островах. Подчеркнуты посты, для которых имеются данные гидрологических наблюдений; б) изменчивость температуры воздуха: 1 – разностно-интегральные кривые, 2 – среднегодовые значения температуры воздуха, °С; в) изменчивость годового количества осадков: 1 – разностно-интегральные кривые, 2 – годовые суммы осадков, мм. 1 – Северо-Курильск, 2 – Южно-Курильск, 3 – Курильск, 4 – м. Лопатка.

Многолетние колебания количества осадков на рассмотренных постах происходят по-разному. Так, для поста в г. Северо-Курильск можно выделить два относительно продолжительных периода изменчивости – снижения их количества до начала 1990-х гг., а затем их роста в начале 2000-х гг., причем разница для двух периодов превышает 500 мм (рис. 1в). В тоже время на м. Лопатка наблюдается тенденция к уменьшению годовой суммы осадков на весь период наблюдений, хотя в последние годы (с 2012 г.) отмечается цикл роста. Для двух постов, расположенных на

территории южных Курильских островов, количество осадков за период с 1960-х гг. по настоящее время остается относительно стабильным (см. рис. 1в, 2).

Сопоставление графиков колебаний среднесезонных расходов воды с изменчивостью температуры воздуха и осадков позволяет сделать вывод, что флуктуации происходят относительно синхронно.

Анализ гидрографов стока и графиков хода уровней воды, выполненный для четырех рек, протекающих в разных частях Курильской островной дуги, показывает, что все они характеризуются различным гидрологическим режимом. Для рр. Матросская и Кузьминка (о. Парамушир) характерно прохождение растянутого половодья с паводками в теплую часть года (рис. 2). Гидрограф имеет гребенчатый вид, что связано с неравномерным снеготаянием и наложением отдельных дождевых паводков. Значительная продолжительность половодья (начало – в июне, а окончание – в конце сентября – начале октября) объясняется относительно низкой температурой воздуха и медленным снеготаянием. В питании преобладают подземные воды (порядка 50 %), на долю талого стока приходится около 35 %, дождевого – 15 %.

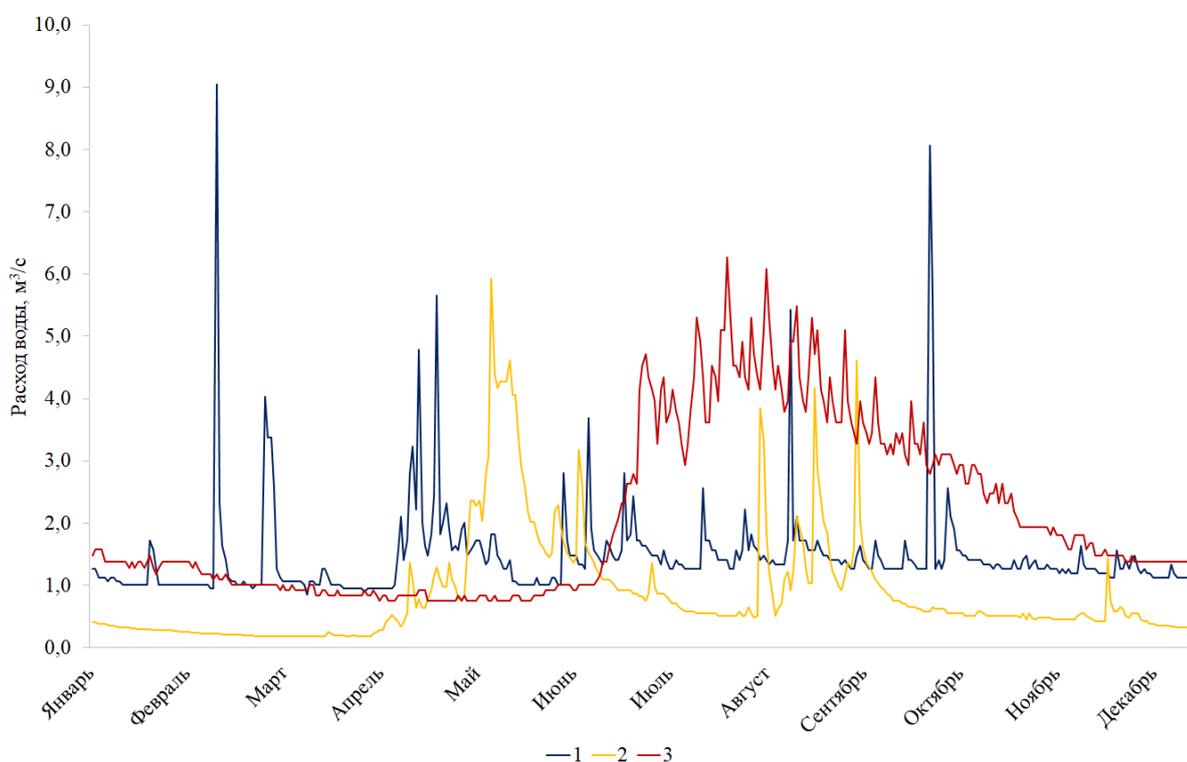


Рис. 2. Гидрографы стока рек Курильских островов: 1 – р. Серная (Лесная), о. Кунашир, 2 – р. Китовая, о. Итуруп, 3 – р. Кузьминка, о. Парамушир.

Река Китовая (о. Итуруп) характеризуется прохождением весеннего половодья (с середины апреля до середины июня) и небольших паводков в теплую часть года (см. рис. 2). Гидрограф половодья также имеет гребенчатый вид вследствие наложения дождевых паводков. В питании реки порядка 50 % составляют грунтовые воды, талые – около 40 %, дождевые – 10 %.

Для р. Серной (Лесной) (о. Кунашир) преобладающим является дождевое питание. Анализ внутригодовых колебаний уровня воды показывает, что для реки характерен паводочный режим стока без ярко выраженного весеннего половодья, которое проходит в период с начала апреля до середины мая (см. рис. 2). Зимняя межень также характеризуется частыми подъемами уровней воды вследствие оттепелей и выпадения дождевых осадков, в отдельные годы превышающих подъем уровня воды в весенний период.

Для пространственного распределения стока характерна значительная неоднородность: для рек южных Курильских островов модуль стока составляет 20-40 л/с·км², в то время как на северных островах превышает 100 л/с·км².

Имеющиеся сведения об измеренных уровнях (H) и расходах воды (Q) позволяют сделать предположение о достаточно устойчивом характере речных русел, что подтверждается стабильностью кривых вида $Q = f(H)$ в различные годы.

Немногочисленные сведения о содержании основных ионов в изученных реках (рр. Лесная (Серная), Китовая) позволяют определить принадлежность природных вод по классификации О.А. Алекина. Так, воды р. Китовой относятся к гидрокарбонатному классу натриевой группы. Иным составом характеризуются воды р. Лесной (Серной), где отмечается повышенное содержание сульфатов и хлоридов (в зависимости от фазы водного режима наблюдается преобладание то одного, то другого аниона), а также натрия. По всей видимости, это связано с впадением притоков, дренирующих сольфатарные поля. Специальные работы по изучению термальных источников Курильских островов [2, 3] показывают, что зачастую в результате разгрузки в приемные водотоки они могут оказывать существенное воздействие на состав природных вод.

Исследования стока наносов и руслового режима рек Курильских островов никогда не выполнялись, однако ряд специальных работ указывает на то, что в результате выпадения осадков высокой интенсивности небольшие водотоки исследуемого региона зачастую становятся путями схода селей, расход которых может превышать среднегодовые значения расходов воды в 300-600 раз, а объем твердого стока при этом достигает величин 10^5 м³ и более [4]. Кроме того, в работе [1] на основе косвенных методов (по связям, полученным для территории Камчатки как наиболее близкого в геологическом отношении региона) сделаны предположения о средней многолетней мутности речных вод, составляющей для рассмотренных в работе рек порядка 200-300 г/м³ [1].

Исследование выполнено по планам НИР (ГЗ) научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова (№ 121051200166-4) (сбор и анализ данных стационарных наблюдений) и по теме НИР ИВиС ДВО РАН № FWME-2024-0009 (физико-географическая характеристика, анализ публикаций).

Список литературы

1. Атлас Курильских островов. М.; Владивосток: ИПЦ «ДИК», 2009. 516 с.
2. Калачева Е.Г., Котенко Т.А. Химический состав вод и условия формирования Верхне-Юрьевских термальных источников (о. Парамушир, Курильские острова) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 2. Вып. 22. С. 55-68.
3. Калачева Е.Г., Таран Ю.А., Котенко Т.А. и др. Ультракислые сульфатно-хлоридные воды вулкана Баранского (о. Итуруп, Курильские о-ва). Состав и вынос магматических и породообразующих компонентов // Вулканология и сейсмология. 2022. № 5. С. 31-48. <https://doi.org/10.31857/S0203030622050054>
4. Котенко Т.А., Котенко Л.А. Дождевые сели 4 сентября 2017 г. в северной части острова Парамушир, Курильские острова // Геориск. 2018. № 3. Т. 12. С. 46-55.
5. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 18. Дальний Восток. Вып. 4. Сахалин и Курилы. Л.: Гидрометеиздат, 1973. 262 с.

Содержание микроэлементов в дикорастущих ягодных растениях Усть-Камчатского района после пеплопада вулкана Шивелуч в августе 2024 г.

Матвеева Е.В., Клочкова Т.А.

Content of trace elements in wild berry plants from Ust-Kamchatka region after the ashfall of the Shiveluch volcano in August 2024

Matveeva Ye.V., Klochkova T.A.

Камчатский государственный технический университет, г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: matveeva.lena.15@mail.ru

Обсуждаются данные по содержанию микроэлементов в почве и дикорастущих ягодных растениях *Empetrum nigrum* (водяника) и *Vaccinium uliginosum* (голубика) из Усть-Камчатского района. Образцы для анализа были собраны на расстоянии 18 и 35 км от п. Усть-Камчатск после многочисленных выбросов тефры вулканом Шивелуч в августе 2024 г.

Введение

Территория Усть-Камчатского района расположена в зоне активного вулканизма и подвержена частым пеплопадам [2]. Тефра здесь регулярно поступает в почвенный покров и оказывает воздействие на биоту на расстоянии многих десятков километров от самих вулканов.

Опубликованные данные о воздействии пеплопадов на растения имеют скорее эпизодический, чем регулярный характер, что отмечено в отечественной [1] и зарубежной литературе [3]. В нашей работе приводятся данные о содержании микроэлементов в почве и дикорастущих съедобных ягодных растениях, зафиксированные после многочисленных выбросов тефры вулканом Шивелуч в августе 2024 г.

Материалы и методы

Для анализа были использованы ветви, листья и плоды (ягоды) водяники (*E. nigrum*) и голубики (*V. uliginosum*), собранные в зоне регулярных пеплопадов Ключевской группы вулканов, а также почва под этими растениями. Первую партию образцов собрали непосредственно в день пеплопада 17.08.2024 г. (35 км от п. Усть-Камчатск; 56°28.117' с.ш., 162°01.266' в.д.), вторую – 24.08.2024 г. (18 км от п. Усть-Камчатск; 56°16.170' с.ш., 162°15.589' в.д.). За прошедшую неделю было зафиксировано несколько пеплопадов, шлейф пепла протянулся на 492-1520 км на восток-юго-восток от вулкана Шивелуч (https://t.me/IViS_DVO_RAN).

Содержание элементов во всех образцах определяли с помощью атомно-эмиссионного спектрометра с микроволновой плазмой AES-MP 4200 (Agilent Technologies, США) [2]. Для более наглядного сравнения результатов провели перерасчет содержания элементов в проценты, для чего их количество в почве брали за 100 % и далее высчитывали в растениях от него (табл. 1, 2).

Результаты и обсуждение

Несмотря на то, что в местах сбора образцов следы тефры были едва различимы и визуально кустики и плоды казались чистыми, концентрация металлов Al, Mn, Zn, Ba, Ni, Pb, Cr, Sr в листьях и ветвях в большинстве случаев была выше, чем в поверхностном горизонте почвы под самими растениями. В листьях и ветвях обнаружена более высокая концентрация металлов, чем в плодах, за исключением свинца (Pb), содержание которого в ягодах водяники (табл. 1) и голубики (табл. 2), собранных 17.08.2024 г. в 35 км от п. Усть-Камчатск, оказалось, соответственно, в 1.7 и 1.5 раза выше, чем в почве (2.72 и 2.35 мг/кг сухого веса). Отметим, что плоды водяники покрыты жесткой кожистой оболочкой, а у голубики они мягкие с тонкой оболочкой, т.е., исходя из морфологических особенностей плодов этих видов, мы

ожидали получить противоположный результат. При этом листья голубики имели повреждения, поскольку на них присутствовали мелкие перфорации и желтовато-бурые пятнышки, а кожистые узкие листья водяники были без признаков повреждений.

Таблица 1. Содержание элементов в разных частях растений водяники (*Empetrum nigrum*) и в почве под ними (наиболее высокие концентрации отмечены заливкой фона)

Образец	Al		Mn		Zn		Ba		Sr		Cu	
	мг/кг	%	мг/кг	%	мг/кг	%	мг/кг	%	мг/кг	%	мг/кг	%
17.08.2024 г., 35 км от п. Усть-Камчатск												
Почва	1929.97	100	96	100	13.9	100	9.57	100	12.29	100	16.24	100
Ветви	518.65	27	536.59	559	20.84	150	38.55	403	10.24	83	6.69	41
Листья	1179.62	61	339.85	354	18.52	133	32.97	345	12.37	101	7.54	46
Плоды	110.6	6	19.76	21	8.3	60	4.6	48	3.12	25	4.46	27
24.08.2024 г., 18 км от п. Усть-Камчатск												
Почва	719.67	100	123.42	100	20.62	100	20.92	100	16.34	100	20.2	100
Ветви	666.58	93	684.05	554	21.82	106	39.57	189	12.96	79	7.23	36
Листья	1357.39	189	315.95	256	19.23	93	39.27	188	17.35	106	8.19	41
Плоды	128.62	18	26.25	21	8.51	41	4.18	20	3.33	20	4.67	23

Образец	Ni		Pb		Cr		Cd		Co		Mo	
	мг/кг	%	мг/кг	%	мг/кг	%	мг/кг	%	мг/кг	%	мг/кг	%
17.08.2024 г., 35 км от п. Усть-Камчатск												
Почва	6.98	100	1.6	100	13.91	100	0.27	100	0.05	100	0	–
Ветви	28.72	411	0	–	54.08	389	0.16	59	1.38	2760	0	–
Листья	8.83	127	0.17	11	15.71	113	0.08	30	1	2000	0	–
Плоды	2.67	38	2.72	170	1.49	11	0.03	11	0.92	1840	0	–
24.08.2024 г., 18 км от п. Усть-Камчатск												
Почва	1.25	100	2.31	100	13.74	100	0.56	100	0	–	0	–
Ветви	21.24	1699	0	–	40.9	298	0.22	39	1.31	131	0	–
Листья	6.26	501	6.26	501	0.44	19	0	–	0	–	0	–
Плоды	0.99	79	0.99	79	2.71	117	0	–	0	–	0	–

В плодах голубики содержалось 42.2-89.3 мг/кг (сухого веса) алюминия, т.е. меньше, чем в плодах водяники из того же места – 110.6-128.62 мг/кг. Европейским агентством по безопасности пищевых продуктов (EFSA) установлен максимально допустимый уровень миграции алюминия из контактирующих с пищей материалов на уровне 5 мг/л. В соответствии с исследованиями Европейского союза от 2008 г., суточное потребление алюминия с пищей составляет 1.6-13.0 мг, что соответствует 0.2-1.5 мг/кг в неделю при массе тела взрослого человека 60 кг [5]. Содержание алюминия в наших образцах водяники и голубики оказалось предсказуемо высоким из-за геохимических особенностей региона, однако в 5.6-17.5 и 17-21.6 раз ниже, чем в почве, соответственно.

В научной литературе сообщалось, что осаждение тefры на листья вызывает ингибицию фотосинтеза [3], на цветы – невозможность опыления. Описывалась практически полная дефолиация и остановка роста крупных вечнозеленых деревьев из-за регулярных выбросов тefры в течение двух лет [3]. Локальный некроз листьев может происходить из-за химического ожога и механического (абразивного) воздействия частиц тefры, при этом глянцевые кожистые листья считаются более устойчивыми [3]. В научной литературе сообщалось об изменениях физиологических реакций у присыпанных тefрой растений. Например, под воздействием пеплопадов хвоинки пихтовых деревьев вытягивались, и внутри них происходило повышение температуры до 35-45 °С, что вызывало их массовую гибель и осыпание [3].

Таблица 2. Содержание элементов в разных частях растений голубики (*Vaccinium uliginosum*) и в почве под ними (наиболее высокие концентрации отмечены заливкой фона)

Образец	Al		Mn		Zn		Ba		Sr		Cu	
	мг/кг	%	мг/кг	%	мг/кг	%	мг/кг	%	мг/кг	%	мг/кг	%
17.08.2024 г., 35 км от п. Усть-Камчатск												
Почва	1929.97	100	96	100	13.9	100	9.57	100	12.29	100	16.24	100
Ветви стар.	199.41	10	718.17	748	40.45	291	41.66	435	9.16	75	5.41	33
Ветви нов.	48.93	3	938.91	978	35.91	258	52.35	547	9.39	76	4.69	29
Листья	131.73	7	560.94	584	23.33	168	30.92	323	9.19	75	3.35	21
Плоды	89.3	5	78.76	82	13.85	100	9.01	94	3.88	32	2.15	13
24.08.2024 г., 18 км от п. Усть-Камчатск												
Почва	719.67	100	123.42	100	20.62	100	20.92	100	16.34	100	20.2	100
Ветви стар.	271.01	38	1090.3	883	54.38	264	53.47	256	10.13	62	7.35	36
Ветви нов.	107.37	15	1886.61	1529	65.61	318	67.9	325	12.11	74	6.96	34
Листья	238.72	33	1043.57	846	30.97	150	38.14	182	11.96	73	4.1	20
Плоды	42.2	6	155.37	126	14.17	69	32.22	154	4.53	28	2.75	14

Образец	Ni		Pb		Cr		Cd		Co		Mo	
	мг/кг	%	мг/кг	%								
17.08.2024 г., 35 км от п. Усть-Камчатск												
Почва	6.98	100	1.6	100	13.91	100	0.27	100	0.05	100	0	–
Ветви стар.	8.07	116	0	–	9.4	68	0.53	196	0.99	1980	0	–
Ветви нов.	2.35	34	0	–	1.3	9	0.72	267	0.86	1720	0	–
Листья	1.59	23	0	–	0.68	5	0.44	163	0.85	1700	0	–
Плоды	2.84	41	2.35	147	0.75	5	0.1	37	0	–	0	–
24.08.2024 г., 18 км от п. Усть-Камчатск												
Почва	1.25	100	2.31	100	13.74	100	0.56	100	0	–	0	–
Ветви стар.	10.17	814	0	–	17.15	125	0.37	66	1.13	113	0	–
Ветви нов.	3.92	314	0	–	5.13	37	0.49	88	0.98	98	0	–
Листья	1.81	145	0	–	2.15	16	0.34	61	0.81	81	0	–
Плоды	3.63	290	0.86	37	0.49	4	0.22	39	1.77	177	0	–

Подверженные частым пеплопадам растения могут травмироваться во время выпадения осадков, когда присутствующий в тейфре гидротермальный пирит (FeS_2) при контакте с дождевой водой образует сульфат и оксигидроксиды железа [3]. Кислая среда повреждает кутикулу листьев, что делает их более уязвимыми к высыханию и некрозу. Кроме того, в процессе ионного обмена контактирующие с поверхностью листьев кислоты могут вызвать потерю таких крайне важных для растений элементов, как Ca, Mg и K. Чувствительность к воздействию кислот и солей также зависит от морфологии вида растения, например, считается, что широкая листовая пластина травмируется сильнее, чем узкая [3]. Это мы обнаружили и в наших наблюдениях, поскольку листья голубики были поврежденными, а игловидные листья водяники – здоровыми. Также отметим, что 17.08.2024 г. в районе сбора образцов было облачно, 24.08.2024 г. шел переменный дождь, местами ливень.

У растений химический ожог также вызывается выщелоченными из отложений тейфры галоидными солями, поскольку на поверхности листьев возникает избыток хлоридов и фторидов [3, 6]. Происходит ли их поглощение растениями, либо они

присутствуют на листовой поверхности вместе с частицами тефры – этот вопрос требует отдельного изучения и экспериментального подтверждения. Однако сообщалось, что в некоторых районах с активными пеплопадами отмечался рост смертности травоядных животных и одной из возможных причин указывали пероральный прием больших концентраций фтора, поступающего вместе с кормом [3].

На поверхности почвы слой тефры может привести к снижению скорости инфильтрации воды, изменить химический состав, тепловой режим, негативно влиять на биотический компонент (микробиоценоз) и скорость разложения органического вещества. Может произойти закисление почвы, сопровождающееся выбросом потенциально токсичных уровней алюминия (Al) и постоянной потерей некоторых обменных катионов, таких как Ca, Mg, K и Na [4]. Однако также известно, что благодаря ионному обмену и процессам выветривания вулканические почвы обладают способностью к нейтрализации кислот [3].

Заключение

На Камчатке плоды исследованных нами растений активно собираются и заготавливаются для употребления в пищу. Приведенная информация о содержании элементов в растениях из зоны активных пеплопадов может быть рекомендательной для определения пищевой безопасности этих дикоросов. Стоит учитывать, что после пеплопадов и последующих за ними осадков содержание в плодах определенных элементов, в том числе токсичных, может многократно возрастать.

Авторы выражают благодарность начальнику Сектора коллективного использования научного оборудования (СКИНО) ФГБОУ ВО «КамчатГТУ» к.б.н. А.В. Климовой за возможность использовать научное оборудование и реактивы. Работа выполнена в рамках подготовки выпускной квалификационной работы студента магистратуры кафедры «Экология и природопользование» ФГБОУ ВО «КамчатГТУ» (Матвеева Е.В.).

Список литературы

1. Гришин С.Ю., Перепелкина П.А., Бурдуковский М.Л., Лазарев А.Г. Пеплопад вулкана Шивелуч (Камчатка) 29 августа 2019 г. и его воздействие на растительность // Известия Русского географического общества. 2021. Т. 153. № 5. С. 34-47.
2. Матвеева Е.В., Позолотина Л.А., Климова А.В., Клочкова Т.А. Воздействие вулканического пепла на развитие некоторых видов сельскохозяйственных культур в условиях лабораторного эксперимента // Материалы XXVII региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвященной Дню вулканолога. 27-29 марта 2024 г. Петропавловск–Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2024. С. 306-309.
3. Ayris P.M., Delmelle P. The immediate environmental effects of tephra emission // Bulletin of Volcanology. 2012. V. 74. P. 1905-1936.
4. Dahlgren R.A. Acid deposition effects on soils. / Encyclopedia of soil science / Ed. W. Chesworth. Springer, Dordrecht, 2008. P. 2-7.
5. Statement of EFSA. On the evaluation of a new study related to the bioavailability of aluminium in food // EFSA Journal. 2011. V. 9. № 5. P. 2157-2173.
6. Weinstein L.H., Davison A. Fluorides in the environment: effects on plants and animals. CABI Publishing, Wallingford, 2004. 287 p.

Исследования вулканического воздействия и антропогенного отпечатка в континуумах «речной водосбор-эстуарий-прибрежные воды» Камчатки

Семкин П.Ю.¹, Павлова Г.Ю.¹, Барабанищikov Ю.А.¹, Байгубеков К.Р.¹, Лепская Е.В.², Уланова О.А.¹, Шкирникова Е.М.¹, Швецова М.Г.¹, Лобанов В.Б.¹, Jiang Sh.³, Zhang J.³

Studies of volcanic impact and anthropogenic imprint in the «river catchment-estuary-coastal waters» continuum of Kamchatka

Semkin P.Yu., Pavlova G.Yu., Barabanshchikov Yu.A., Baygubekov K.R., Lepskaya E.V., Ulanova O.A., Shkirnikova E.M., Shvetsova M.G., Lobanov V.B., Jiang Sh., Zhang J.

¹ ТОИ им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток;

e-mail: pahno@list.ru

² Камчатский филиал «Всероссийского научно-исследовательского института рыбного хозяйства и океанографии», г. Петропавловск-Камчатский;

³ State Key Laboratory of Estuarine and Coastal Research (SKLEC), East China Normal University (ECNU), Shanghai, China

Исследуются двойные изотопные сигнатуры в NO_3^- и H_2O , биогенные вещества и макрокомпонентный состав воды на протяжении от речных водосборов рек Камчатка, Авача и Пенжина до промежуточных водных масс в приемных бассейнах рек. Работа основана на результатах экспедиций и лабораторных измерений, проведенных в период с 2022 по 2024 гг.

Введение. Несмотря на важность потоков веществ с речным стоком в масштабах Мирового океана, в литературе практически не обсуждаются механизмы связи биогенных веществ (БВ: DIN, DIP, DSi, P_{org} , N_{org}) и растворенного органического углерода (DOC) с продукционно-деструкционными процессами органического вещества (ОВ) в прибрежных акваториях с активным вулканизмом [6].

Ранее сообщалось об относительно высоких концентрациях DIP и P_{org} в реке Камчатка в районе ст. 4, 5, 6 (рис. 1) и DIN в реках Авача и Вилюча [1, 5, 9].

В данной работе изучаются концентрации DIN, DIP, DSi, DOC, стабильные изотопные составы ($^2\text{H}-\text{H}_2\text{O}$, $^{18}\text{O}-\text{H}_2\text{O}$, $^{15}\text{N}-\text{NO}_3^-$, $^{18}\text{O}-\text{NO}_3^-$) и макрокомпонентный состав воды на протяжении от речных водосборов рек Камчатка, Авача и Пенжина до промежуточных водных масс по обе стороны полуострова Камчатка с целью решения следующих ключевых вопросов: (1) каковы основные источники БВ в исследуемых бассейнах; (2) какие пути и механизмы приводят к трансформации DIN, DIP, DSi, DOC; (3) каковы потенциальные экологические воздействия на прибрежные экосистемы, вызванные поступлением DIN, DIP, DSi, DOC с речным стоком и изменчивостью интенсивности и направленности баланса «продукция-деструкция» ОВ.

Объект исследований и данные. Крупнейшие реки Камчатского края – Камчатка и Пенжина. Их водосборы расположены относительно близко друг к другу (рис. 1), но сильно различаются условиями гидрогеологии и гидрометеорологического режима [4]. Эти различия обусловлены активным вулканизмом и большим ежегодным влагозапасом в виде снега на Тихоокеанском побережье на востоке полуострова Камчатка, где существует 29 действующих вулканов [2], чего нет на Охотоморском берегу на западе полуострова и в бассейне р. Пенжина. Следующая по величине речного стока – река Авача – испытывает антропогенное воздействие [3]. Таким образом, на примере трех крупнейших рек Камчатки возможно изучать природные и антропогенные источники и потоки веществ, в том числе, связанные с вулканизмом.

Основные гидрологические особенности водного режима изучаемых рек, характеристики водосборов и заливов-эстуариев, экспедиционные работы, методы измерений БВ, макрокомпонентов и стабильных изотопов ^{18}O и $^2\text{H}-\text{H}_2\text{O}$ воды описаны в предыдущих работах [5, 9]. Важнейшая особенность гидрологического режима рек Камчатка и Авача – высокая доля подземного стока. В средний по водности год для р. Камчатки эта величина составляет 50-70 % [4].

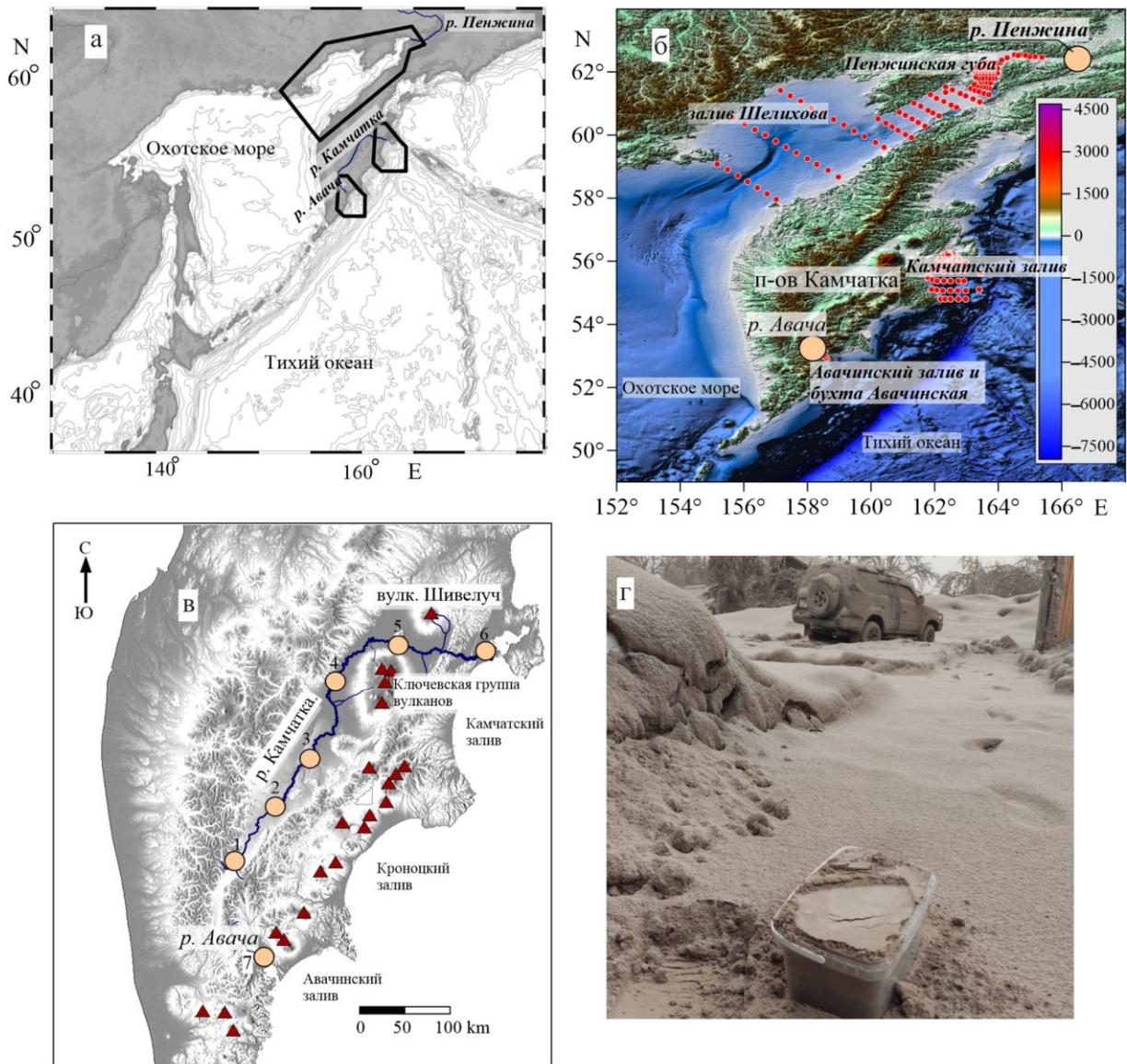


Рис. 1. Изучаемый регион (а): ● – станции отбора проб воды в реках (б, в) в 2023-2024 гг.; ● – станции отбора проб воды в заливах-эстуариях в 2022 (бухта Авачинская) и в 2023 гг. (Камчатский залив и Пенжинская губа с заливом Шелихова) (б); ▲ – действующие вулканы в бассейнах изучаемых рек; (г) – фото отбора пробы вулканического пепла в р-не п. Ключи 11 апреля 2023 г.

Анализ стабильных изотопов NO_3^- ($\delta^{15}\text{N}$ и $\delta^{18}\text{O}$) был выполнен с предварительным переводом NO_3^- из проб воды в N_2O с использованием микробиологического метода и далее проанализирован на масс-спектрометре Delta V (Thermo Fisher Co. США) на базе лаборатории SKLEC (State Key Laboratory of Estuarine and Coastal Research, Shanghai, China). Воспроизводимость $\delta^{15}\text{N}$ и $\delta^{18}\text{O}$ составляет 0.22 ‰ и 0.51 ‰, соответственно. Схемы станций отбора проб воды в реках и в прибрежно-морских акваториях представлены на рис. 1.

Результаты. В распределении стабильных изотопов $^2\text{H}-\text{H}_2\text{O}$, $^{18}\text{O}-\text{H}_2\text{O}$ выявлены следующие закономерности и особенности:

1) река Пенжина имеет наиболее легкий изотопный состав (рис. 2а) за счет значительной разницы в широтном расположении водосбора по отношению к рекам Камчатка и Авача (рис. 1);

2) река Камчатка контрастно разделена на облегченный (ст. 1, 2, 3) и утяжеленный (ст. 5, 6) изотопный состав по условной границе водосбора в районе

действующих вулканов Ключевской группы и Шивелуча (до и после п. Ключи, рис. 1, рис. 2а). Данная особенность, вероятно, может быть связана с существенным увеличением доли грунтовых вод, в том числе гидротермального происхождения в р. Камчатка в указанном районе водосбора;

3) река Авача имеет наиболее утяжеленный изотопный состав, несмотря на южное расположение водосбора (рис. 1) по отношению к верхнему бассейну реки Камчатка (ст. 2, 3, 4) (рис. 2а). Наиболее утяжеленный изотопный состав также может быть результатом относительно большой доли грунтовых вод в питании р. Авача (см. Объект исследований и данные);

4) для рек Камчатка и Авача наиболее существенное систематическое смещение маркеров изотопного состава ниже относительно Глобальной линии метеорных вод (ГЛМВ) наблюдается в сентябре, а смещение выше относительно ГЛМВ – в апреле (рис. 2а). Сдвиги изотопного состава относительно ГЛМВ между сезонами, во-первых, могут быть связаны с различным временем нахождения грунтовых вод в водоносных горизонтах и, соответственно, с различным изотопным обменом между породой и водой, которая в дальнейшем питает исследуемые реки; во-вторых, со сменой с дождевого на снеговое питание рек в сентябре и апреле, соответственно.

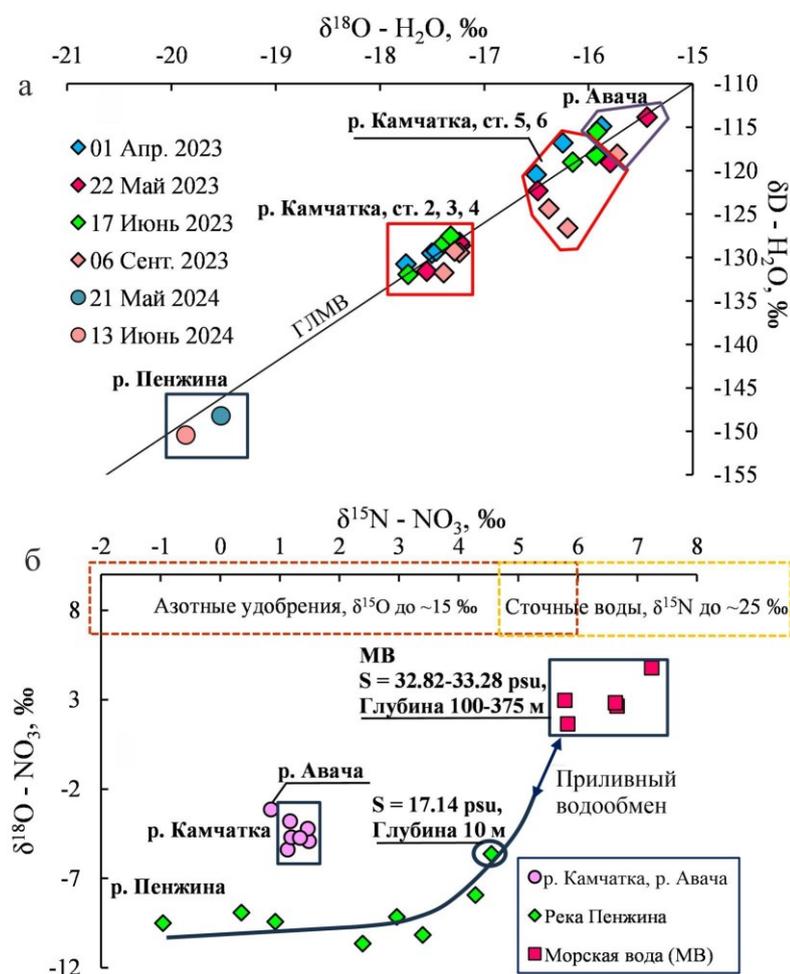


Рис. 2. Сезонная изменчивость стабильных изотопов $^2\text{H}-\text{H}_2\text{O}$, $^{18}\text{O}-\text{H}_2\text{O}$ (а) в реках Камчатка, Авача и Пенжина и стабильных изотопов $^{15}\text{N}-\text{NO}_3^-$, $^{18}\text{O}-\text{NO}_3^-$ в указанных реках (б), а также в кутовой части Пенжинской губы и в промежуточной охотоморской водной массе с ядром на глубине 350 м. Изотопная характеристика для азотных удобрений и сточных вод представлена на основе литературных данных [8]. ГЛМВ – глобальная линия метеорных вод [7].

Двойные изотопные сигнатуры $^{15}\text{N}-\text{NO}_3^-$, $^{18}\text{O}-\text{NO}_3^-$ являются надежными и перспективными трассерами для отслеживания источников и путей миграции NO_3^- . Полученные результаты в ходе данного исследования выявили следующие особенности (рис. 2б):

1) изотопный состав NO_3^- практически не изменяется на всем протяжении р. Камчатка, не зависит от концентрации БВ и практически полностью совпадает с составом р. Авача (рис. 2б). Данная особенность указывает на природный источник

NO_3^- для двух рек, несмотря на присутствие коммунально-бытовых стоков и стоков с сельскохозяйственных полей в долине р. Авача [3], изотопный состав которых должен быть гораздо более утяжелен, согласно литературным данным [8];

2) река Пенжина имеет облегченный изотопный состав NO_3^- по отношению к рекам Камчатка и Авача. По мере возрастания солёности воды в кутовой части Пенжинской губы происходит добавление тяжелого изотопа ^{18}O в NO_3^- , вероятно, в результате поступления NO_3^- со стороны приливных осушек. Далее, по мере продвижения в мористую часть исследуемого района, происходит утяжеление NO_3^- обоими изотопами в результате влияния морского источника – промежуточной охотоморской водной массы и интенсивного приливного перемешивания (рис. 2б).

Выводы. Мы представляем потоки DIP, P_{org} , DSi, DIN и N_{org} в речном стоке с вулканических водосборов Восточной Камчатки в качестве основного триггера для весенне-летнего «цветения» фитопланктона и последующей высокой биомассы зоопланктона на примере Камчатского залива, бухты Авачинской и Авачинского залива. В то время как на северо-западе полуострова в Пенжинской губе морской источник является доминирующим, прежде всего для DIN и DIP, по сравнению с речными поступлениями.

Авторы благодарны к.г.н. С.Л. Горину за консультации и помощь на всех этапах данной работы.

Работа выполнена в ТОИ ДВО РАН при поддержке Межведомственной комплексной программы научных исследований Камчатского полуострова и сопредельных акваторий в 2024-2026 гг., рег. № 124072200009-5 (экспедиционные работы) и РФФИ, грант № 23-77-10001 (<https://rscf.ru/project/23-77-10001/>) (анализ проб воды).

Список литературы

1. Агафонова К.Г. Гидрохимический режим рек Камчатки // Вопросы географии Камчатки. 1964. Вып. 2. С. 46-55.
2. Влодавец В.И., Пийп Б.И. Каталог действующих вулканов Камчатки // Бюллетень вулканологических станций. 1957. № 25. С. 5-95.
3. Лепская Е.В.; Тепнин О.Б., Коломейцев В.В. и др. Исторический обзор исследований и основные результаты комплексного экологического мониторинга Авачинской губы в 2013 году // Исследования водных биологических ресурсов Камчатки и северо-западной части Тихого океана. 2014. № 34. С. 5-21.
4. Ресурсы поверхностных вод СССР. 1973. Том 20. Камчатка. Л.: Гидрометеиздат. 368 с.
5. Семкин П.Ю., Павлова Г.Ю., Лобанов В.Б. и др. Сезонная изменчивость биогенных элементов (P, N, Si, C) в реках Камчатка и Авача (п-ов Камчатка) в 2023 г. // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XXVII ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога, Петропавловск-Камчатский, 27-29 марта 2024 года. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2024. С. 325-328.
6. Beusen A.H., Bouwman A.F., Van Beek L.P. et al. Global riverine N and P transport to ocean increased during the 20th century despite increased retention along the aquatic continuum // Biogeosciences. 2016. V. 13. № 8. P. 2441-2451. <https://doi.org/10.5194/bg-13-2441-2016>
7. Craig H. Isotopic variations in meteoric waters // Science. 1961. № 133. P. 1702-1703. <https://doi.org/10.1126/science.133.3465.1702>
8. Lao Q., Liu G., Gao J. et al. Seasonal Sources and Cycling of Nitrogen Revealed by Stable Isotopes in the Northeastern Beibu Gulf, China // Journal of Marine Science and Engineering. 2021. V. 9. Art. 1123. <https://doi.org/10.3390/jmse9101123>
9. Semkin P.Yu., Pavlova G.Yu., Lobanov V.B. Nutrient Flux under the Influence of Melt Water Runoff from Volcanic Territories and Ecosystem Response of Vilyuchinskaya and Avachinskaya Bays in Southeastern Kamchatka // Journal of Marine Science and Engineering. 2023. V. 11. Art. 1299. <https://doi.org/10.3390/jmse11071299>

Гидрохимические исследования реки Налычева и Авачинского залива (п-ов Камчатка)

Уланова О.А., Семкин П.Ю., Барабанищikov Ю.А., Павлова Г.Ю., Швецова М.Г., Шкирникова Е.М., Лобанов В.Б.

Hydrochemical studies of the Nalycheva River and Avacha Bay (Kamchatka Peninsula)
Ulanova O.A., Semkin P.Yu., Barabanshchikov Yu.A., Pavlova G.Yu., Shvetsova M.G., Shkirnikova E.M., Lobanov V.B.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
г. Владивосток;
e-mail: shitkova@poi.dvo.ru*

Получен новый комплекс данных о био-гидрохимических характеристиках, макро- и микроэлементном составе от истоков до устья р. Налычева в летне-осенний сезон. Предварительные результаты показывают, что концентрация биогенных веществ в минеральной форме (PO_4^{3-} и NO_3^-) сравнима по отношению ко многим антропогенно-нагруженным рекам.

Введение

В недавнее время в прибрежно-морских водах Камчатки начали широко обсуждаться признаки антропогенного давления [1], в том числе в виде таких негативных явлений как эвтрофикация шельфа [7] и вспышки «цветения» фитопланктона [6]. Ранее подобные явления в основном обсуждались для урбанизированных территорий [5]. В то же время водосборы на вулканических территориях в различных регионах вызывают широкий интерес, поскольку они обогащены питательными веществами и микроэлементами, которые вносят значительный вклад в пищевые цепи прибрежных бассейнов и, таким образом, влияют на экосистемы в целом. Камчатка является одним из самых активных вулканических регионов мира, но до сих пор химия речных вод остается малоизученной.

Цель данной работы – комплексное исследование речных и прибрежно-морских вод реки Налычева и Авачинского залива, соответственно.

Материалы и методы

Река Налычева имеет длину 80 км и площадь водосборного бассейна 1460 км². Река протекает по территории Елизовского района Камчатского края, впадает в Авачинский залив и имеет преимущественно снеговое питание с наибольшим стоком в мае-июле. На водосборе реки находятся вулканы Авачинской группы, среди которых самый посещаемый жителями и гостями г. Петропавловск-Камчатский действующий вулкан Авачинский. Высота Авачинского вулкана 2741 м. На вершине вулкана имеются ледники [4].

В 2024 г. для отбора проб воды были проведены две экспедиции:

I. 27 июля были выполнены три станции в реке (рисунок). 31 июля отбирались пробы снега и воды на склонах Авачинского вулкана с высотами над уровнем моря 2721 м, 2570 м и 750 м, соответственно (рисунок).

II. Вторая экспедиция была проведена 9 сентября для отбора проб воды в реке Налычева на трех станциях (рисунок).

Измеряемые характеристики:

1) микроэлементный состав воды (Li, Be, Sc, V, Cr, Cu, Co, Ni, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Cd, Sn, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Pb, Bi, Th, U);

2) макрокомпонентный состав воды (Cl^- , SO_4^{2-} , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+});

3) основные биогенные элементы в минеральных и органических формах: минеральный азот (нитриты, нитраты, аммоний) (DIN), фосфаты (DIP), силикаты (DSi), суммы минеральной и органической форм азота и фосфора;

- 4) органический углерод в растворенной (РОУ) и взвешенной (ВОУ) формах и его компоненты (гуминовая и негуминовая составляющие);
- 5) стабильные изотопы в воде: $\delta^{18}\text{O}$ и δD ;
- 6) растворенный кислород;
- 7) измерения рН воды и общей щелочности;
- 8) гидрологические характеристики: температура, электропроводность, концентрация взвеси;
- 9) оценки расхода воды;
- 10) гидрометеорологические наблюдения;
- 11) в Авачинском заливе изучена сезонная изменчивость концентрации хлорофилла «а» на основе спутниковых данных.

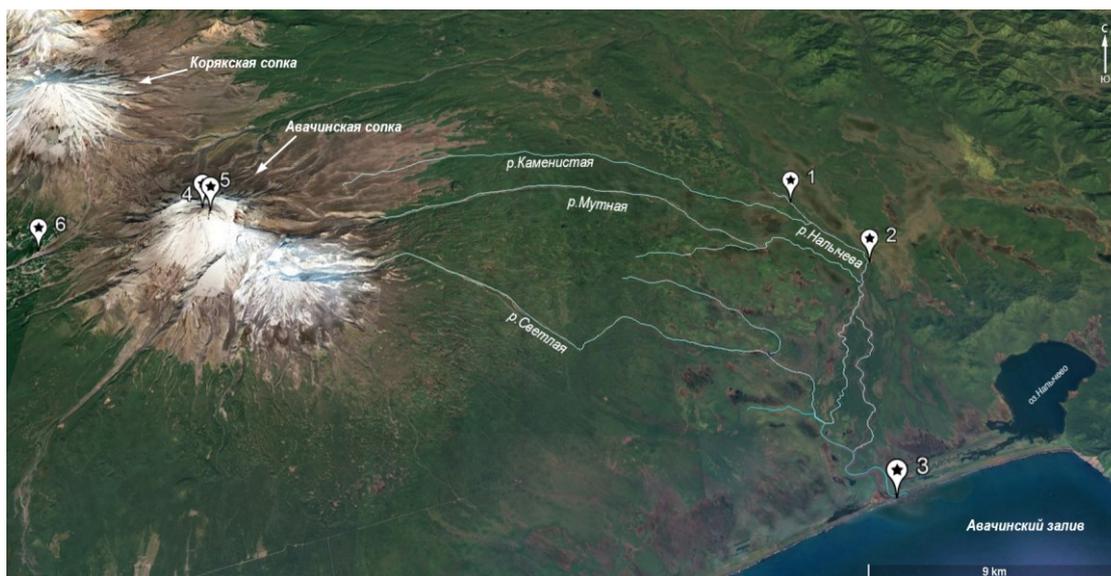


Рисунок. Исследуемый регион с обозначением станций отбора проб в 2024 г.

Результаты

Ниже приведены основные особенности распределения биогенных веществ и РОУ в р. Налычева (табл. 1, 2). Во-первых, зафиксированы повышенные концентрации DIP во всех пробах в диапазоне от 1.0 до 2.0 мкмоль/л. Концентрации DIN также были повышены и находились в диапазоне от 18.4 до 26.7 мкмоль/л. Повышенные концентрации DSi фиксировались почти на всех станциях в осенний сезон с абсолютным максимумом 568.8 мкмоль/л. Для изученной реки характерны относительно невысокие концентрации РОУ в летний сезон в диапазоне 0.3-0.4 мгС/л, с небольшим повышением в осенний сезон до 1.2 мгС/л в районе устьевого створа. Кроме того, в р. Налычева впадает р. Мутная, которая, по-видимому, является источником железа.

Учитывая отсутствие населения на водосборе р. Налычева, влияние антропогенных источников для исследуемой реки полностью исключается. Следовательно, повышенные концентрации DIP и DIN в исследуемый период являются результатом вулканизма. При этом, повышение DIN в воде, происходит преимущественно за счет вулканических эксгаляций и последующего атмосферного переноса их продуктов [3]. Тефра является непосредственным источником DIP, поскольку содержит оксид фосфора (P_2O_5), который, благодаря быстрой реакции с водой, образует биодоступный DIP. В глобальном масштабе наибольшие потоки DSi с суши в океан происходят из вулканических дуг, поэтому повышенные концентрации силикатов являются характерной чертой рек с вулканическим водосборами, такими как р. Налычева. Вероятно, сток реки Налычева можно считать одним из основных факторов, способных спровоцировать «цветение» фитопланктона в Авачинском заливе

в летне-осенний сезон, как установлено на основе спутниковых и литературных данных [1, 6].

Таблица 1. Концентрация биогенных веществ на исследуемых станциях

Бассейн	№ ст.	Дата	PO ₄ , МКМОЛЬ/Л	Si, МКМОЛЬ/Л	NO ₃ ⁻ , МКМОЛЬ/Л	NH ₄ ⁺ , МКМОЛЬ/Л	DIN, МКМОЛЬ/Л
Верховье р. Налычева	1	27.07.2024	1.30	227.68	24.29	0.37	24.67
Средняя р. Налычева	2	27.07.2024	1.28	240.99	26.29	0.39	26.68
Устье р. Налычева	3	27.07.2024	1.33	201.24	25.43	0.28	25.72
Вершина H=2721 м влк. Авачинский	4	31.07.2024	0.24	1.95	2.52	1.22	3.74
Хребет H=2570 м влк. Авачинский	5	31.07.2024	0.10	0.00	2.63	0.48	3.11
Верховье H=750 м влк. Авачинский	6	31.07.2024	2.24	57.67	10.89	2.52	13.41
Верховье р. Налычева	1	09.09.2024	1.60	541.30	23.80	0.90	24.70
Средняя р. Налычева	2	09.09.2024	2.00	568.80	20.00	0.60	20.80
Устье р. Налычева	3	09.09.2024	1.00	399.30	17.50	0.80	18.40

Таблица 2. Распределение концентраций органического вещества в разных формах на исследуемых станциях

Бассейн	№ ст.	Дата	POУ, мгС/л	Гумины, мгС/л	BOУ, мгС/л
Верховье р. Налычева	1	27.07.2024	0.39	0.28	0.10
Средняя р. Налычева	2	27.07.2024	0.30	0.29	0.07
Устье р. Налычева	3	27.07.2024	0.36	0.77	0.24
Вершина H=2721 м влк. Авачинский	4	31.07.2024	0.18	0.06	0.79
Хребет H=2570 м влк. Авачинский	5	31.07.2024	0.27	0.10	0.46
Верховье H=750 м влк. Авачинский	6	31.07.2024	0.26	0.86	10.37
Верховье р. Налычева	1	09.09.2024	0.37	0.04	0.23
Средняя р. Налычева	2	09.09.2024	0.39	0.48	0.19
Устье р. Налычева	3	09.09.2024	1.20	1.46	0.34

Таким образом, проведенные исследования показали, что р. Налычева является важным источником биогенных элементов для Авачинского залива и оказывает влияние на всей его площади [2]. При этом, причиной относительно высоких концентраций DIN и DIP является вулканизм на водосборе реки. Исследование межгодовой изменчивости потоков биогенных веществ со стоком р. Налычева в связи с вулканизмом будет целью дальнейших работ авторов.

Авторы благодарны сотрудникам Природного парка «Вулканы Камчатки» за помощь при проведении полевых работ.

Работа выполнена в ГОИ ДВО РАН (Рег. № 124022100077-0) при поддержке Межведомственной комплексной программы научных исследований Камчатского полуострова и сопредельных акваторий в 2024-2026 гг. (Рег. № 124072200009-5).

Список литературы

1. Лепская Е.В., Тепнин О.Б., Коломейцев В.В. и др. Результаты мониторинга микроводорослей комплекса вредоносного «цветения» (ВЦВ) в Авачинском заливе в 2022 г. // Исследования водных биологических ресурсов Камчатки и северо-западной части Тихого океана. 2022. Т. 67. С. 46-60. <https://doi.org/10.15853/2072-8212.2022.67.46-60>
2. Лобанов В.Б., Сергеев А.Ф., Семкин П.Ю. и др. Исследование абиотических факторов, определяющих динамику морских экосистем и формирование аномальных условий в прибрежных водах Дальнего Востока, в 80-ом рейсе НИС «Профессор Гагаринский» // Океанология. 2023. Т. 63. № 6. С. 1027-1030. <https://doi.org/10.31857/S0030157423060084>
3. Набоко С.И. Вулканические эксгаляции и продукты их реакций / Труды лаборатории вулканологии. Отв. ред. В.И. Влодавец. Москва: Издательство Академии Наук СССР. 1959. Вып. 16. 303 с.
4. Ресурсы поверхностных вод СССР. 1973. Том 20. Камчатка. Л.: Гидрометеиздат. 368 с.
5. Glibert P.M., Burford M.A. Globally changing nutrient loads and harmful algal blooms: Recent advances, new paradigms, and continuing challenges // Oceanography. 2017. V. 30. № 1. P. 58-69. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2017.110>
6. Orlova T.Y., Aleksanin A.I., Lepskaya E.V. et al. A massive bloom of *Karenia* species (Dinophyceae) off the Kamchatka coast, Russia, in the fall of 2020 // Harmful Algae. 2022. V. 120. Art. 102337. <https://doi.org/10.1016/j.hal.2022.102337>
7. Semkin P., Pavlova G., Lobanov V. et al. Nutrient flux under the influence of melt water runoff from volcanic territories and ecosystem response of Vilyuchinskaya and Avachinskaya Bays in Southeastern Kamchatka // Journal of Marine Science and Engineering. 2023. V. 11. Art. 1299. <https://doi.org/10.3390/jmse11071299>

Желтовские горячие ключи (Южно-Камчатский природный парк, Юго-Восточная Камчатка)

Черныгина О.А.¹, Карпов Е.А.², Гольдфарб И.Л.², Кириченко В.Е.¹

Zheltovskie hot springs (South Kamchatka Nature Park, South-Eastern Kamchatka)

Chernyagina O.A., Karpov E.A., Goldfarb I.L., Kirichenko V.E.

¹ *Камчатский филиал Федерального государственного бюджетного учреждения науки Тихоокеанский институт географии ДО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;*

e-mail: kamchatika@mail.ru

² *КГБУ Природный парк «Вулканы Камчатки», г. Елизово, Камчатский край*

Приведены сведения о точном расположении, температуре и химическом составе Желтовских горячих ключей (южная Камчатка). Показана необходимость изменения границ зоны охраны уникальных комплексов и объектов «Желтовские горячие источники» природного парка «Южно-Камчатский».

Введение

Желтовские горячие ключи – одни из самых малоизученных на Камчатке. В опубликованном недавно Каталоге термальных источников Камчатки [2] для этих источников не приведена гидрохимическая характеристика (указана только газовая составляющая), а координаты, высота над уровнем моря и температура отличаются от современных данных.

Первые сведения о Желтовских источниках, их физических и химических характеристиках, известны из отчета о комплексных геологических и гидрогеологических исследованиях в масштабе 1:500 000, произведенных в 1952 г. на территории южной Камчатки [4]. Позже уточненные сведения о водах этих терм были получены в процессе геологической съемки масштаба 1:200 000, проведенной Курильской партией в середине 60-х годов XX века [1]. В последующие годы гидрогеологи источники не посещали. По результатам работ комплексной экспедиции 2021 г. в природный парк «Южно-Камчатский» приводим современные сведения об этих источниках.

Материалы и методы

Краевое государственное бюджетное учреждение «Природный парк «Вулканы Камчатки» с 16 июля по 15 августа 2021 г. организовал и провел комплексную экспедицию по изучению наземных экосистем природного парка «Южно-Камчатский». Одной из задач экспедиции было приведение в известность и оценка состояния природной среды в зонах уникальных природных комплексов и объектов парка. В зоне уникальных природных комплексов и объектов «Желтовские горячие ключи» работы были проведены в период с 16 по 21 июля 2021 г. Выполнены описания почвы и растительности, флористические работы, орнитологические исследования. Отобраны пробы воды, проведены замеры температуры Желтовских ключей, определено их точное местонахождение. Выполнена съемка объекта с вертолета, собран обширный фотобанк наземных фотографий. Материалы инвентаризации печеночников, зеленых мхов и сосудистых растений природного парка «Южно-Камчатский», полученные в ходе экспедиции 2021 г., опубликованы [6-8]. Химический анализ воды выполнен в Аналитическом центре Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН.

Результаты и обсуждение

Источники расположены в 2 км на северо-запад от точки впадения руч. Звонкого в р. Желтую, у подножья левого коренного склона долины р. Желтой (рис. 1). У подножья крутого коренного склона высотой около 8-10 м, сложенного породами алнейской свиты миоценового возраста, наблюдается серия сочений и отдельных концентрированных выходов термальных вод на протяжении 60-70 м, собирающихся в

ручей шириной до 1 м, глубиной до 15-29 см, с суммарным дебитом до 4-5 л/с и температурой 40 °С, далее впадающий в холодный ручей с дебитом около 15-20 л/с. Дно термального ручья выполнено слабоокатанными обломками и дресвой лав основных пород, местами заилено и частично покрыто цианобактериальными матами родов *Mastigocladus* и *Phormidium*.

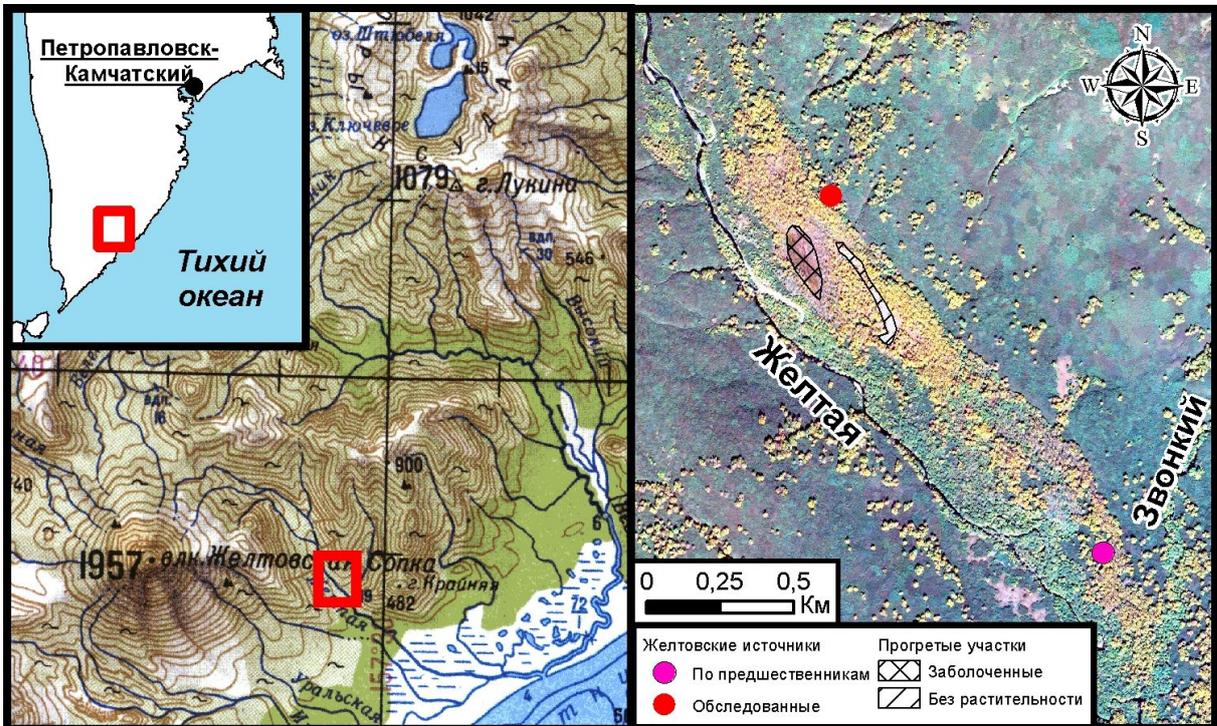


Рис. 1. Желтовские горячие ключи (по результатам работ 2021 г.).

Температура воды в выходах термальных вод с дебитами от 0.1 до 0.4 л/с меняется от 54 до 56 °С. Вода прозрачная, без цвета, без вкуса, без запаха. Источники не периодически слабо газируют. По химическому составу воды Желтовских источников относятся к типу термальных маломинерализованных кремнистых хлоридно-сульфатных кальциево-натриевых борных азотных. Абсолютная отметка выходов 45 м над уровнем моря. Координаты одного из горячих выходов 51.5763888889, 157.4619444444.

В 150 м на юго-запад от термопроявлений, в центральной части аллювиально-пролювиального шлейфа долины р. Желтой, отмечена обширная заболоченность миндалевидной формы, вытянутая вдоль долины, с размерами 200×50 м, с температурами воды и окружающих почв 16 °С. Там же, но в 150 м на юг, прослеживается протяженная, слегка прогретая лентовидная полоса почти без растительности, с размерами 400×20 м.

Приведенное в геологических отчетах [1,4] местоположение Желтовских источников и местоположение источников, исследованных в 2021 г., различаются на полтора километра по горизонтали в долине р. Желтой. Приведенные описания, а также физико-химические характеристики термальных вод достаточно близки, вполне возможна ситуация, что это различные источники. К сожалению, этот факт вскрылся уже на этапе обработки материалов, что не позволило проверить эту гипотезу на месте в период исследований.

Зона охраны уникальных комплексов и объектов «Желтовские горячие источники» (площадь 12.57 га) (рис. 2) установлена «в целях охраны и регулирования использования Желтовских горячих источников, включая территорию термальных площадок, расположенных на реке Желтая, в 2.31 км вверх по течению реки от места ее слияния с ручьем Звонкий» [5].

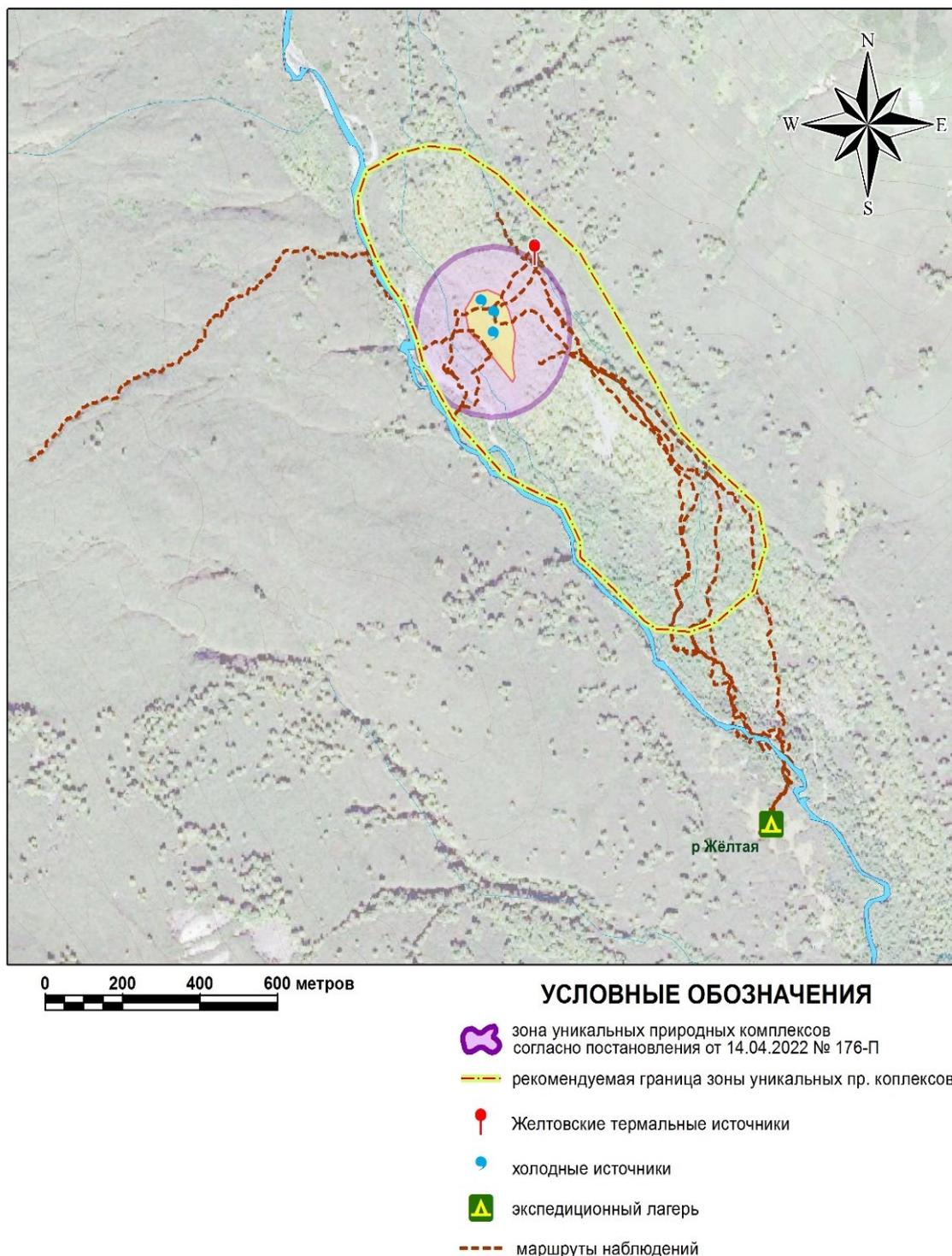


Рис. 2. Существующие и предлагаемые границы зоны охраны уникальных комплексов и объектов «Желтовские горячие источники» природного парка «Южно-Камчатский».

В результате наземных исследований выявлено, что границы зоны охраны уникальных комплексов и объектов «Желтовские горячие источники» должны быть уточнены и приведены в соответствие с фактическим местонахождением Желтовских горячих источников, а границы зоны необходимо расширить, т.к. они не охватывают всей территории термоаномалии, проявляющейся не только выходами на поверхность прогретых вод, но и прогретыми участками на значительной территории, где формируются болотные и лесные экосистемы, оригинальные по структуре и обилию нуждающихся в охране видов [3]. На термальных площадках этих ключей встречен уже известный из этого района и обычный на Южной Камчатке охраняемый вид любка камчатская *Platanthera camtschatica* (Cham. et Schlecht.) Makino (категория 3, редкий

вид). В окрестных каменноберезовых лесах любка камчатская встречается часто, как и три других вида орхидных, причем охраняемый вид дремлик сосочковый *Epipactis papillosa* Franch. et Savat. (категория 3) приводится впервые для флоры Южно-Камчатского природного парка. Под пологом ольхового стланика по склону террасы ручья, у Желтовских горячих ключей обнаружен еще один охраняемый вид (категория 3) – мешкоплодник чаровницеvidный *Peracarpa circaeoides* (Fr. Schmidt) Feer (местообитание не связано с выходами термальных вод). На болоте обычны нуждающиеся в охране и особом внимании осока зелененькая (*Carex viridula* Michx.) и ситник альпийскочленистый (*Juncus alpinoarticulatus* Chaix).

Заключение

Выполненные в 2021 г. работы мы оцениваем как рекогносцировочные, исследование Желтовских горячих ключей и формирующихся в их окружении природных комплексов необходимо продолжить.

Список литературы

1. Геологическое строение и полезные ископаемые листа М-57-II, III (Окончательный отчет о геологической съемке масштаба 1:200 000, проведенной Курильской партией в 1963-1965 гг. в районе Курильского озера). 1966 г. Инв. № 1879 КамТФГИ. [Электронный ресурс] // КамТФГИ. http://www.tfikamchatka.ru/index.php?open=infa_all&itemid=641&FilterInv=&FilterIspol=шеймович&FilterNazv=&FilterRayon=&Submit=Найти&FilterGrif=&FilterGod=1966&FilterOrg=&FilterVid=1%2C2%2C3%2C4%2C5%2C6%2C7%2C8%2C9%2C10 (дата обращения 10.12.2024).
2. Кирюхин А.В., Кирюхин В.А., Манухин Ю.Ф. Гидрогеология вулканогенов. СПб.: Наука, 2010. 395.
3. Красная книга Камчатского края. Том 2. Растения. / отв. ред. О.А. Чернягина. Петропавловск-Камчатский: Камчатпресс, 2018. 388 с.
4. Отчет партии № 534 о комплексных геологических и гидрогеологических исследованиях в масштабе 1:500 000, произведенных в 1952 г. на территории южной Камчатки, прилегающей к Курильскому озеру (восточная часть листа М-57-А)» 1953 г. Инв. № 1560, КамТФГИ. [Электронный ресурс] // КамТФГИ. http://www.tfikamchatka.ru/index.php?open=infa_all&itemid=641&FilterInv=&FilterIspol=Сухова&FilterNazv=&FilterRayon=&Submit=Найти&FilterGrif=&FilterGod=1953&FilterOrg=&FilterVid=1%2C2%2C3%2C4%2C5%2C6%2C7%2C8%2C9%2C10 (дата обращения 10.12.2024).
5. Постановление правительства Камчатского края № 176-П «О природном парке регионального значения «Южно-Камчатский». 14.04.2022 г. Петропавловск-Камчатский.
6. Чернягина О.А., Якубов В.В. Флора природного парка «Южно-Камчатский» (Юго-Восточная Камчатка) // Комаровские чтения. Вып. 72. Владивосток: ФНЦ Биоразнообразия ДВО РАН, 2024. С. 284-342.
7. Bakalin V.A., Klimova K.G., Karpov E.A. et al. Liverworts of the South Kamchatka Nature Park: Survival in active volcanism land // Diversity. 2022. V. 14(9). Art. 722.
8. Ignatova E.A., Czernyadjeva I.V., Ignatov M.S. et al. Mosses of the south Kamchatka nature park (Russian Far East) // Arctoa. 2022. V. 31. P. 77-88. <https://doi.org/10.15298/arctoa.31.10>

Динамика обвальнo-селевых отложений извержения вулкана Жупановский 2014-2016 гг.

Школьный Д.И.¹, Цыпленков А.С.², Бахарева Е.И.¹

Dynamics of landslide-mudflow deposits of the 2014-2016 Zhupanovsky volcano eruption

Shkolnyi D.I., Tsyplenkov A.S., Bakhareva E.I.

¹ МГУ им. М.В.Ломоносова, Географический факультет, г. Москва;

e-mail: danila.hydro@yandex.ru

² Manaaki Whenua – Landcare Research, г. Палмерстон-Норт (Новая Зеландия)

На основании данных дистанционных наблюдений произведен анализ динамики отложений обвалов и селевых потоков, возникших на южном склоне вулкана Жупановский в ходе извержений 2014-2016 гг., и выполнена оценка объема поступившего материала.

Введение

На полуострове Камчатка насчитывается 29 действующих вулканов, каждый из которых – опасный селевой очаг. Вследствие распространения рыхлых пирокластических отложений на склонах, наличия снежников и ледников, служащих источниками водной составляющей лахаров, и частого выпадения интенсивных осадков, сход вулканогенных селей типичен для региона. В результате эксплозивной активности Жупановского вулкана (конуса Приемыш) в 2015-2016 гг. произошел обвал стенки его активного конуса в юго-западном направлении, что выразилось в формировании значительного по площади чехла из вулканогенных отложений (как обвального генезиса, так и пирокластических потоков), покрывшего прилегающие к склонам вулкана территории. Будучи значительно водонасыщенной (как за счет снежников и погребенного льда, так и за счет предшествующих событию обильных дождей), часть обвального материала трансформировалась в вулканический сель – лахаровый поток, заполнивший прилегающие к склону вулкана эрозионные врезы и долины водотоков в бассейне руч. Домашний (правый приток р. Налычева, площадь водосбора – 124.5 км²).

Хронология развития процесса

Первые проявления активизации Жупановского вулкана, по данным группы KVERT, произошли 23.10.2013 г., эруптивная деятельность вулкана в виде выбросов пепла продолжалась с регулярной частотой на протяжении следующих двух лет. В июле 2015 г. и в феврале 2016 г. во время эксплозивных событий произошло постепенное обрушение конуса Приемыш. Согласно [2-4], можно выделить несколько стадий трансформирования территории: 1) поступление материала от первичного обвала конуса (12.06.2015 г.), его перекрытие отложениями пирокластических потоков и формирование водонасыщенных лахаровых потоков на поверхности обвального тела и прилегающей территории. Это сформировало две ветви выноса материала – в юго-западном и южном направлении; 2) дополнительное разрушение части конуса (14.07), увеличившее мощность отложений на юго-западной ветви; 3) взрывные разрушения стенки конуса (27-30.11), материал которых был перераспределен по ветвям выноса водными потоками из растопленного при извержении льда и снега; 4) окончательное взрывное разрушение стенки конуса (12.02.2016 г.), сформировавшее новое обвальное тело и пирокластические потоки; 5) обвал склонов под конусом и пирокластические потоки, связанные с эксплозивным событием (24.03). С большой долей вероятности, во время каждого из этих событий формировались лахаровые, грязекаменные потоки, распространявшиеся в основном в южном направлении и увеличившие на 19% площадь затронутой территории по отношению к первичному обрушению. После окончания извержения началась эрозионная трансформация покрытой обвальными и лахаровыми отложениями территории за счет переноса мелкодисперсного материала

водными потоками, что к 2025 г. увеличило площадь затронутой территории еще на 3 % – в основном, в крайней южной части, где чехол отложений, заполнивших долину руч. Домашний, достиг русла р. Налычева к июню 2018 г. Общая площадь отложений составила 25.7 км², в т.ч. 3.8 км² – частично перекрытые отложения самого обвала, 17.7 км² – отложения первичных грязевых потоков и 4.2 км² – переотложенный материал (рис. 1). Предпосылкой формирования вулканогенного селя стали обильные осадки – так, на ближайшей к участку исследований м/с Светлый в период с 01.07 по 12.07.2015 г. сумма осадков превысила норму в 7.6 раз, общая сумма за летний период оказалась в 2.5 раза больше среднеголетних значений. За двое суток перед взрывным разрушением (26-27.10.2015 г.) выпало 307 мм осадков, что составляет 200 % от нормы октября. Насыщение рыхлого материала водой, вероятно, в обоих случаях способствовало его вовлечению в транзит.

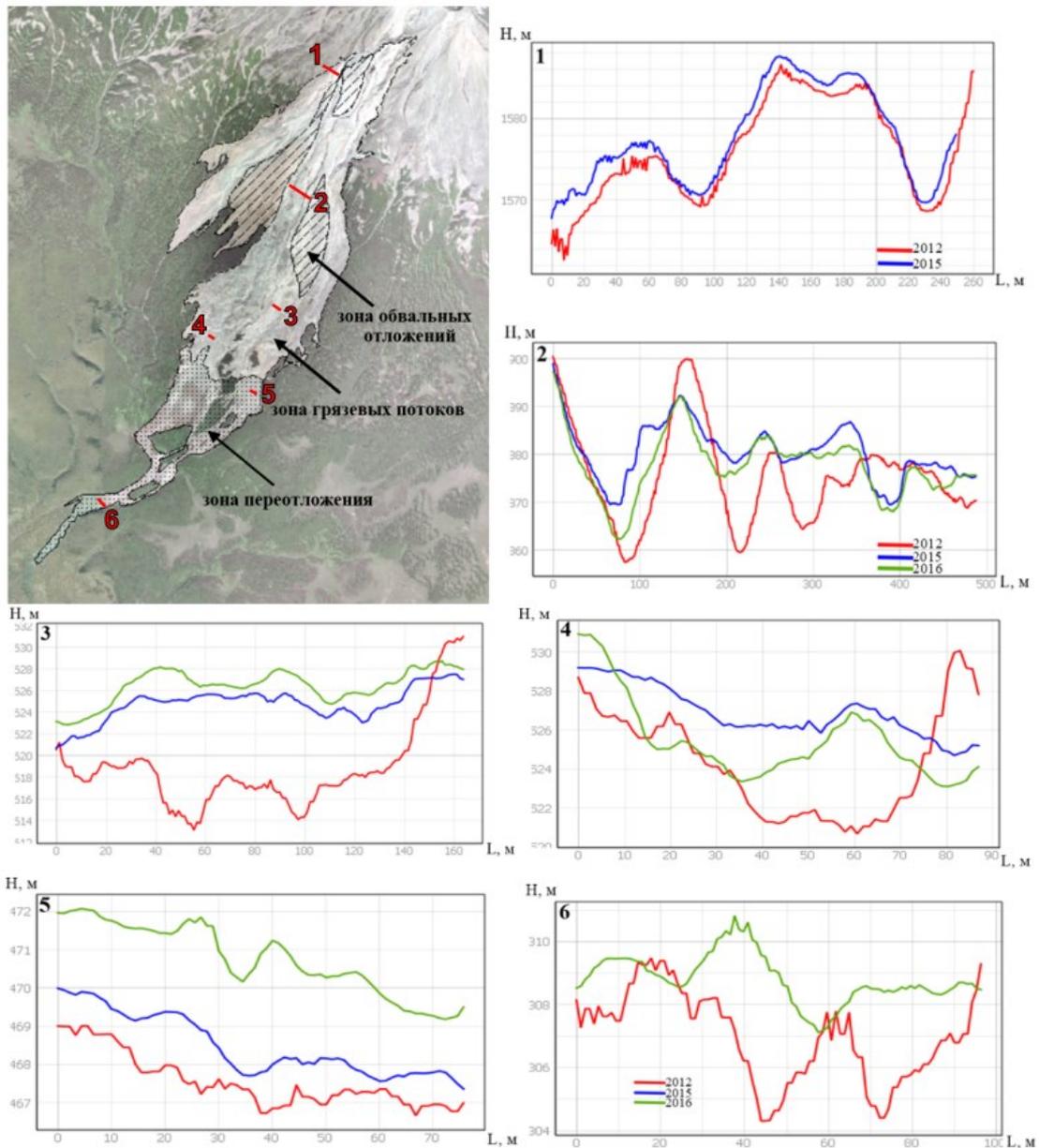


Рис. 1. Классификация отложений и поперечные профили на отдельных участках.

Определение объема отложений и их динамика

По оценкам [2], объем обвалных отложений составил около 0.03 км³, а перемещенного лахаром материала – более 0.07 км³. Для уточнения объема материала были использованы разновременные цифровые модели местности (ЦММ) ArcticDEM субметрового разрешения,

полученные из стереопар высокодетаельных оптических снимков поверхности Земли. На участок исследований доступны модели от 23.06.2012 г. и 12.02.2013 г. (до события), 05.10.2015 г. (после первичного обвала), 21.05.2016 г. и 07.07.2016 г. (после полного разрушения и основной фазы переноса материала). Покрытие участка ЦММ показано на рис. 2. Из-за значительной погрешности привязки исходных моделей была дополнительно выполнена привязка разновременных ЦММ между собой методом корегистрации [5, 7] при помощи библиотеки rubob языка Python.

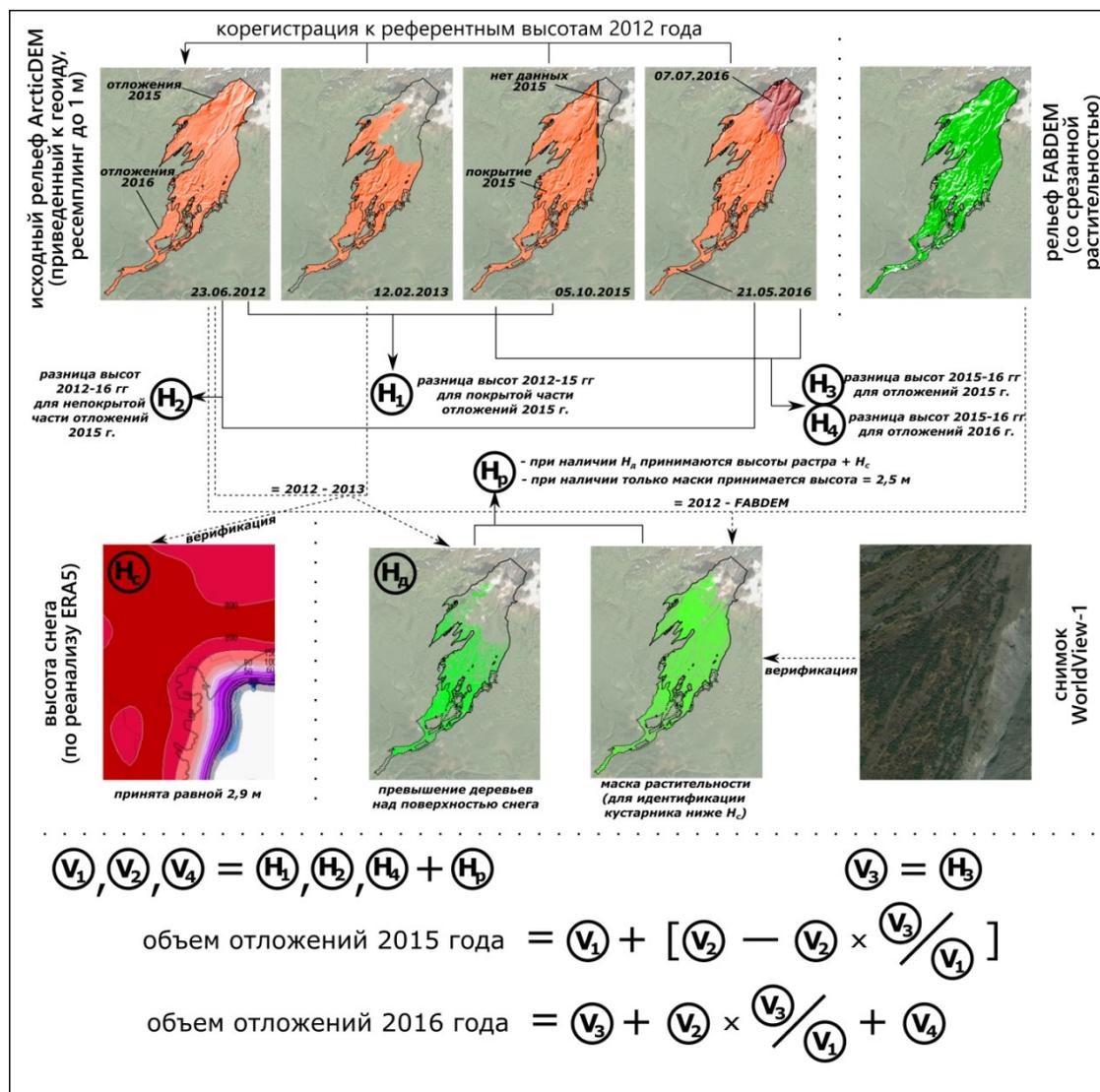


Рис. 2. Блок-схема определения толщины (H) и объема (V) отложений.

Для корректного определения изменений необходимо было учесть растительность, присутствовавшую на месте селевых отложений до их схода, и снежный покров. Для этого были использованы данные реанализа осадков ECMFW ERA5 на дату снимка, по которому высота снега на участке была принята за 2.9 м (на открытой поверхности) и 4 м в лесу (оценка на основании данных [1]). По разнице отметок моделей исходного рельефа 2012 и 2013 гг. было получено превышение деревьев над поверхностью снега, а по разнице модели 2012 г. и ЦМР FABDEM (построенной с применением машинного обучения и представляющей собой условную поверхность земли под растительностью) – суммарное покрытие деревьями и кустарниками (в том числе, ниже высоты снежного покрова). Эти участки были верифицированы по детальному снимку Worldview. Далее путем вычитания отметок были получены объемы материала за отдельные периоды, которые составили 0.058 км³ за первый этап формирования отложений (до 05.10.2015 г.) и 0.017 км³ – между

октябрем 2015 г. и летом 2016 г. Средняя толщина отложений в верхней и средней частях лахара, согласно разновременным моделям рельефа ArcticDEM, достигает 3-6 м, увеличиваясь в долинах существовавших ручьев до 20 м.

Во время схода обвала и лахара глубокие эрозионные врезы (15-20 м) заполнились материалом. Эрозионная сеть на занятой поступившим материалом территории была вынуждена формироваться заново, первоначально – за счет формирования водно-грязевых потоков при таянии снега. Верхние звенья русловой сети сформировались в зависимости от рельефа тела отложений, в то время как наиболее крупные водотоки преимущественно повторяют существовавшую до схода лахара структуру русловой сети левых притоков руч. Домашний (в том числе, за счет размыва тела обвала и лахара грунтовыми водами в тальвегах существовавших ручьев). В теле первичного события постоянные водотоки практически отсутствуют из-за интенсивной фильтрации, в зоне остановки языков лахара при активизации этих водотоков происходит аккумуляция материала. Перераспределение материала, поступающего в эту зону при смыве, осуществляется самим руч. Домашний, верхнее течение которого осталось незатронутым. За период после событий ручей сформировал эрозионный врез в теле лахара практически до глубины своего изначального русла, в связи с чем дальнейший размыв материала практически не происходит. Интенсивность развития врез в тело обвала и лахара также высока – по сопоставлению разновременных профилей, она достигала 2-5 м за первый год после события (рис. 1).

Стоит отметить, что объем поступившего при сходе лахара материала превышает оценочный годовой сток наносов р. Налычева более чем в тысячу раз. Такой значительный объем неотсортированного материала, с учетом высокого эрозионного потенциала территории, не может не повлиять на сток наносов и в перспективе способен значительно изменить как его объемные значения, так и повлиять на химический состав выносимой взвеси, что наблюдалось в 2016-2018 гг. [6]. Дальнейшее развитие склоновых процессов на этом участке может привести к значительному увеличению воздействия на р. Налычева и ее биоту.

Результаты получены при финансовой поддержке проекта Министерства высшего образования и науки (075-15-2024-614).

Список литературы

1. *Виноградов В.Н.* Распределение снежного покрова на Камчатке // Вопросы географии Камчатки. 1964. Вып. 2. С. 3-29.
2. *Горбач Н.В., Самойленко С.Б., Плечова А.А., Мельников Д.В.* Обвал на вулкане Жупановский (Камчатка) в июле 2015 г.: первые данные и наблюдения // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. № 3. Вып. 27. С. 5-11.
3. *Гордеев Е.И., Гирина О.А., Лупян Е.А. и др.* ИС VolSatView: комплексный анализ данных об эксплозивных извержениях вулканов Камчатки // Вестник ДВО РАН. 2016. № 5. С. 120-127.
4. *Гирина О.А., Лупян Е.А., Сорокин А.А. и др.* Спутниковые и наземные наблюдения эксплозивных извержений вулкана Жупановский (Камчатка, Россия) в 2013 и 2014-2016 гг. // Вулканология и сейсмология. 2018. № 1. С. 3-17.
5. *Харченко С.В.* Способ корегистрации цифровых моделей высот для получения гидрологически корректного представления земной поверхности // Геоморфология и палеогеография. 2023. Т. 54. № 3. С. 150-164.
6. *Чалов С.Р., Цыпленков А.С., Школьный Д.И. и др.* К оценке возможного влияния материкового стока на гибель гидробионтов в Авачинском заливе Тихого океана (Камчатка) // Известия Русского географического общества. 2022. Т. 154. № 4. С. 69-84.
7. *Nuth C., Kääb A.* Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thick-ness change // The Cryosphere. 2011. V. 5. № 1. P. 271-290.

Внутригодовые изменения водного, твердого и растворенного стока реки Гейзерной

Школьный Д.И.¹, Цыпленков А.С.², Лебедева Е.В.³, Ефимова Л.Е.¹

Intra-annual changes in runoff, sediment yield and dissolved load of the Geysernaya River

Shkolnyi D.I., Tsyplenkov A.S., Lebedeva E.V., Efimova L.E.

¹ МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва;

e-mail: danila.hydro@yandex.ru

² Manaaki Whenua – Landcare Research, г. Палмерстон-Норт, Новая Зеландия

³ Институт географии РАН, г. Москва

Описываются результаты стационарных и маршрутных наблюдений за элементами стока реки Гейзерной и ее притоков по данным 2021-2023 гг. Приводится количественное описание режимов жидкого, твердого и растворенного стока реки и факторов их изменчивости.

Введение. Долина р. Гейзерная с расположенным в ее нижнем течении участком Гейзерного термального поля, получившим название «Долина Гейзеров», благодаря своей уникальности является одним из наиболее геологически и геоморфологически изученных районов Камчатки, в том числе – среди зон с гидротермальными проявлениями. Специализированных долгосрочных наблюдений за режимом р. Гейзерная ранее не производилось, существуют лишь отрывочные данные [1]. Характерной особенностью Долины является высокая скорость рельефообразования, которая связана с малой прочностью вулканогенно-осадочных пород, наличием многочисленных газогидротермальных проявлений и сейсмичностью, в связи с чем формирование рельефа долины реки во многом определяется гравитационными склоновыми процессами [3]. Современный облик долины сформировался в результате двух катастрофических обвалов-оползней и последовавших за ними селей 2007 и 2014 гг. [4, 5], сформировавших подпрудные озера. Активные процессы, происходящие в долине, значительно трансформируют сток р. Гейзерная, в связи с этим особенности его внутригодовых колебаний тесно связаны с изменяющимся ландшафтом.

Представленные в настоящей статье результаты получены в ходе экспедиционных работ в летние сезоны 2021-2023 гг. В створе кордона Кроноцкого заповедника «Долина Гейзеров» был оборудован временный гидрологический пост, действовавший на протяжении весенне-летнего сезона каждого года. Наблюдения за уровнем воды производились барометрическими самописцами Novo, установленными в реке и на берегу. Дополнительно в поток устанавливался нефелометр Odeon, синхронно с самописцами уровня фиксирующий оптическую мутность воды. Для расчетов стока при различных уровнях измерялись расходы воды гидрометрической вертушкой, что позволило получить кривую связи расходов и уровней воды. Помимо наблюдений на посту, в меженный период производились маршрутные обследования, в ходе которых измерялись расходы воды на притоках р. Гейзерная и, дополнительно, производился отбор проб воды на посту и в притоках, позволивший получить значения объемной мутности путем фильтрования. Содержание основных ионов в фильтрате анализировалось при помощи капиллярного электрофореза на приборе «Капель-105М». Пробы из верхней части бассейна р. Гейзерная (т.н., «Долина смерти») были подвергнуты детальному анализу содержания более широкого перечня химических веществ методом газовой хроматографии. Также в августе 2022 г. были выполнены детальные промеры глубин верхнего подпрудного озера с помощью эхолота Deeper.

Влияние подпрудных озер. До 2007 г. р. Гейзерная представляла собой небольшой водоток со ступенчатым продольным профилем и постоянным расходом воды, увеличивавшемся вниз по течению за счет разгрузки притоков и термальных источников. Площадь водосборного бассейна – 27 км², принимающий водоток – р. Шумная, вытекающая из кальдеры Узон. Оползень, сошедший в 2007 г. по долине

левого притока (руч. Водопадный) перегородил реку, создав подпрудное озеро длиной 1.2 км и объемом около 520 тыс. м³ (значение получено по топографической карте и данным из [2, 5]). Отложения оползня были вовлечены в селевой поток, спустившийся на 2 км до устья р. Гейзерная и далее по р. Шумная. Образовавшееся озеро постепенно заполнялось наносами, поступающими с верхней части бассейна реки (с 2007 по 2013 г., 12 % от общего объема заполнения в 264 тыс. м³). В результате селей, вызванных ливневыми дождями осенью 2013 г., было заполнено еще 70 % объема. Оставшаяся часть заполнена отложениями селя, сформировавшегося после обвала 2014 г. В летний сезон 2015 г. озеро окончательно исчезло из-за расширения створа стока через тело запруды за счет его размыва до крупных валунных пород.

Оползень-обвал, сошедший в январе 2014 г., перекрыл долину реки в 4 км выше по течению и также сформировал подпрудное озеро первоначальной длиной 600 м и объемом 314 тыс. м³ (по состоянию на 2022 г., по данным промеров глубин). За 8 лет после формирования плотины объем заполнения озера, происходящего за счет роста дельты реки в верхней части водоема, составил около 47 тыс. м³. В настоящий момент озеро, имея период водообмена 13-40 часов (в зависимости от сезона), оказывает регулирующее воздействие на сток реки.

Гидрологический режим. Сток вод р. Гейзерная имеет сложный гидрологический режим (рисунок), значительно трансформируясь по длине реки в пределах бассейна – в первую очередь, за счет фильтрации в подрусовой сток в верхнем и среднем течении, активной разгрузки в нижнем течении, а также путем регулирования стока подпрудным озером 2014 г. Базисный сток реки формируется при разгрузке грунтовых водоносных комплексов, различающихся в пределах бассейна по дебиту и химическому составу – преимущественно, из экстрозивно-трещинных источников в притоках р. Гейзерная, а также через термальные выходы, сосредоточенные, в основном, на склонах вулкана Кихпинич и по дну Долины Гейзеров. Стоит отметить бассейн ручья Лавовый – в его верховьях находятся наиболее мощные источники холодных вод, наличие которых значительно повышает модуль стока ручья, выделяя его среди остальных участков бассейна. С большой вероятностью, из-за глубокого вреза, ручей перехватывает подземный сток из соседних водосборов (руч. Игрушка, Сестренка и более мелких). Основной объем стока поступает в реку в процессе снеготаяния, а также при выпадении ливневых осадков – как за счет непосредственного склонового стекания, так и путем просачивания в подземные горизонты и дальнейшей их разгрузки в нижних частях бассейнов. По данным наблюдений в створе поста, базисный сток колеблется в течение года от 0.3-0.5 м³/с в феврале (преобладающее питание термальными водами) до 3 м³/с (летом при максимальном наполнении грунтовых горизонтов за время снеготаяния).

Зимняя межень начинается в первой-второй декаде ноября. Перемерзания реки не наблюдается по всей длине из-за разгрузки термальных вод. С первой декады марта по середину мая происходит постепенный сход снежного покрова в днище долины с периодическим выпадением твердых осадков без значительных подъемов уровня – основным источником питания реки по-прежнему остаются термальные воды, о чем свидетельствует значительная температура воды (до 20 °С) в течение данного периода. К концу июня температура воды устойчиво понижается ниже 10 °С, что свидетельствует о переходе к фазе постоянной разгрузки в реку вод подпрудного озера, наполнившегося за счет снеготаяния. К концу июня – началу июля приурочено таяние основной массы снега на верхней части склонов долины, что выражается в максимальной за год суточной изменчивости уровня (до 10-30 см), после чего уровень постепенно понижается. Ливневые паводки в этот период сглаживаются озером, крупнейшие из них характеризуются резким понижением температуры воды (как, например, 18-19 августа 2023 г.). Уровень и расход воды имеют суточный ход, что связано с преимущественной ролью снеготаяния в питании реки. В течение дня

поступающая вода накапливается в верхнем озере, ближе к вечеру начинается перелив через плотину, сформированную оползнем 2014 г. Суточный пик уровня смещается с 18 часов в июне до 2 часов ночи в июле-августе, что говорит о постепенном смещении снеговой линии в верховьях водосбора и, соответственно, увеличении времени добегания воды из верховьев в озеро.

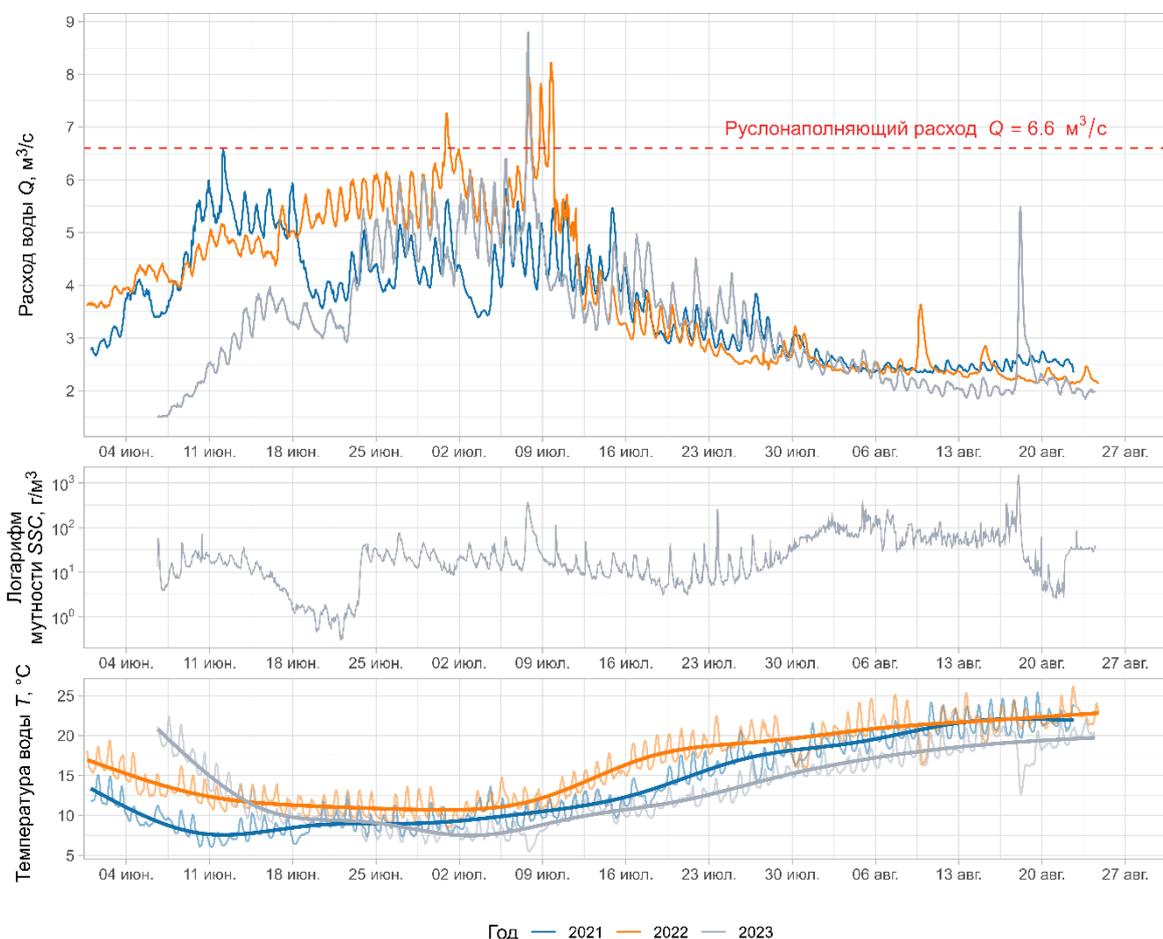


Рисунок. Изменения элементов водного режима на посту в 2021-2023 гг.

Растворенный сток. Общий оценочный объем выноса с растворенным стоком к устью р. Гейзерная составляет 16.9-31.8 тыс. т/г., из них лишь 5.1 тыс. т выносятся с верхней части водосбора. Основной объем выносимых рекой веществ поступает в результате разгрузки термальных минерализованных вод на приустьевом участке, особенно увеличиваясь в теле оползня. Внутри водосбора основной источник растворенного стока – бассейн р. Левая Гейзерная, дренирующей склоны вулкана Кихпиныч, с которого поступает около 4 тыс. т растворенных веществ в год. Модуль растворенного стока на левобережной части водосбора (от 3 до 16 г/с/км²) значительно выше правобережной (до 2 г/с/км²), эти части также отличаются и по преобладающим ионам. Воды правобережной части бассейна – гидрокарбонатные натриево-кальциевые, с изменением содержания преобладающего катиона в сторону устья. Воды верхней части и левого борта долины Гейзерной, в основном, сульфатно-кальциевые. Ближе к устью р. Гейзерная класс воды меняется на хлоридно-натриевый, что говорит о постепенном просачивании вод с верхней части бассейна и их замещении водами из гейзеров и других горячих источников, разгружающимися из более глубоких подземных горизонтов как в днище Долины Гейзеров, так и по длине многих ее притоков, и имеющими в 4-5 раз более высокую минерализацию. Ниже основных гейзеров (в районе кордона) минерализация в начале лета 2023 г. (отражающая практически исключительное «гейзерное» питание) составила 299 мг/л против 67 мг/л в

августе 2022 г., когда базисный сток был значительно разбавлен за счет подпитки от просачивающихся поверхностных вод. Между кордоном и устьем реки днище долины преобразовано, частично являясь ложем спустившегося подпрудного озера, частично протекая через оползневый материал, переотложенный селем, в результате чего минерализация на данном участке кратно растет (в 4 раза в августе 2022 г.), что свидетельствует об упомянутом ранее замещении поверхностных вод. Согласно расчетам, основанным на детальном химическом составе вод верхней части бассейна и связи между содержанием основных ионов в отобранных пробах и измеренными при их отборе концентрациями растворенного вещества, примеси (подавляющая доля которых Si и Al) составляют около 15 % объема растворенного стока, незначительно понижаясь в правобережной части бассейна и увеличиваясь в левобережной.

Сток наносов. Основной источник взвеси в воде р. Гейзерная – перемыв рыхлых селевых отложений, в связи с чем максимальные модули стока наносов наблюдаются в руч. Лавовый и на участке транзита реки через отложения нижнего оползня. Пик мутности, в отличие от пика уровней воды, не смещается во времени в течение летнего сезона, что подтверждает практически полный перехват взвеси верхним подпрудным озером. Общий современный сток взвешенных наносов через устьевой створ реки, восстановленный по данным наблюдений на посту и данным пробоотбора, составляет около 7 тыс. т/г., что соответствует модулю в 7.9 г/с/км^2 . Оценки скоростей заполнения подпрудных озер позволили оценить фоновые объемы влекомой составляющей стока наносов в 38 % от общего стока наносов. При этом, эти значения означают усредненные данные за годы наблюдений, во время которых не наблюдалось значимых эрозионных событий. Их прохождение приводит к импульсному поступлению материала в речную сеть, значительно увеличивая сток наносов. В период наблюдений растворенный сток преобладал над твердым и составлял более 90 % от общего объема перемещаемого вещества практически во всех пробах, понижаясь только для бассейна руч. Лавовый (где твердый сток наибольший) и для р. Правая Гейзерная (где характерна наименьшая минерализация в пределах бассейна).

Результаты получены при финансовой поддержке проекта Министерства высшего образования и науки (075-15-2024-614).

Список литературы

1. Воробьевский И.Б., Дроздин В.А., Фролова Н.Л., Чижова В.П. Гидрологические и рекреационные последствия катастрофического селя в Долине гейзеров (Камчатка) // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2010. № 2. С. 46-52.
2. Кирюхин А.В., Рычкова Т.В., Дубинина Е.О. Анализ гидрогеологического режима гидротермальной системы Долины Гейзеров (Кроноцкий заповедник, Камчатка) после катастрофы 3.06.2007 // Вулканология и сейсмология. 2015. № 1. С. 3-20.
3. Лебедева Е.В., Сугробов В.М., Чижова В.П., Завадская А.В. Долина р. Гейзерной (Камчатка): гидротермальная деятельность и особенности рельефообразования // Геоморфология. 2020. № 2. С. 60-73.
4. Леонов В.Л. Обвал и оползень, произошедшие 4 января 2014 г. в Долине Гейзеров, Камчатка, и их последствия // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 1. Вып. 23. С. 7-20.
5. Пинегина Т.К., Делемень И.Ф., Дроздин В.А. и др. Камчатская Долина Гейзеров после катастрофы 3 июня 2007 г. // Вестник ДВО РАН. 2008. № 1. С. 33-44.

Научное издание

**Вулканизм и связанные с ним процессы.
Материалы XXVIII ежегодной научной конференции,
посвященной Дню вулканолога**

24-29 марта 2025 г.

Сдано в набор ???.?.2025
Подписано к печати ???.?.2025
Дата выхода: ???.?.2025
Формат 60x84/8
Бумага типографская
Гарнитура «Таймс»
Усл.-печ. л. 46.73

Заказ № СТ24-000766

Отпечатано с готового оригинал-макета, подготовленного в ИВиС ДВО РАН,
в ООО «СЭТО-СТ», 683024, г. Петропавловск-Камчатский, пр. 50 лет Октября, 1/2.
тел. 8(4152) 43-17-14