Российская академия наук
Дальневосточное отделение
Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН

Материалы региональной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвященной

ДНЮ ВУЛКАНОЛОГА

29 - 30 марта 2016 г.

Петропавловск-Камчатский, 2016

УДК 551.21+552+550.34
Научное издание
Материалы региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 29 - 30 марта 2016 г. – Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2016. – 470 с.

Главный редактор: академик РАН Е. И. Гордеев;
Заместитель главного редактора: Г. А. Карпов;
Ответственный секретарь: С. Б. Самойленко;
Редакционная коллегия: Н. И. Селивёрстов, И. В. Мелекесцев, С. Н. Рычагов, В. М. Округин, В. Л. Леонов, О. А. Гирина, Я. Д. Муравьёв

ISBN 978-5-902424-16-1

В сборнике представлены материалы ежегодной научной конференции, посвящённой Дню вулканолога, проводимой Институтом вулканологии и сейсмологии ДВО РАН в 2016 г. Освещаются исследования современных проблем вулканологии, сейсмологии, петрологии, геофизики и вулканогенных гидротермальных систем.
На обложке: Вулканы Безымянный, Камень и Ключевской.
Фото: Б. И. Пийпа (верхнее), Ю. В. Демянчука (нижнее)

Оглавление

Секция I. Вулканизм как глобальное явление

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ПОДВОДНЫХ ВУЛКАНОВ, ГАЙОТОВ И ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА 3
Л.П. Аникин, Ю.И. Блох, О.Ю. Богданова, В.И. Бондаренко, А.С. Долгаль, А.А. Долгая , Е.В. Жулева, А.И. Малиновский, А.В. Колосков, Г.В. Новиков, П.Н. Новикова, А.А. Палуева, В.В. Петрова, О.В. Пилипенко, В.А. Рашидов, И.М. Романова, А.А. Трусов, П.И. Федоров, Е.И. Чесалова

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОГО МАГМАТИЗМА ЮЖНОЙ ЧАСТИ СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ. 12
А.О. Волынец, М.М. Певзнер , А.Д. Бабанский

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ, ГЕОХИМИЧЕСКИХ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИКАХ ПЛАТОЭФФУЗИВОВ Г. ЮРТИНОЙ (СРЕДИННЫЙ ХРЕБЕТ, КАМЧАТКА) 21
А.О. Волынец, М.М. Певзнер, Д.В. Коваленко, В.А. Лебедев, И.Г. Грибоедова

ЭКСПЛОЗИВНАЯ АКТИВНОСТЬ ВУЛКАНА ЖУПАНОВСКИЙ В 2016 Г. 24
О.А. Гирина, А.Г. Маневич, Д.В. Мельников, Т.М. Маневич, А.А. Нуждаев, О.А. Лунгул, А.А. Сорокин

АКТИВНОСТЬ ВУЛКАНОВ КАМЧАТКИ И СЕВЕРНЫХ КУРИЛ В 2015 Г. И ИХ ОПАСНОСТЬ ДЛЯ АВИАЦИИ 35
О.А. Гирина, А.Г. Маневич, Д.В. Мельников, А.А. Нуждаев, Ю.В. Демянчук

СОСТАВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТЕКОЛ ПРОДУКТОВ ТЕКУЩЕГО ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНА ЖУПАНОВСКИЙ: ИДЕНТИФИКАЦИЯ ЮВЕНИЛЬНОГО МАТЕРИАЛА 46
Н.В. Горбач, А.А. Плечова, М.В. Портнягин, Т.М. Философова

КОМПЛЕКСНЫЙ АНАЛИЗ ДАННЫХ ОБ ЭКСПЛОЗИВНЫХ ИЗВЕРЖЕНИЯХ ВУЛКАНОВ КАМЧАТКИ В ИС VOLSATVIEW 53
Е.И. Гордеев, О.А. Гирина, Е.А. Лупян, А.А. Сорокин, Д.В. Мельников, А.Г. Маневич, И.М. Романова, Л.С. Крамарева, В.Ю. Ефремов, Д.А. Кобец, А.В. Кашницкий, С.П. Королев, М.А. Бурцев, С.Б. Самойленко

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДВЕСТНИКИ ИЗВЕРЖЕНИЙ ВУЛКАНА БЕЗЫМЯННЫЙ В 1982–1983 ГГ. ПО АЭРОФОТОГРАММЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ 65
В.Н. Двигало, А.В. Шевченко

ВУЛКАН ЖУПАНОВСКИЙ: АКТИВИЗАЦИЯ ИЛИ ИЗВЕРЖЕНИЕ? 72
В.А. Дрознин, И.К. Дубровская, С.А. Чирков

ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНОВ ШИВЕЛУЧ И БЕЗЫМЯННЫЙ: ПРЕДВЕСТНИКИ И ВОЗМОЖНЫЕ МЕХАНИЗМЫ ПОДЪЕМА МАГМЫ 83
В.В. Иванов

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ФОТОЛОВУШКИ ДЛЯ МОНИТОРИНГА ВУЛКАНОВ 98
Т.А. Котенко, Л.В. Котенко, А.В. Рыбин

ТЕФРОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И АРХЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В РАЙОНЕ ПОС. КЛЮЧИ, КАМЧАТКА (ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ) 104
Н.А. Кренке, М.М. Певзнер , С.Н. Чаукин

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПОРОВОМ ПРОСТРАНСТВЕ В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ БАЗАЛЬТАХ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК 114
В.М. Ладыгин, В.Н. Соколов, Э.М. Спиридонов, Ю.В. Фролова, М.С. Чернов

ОСОБЕННОСТИ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА ПЕПЛОВ ВУЛКАНОВ КАМЧАТКИ И ВУЛКАНА АЛАИД 119
Н.А. Малик, К.Б. Моисеенко

НАЧАЛО ВУЛКАНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ В КАЛЬДЕРЕ ХАНГАР (СРЕДИННЫЙ ХРЕБЕТ, КАМЧАТКА) 125
М.М. Певзнер, А.О. Волынец, Ю.А. Костицын, А.Д. Бабанский, Д.В. Коваленко, В.А. Лебедев

РЕКОНСТРУКЦИЯ ИЗВЕРЖЕНИЯ И ВОЗРАСТ АНЮЙСКОГО ВУЛКАНА (ЧУКОТКА) 129
М.М. Певзнер, Д.О. Герцев, П.И. Федоров, Ф.А. Романенко, Ю.В. Кущева

ГИБРИДНЫЕ ЛАВЫ КОНУСА ПРИЕМЫШ (ЖУПАНОВСКАЯ ГРУППА ВУЛКАНОВ, КАМЧАТКА) 139
М.Ю. Пузанков, Л.И. Базанова, О.В. Дирксен, А.Б. Перепелов, С.В. Москалева, Е.В. Карташева

АКТИВНОСТЬ ВУЛКАНОВ СНОУ (О. ЧИРПОЙ) И ЧИРИНКОТАН (О. ЧИРИНКОТАН) В 2015 ГОДУ: СПУТНИКОВЫЕ И ПОЛЕВЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ ПО ДАННЫМ ГРУППЫ SVERT 146
М.В. Чибисова, А.В. Рыбин, С.Е. Дьяков

МОРФОЛОГИЯ ВНУТРИКРАТЕРНОГО КОНУСА ВУЛКАНА БЕЗЫМЯННЫЙ В 2015 Г. ПО ДАННЫМ ДЕШИФРИРОВАНИЯ СТЕРЕОСНИМКОВ 152
А.В. Шевченко, В.Н. Двигало

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ЗАПАДНОГО ФРАГМЕНТА СКЛАДЧАТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВУЛКАНА МОЛОДОЙ ШИВЕЛУЧ 157
А.В. Шевченко, А.П. Максимов, В.Н. Двигало, И.Ю. Свирид

Секция II. Геодинамика зоны перехода океан-континент

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ЗЕМЛИ И ИЗМЕНЕНИЕ СКОРОСТИ ЕЕ ВРАЩЕНИЯ 167
А.В. Викулин, М.Ю. Андреева

ЧИСЛЕННОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПАРАМЕТРОВ СОЛИТОННОГО РЕШЕНИЯ ВОЗМУЩЕННОГО УРАВНЕНИЯ СИНУС-ГОРДОНА В РАМКАХ РОТАЦИОННОЙ МОДЕЛИ 171
А.И. Герус, А.В. Викулин

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ СТАТИСТИКИ НАПРАВЛЕНИЙ ДЛЯ ПАР ЭПИЦЕНТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ-СОСЕДЕЙ НА КАМЧАТКЕ 180
А.А. Гусев, А.А. Палуева

О ВОЛНОВОМ ГЕОДИНАМИЧЕСКОМ (СЕЙСМИЧЕСКОМ И ВУЛКАНИЧЕСКОМ) ПРОЦЕССЕ 190
А.А. Долгая, А.В. Викулин, А.И. Герус

ОПРЕДЕЛЕНИЕ МЕХАНИЗМОВ ОЧАГОВ СЛАБЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО РЕДКОЙ СЕТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ 198
В.К. Лемзиков, М.В. Лемзиков

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ СМЕЩЕНИЯ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ВДОЛЬ ПРОТЯЖЕННЫХ НИВЕЛИРНЫХ ТРАСС В ЮЖНОЙ ЗОНЕ ТОЛБАЧИНСКИХ ШЛАКОВЫХ КОНУСОВ ПОСЛЕ ОКОНЧАНИЯ БТТИ 1975-1976 ГГ . И ИХ ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ (КАМЧАТКА) 210
М.А. Магуськин, В.М. Магуськин

О ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЯХ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ В ОКРЕСТНОСТЯХ ВУЛКАНА АВАЧИНСКИЙ В ПЕРИОД 1964-1995 ГГ. И ПЕРСПЕКТИВЫ ПРОДОЛЖЕНИЯ ЭТИХ ИССЛЕДОВАНИЙ (КАМЧАТКА) 224
М.А. Магуськин, И.К. Миронов, К.М. Магуськин

О СТРУКТУРЕ ЛИТОСФЕРЫ ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ 237
Ю.Ф. Мороз, Л.И. Гонтовая

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ БОЛЬШЕ-БАННОЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ НА КАМЧАТКЕ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ 247
Ю.Ф. Мороз, В.А. Логинов, И.С. Улыбышев

О ВОЗМОЖНОЙ ПРИРОДЕ ИЗМЕНЕНИЙ ВЕКОВОГО ХОДА ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ НА КАМЧАТКЕ 257
Ю.Ф. Мороз, С.Э. Смирнов , З.А Назарова

ГЕОРАДИОЛОКАЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОБВАЛЬНО-ВЗРЫВНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АВАЧИНСКОГО ВУЛКАНА НА БЕРЕГУ БУХТЫ МОХОВАЯ (КАМЧАТКА) 262
В.Ю. Павлова, И.Ф. Делемень

РЕГИОНАЛЬНЫЙ И ЛОКАЛЬНЫЙ БЕРЕГОВОЙ ЭФФЕКТЫ В МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОМ ПОЛЕ 270
Ю.Ф. Мороз, О.М. Самойлова

ПРОБЛЕМА НАВЕДЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ 283
Т.А. Ташлыкова, А.В. Викулин

ДОЛГОСРОЧНЫЙ СЕЙСМИЧЕСКИЙ ПРОГНОЗ ДЛЯ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ДУГИ НА IX 2015 – VIII 2020 ГГ., ДОПОЛНЕНИЯ К НЕМУ, ОБОСНОВАНИЕ НЕОБХОДИМЫХ МЕР ПО СЕЙСМОУКРЕПЛЕНИЮ В КАМЧАТСКОМ КРАЕ 290
С.А. Федотов, А.В. Соломатин

СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНО-ПАУЖЕТСКОГО ТЕРМАЛЬНОГО ПОЛЯ НА ОСНОВАНИИ КОМПЛЕКСНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ 299
С.О. Феофилактов, Ю.Ю. Букатов, И.А. Нуждаев, А.А. Нуждаев, Д.К. Денисов

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ СИНЕГОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И СВЯЗЬ С СЕЙСМИЧЕСКИМИ СОБЫТИЯМИ НА О. САХАЛИН 311
Г.А. Челноков, Р.В. Жарков, И.В. Брагин

Секция III

Гидротермальные процессы: геотермия, геохимия, метасоматоз

ИЗВЕРЖЕНИЯ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ КЕРЧЕНСКОГО ПОЛУОСТРОВА В ДЕКАБРЕ 2015 ГОДА 319
В.И. Васенко, В.М. Округин, Е.В. Карташева, В.Л. Косоруков, Н.Ю. Курносова, С.В. Москалева, А.М. Округина, В.В. Чабан

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНЫХ НОВООБРАЗОВАНИЙ ТТИ ИМ. 50-ЛЕТИЮ ДВО РАН (2016 Г.) 326
Л.П. Вергасова, М.А. Назарова, К.В. Тарасов, Г.А. Карпов, С.В. Москалёва, А.П. Шаблинский, Л.А. Горелова, С.К. Филатов

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ ВЫНОС МАГМАТИЧЕСКИХ ЛЕТУЧИХУЛКАНАМИ О. КУНАШИР 329
Е.Г. Калачева, Ю.А. Таран, Т.А. Котенко, Е.В. Волошина

ГЕОХИМИЯ И ФОРМИРОВАНИЕВОД ПУЩИНСКИХ УГЛЕКИСЛЫХ ТЕРМАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКОВ. 339
Е.Г. Калачева, Л.А. Пташинский

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЛЕГКИХ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ (La , Ce) В АРГИЛЛИЗИТАХ ВЕРХНЕЙ ЗОНЫ СОВРЕМЕННЫХ ТЕРМАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ УЗОН-ГЕЙЗЕРНОЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ (КАМЧАТКА) 348
Г.А. Карпов, А.Г. Николаева, О.Ф. Карданова, О.И. Сийдра

ГЕОМЕХАНИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СЕЙСМИЧНОСТИ: ПРИЛОЖЕНИЯ ДЛЯ ИЗВЛЕЧЕНИЯ ГЕОТЕРМАЛЬНОЙ ЭНЕРГИИ И СЕЙМИЧЕСКОГО ПРОГНОЗА 356
А.В. Кирюхин, С.А. Федотов, А.В. Соломатин, И.Ф. Делемень, П.А. Кирюхин

СОЛЬФАТАРНЫЕ ГАЗЫ ВУЛКАНОВ МЕНДЕЛЕЕВА И ГОЛОВНИНА В 2015 Г. (О. КУНАШИР) 364
Т.А. Котенко, Е.Г. Калачева, Л.В. Котенко, Ю.А. Таран

ЛИТОЛОГИЯ ТОЛЩИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ГЛИН НИЖНЕ-КОШЕЛЕВСКОЙ ТЕРМОАНОМАЛИИ (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА) 371
О.В. Кравченко, С.Н. Рычагов

ГИДРОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ВОДНОЙ СРЕДЫ ОЗЕРА КАРЫМСКОГО И ТЕРМАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКОВ КАЛЬДЕРЫ АКАДЕМИИ НАУК ЗА ПЕРИОД 1996 - 2015 ГГ. 383
А.Г. Николаева, Г.А. Карпов, Д.Ю. Кузьмин

О ЗОЛОТЕ ТОЛБАЧИНСКОГО ДОЛА 392
В.М. Округин , Ш.С. Кудаева, С.В. Москалева, Т.М. Философова, Е.Ю. Плутахина, Д.А. Яблокова, О.А. Зобенько, М.В. Чубаров

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗГОНАХ И СУБЛИМАТАХ АВАЧИНСКОГО ВУЛКАНА (2014-2015 ГГ.) 400
В.М. Округин, Н.А. Малик, Е.Ю. Плутахина, М.А. Назарова, В.В. Козлов С.В. Москалева, М.В. Чубаров

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КУНГУРЦЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ 406
В.М. Округин, Д.А. Яблокова, О.А. Зобенько, К.Б. Калинин, В.В. Козлов, Ш.С. Кудаева, С.В. Москалева, Е.Д. Скильская, М.В. Чубаров

ИССЛЕДОВАНИЯ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА ВОДЫ В МУТНОВСКОМ ГЕОТЕРМАЛЬНОМ РАЙОНЕ (ВУЛКАН, МЕСТОРОЖДЕНИЕ, НИЖНЕ-ЖИРОВСКОЙ ИСТОЧНИК, РОДНИКОВЫЙ), ВЛИЯНИЕ ФАЗОВОГО ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ 416
А.Ю. Поляков, А.В. Кирюхин, П.О. Воронин, О.О. Усачева

МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ ОФИОЛИТОВ П-ОВА КАМЧАТСКИЙ МЫС 425
Д.П. Савельев, Р.М. Новаков, О.Л. Савельева

СТАДИЙНОСТЬ, УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И СТРУКТУРНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФАЗ ПРОДУКТИВНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ ЯГОДНИНСКОГО ЦЕОЛИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ 434
А.В. Сергеева, И.А. Бойкова

К ВОПРОСУ О ПРЕОБРАЗОВАНИИ ТУФОВ В РАЗРЕЗЕ ВЕРХНЕ-ПАУЖЕТСКОГО ТЕРМАЛЬНОГО ПОЛЯ (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА) 443
Ю.В. Фролова, М.С. Чернов, С.Н. Рычагов

СТРОЕНИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ГЛИН ЮЖНОЙ КАМЧАТКИ: ОТ МАКРО- ДО НАНОУРОВНЯ 455
М.С. Чернов, В.Н. Соколов, С.Н. Рычагов, Р.А. Кузнецов, А.Р. Алёшин

ДИСКУССИ ОБ ОСОБЕННОСТЯХ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И ПЕРСПЕКТИВАХ ИССЛЕДОВАНИЯ ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ П-ВА КАМЧАТКА И ПРИЛЕГАЮЩЕГО ШЕЛЬФА 462
Р.Б. Шакиров, А.И. Обжиров, И.Ф. Делемень, В.Ю. Павлова

УДК 551.214.6(571.645):
550.834:550.838.2: 550.382.3

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ПОДВОДНЫХ ВУЛКАНОВ, ГАЙОТОВ И ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Л.П. Аникин[1], Ю.И. Блох[2], О.Ю. Богданова[3], В.И. Бондаренко[4], А.С. Долгаль[5], А.А. Долгая[1], Е.В. Жулева[3], А.И. Малиновский[6], А.В. Колосков[1], Г.В. Новиков[3], П.Н. Новикова[4], А.А. Палуева[1], В.В. Петрова[7], О.В. Пилипенко[8], В.А. Рашидов[1], И.М. Романова[1], А.А. Трусов[9], П.И. Федоров[7], Е.И. Чесалова[10]

[1] Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский; e-mail: rashidva@kscnet.ru;
[2]Москва;
[3]Институт океанологии РАН, Москва;
[4]Костромской ГУ им. Н.А. Некрасова, Кострома;
[5]Горный институт УрО РАН, Пермь;
[6]Дальневосточный геологический институт, Владивосток;
[7]Геологический институт РАН, Москва;
[8]Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва;
[9]ЗАО «ГНПП Аэрогеофизика», Москва
[10]Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, Москва

Приводятся новые данные о строении подводных вулканов, гайотов и вулканических островов западной части Тихого океана, полученные в рамках интеграции ученых различной специализации академической, вузовской и отраслевой науки в области наук о Земле при проведении комплексных геолого-геофизических исследований в 2015-2016 гг.

Введение

26 апреля 1976 г. было спущено на воду научно-исследовательское судно (НИС) «Вулканолог», с борта которого камчатские вулканологи совместно с отечественными и иностранными коллегами в период 1977-91 гг. плодотворно изучали различные типы проявления подводного вулканизма Тихого океана. Результаты проведенных исследований вошли составными частями в Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана [16] и Тектоническую карту Охотоморского региона [29], представлены в целом ряде востребованных монографий [2, 9-11, 13, 17, 19, 24, 26-29, 31] и отражены в многочисленных публикациях в отечественных и зарубежных журналах. Материалы, полученные в рейсах НИС «Вулканолог», составили фундамент успешно защищенных докторских и кандидатских диссертаций.

До настоящего времени с помощью современных компьютерных технологий и аналитического оборудования в рамках интеграции академической, вузовской и отраслевой науки обрабатываются материалы выполненных геофизических исследований и геологические коллекции, собранные при драгировании и маршрутных исследованиях на вулканических островах во время проведения рейсов НИС «Вулканолог». Для выполнения исследований также используются материалы, полученные во время проведения полевых работ на территории Вьетнама в рамках творческого сотрудничества с Институтом наук о Земле Национального центра Научных исследований СРВ в 1982 и 1985 гг., и на острове-вулкане Алаид (о. Атласова), расположенном в северной части Курильской островной дуги (КОД), в 2013-2015 гг.

[1, 20]. Такая интеграция для выполнения комплексных геолого-геофизических исследований подводных вулканов, гайотов и вулканических островов западной части Тихого океана стала возможной благодаря личной инициативе авторского коллектива и поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ). На различных этапах к выполнению работы привлекаются аспиранты, молодые ученые и студенты, которым маститые ученые передают свои знания и опыт. Таким образом, проводимые исследования имеют не только научную, но и образовательную составляющую. В 2015-2016 гг. интеграция ученых различной специализации в области наук о Земле из пяти городов трех федеральных округов Российской федерации была успешно продолжена.

Результаты комплексных геолого-геофизических исследований 2015-16 гг.

Выполнены комплексные петромагнитные и петрографо-минералогические исследования базальтов, долеритов и их шлаков, слагающих постройку подводного вулкана Минами-Хиоси в Марианской островной дуге [5, 23]. Установлено, что в основном изученные образцы имеют высокие значения естественной остаточной намагниченности J_n ~1-6 А/м и фактора Кенигсбергера ~3-22. Степень магнитной анизотропии образцов достигает 1.026. Как и в других островодужных позднекайнозойских подводных вулканах западной части Тихого океана [5, 18, 22] изученные образцы сильно дифференцированы по величине J_n и магнитной восприимчивости χ. Основными носителями намагниченности являются как низкокоэрцитивные магнитные минералы (титаномагнетит и магнетит) псевдооднодоменной структуры, так и высококоэрцитивные (гематит). Высокие величины J_n в изученных образцах горных пород, обусловлены псевдодоменной структурой зерен титаномагнетита, а высокие значения χ – большой концентрацией ферромагнитных зерен.

Изучены железомарганцевые образования (ЖМО), отобранные в Идзу-Бонинской и Марианской островных дугах, а также и на бортовом валу Тихоокеанской части Марианского желоба [21]. Эти образования, залегающие на различных типах субстратов, характеризуются определенным составом рудных минералов марганца и железа – вернадитом, бернесситом и гематитом (рис. 1). Поверхность части ЖМО покрыта гидрогенной железомарганцевой пленкой, состоящей из тонкой ассоциации Fe-вернадита и Mn-фероксигита. В изученных образцах распространен также гетит.

В пределах северной части КОД выделены три морфоструктурные зоны: Парамуширская, Онекотанская и пролива Крузенштерна [4]. Ведущим процессом во время неотектонического этапа развития здесь, вероятно, были периодические опускания фундамента дуги с последующим поднятием в ее осевой части и надстраиванием островов за счет вулканической деятельности. В районе бухты Крашенинникова на о. Парамушир обнаружен глубокий каньон, с глубиной вреза в сотни метров и с V-образным поперечным профилем, обрушение крутых стенок которого может стать причиной возникновения цунами оползневого генезиса.

Сделано предположение о наличии в привершинной части островов Ушишир, расположенных в центральной части КОД, подводной кальдеры диаметром 4-5 км [8].Изучение подводного вулкана Обручева показало, что наиболее намагниченной является привершинная часть вулканической постройки, и позволило предположить наличие на глубинах 3700-4200 м застывшего магматического очага [3]. Вероятнее всего, вулканическая постройка образовалась в неогеновое время.



Рис. 1. Образцы ЖМО опробованные на бортовом валу Тихоокеанской части Марианского желоба на глубине 2200 м. Измененная порода субстрата покрыта тонкой черной пленкой, состоящей из вернадита, частично плохо окристаллизованного. Местами встречен гетит. В небольшом количестве в виде чешуйчатых агрегатов присутствует бернессит.

Томографический анализ подводных вулканов Берга, 1.4 и Григорьева (рис. 2) выявил неоднородную структуру распределения значений эффективной намагниченности, свидетельствующую о сложном глубинном строении этих построек.

Применение программы ИГЛА показало, что направление векторов J_n изученных подводных вулканов КОД не совпадают с современным направлением геомагнитного поля Земли T_0 [6]. Образование подводных вулканических построек происходило здесь в периоды глобальных геомагнитных возмущений. Привлечение информации о гравитационном поле КОД, получаемой с помощью спутниковой интерферометрической радарной альтиметрии, свидетельствует о том, что вычисленные таким образом аномалии Фая весьма четко отражают расположение подводных вулканов и позволяют проводить количественную оценку параметров геоплотностных неоднородностей [7].

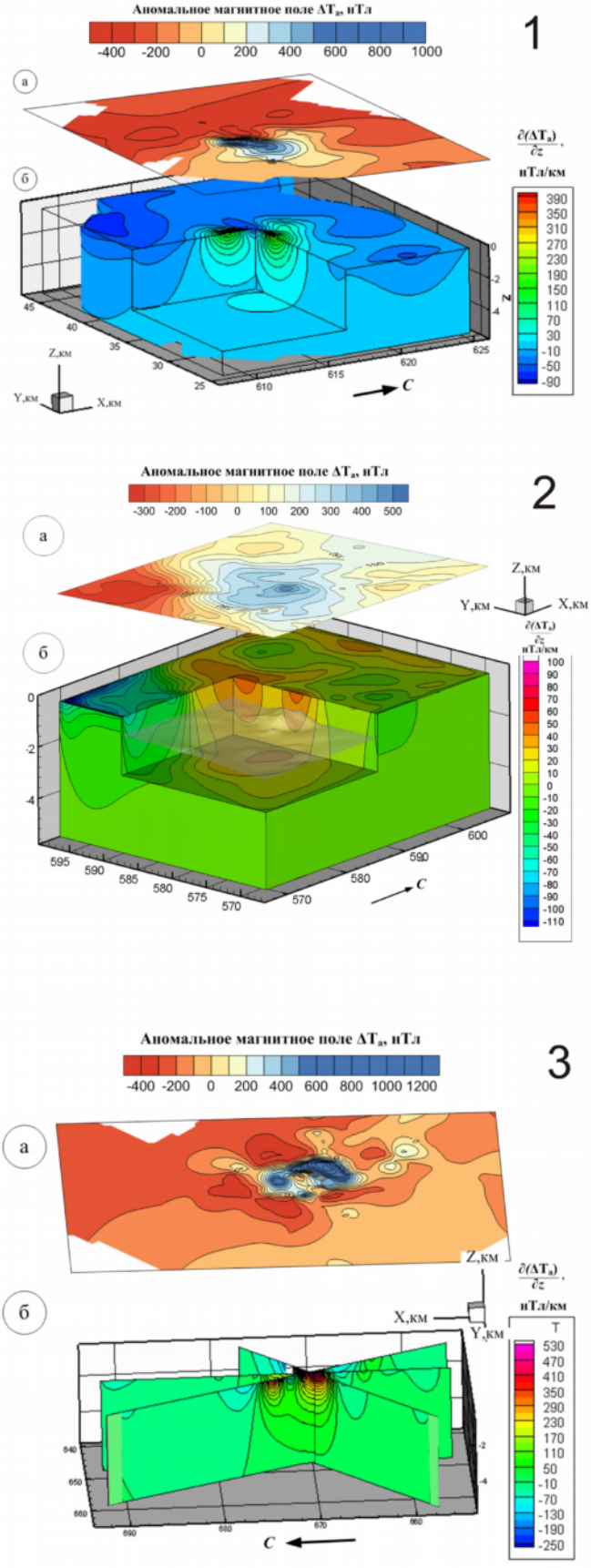
Материалы проведенных исследований отражены в сети Интернет. На сайте Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН перманентно пополняется информационный ресурс (ИР) «Сравнительный анализ материалов геомагнитных исследований различных типов проявлений позднекайнозойского подводного вулканизма в Тихом океане» (http://www.kscnet.ru/ivs/grant/grant_04).

На геопортале ИВиС ДВО РАН реализована веб-ориентированная база данных «Позднекайнозойские подводные вулканы Тихого океана» (http://geoportal.kscnet.ru/submarine_volcanoes/), содержащая описания подводных вулканов, данные о магнитных свойствах и химическом составе драгированных образцов.

Подробные сведения о подводных вулканах КОД, обширная библиография по изучаемым объектам, картографические сервисы их визуализации представлены в комплексной информационной веб-системе «Вулканы Курило-Камчатской островной дуги» (http://geoportal.kscnet.ru/volcanoes/) геопортала [24].

ИР «Магеллановы горы (Тихий океан)» (http://guyot.ocean.ru/) представляет собой кондиционный образец сбора аналитической, картографической и библиографической информации об океанической структуре [12].

Он не только объединяет и позволяет организованно хранить существующие первичные данные и результаты научных исследований гайотов Магеллановых гор, но и дает возмож-



ность использовать эти материалы для региональных и специализированных работ всем пользователям.

Созданные специализированные ИР предоставляют многочисленным исследователям уникальную информацию для изучения различных типов проявления подводного вулканизма западной части Тихого океана.

Получены новые петрологические и изотопно-геохимические данные о составе пород шельфовой зоны Южно-Китайского моря (о-ва Тху, Ре, Хон-Жо, Катуик, подводный вулкан Иль де Сандр) [14]. Хотя изученные вулканиты относятся к различным структурным областям: континентальная окраина, шельфовая зона, окраинный морской бассейн, они связаны с проявлением однотипного рифтогенного вулканизма. Однотипность проявления вулканизма на всей территории в рассматриваемых возрастных границах исключает наличие какой-либо зональности при переходе от одного типа структур локализации к другому. Показана ведущая роль мантийного диапиризма в ходе эволюции вулканизма всего рассматриваемого района Индокитая. Подробно изучена коллекция мантийных ксенолитов (рис. 3), собранная во время полевых исследований на территории Вьетнама [13, 14, 17].

Песчаные породы о. Тху являются петрогенными и относятся к субаркозам [15]. Они характеризуются высокой химической зрелостью, свидетельствующей о значительной степени выветривания пород областей сноса, существенной гидродинамической сортировкой, а также преобладанием в их составе сиалической кластики. Среднеплейстоценовые вулканогенно-осадочные породы островов группы

Рис. 2. Изолинии аномального магнитного поля ΔT_a (а) и 3D-диаграмма (б), отражающая пространственное распределение квазинамагни-ченности горных пород подводных вулканов КОД: Берга (1), 1.4 (2) и Григорьева (3).



Рис. 3. Мантийный ксенолит лерцолита в базанитах Вьетнама.

Тху – Катуик сложены пирокластическим материалом основного состава близкого к базальтам трахибазальт-трахитовой и щелочно-базальтовой серий Вьетнама, имеющим внутриплитные характеристики и связанным с существующими здесь обстановками растяжения. Формирование вулканогенных отложений происходило в субаэральных условиях вблизи от центров вулканических извержений.

Во время проведения полевых работ в августе 2015 г. на острове-вулкане Алаид [20] и при последующих лабораторных исследованиях выделены самородное железо, самородный алюминий, самородная медь, муассанит, корунд, гранат, апатит и битуминозные соединения. На образцах, отобранных на мысе Сердитый, встречены пленки окислов железа, а на образцах, отобранных на мысе Пологий – окислов марганца. В свалах южного склона побочного вулкана Такетоми оконтурена область развития видимых проявлений меди. В районе мыса Пологий в пределах лавового потока был обнаружен небольшой водоем с водой пурпурного цвета и установлено, что такой цвет воды обусловлен пурпурными бактериями рода *Thiocapsa.*

Геоморфологические исследования, которые эпизодически проводятся с 1981 г., показали, что постройка Такетоми под действием денудационных процессов продолжает перманентно разрушаться. В толще тефроидов постоянно происходит осыпание и обнажаются шлаковые бомбы (рис. 4).

Это, к большому сожалению, подтверждает тезис о том, что если скорость денудационных процессов существенно не изменится, то в ближайшее время Такетоми опять станет



Рис. 4. Разрушение постройки Такетоми (КОД, остров-вулкан Алаид), август 2015 г.

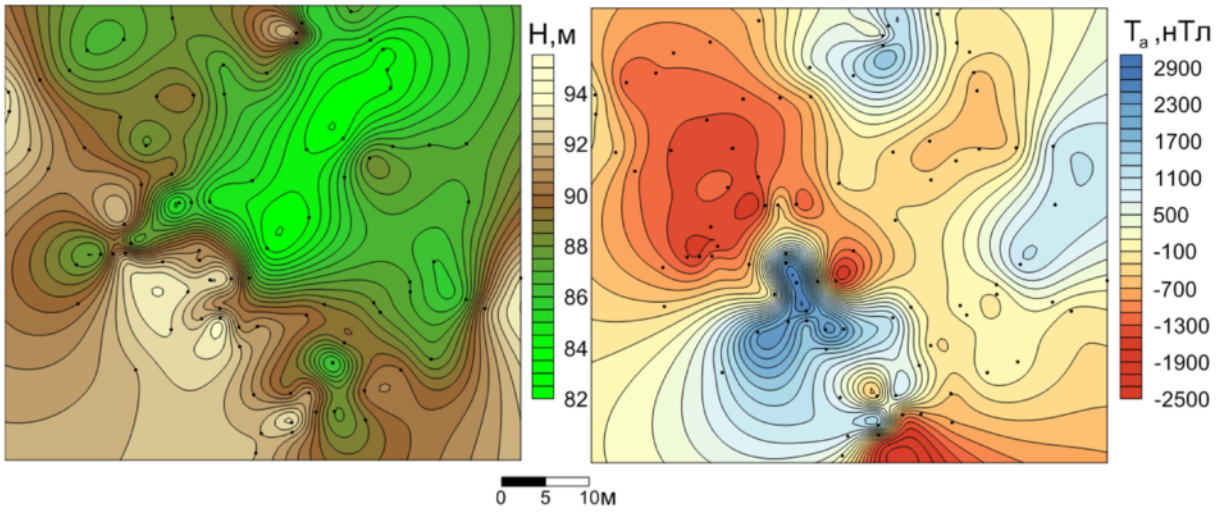


Рис. 5. Рельеф (слева) и аномальное магнитное поле ΔT_a (справа) вершинной бокки Такетоми (КОД, остров-вулкан Алаид).

островом и это значительно затруднит его дальнейшее изучение.При проведение геомагнитных работ установлено, что к центру вершинной боки Такетоми приурочена интенсивная положительная аномалия ΔT_a (рис. 5), обусловленная, вероятнее всего, застывшим подводящим каналом, а аномальное магнитное поле лавовых потоков мыса Лава имеет сложный мозаичный характер [1, 20].

Интерпретация данных полученных при геомагнитных исследованиях побочных конусов острова-вулкана Алаид с помощью интегрированной системы СИНГУЛЯР показала, что основные особые точки функций, описывающих аномальные магнитные поля на коротких интерпретационных профилях, являются приповерхностными и приурочены к верхней кромке магматических пород на глубинах от нескольких метров до 10-15 м от дневной поверхности.

Томографический анализ аномальных магнитных полей выявил крупные контрастные геомагнитные неоднородности, приуроченные к глубинам приблизительно 20–80 м и, возможно, распространяющиеся на большие глубины (рис. 6).

Создана реляционная база данных, предназначенная для хранения результатов проведения эхолотного промера, непрерывного сейсмоакустического профилирования и гидромагнитной съемки, выполненных в рейсах НИС «Вулканолог». База данных содержит сведения о съемочных галсах, полученных в ходе 11 рейсов НИС «Вулканолог» в пределах КОД (6900 записей) и в ходе 19 рейсов в пределах Алеутской, Идзу-Бонинской, Марианской островных дуг, Берингова, Южно-Китайского, Филиппинского и Ново-Гвинейского морей (12400 записей). Для работы с базой данных в интегрированной среде программирования BorlandDelpi создано приложение Galses.

Заключение

В результате выполненных в 2015-2016 гг. комплексных геолого-геофизических исследований получены новые данные о строении подводных вулканов, гайотов и вулканических островов западной части Тихого океана, позволившие расширить наши представления о масштабах, продолжительности и времени проявления различных типов подводного вулканизма в этом регионе.

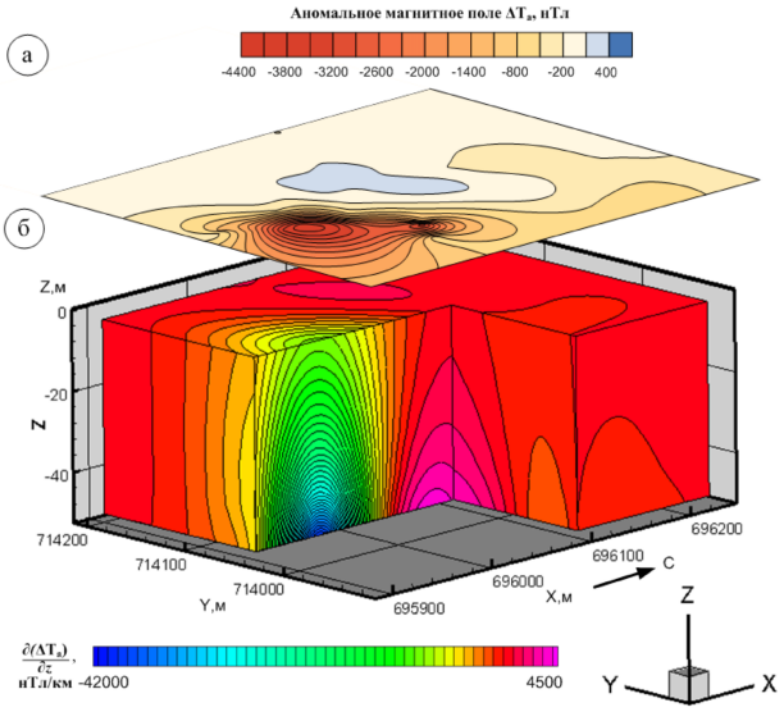


Рис. 6. Томографическая интерпретация аномального магнитного поля шлакового конуса (КОД, остров-вулкан Алаид, прорыв Олимпийский): а – аномальное магнитное поле ΔT_a со снятым линейным фоном; б – 3D-диаграмма распределения эффективной намагниченности горных пород.

Успешному выполнению работ, несомненно, способствовала интеграция ученых различной специализации академической, вузовской и отраслевой науки и в области наук о Земле из пяти городов трех федеральных округов Российской федерации.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 15-05-02955, 15-05-01823 и 13-05-12090).

Список литературы

1. *Аникин Л.П., Блох Ю.И., Долгаль А.С. и др.* Геомагнитные исследования побочных извержений острова-вулкана Алаид (о. Атласова, Курильская островная дуга) // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: материалы 43-й сессии Международного научного семинара им. Д.Г. Успенского (г. Воронеж, 26 января -30 января 2016 г.). Воронеж: ООО ИПЦ «Научная книга», 2016. С. 34–35.
2. *Антонов А.Ю.* Геохимия и петрология мезо-кайнозойских магматических образований и мантийный диапиризм. Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2008. 250 с.
3. *Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др.* Комплексные геолого-геофизические исследования подводного вулкана Обручева (Курильская островная дуга) // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. Восьмые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы конференции. Екатеринбург 14–18 сентября 2015. Екатеринбург: УрО РАН, 2015. С. 26–29.
4. *Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др.* Геолого-геофизические исследования подводных вулканов северной части Курильской островной дуги // Пятая научно-техническая конференция Проблемы комплексного геофизического мониторинга

Дальнего Востока России,27 сентября - 3 октября 2015 г. , г. Петропавловск-Камчатский / Отв. ред. В.Н. Чебров. Обнинск: ГС РАН, 2015. С. 25–29.

5. *Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др.* Комплексные исследования островодужных подводных вулканов Северо-Западной части Тихого океана // IV Международная научно-практическая конференция «Морские исследования и образование:MARESEDU-2015». Сборник тезисов. 19-24 октября 2015 г. Москва, Ломоносовский корпус МГУ. С. 63–65.
6. *Блох Ю.И., Рашидов В.А., Трусов А.А.* Изучение подводных вулканов Курильской островной дуги с помощью спутниковой радарной альтиметрии // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: материалы 43-й сессии Международного научного семинара им. Д. Г. Успенского (г. Воронеж, 26 января — 30 января 2016 г.). Воронеж: ООО ИПЦ «Научная книга», 2016. С. 34–35.
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.* Строение и предполагаемая история развития вулканического массива Ушишир (Центральные Курилы) // Геология морей и океанов: Материалы XXI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. М.: ГЕОС, 2015. Т. 5. С. 48–52.
9. *Гавриленко Г.М.* Подводная вулканическая и гидротермальная деятельность как источник металлов в железо-марганцевых образованиях островных дуг. Владивосток: Дальнаука, 1997. 164 с.
10. Геотраверс Северо-Китайская равнина – Филиппинское море – Марианский желоб / Отв. ред.: А.Г.Родников (СССР), Н. Иседзаки, У. Сики (Япония), Лю Годун (Китай). М.: Наука, 1991. 150 с.
11. *Егоров Ю.О.* Геологическое строение и газонасыщенность морских осадков современных вулканических областей. Владивосток: Дальнаука, 2001. 138 с.
12. *Жулева Е.В., Рашидов В.А., Метальников А.А., Чесалова Е.И.* Специализированный информационный ресурс «Магеллановы горы (Тихий океан)» // Геоинформатика. 2015. № 4. С. 54–62.
13. *Колосков А.В.* Ультраосновные включения и вулканиты как саморегулирующаяся геологическая система. М.: Научный мир, 1999. 223 с.
14. *Колосков А.В., Федоров П.И. , Рашидов В.А.* Новые данные о составе продуктов четвертичного вулканизма шельфовой зоны северо-западного обрамления Южно-Китайского моря и проблема астеносферного диапиризма // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35. № 2. С. 3–28.
15. *Малиновский А.И., Рашидов В.А.* Особенности вещественного состава осадочных и вулканогенно-осадочных пород островов группы Фу-Куй – Катуик (шельф Вьетнама) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. № 3. Вып. № 27. С. 12–34.
16. Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана / Удинцев Г.Б. (ред.). МОК (Юнеско), РАН, ФГУП ПКО «Картография», ГУНиО, Москва-Санкт-Петербург, 2003. 192 с.
17. Петрология и геохимия островных и окраинных морей / Отв. ред. О.А. Богатиков. М.: Наука, 1987. 335 с.

18. *Пилипенко О.В., Рашидов В.А.* Новые данные о петромагнитных свойствах горных пород, слагающих подводные вулканы Курильской островной дуги // Сборник материалов III Школы-конференции «Гординские чтения», проходившей с 20 по 21 апреля 2015 года в конференц-зале Института Физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской Академии Наук. М.: ИФЗ РАН, 2015. С. 17–21.
19. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Отв. ред. Пущаровский Ю.М. М.: Наука, 1992. 528 с.
20. *Рашидов В.А., Аникин Л.П*. Полевые работы на вулкане Алаид (о. Атласова, Курильские острова) в августе 2015 года // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. № 3. Вып. № 27. С. 102–107.
21. *Рашидов В.А.*, *Богданова О.Ю., Новиков Г.В.* Рудные минералы железомарганцевых образований западно-тихоокеанской переходной зоны // Геология морей и океанов: Материалы XXI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. М.: ГЕОС, 2015. Т. 2. С. 226–229.
22. *Рашидов В.А., Пилипенко О.В., Петрова В.В.* Петромагнитные и микрозондовые исследования пород подводной вулканической группы Софу (Идзу-Бонинская островная дуга, Тихий океан) // Вулканология и сейсмология. 2015. № 3. С. 36–51.
23. *Рашидов В.А., Пилипенко О.В., Петрова В.В.* Геолого-геофизические исследования подводного вулкана Минами-Хиоси (Марианская островная дуга) // Геология морей и океанов: Материалы XXI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. М.: ГЕОС, 2015. Т. 5. С. 237–241.
24. *Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А., Сергеева Н.А.* Геодинамические модели глубинного строения регионов природных катастроф активных континентальных окраин. М.: Научный мир, 2014. 172 с.
25. *Романова И.М.*. Инфраструктура пространственных данных Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН: текущее состояние и перспективы развития // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. № 1. Вып. 25. С. 72-78.
26. *Селиверстов Н.И.* Сейсмоакустические исследования переходных зон. М.: Наука, 1987. 112 с.
27. *Селиверстов Н.И.* Строение дна камчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. М.: Научный мир, 1998. 164 с.
28. *Селиверстов Н.И.* Геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Петропавловск-Камчатский: Изд-во КамГУ им. Витуса Беринга, 2009. 191 с.
29. *Селиверстов Н.И.* Подводные морфоструктуры Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2013. 162 с.
30. Тектоническая карта Охотоморского региона. Масштаб 1:2500000 / Отв. ред. Н.А. Богданов, В.Е. Хаин. М.: Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000.
31. *Федоров П.И.* Кайнозойский вулканизм в зонах растяжения на восточной окраине Азии. М.: ГЕОС, 2006. 316 с.

УДК 551.21+ 552.3

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОГО МАГМАТИЗМА ЮЖНОЙ ЧАСТИ СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ

А.О. Волынец [1], М.М. Певзнер [2], А.Д. Бабанский [3]

[1]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006, e-mail: a.volynets@gmail.com
[2]Геологический институт РАН, Москва
[3]Институт геологии, геохимии и минералогии рудных месторождений РАН, Москва

Проведено региональное изучение геохимических особенностей пород южной части Срединного хребта. Показано, что для этого района характерна сложная история развития вулканизма с вовлечением в процесс магмогенерации различных типов мантийных источников.

Срединный хребет Камчатки (СХ) – крупнейшая вулкано-тектоническая структура п-ва Камчатка – состоит из древнего (мел-палеоген) метаморфического массива и вулканического пояса, сформировавшегося в неоген-четвертичное (N-Q) время. Работами М.М. Певзнер было установлено наличие голоценовых центров на всем протяжении СХ от вулкана Хангар на юге (54°45′ с. ш., 157°22′ в. д.) до конуса Тобельцен на севере (58° 15' с.ш., 160° 44' в.д.) [8]. Миоценовые вулканиты распложены главным образом вдоль оси основного водораздела СХ [5]. В структурно-геоморфологическом плане Певзнер М.М. [8] разделяет СХ на южную (СХюж) и северную (СХсев) части с условной границей по широтному участку р. Быстрой (Козыревской) (рис.1). СХсев представляет собой узкий хребет СВ простирания, представленный миоцен-четвертичными вулканитами [16, 9]; СХюж имеет гораздо более сложное строение. В составе СХюж можно выделить два главных структурных элемента:

- главный водораздел, представленный Козыревским и Быстринским хребтами, имеющий СВ простирание и состоящий из N-Q вулканитов (рис. 1);

- «западная ветвь», ССВ простирания (рис. 1). Западные отроги СХюж веерообразно расходятся от Срединного метаморфического массива к В-СВ и трассируются крупными вулканическими массивами – Хангар, Ичинский, Кекукнайский, Б. Кетепана, сложенными преимущественно четвертичными и плиоцен-четвертичными породами [1, 5, 7 и др.].

- Пространство между Козыревским хребтом и «западной ветвью» маркируется крупными преимущественно плиоцен-четвертичными вулканами Уксичан [6], Большой Чекчебонай [7] и другими, залегающими на плиоценовых вулканитах [4]. Однако, поскольку геохимические данные у нас имеются только по в. Уксичан, уверенно говорить о выделении этой серии вулканов в отдельную ветвь на настоящий момент преждевременно.

В наиболее широком месте СХюж достигает 100 км в поперечнике. Пространственно-временные закономерности активизации вулканических и палеосейсмических процессов, выявленные для голоценового этапа развития СХюж, позволяют предполагать наличие глубинных разломных зон, последовательно закладывавшихся все западнее [8]. Сложное строение СХюж вызывает массу вопросов и заставляет обратить особое внимание на этот регион.

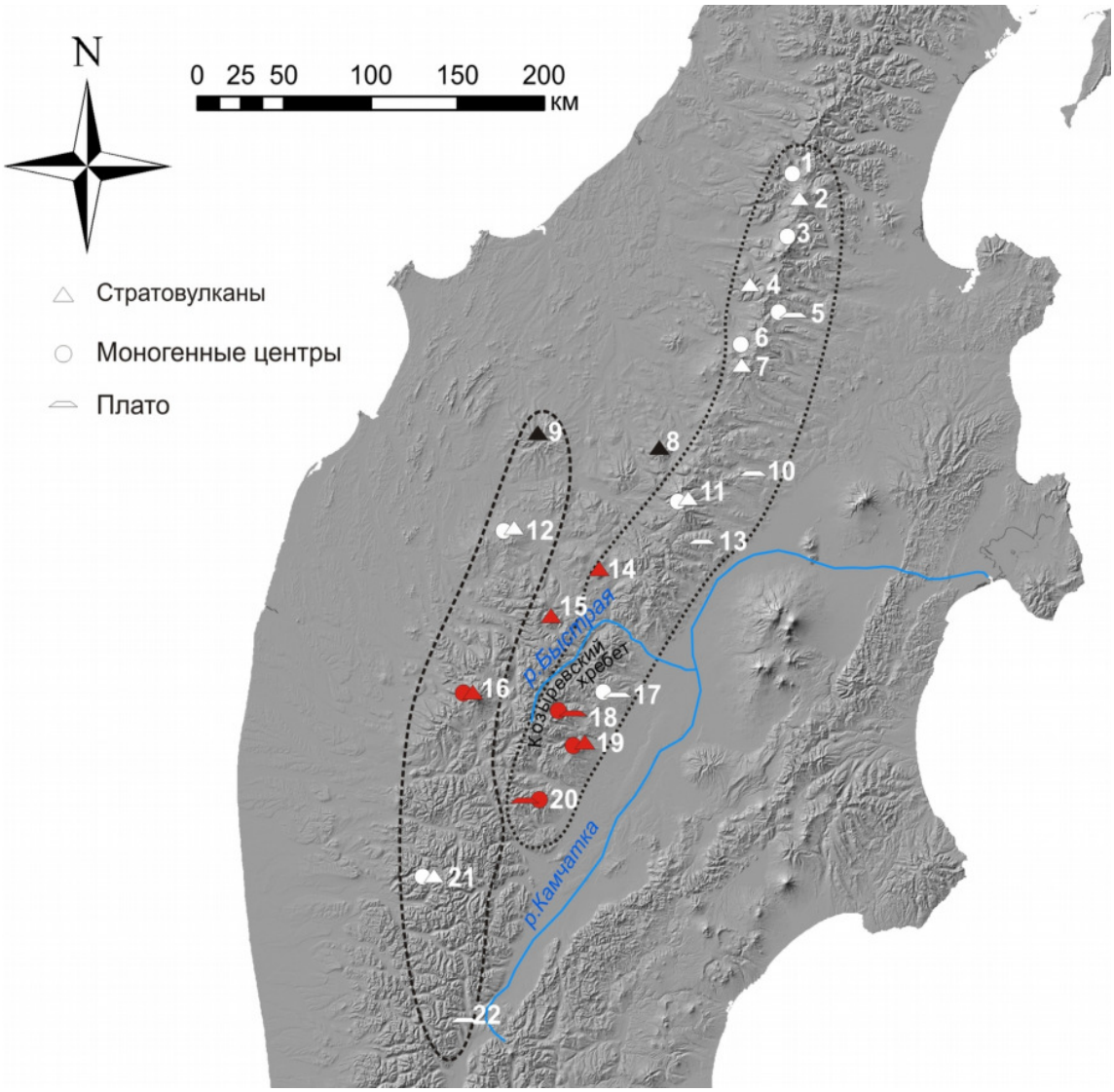


Рис. 1. Карта-схема Срединного хребта Камчатки с местоположением объектов изучения. Цифрами обозначены: 1) конус Тобельцен; 2) вулк. Спокойный; 3) конус Ныльгимелкин; 4) вулк. Теклетунуп; 5) Плато р. Правая и Левая Озерная, Озерновское поле моногенного вулканизма; 6) вулк. Титила и Седанкинское поле моногенного вулканизма; 7) вулк. Горного института; 8) вулк. Большой Чекчебонай; 9) вулк. Б. Кетепана; 10) плато Двухюрточное; 11) массив Алней-Чашаконджа; 12) вулк. Кекукнайский и поле моногенного вулканизма; 13) хребет Крюки; 14) вулк. Анаун; 15) вулк. Уксичан; 16) вулк. Ичинский и поле моногенного вулканизма; 17) плато и моногенные конуса в верховьях р. Малая Романовка; 18) плато и моногенные конуса р-на г. Козыревской; 19) вулк. Ахтанг и поле моногенного вулканизма; 20) г. Костина; 21) вулк. Хангар; 22) г. Юртиная. Красными символами обозначены объекты исследования настоящего проекта, белыми – вулканические аппараты, данные по которым опубликованы и будут использованы в работе для сравнения, черными – вулканы, на которых не проводились детальные геолого-геохимические исследования. Контурами показано условное деление Срединного хребта на две ветви: «главную» СВ простирания и «западную» ССВ простирания.

Геохимические особенности вулканизма СХюж рассматривались в работах Т.Г. Чуриковой с соавторами [14, 15], где было показано, что в районе вулкана Ичинский развиты проявления четвертичного вулканизма двух геохимических типов, названных авторами островодужным (IAB) и внутриплитным (WPT); породы обоих типов несут явные признаки участия островодужного флюида и по аналогии с работой [16] могут быть отнесены к породам с гибридным типом распределения микроэлементов, образованных при участии различного количества обогащенной мантии (от 5 % в породах IAB-типа до 35 % в породах WPT-типа). В работе [16] отмечена геохимическая однородность четвертичного вулканизма на всем протяжении СХ с юга на север от вулкана Ичинский до конуса Тобельцен. Вместе с тем, в западных отрогах СХюж островодужные породы, сходные по типу с платоэффузивами неогенового возраста, широко распространенными в северной части хребта, не описаны. Имеющиеся сведения по постройкам северного фланга Ичинского вулканического массива (плиоцен-четвертичные вулканы Белоголовский [12], Большой Паялпан и Носичан [10, 13]) свидетельствуют о том, что в плиоцене для этого района был характерен магматизм гибридного типа. Дочетвертичные вулканиты южной части Ичинского массива и Козыревского хребта описаны только в объяснительной записке к Государственной геологической карте [2, 3]. Последние годы мы целенаправленно собирали материал в СХюж с целью установить пространственно-временное положение пород гибридного и островодужного типа. При опробовании каждого из перечисленных районов равное внимание уделялось как породам стратовулканов и моногенных центров позднечетвертичного возраста, так и породам, слагающим основания вулканических аппаратов и имеющим предположительно неоген-раннечетвертичный возраст.

В настоящей работе рассматриваются петролого-геохимические характеристики неоген-четвертичных вулканических пород СХюж, в том числе его восточные фланги (районы вулканов Ахтанг, Анаун, Козыревский и г. Костиной) и западные фланги (массив Ичинский), а также вулкан Уксичан, расположенный между ними (рис. 1). В основу регионального анализа положены концентрации главных петрогенных оксидов и микроэлементов, определяемых методом РФА, так как этот подход позволяет охватить максимально возможное количество объектов; на настоящий момент, результатами ICP и изотопного анализа у нас охарактеризованы не все перечисленные районы. Из всех элементов, доступных в нашей базе данных для каждого объекта, для целей этого исследования наиболее показательными являются содержания калия и титана, а также Nb, Zr и отношения Ba/Nb.

Сравнение с ранее опубликованными данными показывает, что в пределах СХюж отсутствует четкое возрастное разделение пород на две геохимические группы (типично-островодужные и гибридные), характерное для территории СХсев [16]. В северной части хребта для неогеновых пород типично сильное обеднение всеми высокозарядными элементами, и высокие отношения Ba/Nb. Несмотря на то, что частично эти породы относятся по составу к высококалиевым базальтам, концентрации титана, ниобия, циркония и других HFSE в них очень низкие, характерные для пород фронтальных частей островной дуги. Породы четвертичного возраста СХсев на всех дискриминационных диаграммах образуют отдельные поля, лишь отчасти пересекающиеся с полями неогеновых платоэффузивов; для них характерны повышен-

ные содержания калия, HFSE и невысокие отношения Ba/Nb [16]. Принципиально иная картина наблюдается в «западной ветви» СХюж, Козыревском хребте и на вулкане Уксичан. Крупные вулканические центры Ичинский и Уксичан, развивавшиеся в течение длительного времени, начиная как минимум с плиоцена, демонстрируют протяженный дифференцированный ряд пород от базальтов до риолитов; для них характерно накопление щелочей с увеличением кремнекислотности (рис. 2). На классификационной диаграмме K_2O+Na_2O/SiO_2 породы этих вулканических центров отличаются преобладанием щелочных разностей – от трахибазальтов до пантеллеритов, причем такая тенденция прослеживается как в молодых вулканитах, так и в породах оснований массивов. Практически во всех породах Ичинского и Уксичана, независимо от возраста, наблюдаются повышенные концентрации Ti, Zr, Nb и невысокие отношения Ba/Nb, характерные для гибридных пород севера хребта, извергавшихся в четвертичное время (рис. 2). При этом, среди позднечетвертичных шлаковых конусов Уксичанского вулканического центра встречаются и низко-калиевые базальты с низкими концентрациями Nb, Zr, и повышенным Ba/Nb отношением, фигуративные точки которых на диаграммах попадают в поле неогеновых платобазальтов СХсев (рис. 2); плиоцен-раннечетвертичные породы этого центра характеризуются несколько меньшими концентрациями HFSE и более высоким отношением Ba/Nb, чем породы Ичинского р-на, однако выделить по геохимическим признакам две четко отличающиеся возрастные группы пород здесь также невозможно. Кекукнайский вулканический массив, расположенный у северной оконечности «западной ветви» СХ, был подробно охарактеризован в работах А.В. Колоскова с соавторами [5] и вошел в наше исследование по продольному профилю СХ [16]. Здесь также наблюдается развитие щелочных разностей пород, начиная с ранних этапов формирования комплекса, и постепенное нарастание степени обогащения HFSE во времени. Породы начальной стадии развития массива (т. наз. докальдерный и экструзивный комплексы [5]) схожи по геохимии с плиоценовыми вулканитами Уксичана и Ичи, а ареальные проявления четвертичного времени характеризуются близкими к субсинхронным образованиям Ичинского вулканического центрами Ba/Nb отношениями, и такими же, или более высокими, концентрациями Ti, K, Nb, Zr. В вулканитах Кекукнайского массива более ярко проявлены «возрастные» различия в геохимических характеристиках (молодые породы имеют существенно большие концентрации HFSE, чем породы начала вулканической деятельности), однако все они, включая проявления докальдерного этапа с наименьшими концентрациями Nb и Ti, могут быть отнесены к «гибридному» типу пород, причем степень обогащения HFSE в моногенных образованиях этого района приближается к максимальной для всего СХ [5, 16].

Породы южной части главного водораздела (Козыревский хребет) имеют четкие отличия от пород «западной ветви» СХюж по содержанию главных петрогенных оксидов. Изученные вулканические центры (Анаун, Ахтанг, г. Костина, р-н р. Козыревской) демонстрируют очень близкие геохимические характеристики. Все породы относятся к умеренно-калиевой серии нормальной щелочности с невысокими концентрациями титана и HFSE (рис. 3). Здесь, так

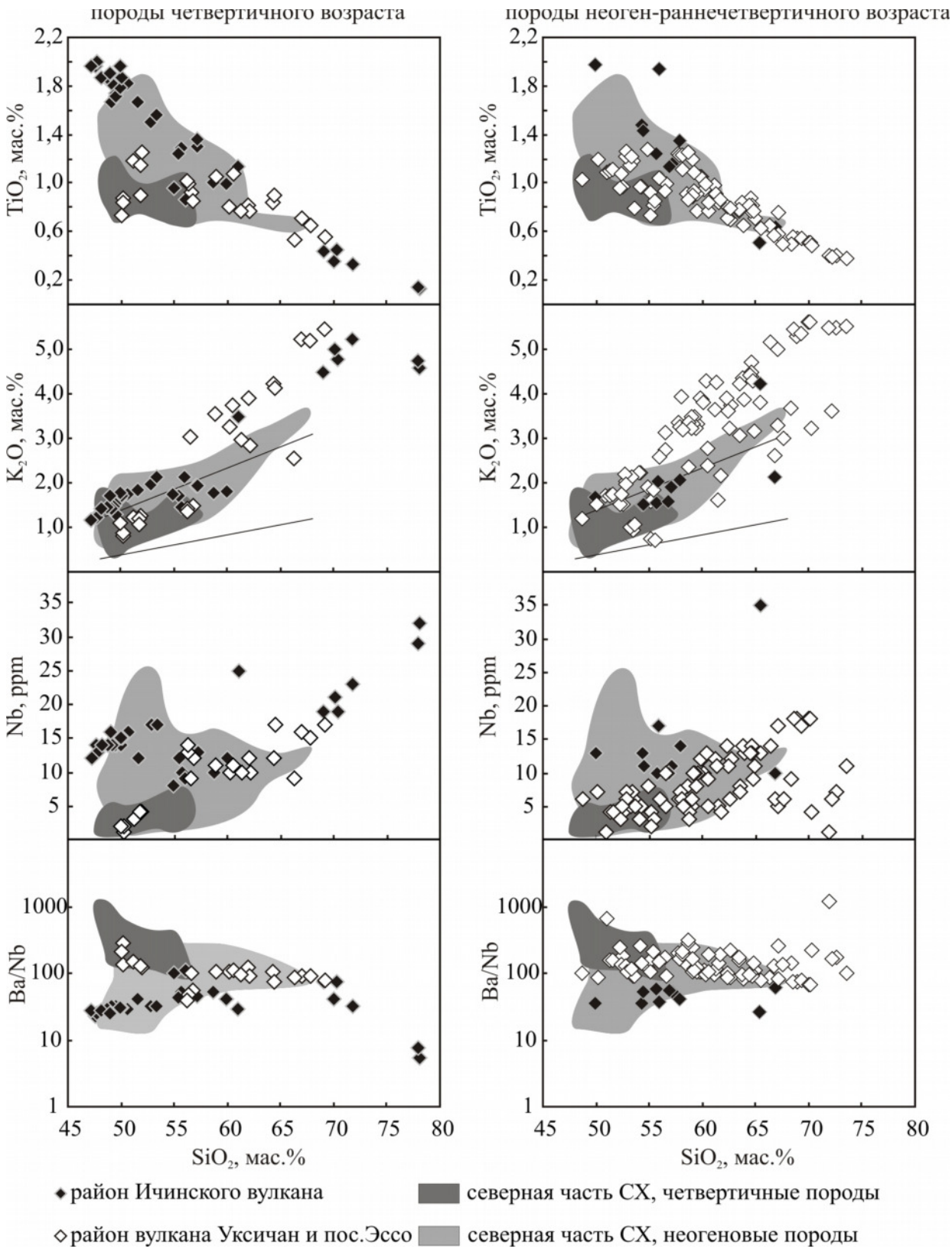


Рис. 2. Харкер-диаграммы для пород четвертичного (слева) и неоген-четвертичного (справа) возраста Ичинского и Уксичанского вулканических центров в сравнении с породами северной части СХ [16].

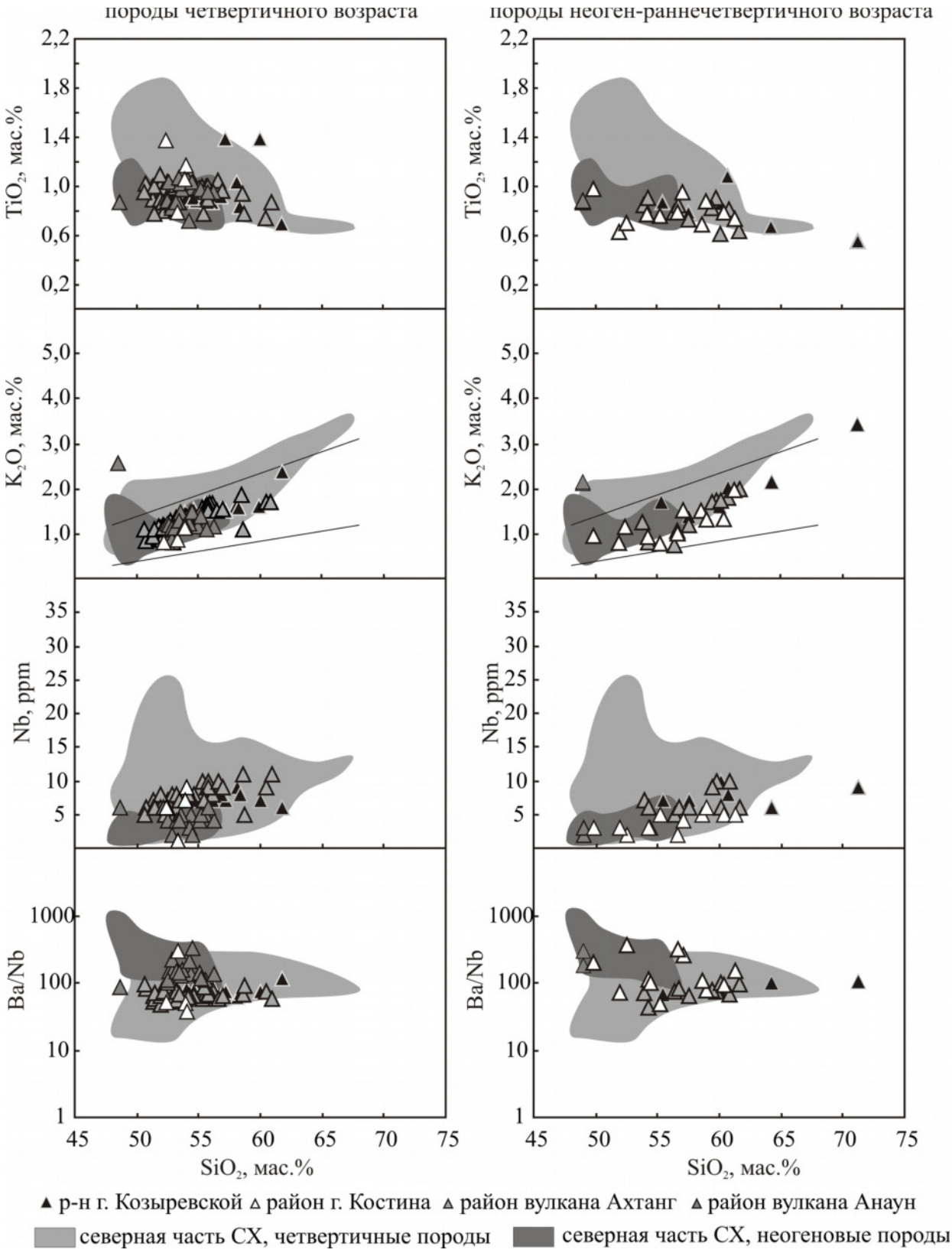


Рис. 3. Харкер-диаграммы для пород четвертичного (слева) и неоген-четвертичного (справа) возраста Козыревского хребта (южная часть главного водораздела Срединного хребта) в сравнении с породами северной части СХ [16].

же, как и в СХсев, прослеживается тенденция к возрастному расчленению пород по геохимическим признакам, однако если в СХсев это расчленение проявлено очень ярко [16], то в Козыревском хребте четвертичные породы показывают лишь слабую степень обогащения несовместимыми элементами, характерную для пород IAB-типа Ичинского вулкана [15]; при этом породы неогеновых платоэффузивов Козыревского хребта имеют еще более низкие концентрации титана и ниобия, чем породы более молодых наложенных центров; на диаграммах фигуративные точки этих платоэффузивов лежат в поле развития неогеновых платобазальтов СХсев (рис. 3). Такие же геохимические особенности были отмечены для вулканитов в верховьях р. Малая Романовка (Козыревский хребет) [11]. Из всех изученных ранее пород, близкие к описанным для четвертичных пород Козыревского хребта характеристики наблюдаются в четвертичных породах массива Алней-Чашаконджа, тогда как далее на север все молодые породы имеют более существенную степень обогащения HFSE [16].

Выводы

Предварительное региональное изучение геохимических особенностей вулканических пород южной части Срединного хребта позволяет предположить, что для этой вулкано-тектонической структуры характерна сложная история геологического развития, свидетельствующая о том, что в пространственно обособленных элементах хребта в одно и тоже время процессы магмогенерации проходили с участием различных типов мантийного вещества. «Западная ветвь» хребта, в пределах которой были изучены породы г. Юртиной, вулканических массивов Хангар, Ичинского и Кекукнайского, по-видимому, еще с миоцена характеризуется обогащенным типом мантии на всем своем протяжении [см. Певзнер и др., Волынец и др., тезисы докладов на этом совещании]. Восточная часть хребта, представленная главным водоразделом (Козыревский хребет), и охватывающая территорию от района г. Костиной до массива Алней-Чашаконджа, демонстрирует увеличение доли обогащенного вещества во времени, однако его количество остается существенно более низким, чем это характерно для северной части Срединного хребта, которую можно уверенно выделить от Седанкинского поля моногенного вулканизма до конуса Тобельцен, а возможно, и севернее.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН № 18. «Природные катастрофы и адаптационные процессы в условиях изменяющегося климата и развития атомной энергетики», темы ИВиС ДВО РАН № 01201354689 "Кайнозойский магматизм Курило-Камчатской островодужной системы как индикатор глубинных процессов" и темы ГИН РАН № 0135-2014-0068-01201253180 «Изотопная хронология эндогенных и экзогенных событий позднего кайнозоя российского сектора Арктики, Дальневосточного региона и прилегающих территорий».

Авторы благодарят В.С. Родина, М.Л. Толстых, Б.Н. Тугаринова, В.С. Захарова, Ю.Н. Новикова за помощь при проведении полевых работ, отборе образцов и пробоподготовке.

Список литературы

1. *Базанова Л.И., Певзнер М.М.* Хангар – еще один действующий вулкан на Камчатке // Доклады Академии наук. 2001. Том.377. №6 . С. 800-802.

2. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Западно-Камчатская. Лист N-57-II (влк. Ичинская Сопка). Ред.: Хасанов Ш.Г., Сидоренко В.И., Сляднев Б.И., Родных Н.А., Николаева В.И. ВСЕГЕИ. 2008
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Западно-Камчатская. Лист N-57-III (Эссо). Хасанов Ш.Г., Сидоренко В.И., Боровцов А.К., Сляднев Б.И., Родных Н.А., Николаева В.И. ВСЕГЕИ. 2008
4. Геологическая карта и карта полезных ископаемых Камчатской области и Корякского автономного округа. М-б 1:1500000. Гл. ред.: Литвинов А.Ф., Марковский Б.А., Зайцев В.П. Л.:ВСЕГЕИ. 2005.
5. *Колосков А.В., Флеров Г.Б., Перепелов А.Б., и др.* Этапы эволюции и петрология Кекукнайского вулканического массива как отражение магматизма тыловой зоны Курило-Камчатской островодужной системы. Часть1. Геологическое положение и геохимический состав вулканических пород // Вулканология и сейсмология. 2011. №5. С. 17-41.
6. *Мартынова М. Ю.* Петрология и вопросы эволюции плейстоцен-голоценовых лав вулканического центра Уксичан (Срединный хребет, Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. №2. С. 159-173.
7. *Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н., Важеевская А.А. и др*. Вулканы и четвертичный вулканизма Срединного хребта Камчатки. М.: Наука. 1972. 191 с .
8. *Певзнер М.М.* Голоценовый вулканизм Срединного хребта Камчатки. Труды Геологического института, вып. 608. Отв.ред. Федонкин М.А. Москва, ГЕОС, 2015. 252 с.
9. *Певзнер М.М., Головин, Д.И., Герцев Д.О. и др.* Новые результаты K-Ar датирования миоцен-плиоценовых вулканических пород Срединного хребта Камчатки // Вулканизм и геодинамика: Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. Т. 1. С. 445 - 448.
10. *Перепелов А.Б., Чащин А.А., Мартынов Ю.А.* Срединно-Камчатская зона (плиоцен-голоцен) // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 т. Владивосток: Дальнаука. 2006. Т. 1. С.382-398.
11. *Родин В.С., Чурикова Т.Г., Гордейчик Б.Н.* Петрохимические особенности пород моногенных конусов Козыревского хребта (Срединный хребет Камчатки) // Магматизм и метаморфизм в истории Земли. XI Всероссийское петрографическое совещание. Институт геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург. 2010. Т. 2. С. 174 - 175.
12. *Флеров Г.Б., Философова Т.М., Пузанков М.Ю.* Серии пород вулкана Белоголовский как отражение магмогенеза разноглубинных источников (Срединный хребет

Камчатки) // Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Петропавловск-Камчатский, 2009. Т. 1. С.208-211.

13. *Ivanov A. V., Perepelov A. B., Puzankov M. Y., et al.* Rift-and arc-type basaltic volcanism of the Sredinny Ridge, Kamchatka: case study of the Payalpan volcano-tectonic structure // Metallogeny of the Pacific Northwest: Tectonics, Magmatism and Metallogeny of Active Continental Margins. 2004. P. 345-349.
14. *Churikova T., Wörner G., Mironov et al.* Volatile (S, Cl and F) and fluid mobile trace element compositions in melt inclusions: implications for variable fluid sources across the Kamchatka arc // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2007. № 154(2). P. 217-239.
15. *Churikova T., Dorendorf F., Wörner G*. Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // Journal of Petrology. 2001. Vol. 42. № 8. P. 1567-1593.
16. *Volynets A., Churikova T., Wörner G., et. al*. Mafic Late Miocene - Quaternary volcanic rocks in the Kamchatka back arc region: implications for subduction geometry and slab history at the Pacific-Aleutian junction // Contributions to mineralogy and petrology. 2010. № 159. P. 659–687.

УДК 551.21+ 552.3

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ, ГЕОХИМИЧЕСКИХ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИКАХ ПЛАТОЭФФУЗИВОВ Г. ЮРТИНОЙ (СРЕДИННЫЙ ХРЕБЕТ, КАМЧАТКА)

А.О. Волынец[1], М.М. Певзнер[2], Д.В. Коваленко[3], В.А. Лебедев [3], И.Г. Грибоедова[3]

[1]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006, e-mail: a.volynets@gmail.com
[2]Геологический институт РАН, Москва
[3]Институт геологии, геохимии и минералогии рудных месторождений РАН, Москва

Изучены платоэффузивы г. Юртиной, расположенной на южной оконечности Срединного хребта Камчатки. Получены первые K-Ar датировки возраста лав, на основании которых возраст плато определен как миоценовый. Геохимические характеристики пород позволяют отнести их к гибридному типу вулканизма, сочетающему в себе признаки островодужного происхождения с обогащением высокозарядными элементами.

В южной части Срединного хребта, в верховьях р. Озёрная Камчатка изучены эффузивы г. Юртиной, морфологически выраженные как крупный останец плато сложенный серией лавовых потоков мегаплагиофировых андезибазальтов; возраст плато-эффузивов на геологической карте значится как эоплейстоценовый [1]. Изучено семь последовательных лавовых единиц, отобранных снизу вверх по разрезу. Породы представляют собой преимущественно мегаплагиофировые андезибазальты, с прослоями оливин-пироксеновых и пироксеновых пород; характерна столбчатая отдельность. Плагиоклаз представлен андезином An51-63, пироксен – авгитом $Wo_{41-42}En_{42-44}Fe_{15-16}$, оливин – Fo61-71. Для мегакристаллов плагиоклаза характерна прямая, обратная и осцилляционная зональность. По химическому составу все изученные образцы относятся к андезибазальтам и трахиандезибазальтам (самый верхний горизонт попадает в поле трахиандезитов), однако при сравнительно близких концентрациях кремнезема (54.35 – 56.75 мас.%) они отличаются широкими вариациями содержания TiO_2 (0.8 — 1.22 мас. %), K_2O (1.61 – 2.49 мас. %), Na_2O (3.26 – 3.85 мас. %), MgO (6.27 – 2.29 мас.%). Кроме того, для этих пород характерны значительные колебания магнезиального номера (от 36 до 60), коррелирующие с концентрациями кремнезема. При этом, масштаб вариаций содержания петрогенных элементов значительно больше, чем можно было бы ожидать при наблюдаемом незначительном колебании концентраций SiO_2. Андезибазальты нижней и средней части разреза имеют практически идентичные кривые распределения микроэлементов, а трахиандезит верхней части разреза отличается несколько более высокими концентрациями всех микроэлементов при более-менее постоянных межэлементных отношениях (Рис. 1). Характер распределения микроэлементов в изученных образцах практически идентичен таковому в породах IAB-типа Ичинского вулкана [2] и значительно отличается от плато северной части Срединного хребта, для которых характерно значительное обеднение всеми высокоза-

рядными элементами и высокие отношения LILE/HFSE [4]. В отличие от последних, плато г. Юртиная отличаются несколько повышенными концентрациями высокозарядных элементов и могут быть отнесены к породам «гибридного» типа с невысокой степенью обогащения источника (до 10% мантии OIB-типа). По лавам г. Юртиной получена серия K-Ar дат, на основании которых возраст эффузивов определен как миоценовый (Табл. 1).

Определение содержания радиогенного аргона проводилось в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН на масс-спектрометре МИ 1201 ИГ методом изотопного разбавления с применением в качестве трасера ^{38}Ar; определение калия – методом пламенной спектрофотометрии. При расчете возраста использовались константы: $\lambda_e=0{,}581\times10^{-10}$ год$^{-1}$; $\lambda_\beta=4{,}962\times10^{-10}$ год$^{-1}$, $^{40}K=0{,}01167$ (ат.%).

Небольшая инверсия в определении возраста может быть связана с незначительной степенью изменения образца бронирующего горизонта, но в целом очевидно, что поступление на поверхность эффузивов г. Юртиная может быть отнесено к миоценовому времени.

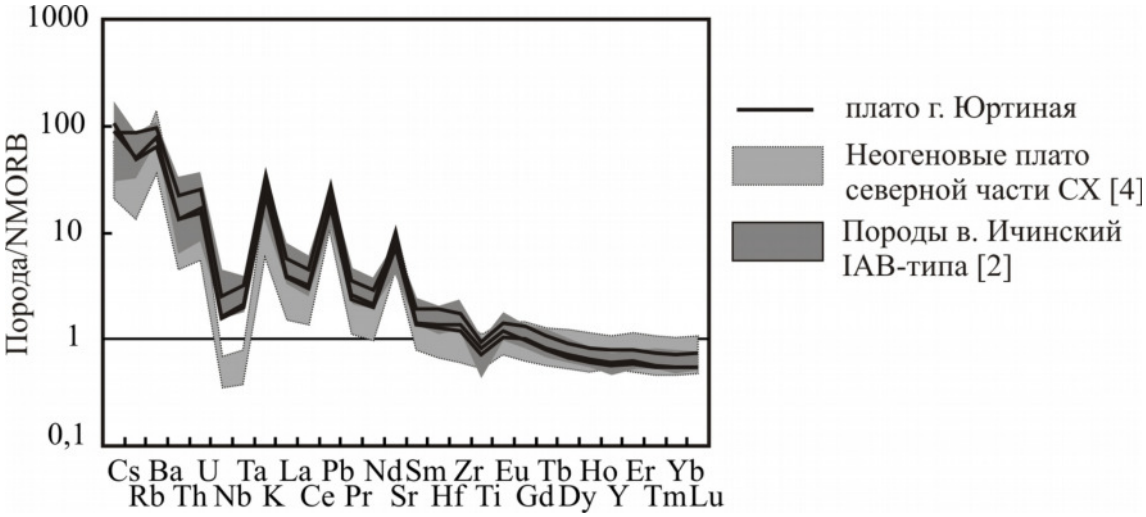


Рис. 1. Распределение микроэлементов в платоэффузивах г. Юртиная в сравнении с породами плато северной части Срединного хребта и в. Ичинский. Концентрации элементов в NMORB по [3].

Таблица 1. Результаты определения K-Ar возраста лав г. Юртиной (Камчатка)

Номер образца	Описание породы	Возраст, млн лет ± 2 σ
OZK-11-07	Пироксеновый андезит, бронирующий горизонт	6.4±0.2
OZK-11-05	Пироксен-плагиоклазовый андезибазальт, средняя часть разреза	5.8±0.2
OZK-11-01	Столбчатый мегаплагиофировый андезибазальт, основание разреза	5.9±0.2

Таким образом, в миоцене в пределах Срединного хребта происходило извержение как минимум двух разновидностей пород: типично-островодужных плато в центральной и северной частях хребта, и пород гибридного типа на самой его южной оконечности.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН № 18. « Природные катастрофы и адаптационные процессы в условиях изменяющегося климата и развития атомной энергетики», темы ГИН РАН № 0135-2014-0068-01201253180 «Изотопная хронология эндогенных и экзогенных событий позднего кайнозоя российского сектора Арктики, Дальневосточного региона и прилегающих территорий», темы ИВиС ДВО РАН № 01201354689 «Кайнозойский магматизм Курило-Камчатской островодужной системы как индикатор глубинных процессов».

Авторы благодарят И. Зиброва и В. Родина за помощь при проведении полевых работ и отборе образцов.

Список литературы

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Хангарская. Л. N-57-XIV: (гора Вершинная) // Ком. природ. ресурсов по Камчат. обл. и Коряк. авт. окр. (Камчатприродресурс), ФГУГП "Камчат. ПСЭ"; ред. В.И. Шульдинер. М-во природ. ресурсов и экологии РФ, Федер. агентство по недропользованию. Изд. 2-е. СПб.: Кар-тогр. ф-ка ВСЕГЕИ, 2010.
2. *Churikova T., Dorendorf F., Wörner G.* Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // Journal of Petrology, 2001. Vol. 42. № 8. P. 1567-1593.
3. *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes // Saunders, A.D., Norry, M.J. (eds), Magmatism in the ocean basins. Geological Society of London Special Publications, 1989. P.313-345.
4. *Volynets A., Churikova T., Wörner G., et. al.* Mafic Late Miocene - Quaternary volcanic rocks in the Kamchatka back arc region: implications for subduction geometry and slab history at the Pacific-Aleutian junction // Contributions to mineralogy and petrology, 2010, № 159, p. 659–687; DOI: 10.1007/s00410-009-0447-9.

УДК 551.21.

ЭКСПЛОЗИВНАЯ АКТИВНОСТЬ ВУЛКАНА ЖУПАНОВСКИЙ В 2016 Г.

О.А. Гирина[1], А.Г. Маневич[1], Д.В. Мельников[1], Т.М. Маневич[1], А.А. Нуждаев[1], О.А. Лунгул[1], А.А. Сорокин[2]

[1]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006;
e-mail: girina@kscnet.ru
[2] Вычислительный центр ДВО РАН, Хабаровск, 680000

Приведено краткое описание семи эксплозивных событий, произошедших на вулкане Жупановский в январе-феврале 2016 г., в том числе результаты моделирования траекторий распространения пепловых шлейфов. Дан общий анализ активности вулкана в этот период времени.

Введение

Спутниковый мониторинг вулкана Жупановский осуществляется сотрудниками Камчатской группы реагирования на вулканические извержения (KVERT – Kamchatkan Volcanic Eruption Response Team) Института вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН с 1993 г., с 2014 г. он выполняется с помощью информационной системы (ИС) VolSatView [1, 3-7]. Благодаря совместным работам с коллегами из Вычислительного центра (ВЦ) ДВО РАН и Института космических исследований (ИКИ) РАН, в 2015 г. появилась возможность моделирования траекторий движения пепловых шлейфов, связанных с эксплозивными извержениями камчатских вулканов [7, 8].

Эксплозивное извержение вулкана Жупановский началось 6 июня 2014 г. и продолжается в нестабильном режиме до настоящего времени [2, 9]. Авиационный цветовой код опасности вулкана для авиаперевозок с 19 января 2016 г. до настоящего времени остается Оранжевый, 12 февраля с 21:02 до 23:34 UTC, в связи с сильным эксплозивным событием, он был Красный [9]. В течение января-февраля этого года на Жупановском произошло семь отдельных сильных эксплозивных событий, коротко опишем каждое из них.

Эксплозивная активность вулкана Жупановский в 2016 г.

19 января, начало события в 04:36 UTC. В первом сообщении об этом эксплозивном событии, поступившем в группу KVERT, говорилось об извержении вулкана Корякский. Действительно, если человек смотрел на вулкан Корякский с запада, он мог подумать о побочном извержении этого вулкана (рис. 1а), но видеоданные не оставляли сомнений, что извергается Жупановский (рис. 1б). Пепловая колонна поднялась примерно до 8 км над уровнем моря (н.у.м.), иначе ее верхняя часть не была бы столь хорошо видна над перевалом между вулканами Авачинский и Корякский из г. Петропавловск-Камчатский. Верхняя часть колонны начала приобретать форму пинии, что зафиксировали наблюдатели из бухты Ольги (рис. 2), но затем трансформированный из колонны пепловый шлейф начал быстро терять высоту (по

спутниковым данным, в 05:31 UTC фронт шлейфа был на 7,5 км н.у.м.), смещаясь в сторону Дзендзура и далее. Траектория движения пеплового шлейфа от вулкана Жупановский была довольно сложной: сначала шлейф смещался в сторону вулкана Купол (на запад-юго-запад от вулкана), затем развернулся в сторону хребта Дзендзур (на северо-восток и север от Купола), далее пепловый шлейф стал растягиваться на северо-запад и юго-восток от вулкана. По данным Системы оповещения о вулканическом пепле и SO_2 в рамках Службы поддержки авиации (Support Aviation Control Service (SACS) SO_2 & Ash Notification System, http://sacs.aeronomie.be/), в 10:31 UTC крупное аэрозольное облако наблюдалось в центральной части Камчатки. Судя по результатам моделирования движения пеплового шлейфа, выполненного с помощью ИС VolSatView [3, 5-7] и автоматизированной ИС (АИС) Сигнал [8], наибольшая часть пепла переместилась на северо-запад от вулкана (рис. 3а). По спутниковым данным KVERT, после эксплозивного события в районе конуса Приемыш вулкана Жупановский отмечалась слабая термальная аномалия (рис. 4).



Рис. 1. Пепловая колонна над вулканом Жупановский 19 января 2016 г., вид из г. Елизово (а), по видеоданным КФ ГС РАН (б)



Рис. 2. Пепловая колонна над вулканом Жупановский 19 января 2016 г., вид из бухты Ольги Кроноцкого залива Камчатки, фото С. Габова

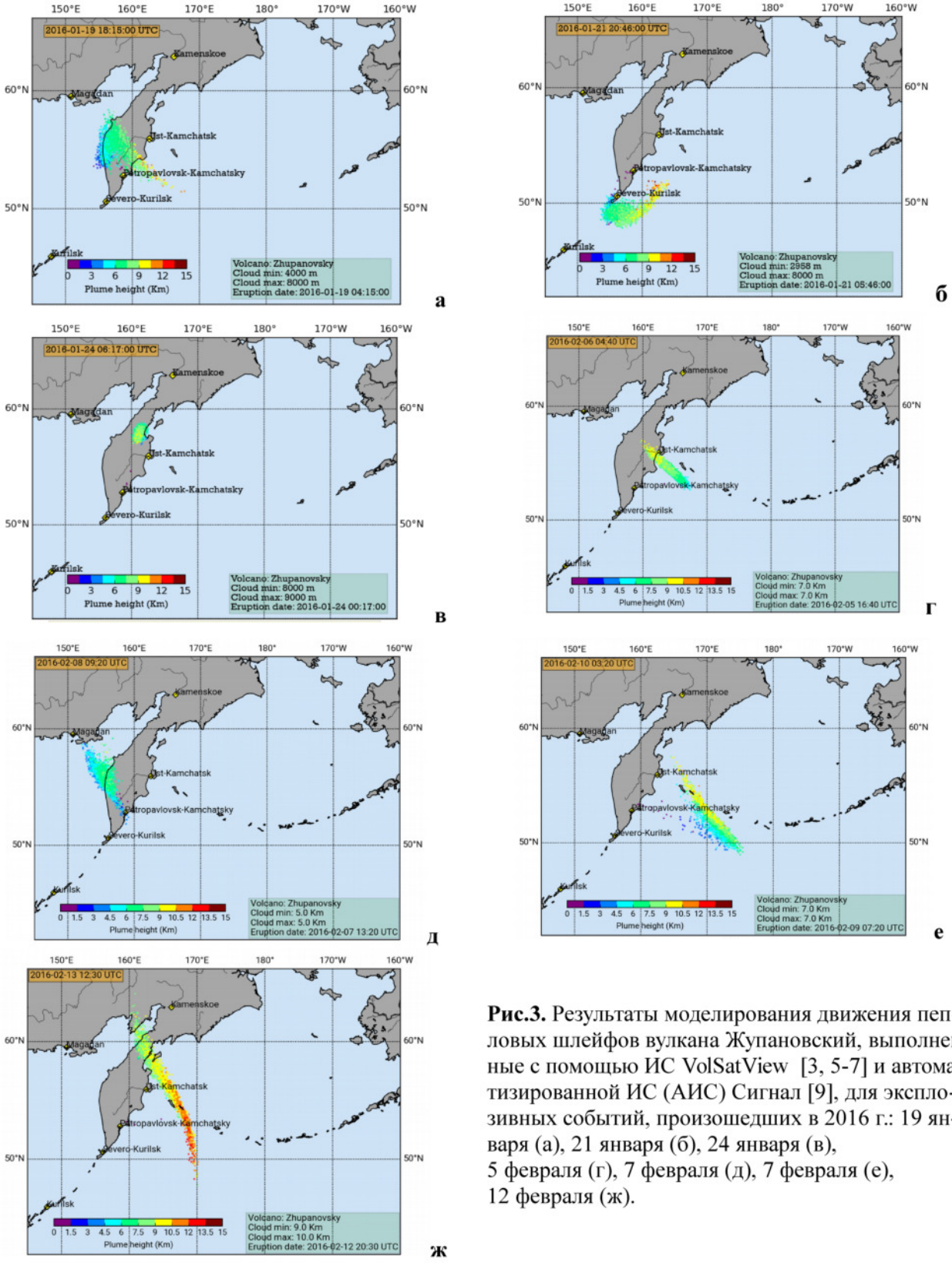


Рис.3. Результаты моделирования движения пепловых шлейфов вулкана Жупановский, выполненные с помощью ИС VolSatView [3, 5-7] и автоматизированной ИС (АИС) Сигнал [9], для эксплозивных событий, произошедших в 2016 г.: 19 января (а), 21 января (б), 24 января (в), 5 февраля (г), 7 февраля (д), 7 февраля (е), 12 февраля (ж).

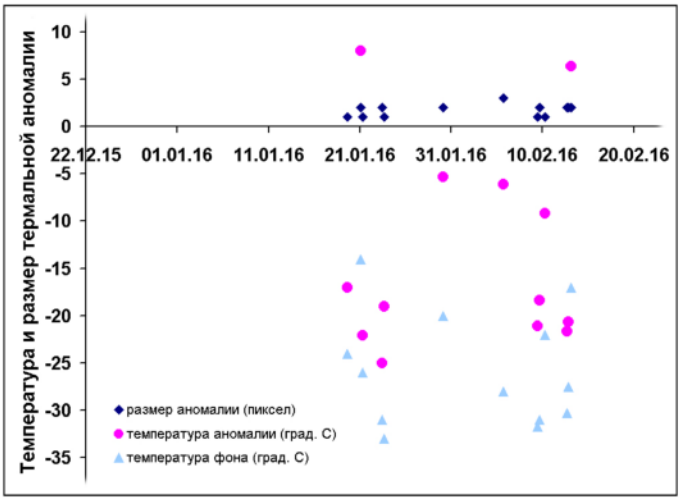


Рис. 4. Температура и размер термальной аномалии в районе вулкана Жупановский в январе-феврале 2016 г. по спутниковым данным KVERT и ИС VolSatView

21 января, начало события в 05:46 UTC. По визуальным данным из ИВиС ДВО РАН, пепловая колонна поднялась до 7-8 км н.у.м., но эруптивное событие было значительно слабее предыдущего. На спутниковом снимке NOAA 18 в 06:46 UTC пепловый шлейф на высоте 4,5 км н.у.м. протягивался на 36 км на запад от вулкана. Результаты моделирования движения пеплового шлейфа показали распространение его на юго-запад от вулкана (рис. 3б). Пепловый шлейф должен был пройти над гг. Елизово и Петропавловск-Камчатский, однако пепелопад в городах отмечен не был, вероятно, в связи со слабой мощностью эруптивного события. По спутниковым данным KVERT, после эксплозивного события 21 января, а также 23 января, в районе конуса Приемыш отмечалась слабая термальная аномалия (рис. 4).

24 января, начало события в 00:17 UTC. Изначально в KVERT поступило сообщение из Метеорологического центра Елизово о наблюдении пилотами самолета над вулканом Жупановский пепловой колонны до 9-10 км н.у.м. Ее высота по спутниковому снимку Terra в 00:17 UTC составила 8 км н.у.м. (рис. 5). Спустя час (в 01:21 UTC) фронтальная часть пеплового шлейфа находилась в 116 км в северном направлении от вулкана, в 02:06 UTC - в 192 км от Жупановского. Результаты моделирования движения пеплового шлейфа подтвердили его распространение на север от вулкана (рис. 3в).

05 февраля, начало события в 16:40 UTC. Эруптивное событие произошло ночью, зафиксировали и проследили его развитие коллеги из Токио VAAC (Volcanic Ash Advisory Center, http://ds.data.jma.go.jp/svd/vaac/data) по данным спутника Himawari-8. В 16:50 UTC в районе вулкана появилось небольшое пепловое облако, поднявшееся до 7 км н.у.м., двигавшееся на северо-северо-восток. Далее это облако, немного растягиваясь на северо-восток и юго-запад, узкой полоской в течение нескольких часов перемещалось на восток. Из г. Петропавловск-Камчатский узкий пепловый шлейф вулкана Жупановский, выходящий из-за вулкана Козельский чуть выше линии горизонта, наблюдался до 22:00 UTC 5 февраля. Следует отметить, что за 14 мин до эксплозивного события, в 16:26 UTC на спутниковом снимке Suomi NPP сотрудниками KVERT ретроспективно была отмечена термальная аномалия (рис. 4). Результаты моделирования движения пеплового шлейфа показали распространение его на вос-

ток-юго-восток от вулкана (рис. 3г). На спутниковом снимке Канопус-В в 00:36 UTC 6 февраля на склоне вулкана Жупановский отмечается четковыраженная полоса отложений пепла, их площадь до берега моря (на суше) составила 225 км^2 (рис. 6).



Рис. 5. Пепловая колонна над вулканом Жупановский в 00:17 UTC 24 января 2016 г. на спутниковом снимке Terra (данные ДВЦ НИЦ Планета, http://www.dvrcpod.ru)

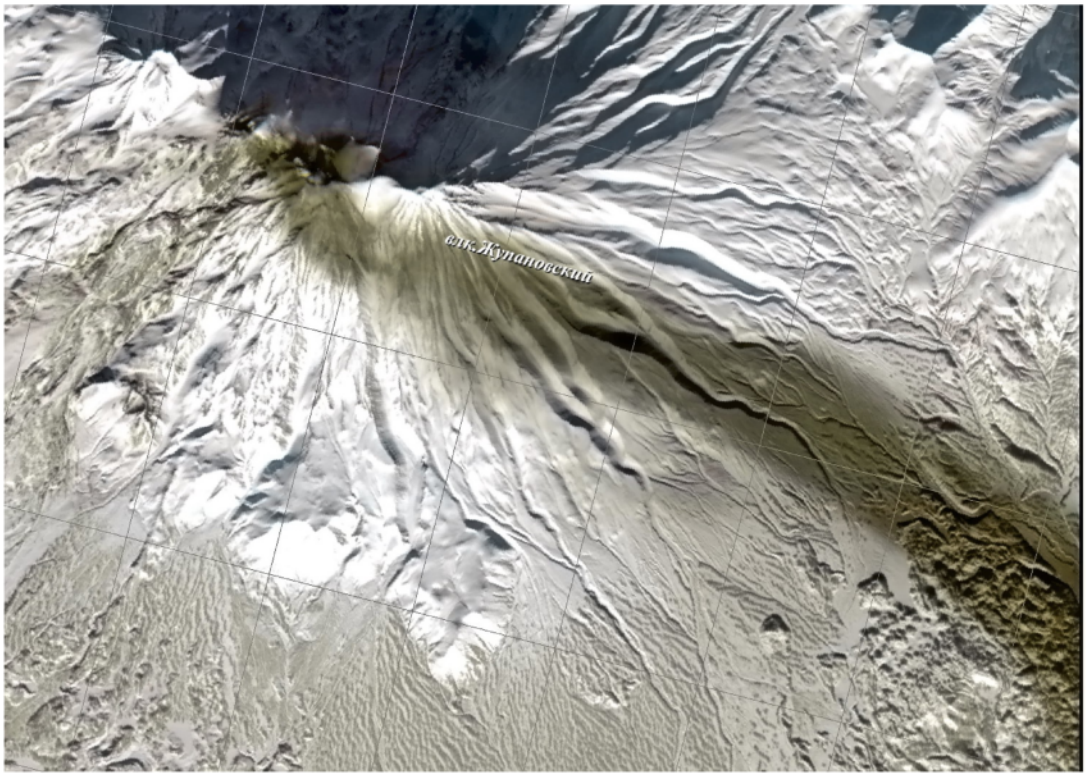


Рис. 6. Отложения пепла на склоне вулкана Жупановский после эксплозивного события 5 февраля на спутниковом снимке Канопус-В/МСС в 0037 UTC 6 февраля 2016 г. (данные ДВЦ НИЦ Планета, http://www.dvrcpod.ru)

07 февраля, начало события в 13:20 UTC. По данным коллег из Токио VAAC следующее умеренной силы эксплозивное событие с выбросом пепла до 5 км н.у.м. также произошло ночью. Пепловый шлейф вначале перемещался на север от вулкана, затем, в связи с высокой циклонической активностью в районе Центральной Камчатки, начал растягиваться на северо-запад и юго-восток, постепенно рассеиваясь. Результаты моделирования движения пеплового шлейфа также показали распространение его на северо-запад от вулкана (рис. 3д).

09 февраля, начало события в 07:20 UTC. По данным коллег из Токио VAAC, пепловая колонна поднялась до 7 км н.у.м. По спутниковым данным, пепловый шлейф начал перемещаться на восток, затем на восток-юго-восток от Жупановского, фронтальная часть пеплового шлейфа в 07:50 UTC была в 55 км от вулкана, в 09:40 UTC – в 170 км, в 15:35 UTC – в 524 км от вулкана. После выброса пепла, при продолжении перемещения пеплового шлейфа, в районе активного кратера Приемыш отмечалась слабая термальная аномалия (рис. 4). По данным Системы оповещения о вулканическом пепле и SO_2 в рамках Службы поддержки авиации (http://sacs.aeronomie.be/), в 09:03 UTC в Кроноцком заливе рядом с северо-восточной частью п-ова Шипунский наблюдалось аэрозольное облако, содержащее большое количество SO_2, в 22:07 UTC оно находилось в 220 км юго-западнее о. Атту Алеутских островов. Согласно данным AIRS SO_2, 9 февраля в 15:35-15:41 UTC в аэрозольном облаке площадью 3116 км^2 максимальное содержание SO_2 составляло 17,6 DU (рис. 7а) Результаты моделирования перемещения пеплового шлейфа показали распространение его на восток-юго-восток от вулкана (рис. 3е).

12 февраля, начало события в 20:22 UTC. Сильное эксплозивное событие в течение 5-7 минут подняло пепел до 10 км н.у.м. (рис. 8). На фоне чистого неба, только начавшего окрашиваться первыми лучами солнца, поднимающуюся из кратера Приемыш вулкана Жупановский пепловую колонну и шлейф можно было наблюдать почти из любой точки гг. Елизово и Петропавловск-Камчатский (рис. 9). По данным одного из видеорегистраторов автомашины, пепловая колонна, поднявшись до 9-10 км н.у.м., несколько минут стояла почти неподвижно, затем постепенно ее верхняя часть начала трансформироваться в грибообразное облако, пепловая колонна медленно стала заваливаться и превращаться в пепловый шлейф, несущий основную массу пепла в своей фронтальной части и смещавшийся на восток от вулкана. По спутниковым данным, в 23:40 UTC 12 февраля фронт пеплового шлейфа был на расстоянии 195 км от вулкана, 09:30 UTC 13 февраля – в 520 км от вулкана. Сначала распространение пеплового шлейфа происходило на восток от вулкана, затем в районе п-ова Шипунский фронтальная часть пеплового шлейфа начала растягиваться на север и юг, перемещаясь полосой на восток от вулкана. В дальнейшем, облако все больше растягивалось с севера на юг и, подхваченное циклоном, начало перемещаться на северо-восток от вулкана. По данным Системы оповещения о вулканическом пепле и SO_2 в рамках Службы поддержки авиации (http://sacs.aeronomie.be/), в 22:44 UTC 12 февраля аэрозольное облако, содержащее SO_2, находилось напротив п-ва Шипунский, в 08:33 UTC 13 февраля вытянутое с севера на юг аэрозольное облако располагалось южнее Командорских островов Алеутской дуги. Согласно дан-

ным AIRS SO_2, 13 февраля в 01:41-01:47 UTC в аэрозольном облаке площадью 3832 км^2 максимальное содержание SO_2 составляло 25,2 DU, в 15:11-15:17 UTC в облаке площадью 8099 км^2 максимальное содержание SO_2 было 13,4 DU (рис. 7б). Результаты моделирования движения пеплового шлейфа показали сходство его распространения со спутниковыми данными (рис. 3ж). Следует отметить, что до эксплозивного события в районе конуса Приемыш отмечалась слабая термальная аномалия, за 0,5 ч до взрыва температура ее немного повысилась (рис. 4).

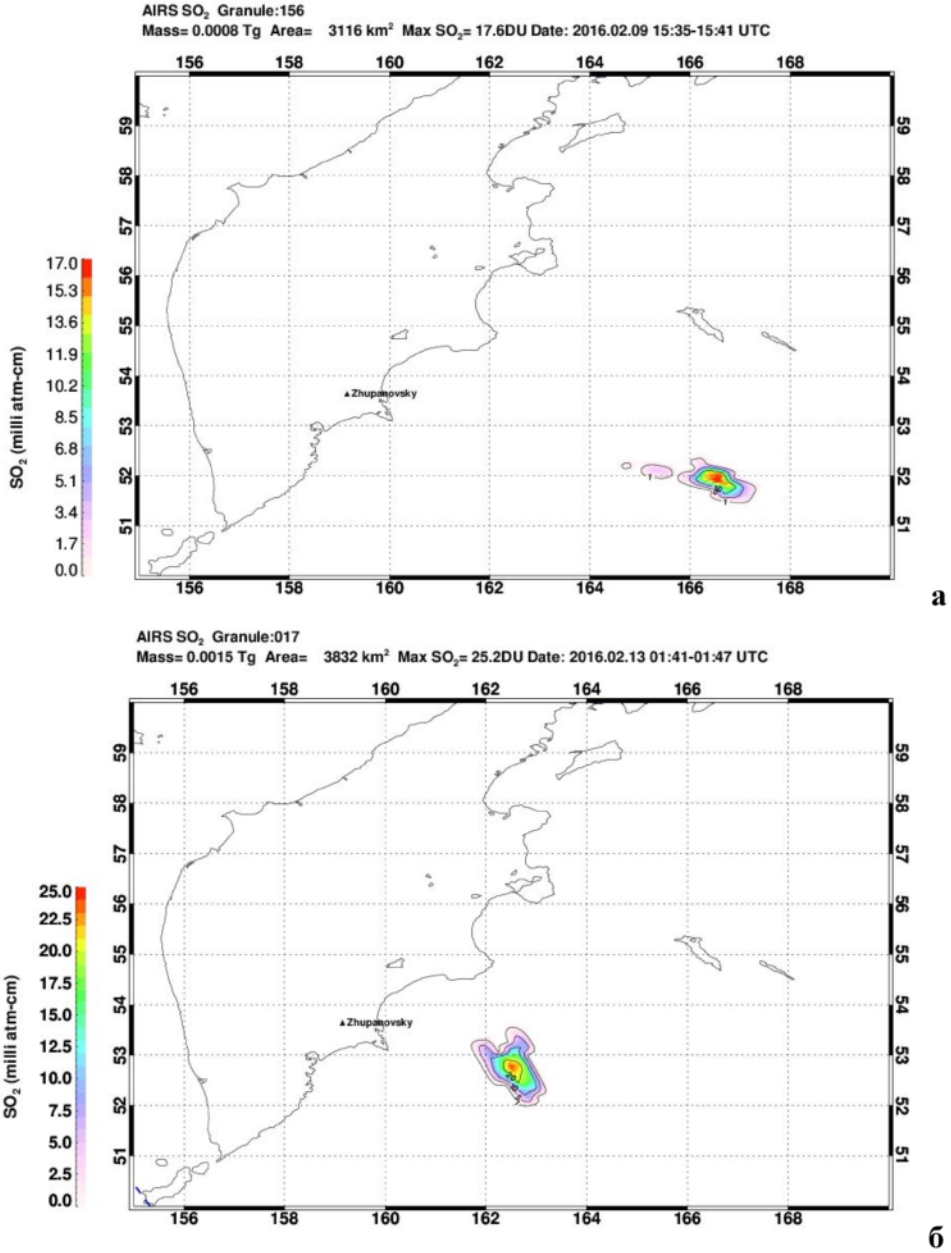


Рис. 7. Максимальное содержание SO_2 (по данным AIRS SO_2) в аэрозольных облаках, образовавшихся при эксплозивных событиях Жупановского: 9 февраля (а) и 12 февраля (б) 2016 г.



Рис. 8. Пепловая колонна над вулканом Жупановский 12 февраля 2016 г. Видеоданные КФ ГС РАН



Рис. 9. Пепловый шлейф от вулкана Жупановский 12 февраля 2016 г. над восточной частью вулкана Козельский (перемещается на восток от вулкана), фото Д. Мельникова

Обсуждение материалов

Интенсивная термальная аномалия в районе активного кратера вулкана регистрировалась иногда до эксплозивного события, иногда во время пепловых выбросов, иногда - в межэруптивные фазы деятельности вулкана (рис. 4). То есть термальная аномалия в районе Жупановского была отражением мощности потока тепла, поступающего из недр вулкана при

подготовке эксплозивного события (активизация фумарольной деятельности вулкана), при выносе ювенильного вещества (эксплозивный процесс), а также повышенной парогазовой активности, напрямую не связанной с эксплозивными событиями.

Анализ эксплозивной активности вулкана в 2016 г. показывает сближенные во времени две чреды эксплозивных событий: 19, 21 и 24 января и, после перерыва в 11 дней, 05, 07, 09 и 12 февраля (рис. 10). Интересно, что события происходили, в первом случае, через 1 и 2 дня, во втором случае, через 1, 1 и 2 дня. После длительного молчания вулкана в течение 50 дней (с 30 ноября 2015 г.), 19 января 2016 г. эксплозии подняли пепел из кратера вулкана до 8 км н.у.м., самое сильное событие, при котором пепел поднялся до 10 км н.у.м., произошло в конце указанной серии эксплозий (рис. 10). Вероятно, при наиболее сильном эксплозивном событии 12 февраля остатки южной стенки кратера конуса Приемыш были окончательно разрушены.

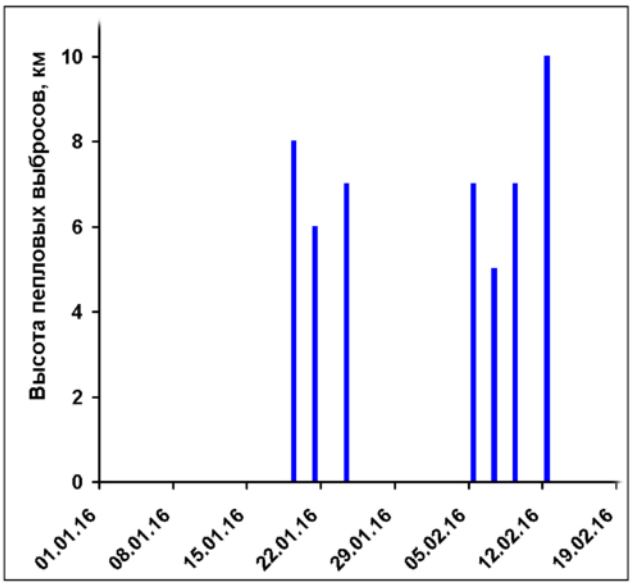


Рис. 10. Высота пепловых выбросов вулкана Жупановский в январе-феврале 2016 г. по спутниковым данным KVERT и ИС VolSatView

Пепловые шлейфы при эксплозивных событиях, как было показано выше, протягивались: 19 января – на северо-запад, 21 января – запад-юго-запад, 24 января - север, 5 февраля - восток-юго-восток, 7 февраля - северо-запад, 9 февраля - восток-юго-восток, 12 февраля – на восток, затем на северо-восток от вулкана. В окрестностях вулкана Жупановский были отобраны пеплы после эксплозивных событий и определена их масса: 106 г/км^2 – общая масса пепла двух выбросов 19 и 21 января, отобранная в 25 км от вулкана на Таловских источниках; 6 г/км^2 – в 36 км от вулкана в р-не Пиначевского перевала, выброс 21 января; 35 г/км^2 – в 47 км от вулкана на оз. Калагирь, выброс 5 февраля; 26 г/км^2 – в 40 км от вулкана на р. Вахиль, выброс 9 февраля; 114 г/км^2 – в 34 км и 102 г/км^2 – в 46 км от вулкана на р. Вахиль, выброс 12 февраля. Хотя пепел отбирался на сравнительно близких расстояниях от вулкана (25-47 км), его количество зависело от расположения точки отбора пепла относительно оси распространения пеплового шлейфа. Масса пепла больше 100 г/км^2 была отобрана в осевой или

близко к осевой части пепловых отложений, остальные – в краевых частях отложений пепла. Минеральный состав пеплов всех выбросов достаточно похож, минералы преимущественно свежего облика, среди них преобладает плагиоклаз и вулканическое стекло, имеется небольшое количество темноцветных минералов (роговой обманки, пироксена), а также свежих и измененных обломков пород. При оценке мощности каждого эксплозивного события, необходимо учитывать несколько параметров: высота подъема пепловой колонны, количество пепла, отложившегося на суше (площадь и мощность отложений, его масса), протяженность пепловых шлейфов (рис. 11). К сожалению, у нас нет полной информации о каждом из эксплозивных событий вулкана Жупановский в январе-феврале 2016 г., однако на основании имеющихся данных можно говорить, что самым слабым было событие 21 января, самыми сильными – 19 января и 12 февраля.

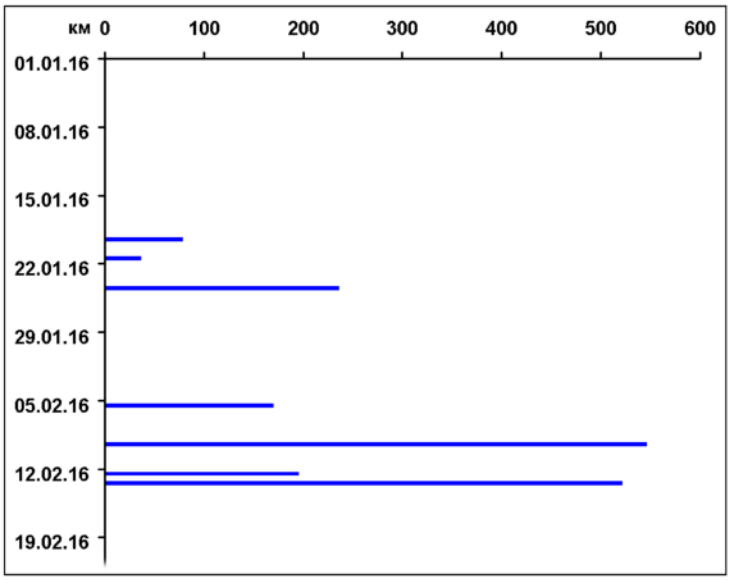


Рис. 11. Протяженность пепловых шлейфов от вулкана Жупановский в январе-феврале 2016 г. по спутниковым данным KVERT и ИС VolSatView

Авторы приносят искреннюю благодарность А. Федосееву за помощь в подготовке материала к статье. Работа выполнена при поддержке гранта Российского научного фонда (проект 16-17-00042).

Список литературы

1. *Гирина О.А.* Камчатской группе реагирования на вулканические извержения (KVERT) - 20 лет // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XVIII региональной конференции, посвященной Дню вулканолога, 28-29 марта 2013 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014. С. 36-41.
2. *Гирина О.А., Ненашева Е.М.* Извержения вулкана Жупановский в 2013-2015 гг. // Отчизны верные сыны. Материалы XXXII Крашенинниковских чтений. Петропавловск-Камчатский: Камчатская краевая научная библиотека им. С.П. Крашенинникова. 2015. С. 172-174. doi: 10.13140/RG.2.1.2125.8720.

3. *Гирина О.А., Лупян Е.А. , Гордеев Е.И. и др.* Изучение продуктов извержений вулканов Камчатки с помощью информационной системы VolSatView // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды Пятой научно-технической конференции. Петропавловск-Камчатский. 27 сентября - 3 октября 2015 г. / Отв. ред. В.Н. Чебров. Обнинск: ГС РАН. 2015. С. 207-210.
4. *Гордеев Е.И., Гирина О.А.* Вулканы и их опасность для авиации // Вестник Российской академии наук. 2014. Т. 84. № 2. С. 134-142. doi:10.7868/S0869587314020121.
5. *Гордеев Е.И., Гирина О.А., Лупян Е.А. и др.* Изучение продуктов извержений вулканов Камчатки с помощью гиперспектральных спутниковых данных в информационной системе VolSatView // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2015. Т. 12. № 1. С. 113-128.
6. *Ефремов В.Ю., Гирина О.А., Крамарева Л.С. и др.* Создание информационного сервиса "Дистанционный мониторинг активности вулканов Камчатки и Курил" // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т. 9. № 5. С. 155-170.
7. *Ефремов В.Ю., Лупян Е.А., Матвеев А.М. и др.* Организация работы со спутниковыми данными для решения задач дистанционного мониторинга активности вулканов Камчатки и Курил на примере спутникового сервиса VolSatView // Труды Четвертой научно-технической конференции "Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России", 30 сентября - 4 октября 2013 г., г. Петропавловск-Камчатский. Обнинск: ГС РАН. 2013. С. 45-48.
8. *Сорокин А.А., Королев С.П., Урманов И.П. и др.* Информационная система для работы с данными инструментальных наблюдений с целью проведения исследований и мониторинга опасных природных явлений на Дальнем Востоке России // Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтегорска: Всероссийская научная конференция с международным участием, Южно-Сахалинск, 26 - 30 мая 2015 г.: сборник материалов. Владивосток: Дальнаука. 2015. Т. 2. С. 443-447.
9. http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/volc.php?name=Zhupanovsky

УДК 551.21.

АКТИВНОСТЬ ВУЛКАНОВ КАМЧАТКИ И СЕВЕРНЫХ КУРИЛ В 2015 Г. И ИХ ОПАСНОСТЬ ДЛЯ АВИАЦИИ

О.А. Гирина, А.Г. Маневич, Д.В. Мельников, А.А. Нуждаев, Ю.В. Демянчук

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

В 2015 г. в состоянии извержения и высокой активности находились четыре вулкана Камчатки (Шивелуч, Ключевской, Карымский, Жупановский) и два вулкана Северных Курил (Алаид и Чикурачки), их деятельность представляла опасность для авиаперевозок. В течение всего года продолжалось экструзивно-эксплозивное извержение вулкана Шивелуч, отдельные пепловые эксплозии поднимали пепел до 9-10 км н.у.м.; с 1 января по 24 марта 2015 г. происходило эксплозивно-эффузивное извержение вулкана Ключевской, пепловые шлейфы поднимались до 8 км н.у.м.; с 6 июня 2014 г. до 30 ноября 2015 г. продолжалось эксплозивное извержение вулкана Жупановский, пепловые облака поднимались до 6-10 км н.у.м.; весь год наблюдалось эксплозивное извержение вулкана Карымский, пепел поднимался до 4 км н.у.м.; с 15 по 19 февраля 2015 г. наблюдалось эксплозивное извержение вулкана Чикурачки на о. Парамушир Северных Курил, эксплозии поднимали пепел до 7,5 км н.у.м.; с 1 октября до конца 2015 г. отмечалась активизация вулкана Алаид на о. Атласова Северных Курил.

Введение

Камчатской группой реагирования на вулканические извержения (KVERT – Kamchatkan Volcanic Eruption Response Team) осуществляется комплексный мониторинг 30 действующих вулканов Камчатки и 6 - Северных Курил с 1993 г. [1, 4]. Сотрудники группы KVERT ежедневно семь дней в неделю анализируют видео и визуальные данные, а также выполняют спутниковый мониторинг вулканов с помощью информационной системы VolSatView [5, 6]. При появлении пепловой опасности для авиации в Тихоокеанском регионе, связанной с эксплозивными извержениями камчатских вулканов, ученые из KVERT в оперативном режиме оповещают заинтересованных пользователей о параметрах и направлениях перемещения пепловых шлейфов и размещают информацию на сайте KVERT на сервере ИВиС ДВО РАН (http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/).

В 2015 г. на Камчатке и Северных Курилах в состоянии извержения и высокой активности находились шесть вулканов: Шивелуч, Ключевской, Карымский, Жупановский, Алаид и Чикурачки.

Результаты исследований

Вулкан Шивелуч. Эруптивная активность вулкана Молодой Шивелуч, начавшаяся в 1980 г., продолжается: выжимаются лавовые блоки экструзивного купола, этот процесс сопровождается умеренной силы эксплозиями, раскаленными лавинами, свечением лавы и раскаленных лавин в темное время суток, сильной и умеренной парогазовой деятельностью.

Авиационный цветовой код опасности вулкана для авиации весь год был Оранжевый. В районе лавового купола почти постоянно отмечалась термальная аномалия (рис. 1а), что указывало на выжимание магматического вещества на поверхность земли. В январе-апреле наблюдалась сильная эксплозивная активность вулкана [12]:

26 января с 06:28 UTC пепловый выброс до 10 км н.у.м., пепловый шлейф на восток-юго-восток от вулкана, в эруптивной колонне отмечено мощное свечение;

1 февраля в 19:50 UTC пепловое облако размером до 192×91 км на высоте около 10 км н.у.м. смещалось на северо-восток от вулкана;

16-18 февраля мощные эксплозии до 8 км н.у.м., пепловые облака размером до 220×22 км перемещались на юго-восток от вулкана;

28 февраля в 01:10 UTC мощный выброс пеплов до 9 км н.у.м., по руслам рек Байдарная и Бекеш прокатились пирокластические потоки, пепловые шлейфы и облака протягивались до 460 км на восток и северо-восток от вулкана;

8 марта с 04:20 UTC пепловое облако размером до 400×35 км на высоте 7 км н.у.м. протянулось до 607 км на северо-восток от вулкана;

16 марта пепловое облако размером 37×98 км на высоте 7,5 км н.у.м. смещалось на юго-восток от вулкана, в п. Усть-Камчатск наблюдался пеплопад;

22 марта с 23:40 UTC пепловое облако на высоте 7 км н.у.м. распространялось до 225 км на северо-восток от вулкана;

25 марта в 22:04 UTC пепловый выброс до 10 км н.у.м., пепловое облако размером до 260×90 км смещалось 25-26 марта до 610 км на юго-запад от вулкана;

7-16 апреля пепловые выбросы до 7 км н.у.м., пепловые шлейфы и облака распространялись до 478 км на восток и юго-восток от вулкана (рис. 2а, 3а, 4, 5).

Во второй половине года сильные эксплозии пепла не отмечались. В течение всего года изредка происходили обрушения раскаленных лавин при интенсивном росте лавового купола благодаря экструзивной деятельности вулкана (рис. 2а, 3а). Например, 20-21 и 24-25 февраля пепловые облака, поднявшиеся при обрушении раскаленных лавин до 5-6 км н.у.м., распространялись до 580 км в восточном секторе от вулкана (рис. 4). В сентябре-декабре также выжимание новых блоков лавы купола сопровождалось обрушением раскаленных лавин, пепел от которых поднимался до 4-6 км н.у.м., пепловые шлейфы перемещались до 150 км преимущественно на восток-юго-восток от вулкана (рис. 2а, 3а).

15-16 сентября, в связи с сильными ветрами в районе вулкана, с поверхности отложений пирокластических потоков на южном склоне вулкана был поднят ресуспендированный пепел (старый, переотложенный), и плотный пепловый шлейф высотой от поверхности склона Шивелуча до 2 км н.у.м. протянулся до 180 км на юго-восток от вулкана (рис. 6).

8 октября наблюдалась повышенная эруптивная активность вулкана – пепловые шлейфы протягивались до 400 км на юго-восток от вулкана (рис. 4). Извержение вулкана продолжается.

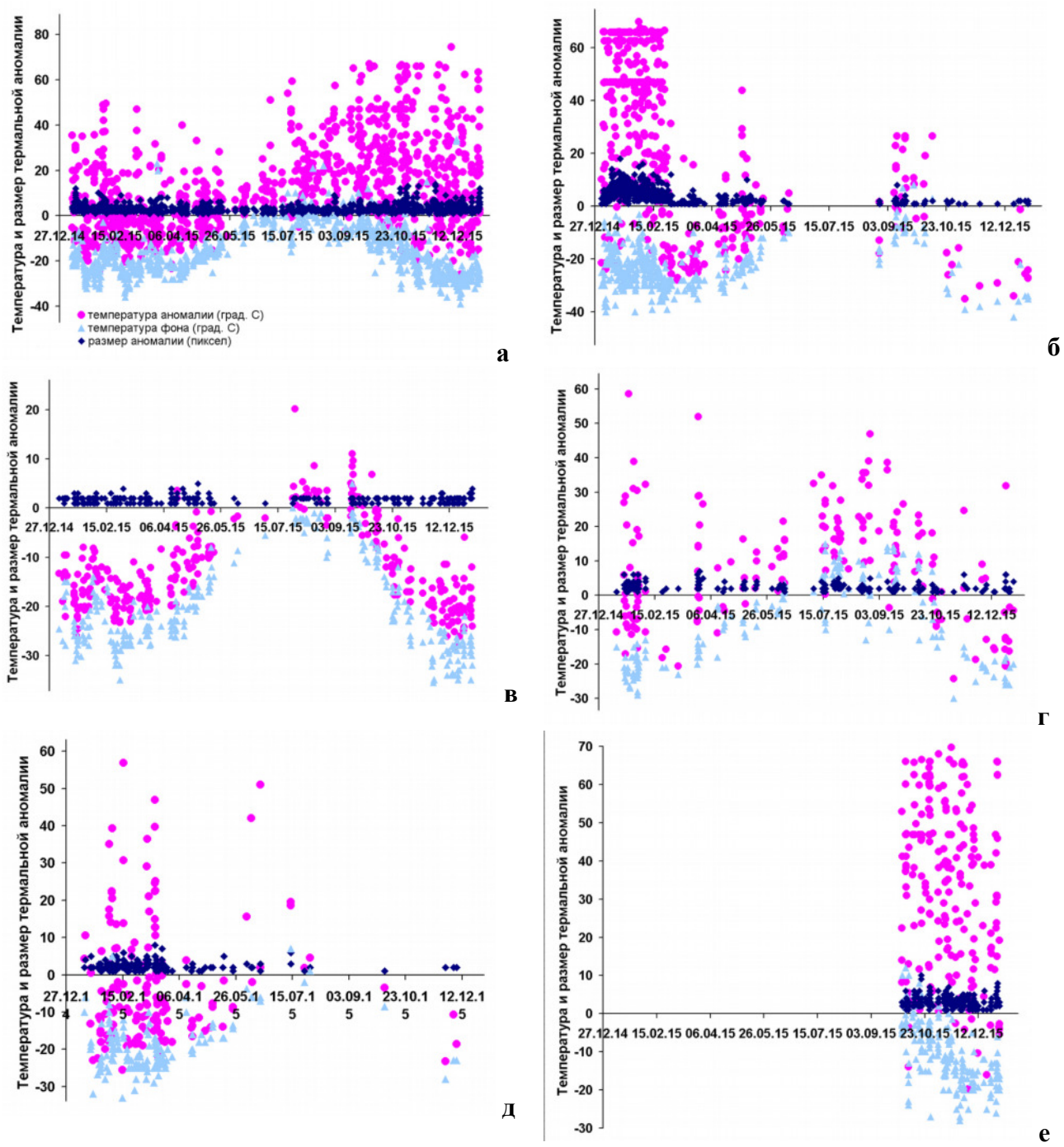


Рис. 1. Температура и размер термальных аномалий в районах вулканов Молодой Шивелуч (а), Ключевской (б), Безымянный (в), Карымский (г), Жупановский (д), Алаид (е) в 2015 г. (по спутниковым данным KVERT)

Вулкан Ключевской. С 01 января по 24 марта 2015 г. происходило эксплозивно-эффузивное извержение вулкана (рис. 1б, 2б, 3б, 4), описание которого дано в работе [2]. Напомним, что с 01 января началась Стромболианская активность вулкана, с 8-9 января по Апахончичскому желобу изливался лавовый поток, с 10 января в парогазовых шлейфах появился пепел, кульминация извержения с сильной Вулканской деятельностью проявилась

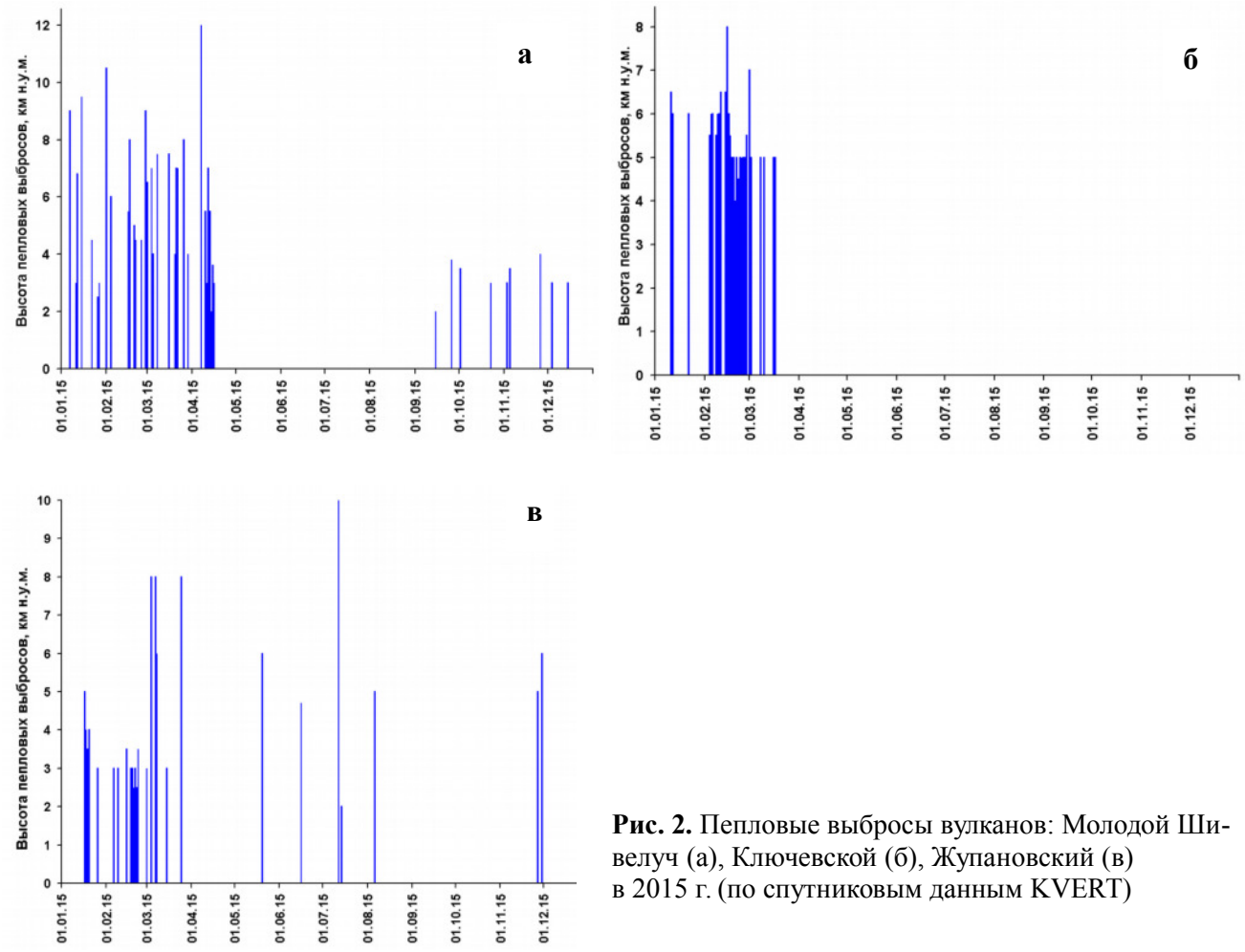


Рис. 2. Пепловые выбросы вулканов: Молодой Шивелуч (а), Ключевской (б), Жупановский (в) в 2015 г. (по спутниковым данным KVERT)

15 февраля [2]. До середины апреля отмечалась умеренная парогазовая активность вулкана, по спутниковым данным он был спокоен. Свечение над вершиной вулкана вновь было отмечено 13 апреля (рис. 1б), оно могло означать возобновление эксплозивной активности вулкана, поэтому его Авиационный цветовой код был изменен с Зеленого на Желтый [11]. На спутниковых снимках 18 апреля был отмечен узкий пепловый шлейф, возможно связанный с выбросом пепла при резком оттоке магмы по каналу вулкана. В связи с относительно частым изменением характера деятельности вулкана (усилением-ослаблением) без явного проявления эруптивной активности, Авиационный цветовой код вулкана менялся с Оранжевого на Желтый и обратно, затем 28 августа был установлен Желтый и таким он оставался до конца года [11]. До 11 октября температура аномалии часто имела положительные значения (до +26 град. С), затем до конца года ее значения были отрицательные (рис. 1б). Вероятно, термальная аномалия и свечение над кратером вулкана были связаны с истечением потока горячих вулканических газов, температура которых может достигать 500-900 град. С. В зависимости от вулканической активности и атмосферных условий мощность фумарольной активности вулкана менялась, иногда парогазовая колонна поднималась до 6 км н.у.м. Изредка штормовые ветры поднимали с восточного подножия вулкана ресуспендированный (старый, переотложенный)

пепел, и такие пепловые шлейфы на высотах до 2-3 км н.у.м. перемещались в восточных направлениях от вулкана.

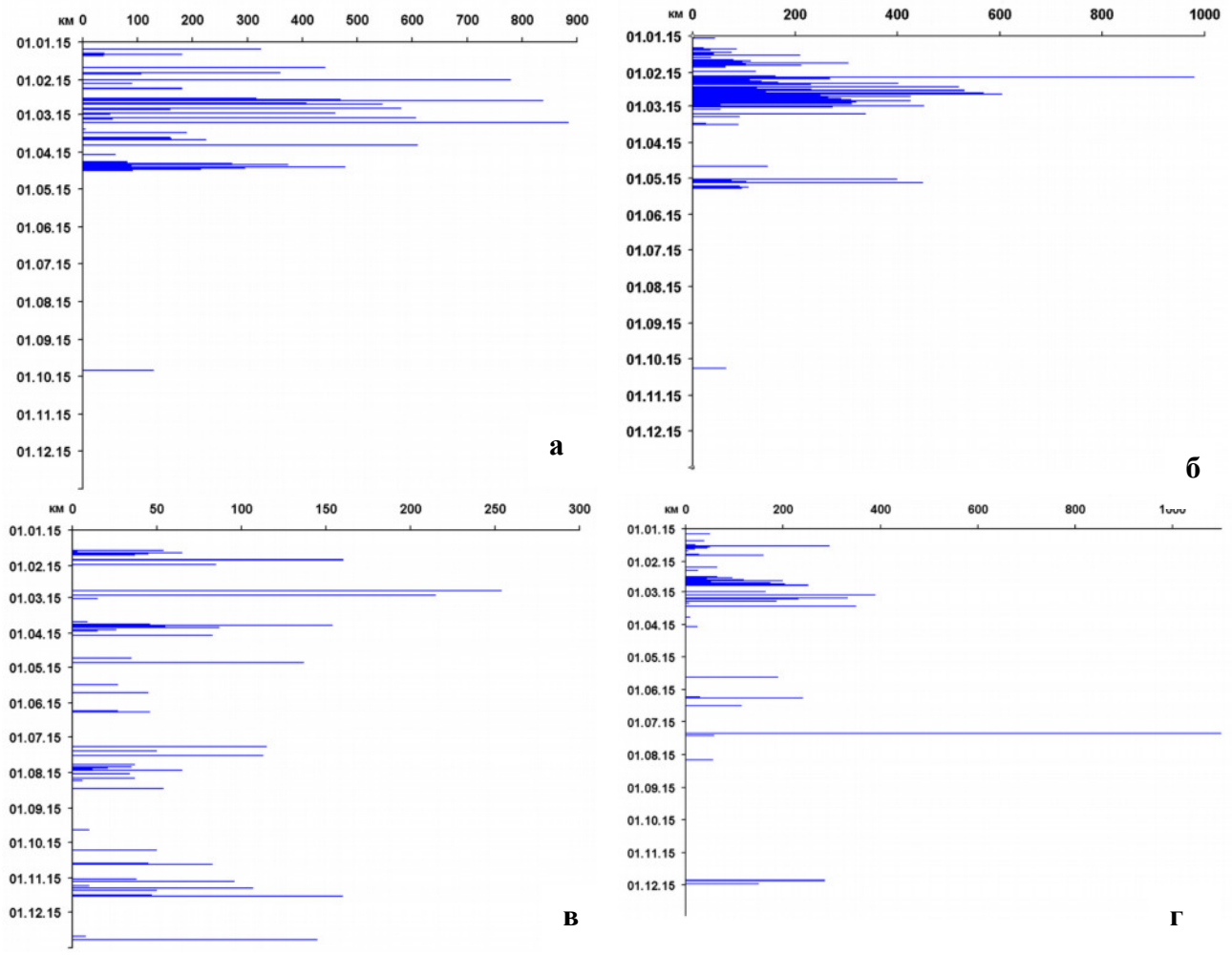


Рис. 3. Распространение пепловых шлейфов от вулканов: Молодой Шивелуч (а), Ключевской (б), Карымский (в), Жупановский (г) в 2015 г. по данным ИС VolSatView

Вулкан Безымянный. После катастрофического извержения 30 марта 1956 г. рост лавового купола в его эксплозивном кратере в течение более 40 лет продолжался почти непрерывно. Предыдущее эксплозивное извержение вулкана произошло 1 сентября 2012 г.

В течение 2015 г. наблюдалась только фумарольная активность вулкана, однако в связи с возможным скоротечным сильным эксплозивным извержением, Авиационный цветовой код вулкана был Желтый. По спутниковым данным, в районе лавового купола почти постоянно регистрировалась слабая термальная аномалия, связанная с повышенным тепловым потоком вулканических газов (рис. 1в).

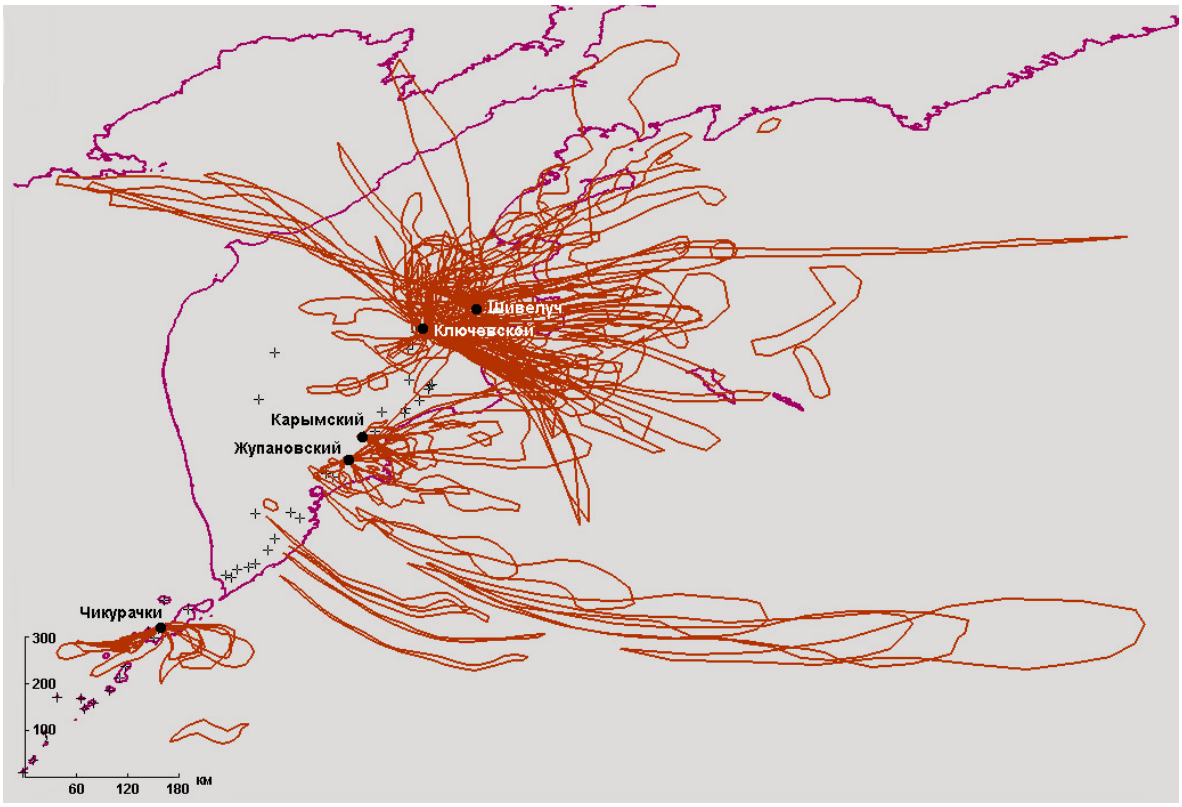


Рис. 4. Распространение пепловых шлейфов от вулканов Камчатки и Северных Курил в 2015 г. по данным ИС VolSatView



Рис. 5. Пепловый выброс вулкана Шивелуч до 9 км н.у.м. 28 февраля 2015 г. Фото Ю.В. Демянчука – ИВиС ДВО РАН, KVERT



Рис. 6. Перемещение ресуспендированного пепла, поднятого с поверхности пирокластических отложений вулкана Шивелуч 15 сентября 2015 г. Видеоданные KVERT ИВиС ДВО РАН и Weathernews Inc.

Вулкан Карымский. Умеренное эксплозивное извержение вулкана, начавшееся в 1996 г., продолжается. Авиационный цветовой код его 1-18 января был Желтый, с 19 января до конца года, в связи с эруптивной деятельностью, - Оранжевый [10]. На спутниковых снимках в районе кратера вулкана почти постоянно отмечалась термальная аномалия (рис. 1г), связанная с выбросом на поверхность земли ювенильного вещества. По спутниковым и редким визуальным данным, пепловые выбросы из вулкана поднимались до 3-5 км над уровнем моря (рис. 4), пепловые шлейфы протягивались до 260 км (рис. 3в) в различных направлениях от вулкана (рис. 4). Эксплозивное извержение вулкана происходило неравномерно, с перерывами от нескольких дней до месяца; наибольшая интенсивность извержения отмечалась в январе-апреле, июле-августе и октябре-ноябре, что отразилось в большей интенсивности термальной аномалии и протяженности пепловых шлейфов (рис. 1г, 3в).

Вулкан Жупановский. Эксплозивное извержение вулкана началось 6 июня 2014 г. и продолжалось в нестабильном режиме до конца 2015 г. Авиационный цветовой код вулкана во время активных эксплозивных событий с 1 января по 16 мая, с 8 по 30 июня, с 1 по 19 июля и с 27 ноября по 10 декабря был Оранжевый [13]. В связи с сохранением потенциальной опасности пепловых выбросов, но их отсутствием в периоды с 16 мая по 8 июня, 19-20 июля и 10-17 декабря Авиационный цветовой код вулкана был Желтый; и с 20 июля по 27 ноября и 17-31 декабря – Зеленый [13].

Интенсивная термальная аномалия в районе активного кратера регистрировалась в январе-марте и изредка в июне, иногда она отмечалась во время пепловых выбросов, иногда - в межэруптивные фазы деятельности вулкана, то есть аномалия в районе Жупановского была

отражением мощности потока тепла, поступающего из недр вулкана при выносе и ювенильного вещества, и парогазовой смеси (рис. 1д).

Первый в 2015 г. пепловый шлейф от Жупановского, перемещавшийся на высоте 5 км н.у.м., был отмечен 12 января пилотами местных авиалиний, в дальнейшем подтвержден по спутниковым данным и визуально наблюдался в районе вулкана Корякский из г. Петропавловск-Камчатский (рис. 2в, 3г). Отмечались следующие периоды активной эксплозивной деятельности вулкана: с 6 по 26 января, 6 и 9 февраля, с 15 по 23 февраля, с 1 по 4 марта, 7-8, 10, 12, 15 и 25 марта, 3 апреля, 20 мая, 8-9 и 16-17 июня, 12 и 14 июля и 27 и 30 ноября. Пепловые шлейфы протягивались до 2000 км преимущественно в восточных направлениях от вулкана (рис. 3г, 4). Наиболее сильные эксплозивные события с подъемом пепла до 10 км н.у.м. произошли 8 (в 01:15 UTC) и 25 (в 04:16 UTC) марта, 12 июля (в 19:15 UTC) и 30 ноября (в 03:47 UTC) [13] (рис. 2в). 8 марта вертикальная пепловая колонна над кратером конуса Приемыш содержала большое количество водяного пара (рис. 7).



Рис. 7. Пепловая колонна вулкана Жупановский 8 марта 2015 г. Фото. А. Гаврилова.

Парогазовые струи поднимались также с поверхности небольших пирокластических потоков, движущихся по трещинам и ложбинам и растапливающих снег, и подмешивались в эруптивную колонну. Верхняя часть колонны постепенно расплывалась и превращалась в пепловый шлейф. 12 июля после или во время пепловых выбросов до 10 км н.у.м. произошло обрушение части активного конуса Приемыш, сопровождавшееся формированием горячих отложений обвала, небольшими пирокластическими и грязевыми потоками [3]. Небольшие по объему обрушения конуса Приемыш были отмечены также 14 июля в западной части обвальных отложений, сформированных 12 июля. Общая площадь новообразованных отложений

обвала вместе с грязевыми потоками составила около 20 км^2, при средней мощности отложений 2 м их объем составил около 0,04 км^3. Пепловые шлейфы 12-13 июля протянулись на тысячи километров на восток от вулкана и оставались в атмосфере над п-овом Аляска до 16 июля. Казалось, извержение закончилось, так как вулкан перешел в состояние относительного покоя, однако, 27 и 30 ноября вновь произошли взрывы вулкана. Мощные эксплозии подняли пепел 30 ноября до 8 км н.у.м., продукты разрушенной при этих взрывах части конуса Приемыш, значительно меньшего объема чем 12-14 июля, отложились на материале обрушений 12-14 июля, протяженность этих отложений составила 15 км. В дальнейшем, до конца года вулкан проявлял только фумарольную активность, но его извержение продолжилось в 2016 г.

Вулкан Алаид. После умеренного эксплозивного извержения вулкана, продолжавшегося с 6 октября до 12 декабря 2012 г., в ходе которого кратер шлакового конуса, образовавшегося при извержении 1981 г., был заполнен пирокластикой [7], вулкан находился в состоянии относительного покоя, наблюдалась только фумарольная его активность. На спутниковых снимках 1 октября в районе кратера вулкана была обнаружена термальная аномалия, с этого дня и до конца года Авиационный цветовой код Алаида был Желтый [8]. Термальная аномалия в районе вулкана регистрировалась почти непрерывно (рис. 1д, рис. 8), но эксплозивной активности с выбросом пеплов не наблюдалось, отмечалась лишь фумарольная деятельность вулкана.

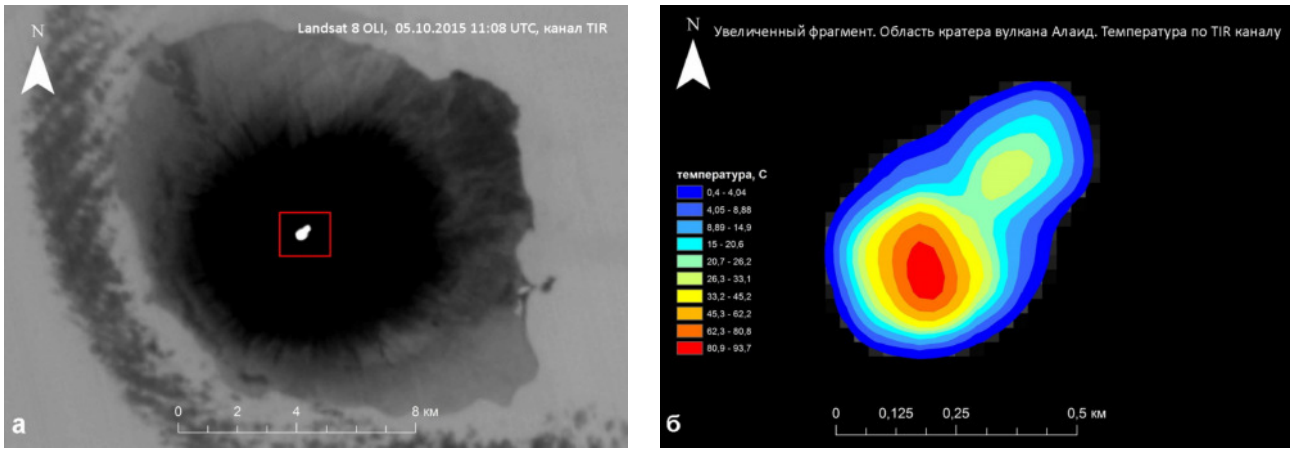


Рис. 8. Термальная аномалия в районе кратера Алаида по спутниковым данным Landsat-8, NASA

Вулкан Чикурачки. Предыдущее извержение вулкана, по данным KVERT, происходило с 29 июля по 5 августа 2008 г. [9]. До середины февраля 2015 г. вулкан проявлял только умеренную парогазовую активность. В 01:22 UTC 16 февраля из Системы оповещения о вулканическом пепле и SO_2 в рамках Службы поддержки авиации (Support Aviation Control Service (SACS) SO_2 & Ash Notification System, http://sacs.aeronomie.be/) поступили данные о высоком содержании аэрозолей в районе Северных Курил (рис. 9). Tokyo VAAC в 02:21 UTC 16 февраля выпустил сообщение о начале извержения вулкана Чикурачки в 22:00 UTC 15 февраля [9]. По данным KVERT, 16 февраля в районе его кратера отмечалась термальная аномалия и пеп-

ловый шлейф, поэтому в этот день Авиационный цветовой код вулкана был изменен с Зеленого на Оранжевый. Умеренное эксплозивное извержение продолжалось 15-18 февраля, пепел при выбросах поднимался до 7-7,5 км н.у.м.; пепловые шлейфы протягивались до 280 км, направление их перемещения от вулкана изменялось с западного на восточное (рис. 4). С 19 февраля вулкан был спокоен, поэтому 22 февраля Авиационный цветовой код его был изменен с Оранжевого на Желтый и 26 февраля на Зеленый [9].

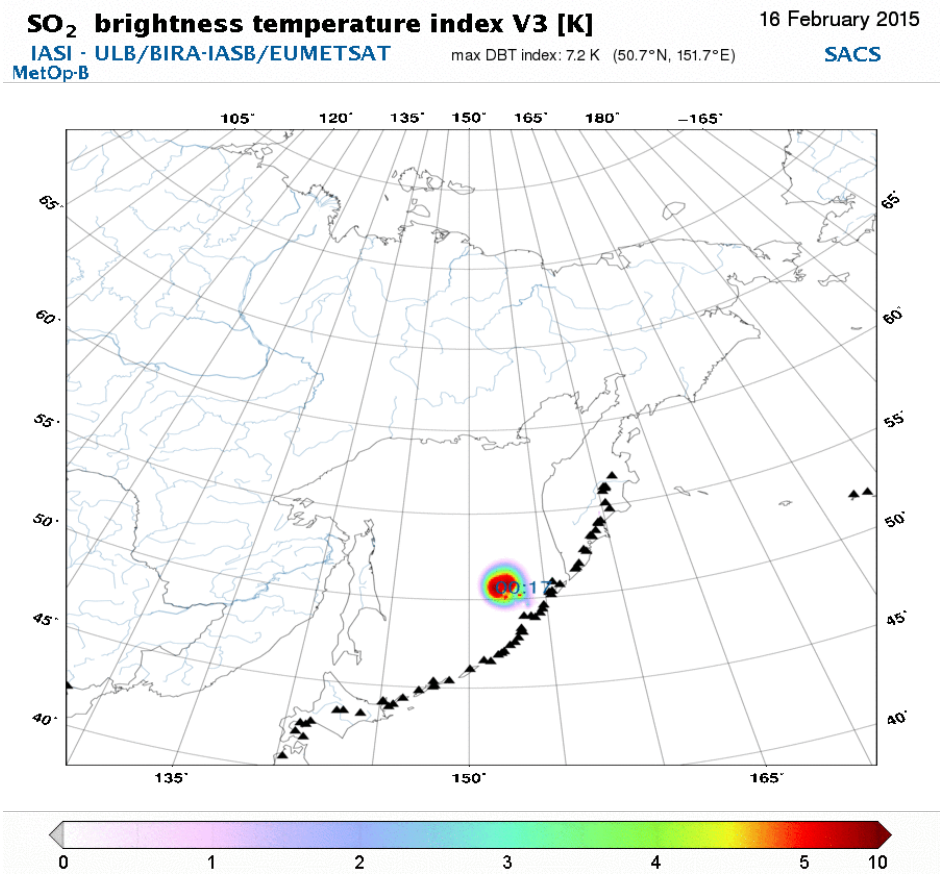


Рис. 9. Аэрозольное облако в районе вулкана Чикурачки в 00:17 UTC 16 февраля 2015 г. по данным SACS SO_2 & Ash Notification System, http://sacs.aeronomie.be/

В заключение следует сказать, что в первой половине 2015 г. более активной была эксплозивная деятельность вулканов Шивелуч, Ключевской, Чикурачки и Жупановский, тогда как вулкан Карымский проявлял умеренную эруптивную активность в течение всего года. Эксплозивные извержения вулканов Шивелуч и Жупановский, несмотря на единичные эксплозии, поднимавшие пепел до 10 км н.у.м., в среднем, также были умеренной силы. Проявление интенсивной термальной аномалии в районе кратера вулкана Алаид в 2015 г. извержением не закончилось. Другие действующие вулканы Камчатки в течение 2015 г. находились в стадии фумарольной деятельности.

Работа выполнена при поддержке гранта Российского научного фонда (проект 16-17-00042).

Список литературы

1. *Гирина О.А.* Камчатской группе реагирования на вулканические извержения (KVERT) - 20 лет // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XVIII региональной конференции, посвященной Дню вулканолога, 28-29 марта 2013 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014. С. 36-41.
2. *Гирина О.А., Демянчук Ю.В., Мельников Д.В. и др.* Извержение вулкана Ключевской в 2015 г. и его опасность для авиации // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы региональной конференции, посвященной Дню вулканолога, 30 марта — 1 апреля 2015 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2016 (в печати)
3. *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. Сер. Науки о Земле. 2015. Вып. 27. № 3. С. 5-11.
4. *Гордеев Е.И., Гирина О.А.* Вулканы и их опасность для авиации // Вестник Российской академии наук. 2014. Т. 84. № 2. С. 134-142. doi:10.7868/S0869587314020121.
5. *Ефремов В.Ю., Гирина О.А., Крамарева Л.С. и др.* Создание информационного сервиса "Дистанционный мониторинг активности вулканов Камчатки и Курил" // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т. 9. № 5. С. 155-170.
6. *Ефремов В.Ю., Лупян Е.А. , Матвеев А.М. и др.* Организация работы со спутниковыми данными для решения задач дистанционного мониторинга активности вулканов Камчатки и Курил на примере спутникового сервиса VolSatView // Труды Четвертой научно-технической конференции "Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России", 30 сентября - 4 октября 2013 г., г. Петропавловск-Камчатский. Обнинск: ГС РАН. 2013. С. 45-48.
7. http://skurilsk.ru/news/skurilsk/107269/
8. http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/current.php?name=Alaid
9. http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/index.php?name=Chikurachki
10. http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/index.php?name=Karymsky
11. http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/index.php?name=Klyuchevskoy
12. http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/index.php?name=Sheveluch
13. http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/volc.php?name=Zhupanovsky

УДК 551.21+552.11

СОСТАВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТЕКОЛ ПРОДУКТОВ ТЕКУЩЕГО ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНА ЖУПАНОВСКИЙ: ИДЕНТИФИКАЦИЯ ЮВЕНИЛЬНОГО МАТЕРИАЛА

Н.В. Горбач[1], А.А. Плечова[2], М.В. Портнягин[2,3], Т.М. Философова[1]

[1]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский
[2]Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва.
[3]Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel, GEOMAR, г. Киль, ФРГ

В докладе приведены данные о составе вулканических стекол продуктов текущего извержения вулкана Жупановский. Выполнена типизация вулканических стекол и идентификация ювенильного материала. Установлено, что в течение 2014-2015 гг. ювенильный материал присутствовал в минимальном количестве и был представлен вулканическим стеклом риолитового состава. В продуктах, изверженных в январе 2016 г., наряду с риолитовыми стеклами удалось установить появление нового типа ювенильных частиц, имеющих дацитовый состав.

Введение

Извержение вулкана Жупановский началось в октябре 2013 г. http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/index.php?n=2013-25. В течение 2014 г., а также в первой половине 2015 г. из кратера активного конуса Приемыш происходили эпизодические выбросы пепла на высоту преимущественно до 4-5 км над у.м. (реже – до 8 км над у.м.) на фоне интенсивной паро-газовой деятельности [3]. 12 июля 2015 г. произошло мощное эксплозивное извержение, сопровождавшееся серией сильных сейсмических событий в постройке вулкана (http://www.emsd.ru/~ssl/monitoring/main.htm). Высота эксплозий во время извержения могла превышать 10 км над у.м. [4]. Через несколько дней после данного события было обнаружено, что южный сектор активного конуса разрушен, а подножие вулкана покрыто обширным полем обвальных отложений и грязевых потоков [2]. В августе-октябре 2015 г. наблюдались редкие пепловые выбросы, а в конце ноября-начале декабря последовала серия эксплозивных событий, наиболее мощное из которых (до 8-9 км над у.м.) произошло 30 ноября (http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/index.php?n=2015-211). Эксплозивная активность возобновилась в конце января 2016 г. Высота выбросов 19 января достигала 8 км над у.м., 21 и 24 января – около 5 км над у.м, 9 и 12 февраля – 8-10 км над у.м. (http://www.emsd.ru/~ssl/monitoring/main.htm).

С целью идентификации и определения состава ювенильного материала в продуктах текущего извержения нами был изучен состав вулканических стекол, содержащихся в них микролитов и отдельных фенокристаллов в серии образцов, изверженных в 2014–2015 гг. и в начале 2016 г. Кроме образцов пеплов наиболее крупных выбросов этого периода, были проанализированы также вулканические стекла из рыхлого материала, отобранного в обвальном цирке в июле 2015 г., и стекловатые фрагменты лав вершинных потоков конуса.

Все образцы были изучены под бинокуляром для выбора наиболее стекловатых фракций. Выбранный материал был смонтирован в препараты из эпоксидной смолы, которые полировались на алмазных пастах. Определение содержаний главных элементов, а также серы и хлора в вулканических стеклах продуктов извержения 2014-2015 гг. было выполнено на электронном зонде JEOL JXA 8200 в Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel, GEOMAR, г. Киль, ФРГ. Детальное описание методики определений состава вулканических стекол и обработки анализов приведено в работе [6]. Пеплы, изверженные 19 и 21 января 2016 г., были проанализированы на сканирующем электронном микроскопе SEM Vega 3 Tescan в ИВиС ДВО РАН с использованием доступных методов контроля качества выполнения и обработки анализов.

Морфология, типизация и состав вулканических стекол

Продукты извержения 2014–2015 гг. На рис. 1а-в показан микроскопический облик изученных образцов. Как в образцах пеплов отдельных выбросов, так и в рыхлом материале, отобранном в обвальном цирке в июле 2015 г., преобладают фрагменты плотного, богатого микролитами, вулканического стекла и присутствует разное количество гидротермально измененных обломков. Среди продуктов гидротермальной деятельности наиболее часто встречаются кварц-полевошпатовые агрегаты, иногда с обильными выделениями сульфидов, обломки гипса и других сульфатов.

Фрагменты плотного вулканического стекла (Тип I, рис. 1г) лишены пор и имеют остроугольную форму. Такие фрагменты содержат от 30 до 50% микролитов плагиоклаза и пироксенов, изредка в них встречаются округлые выделения кварца. В каждом из изученных образцов были обнаружены также единичные фрагменты пористого вулканического стекла (Тип II, рис. 1г). Количество таких пористых фрагментов незначительно – 1-3 зерна среди нескольких сот обломков. Как пористые, так и плотные обломки содержат вкрапленники пироксенов, плагиоклаза и единичные округлые зерна оливина Fo_{72-84}.

Пеплы, изверженные в январе 2016 г. На рис. 2а показан облик пеплов, изверженных 19 и 21 января 2016 г. Как и в серии предшествующих образцов, среди обломков присутствуют фрагменты минералов, гидротермально измененных пород, обломки плотного (Тип I) и пористого (Тип II) стекла. Помимо таких обломков были обнаружены сильно пористые пемзовидные частички (Тип III, рис 2б и 2в). Эти частички, размером до 0,3-0,4 мм, имеют яркие морфологические отличия от обломков типа I и II и обладают иным характером раскристаллизации. В отличие от первых двух типов стекол, в которых среди микролитов резко преобладает плагиоклаз (рис. 3а-г), стекла типа III насыщены мельчайшими микролитами пироксенов (рис. 3д, е). Количество пемзовидных частичек – до десяти на две сотни зерен.

Химический состав вулканических стекол. На рисунке 4 показаны составы изученных стекол в координатах SiO_2-K_2O, SiO_2-CaO и SiO_2-MgO. Составы большинства стекол типов (I) и (II) отвечают риолитам, стекла типа (III) на графике занимают область дацитов. Все стекла

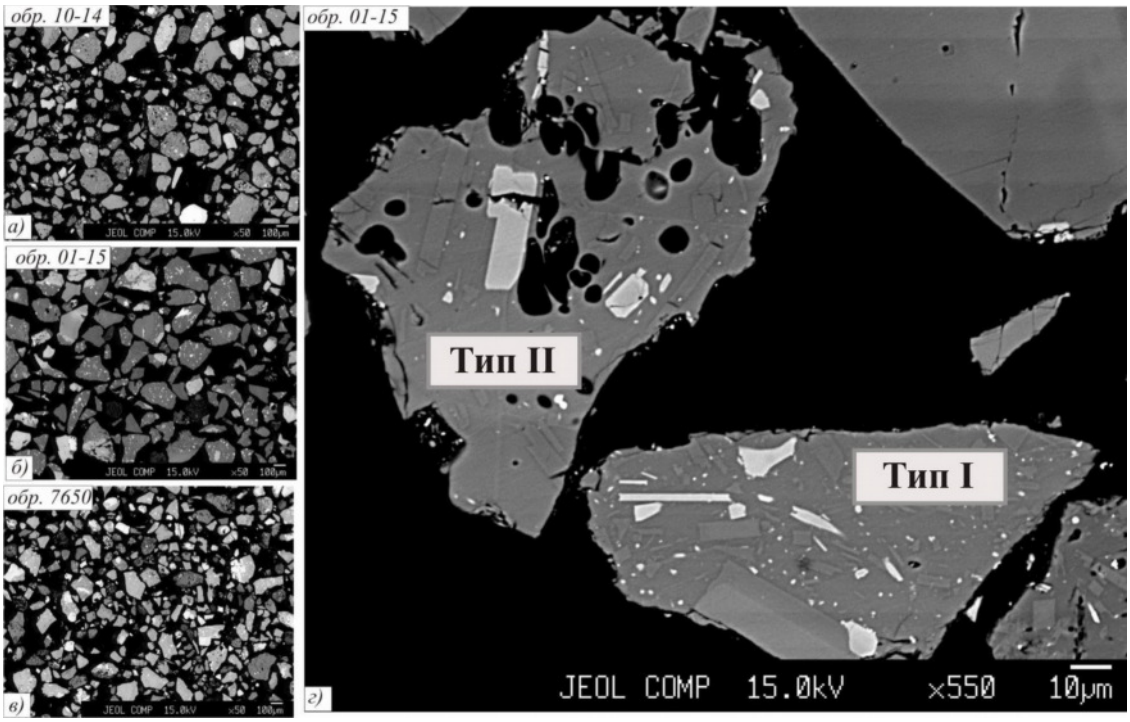


Рис. 1. Продукты извержения вулкана в конце 2014-середине 2015 гг.: а – пеплы выброса 29 декабря 2014 г., отличающиеся максимальным количеством гидротермально измененных обломков; б – пепел выброса 15 января 2015 г.; в – рыхлый материал, отобранный на дне обвального цирка в июле 2015 г.; г – два типа вулканических стекол, присутствующие в продуктах извержения 2014–2015 гг.

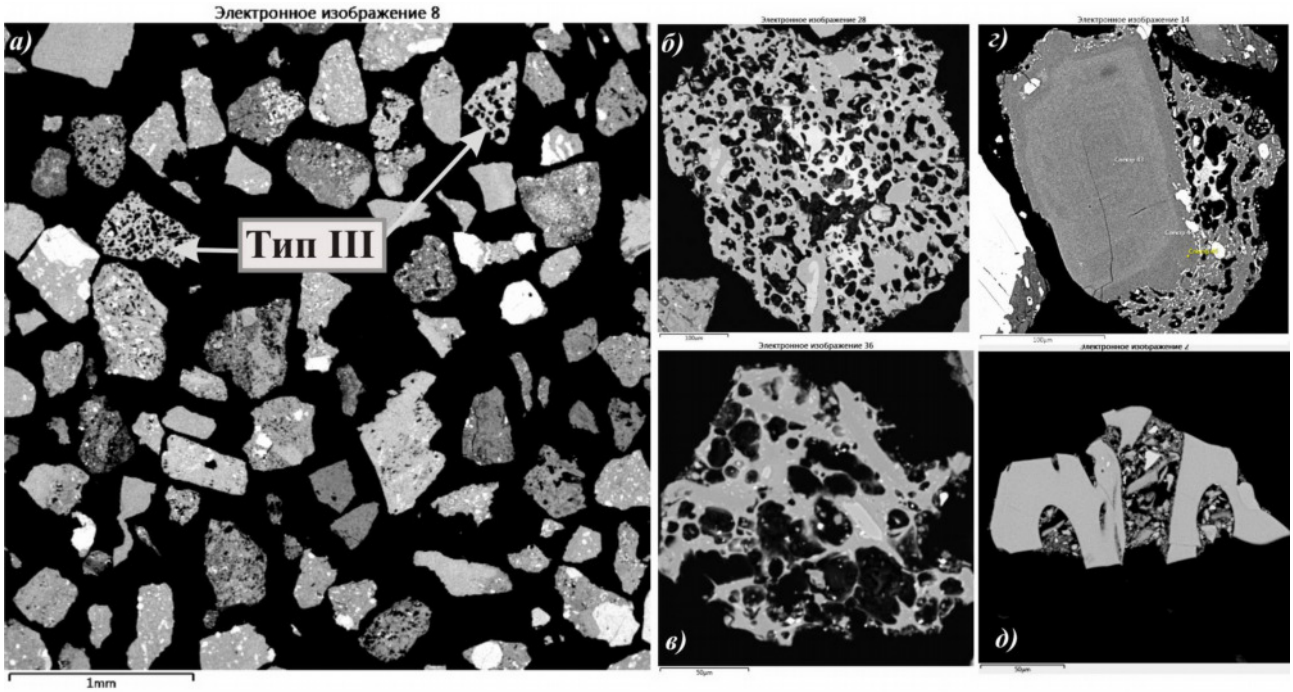


Рис. 2. Пеплы, изверженные 19 и 21 января 2016 г.: а – общий вид образца; б и в – пемзовидные частички (тип III), г – кристалл плагиоклаза в оторочке пемзовидного материала, д – фрагмент закаленного гомогенного стекла.

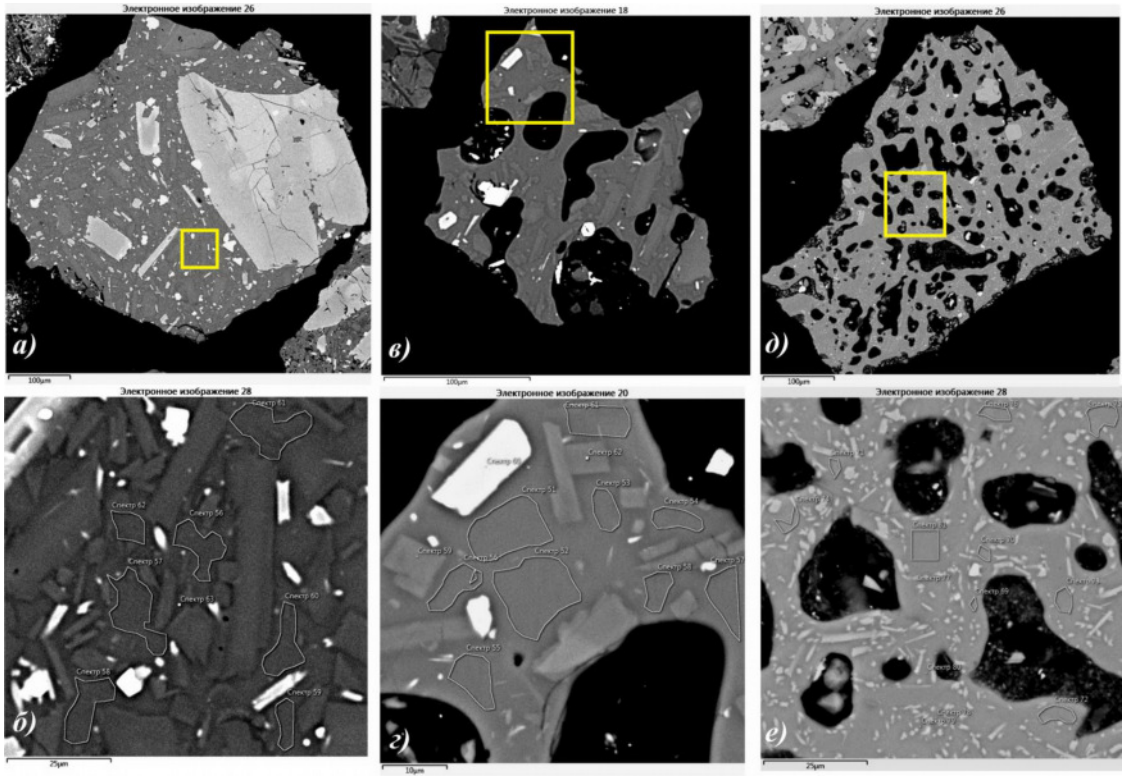


Рис. 3. Характер раскристаллизации различных типов стекловатых фрагментов в пеплах, изверженных в январе 2016 г.: а, б – плотные обломки (тип I), в, г – пористые обломки (тип II); д, е – пемзовидные частички (тип III).

образуют однонаправленные тренды. Сопоставление составов стекол отдельных образцов показывает, что стекла выброса в январе 2015 г. и материала лавовой пробки формируют полностью идентичные тренды, а продукты выброса 2014 г. близки к составам стекловатых лав вершинных потоков (рис. 5).

Обсуждение результатов

Ювенильный материал в тефре может быть идентифицирован по морфологии частиц и их различному составу. Обычно ювенильные частицы представлены сильно пористыми шлаковыми или пемзовыми фрагментами, обломками с «рваными» краями или же фрагментами тонких стекловатых перегородок, которые разделяли газовые пузырьки в магме (например, Пономарева и др., 2012). Частички резургентного материала или фреатические пеплы, как правило, лишены пор и имеют остроугольную форму. Пемзовидные частички (тип III) в пеплах, изверженных в январе 2016 г., уверенно идентифицируются как ювенильные. Вулканические стекла этих частиц имеют состав, отличающийся от предыдущих порций, а их морфологические особенности отвечают всем критериям определения ювениль-ного материала.

Единичные пористые фрагменты (тип II), присутствующие в каждом образце извержений 2014-2015 гг., можно рассматривать как частицы ювенильного материала только по мор фоло-

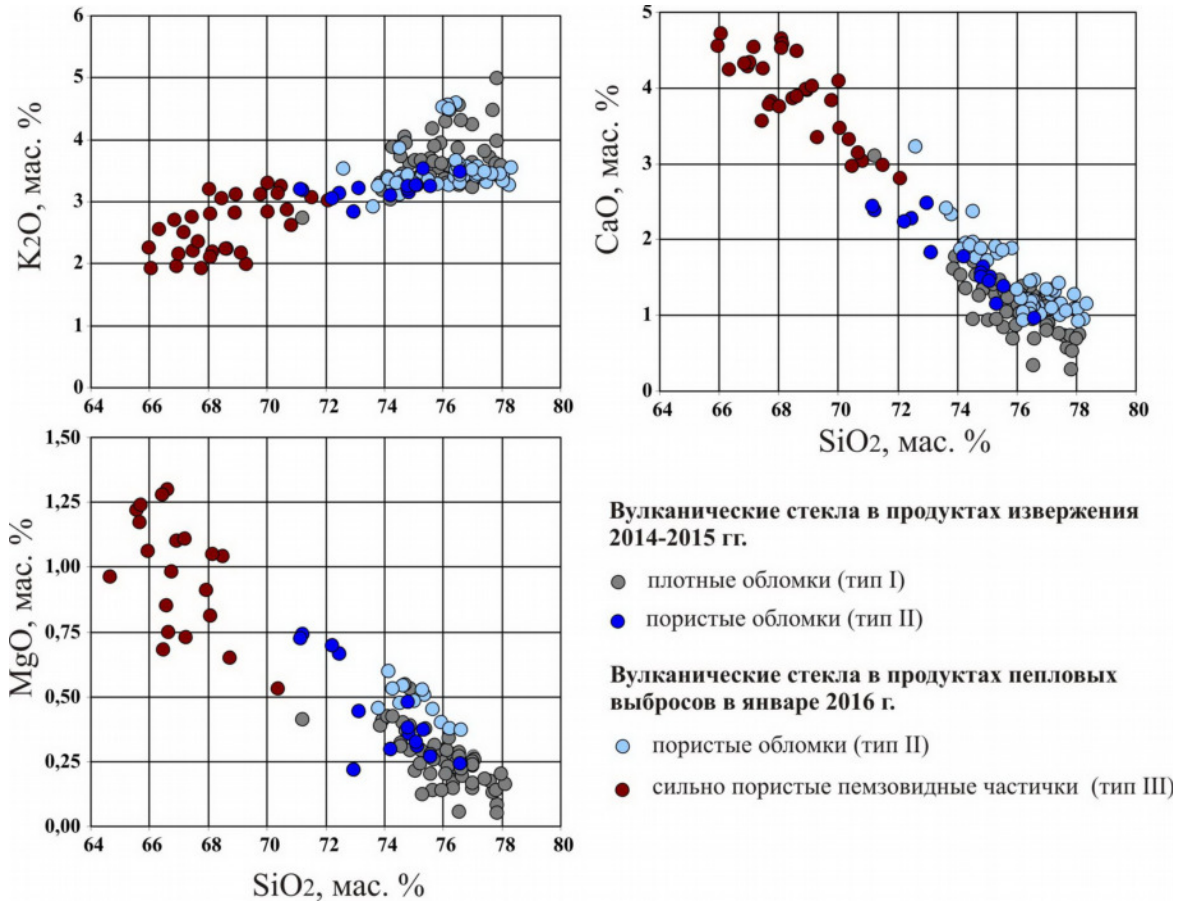


Рис. 4. Химический состав вулканических стекол, изверженных в 2014–2015 гг. – начале 2016 г.

гическим критериям. Химический состав этих фрагментов полностью идентичен составу преобладающих плотных обломков (тип I). Для дополнительной идентификации мы проанализировали состав микролитов плагиоклаза и пироксенов в двух морфологических типах стекол. Эти составы также оказались сходными. Такие особенности не позволяли однозначно определить происхождение пористых фрагментов типа II с риолитовым стеклом. Изучение вулканических стекол в тефре выбросов 19 и 21 января позволило получить ответ на этот неоднозначный вопрос. В наиболее тонкой фракции этих пеплов был обнаружен фрагмент гомогенного закаленного стекла (рис. 2д), состав которого идентичен обломкам типа II. Эта находка свидетельствует в пользу ювенильного происхождения риолитовых стекол.

Фрагменты плотного стекла (тип I) образованы за счет дробления лав, слагающих постройку конуса. Наиболее убедительно об этом свидетельствует график (рис. 5), где показано сравнение состава стекол типа I из раздробленного материала лавовой пробки и стекловатых лав вершинных потоков и продуктов пепловых выбросов в декабре 2014 г. и январе 2015 г.

Таким образом, можно констатировать наличие в продуктах извержения вулкана Жупановский двух типов ювенильного вулканического стекла: риолитового и дацитового. Риолитовые стекла, которые в очень малом количестве присутствовали в продуктах извержения

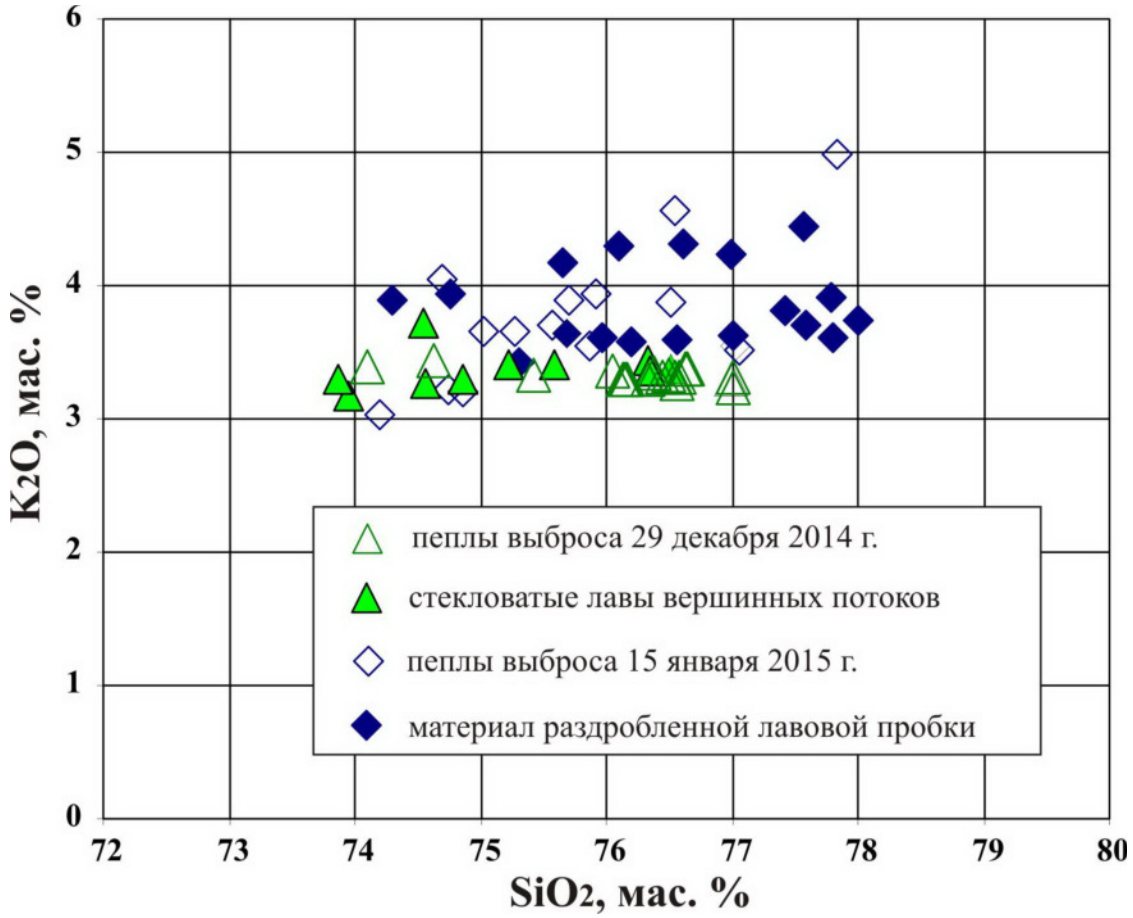


Рис. 5. Сопоставление составов плотных стекловатых обломков (тип I) в различных образцах.

2014-2015 гг., могут быть связаны с верхней наиболее дифференцированной частью очага кислой магмы под вулканом. Дацитовые стекла, появление которых удалось установить в январе 2016 г., могут представлять собой новую порцию расплава, поступившую в этот очаг или же иметь связь с его нижними горизонтами.

В заключение необходимо отметить важные петрологические особенности как ювенильного материала, так и вершинных лав, связанных с предыдущими этапами активности. В большинстве изученных образцов в составе стекловатых фрагментов присутствует неравновесная минеральная ассоциация оливина и кварца, что свидетельствует о гибридном происхождении этих пород. Кроме того, оливин, который обнаружен в продуктах текущего извержения, связанного с конусом Приемыш, идентичен по составу оливинам из наиболее примитивных пеплов вулкана, связанных с ранней деятельностью Второго конуса [5]. Это свидетельствует в пользу предположения Л. И. Базановой с соавторами [1] о существовании системы разноглубинных магматических очагов под вулканом.

Выводы

В 2014–2015 гг. и начале 2016 г. эксплозивное извержение вулкана Жупановский имело фреато-магматический характер. Продукты извержения в 2014–2015 гг. содержат незначи-

тельное количество ювенильного материала, представленного вулканическим стеклом риолитового состава. Пеплы, изверженные в январе 2016 г., содержат новый тип ювенильных частиц, отвечающих по составу дацитам. Возможно, что появление ювенильного материала, обладающего более основным составом, может быть предвестником перехода извержения в магматическую стадию.

Работа выполняется при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ № 15-05-06440.

Список литературы:

1. *Базанова Л.И., Дирксен О.В., Кулиш Р.В., Карташова Е.В.* Эволюция новейшего вулканизма Жупанова хребта (Камчатка) // Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Отв. ред. Гордеев Е.И. Петропавловск-Камчатский. 2009. С. 265-268.
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.
3. *Маневич Т.М., Горбач Н.В., Самойленко С.Б.* Активность вулкана Жупановский в 2013-2015 гг. // XVIII ежегодная научная конференция, посвящённая Дню Вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы», 30 марта – 1 апреля 2015 г., г. Петропавловск-Камчатский, http://www.ivs.kscnet.ru/ivs/conferences/documents/tezis_2015.pdf
4. *Сенюков С.Л., Нуждина И.Н., Дрознина С.Я., и др.* Сейсмичность района вулкана Жупановский в 2000-2015 гг. // Материалы конференции «Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России», 27 сентября - 3 октября 2015 г., г. Петропавловск-Камчатский; http://www.emsd.ru/conf2015lib/pdf/mon/Senyukovetc.pdf
5. *Плечова А.А., Портнягин М.В., Базанова Л.И.* Происхождение и эволюция исходных магм фронтальных вулканов Камчатки по данным изучения магматических включений в оливине вулкана Жупановский. Геохимия. 2011. № 8. С. 787–812
6. *Пономарева В.В., Портнягин М.В., Мельников Д.В.* Состав тефры современных (2009-2011 гг.) извержений вулканов Камчатки и Курильских островов // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 2. Вып. № 20. С. 7-21.

УДК 551.21.

КОМПЛЕКСНЫЙ АНАЛИЗ ДАННЫХ ОБ ЭКСПЛОЗИВНЫХ ИЗВЕРЖЕНИЯХ ВУЛКАНОВ КАМЧАТКИ В ИС VOLSATVIEW

Е.И. Гордеев[1], О.А. Гирина[1], Е.А. Лупян[2], А.А. Сорокин[3], Д.В. Мельников[1], А.Г. Маневич[1], И.М. Романова[1], Л.С. Крамарева[4], В.Ю. Ефремов[2], Д.А. Кобец[2], А.В. Кашницкий[2], С.П. Королев[3], М.А. Бурцев[2], С.Б. Самойленко[1]

[1] Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: gordeev@kscnet.ru
[2] Институт космических исследований РАН, Москва, 117997
[3] Вычислительный центр ДВО РАН, Хабаровск, 680000
[4]Дальневосточный центр «Научно-исследовательский центр космической гидрометеорологии Планета», Хабаровск, 680673

Эксплозивные извержения вулканов являются наиболее опасными в мире в связи с высокой энергетикой вулканогенного процесса и их непредсказуемостью. Для обеспечения безопасности населения при извержениях необходимо проведение вулканологами комплексного мониторинга вулканов с использованием данных всех доступных видов наблюдений (дистанционных и наземных инструментальных средств, метеоинформации). Созданная в 2011-2015 гг. совместными усилиями специалистов ИВиС ДВО РАН, ИКИ РАН, ВЦ ДВО РАН и ДВ НИЦ Планета ИС “Дистанционный мониторинг активности вулканов Камчатки и Курил (VolSatView)” ориентирована на непрерывный мониторинг вулканической активности Камчатки и Курил и анализ влияния извержений на окружающую среду.

Введение

Эксплозивные извержения вулканов являются наиболее опасными в мире в связи с высокой энергетикой вулканогенного процесса и их непредсказуемостью. Такие извержения представляют наибольшую опасность для населения. Процессы, связанные с извержениями, протекают быстро, для их изучения и парирования возникающих угроз (в том числе для полетов авиации) необходим постоянный мониторинг вулканов. Для обеспечения не только наблюдений, но и прогнозов процессов, связанных с извержениями вулканов (например, распространение лавовых потоков, пепловых облаков и шлейфов) необходимо проведение комплексного мониторинга вулканов с использованием данных всех доступных видов наблюдений (дистанционных и наземных инструментальных средств, метеорологической информации и т.д.).

На Камчатке расположено 30 активных вулканов. По данным Камчатской группы реагирования на вулканические извержения (KVERT – Kamchatkan Volcanic Eruption Response Team) [1, 3], в 21 веке здесь ежегодно происходят умеренной силы извержения 3-6 вулканов, а также от 5 до 20 сильных эксплозивных событий с выбросом пеплов до 7-15 км н.у.м.

В последние годы разработаны новые технологии, позволившие создать автоматизированные информационные системы (ИС), направленные на постоянное получение и обработку данных о различных природных явлениях, ведение долговременных архивов данных различных видов наблюдений и проведение анализа больших объемов информации. Такая ИС “Ди-

станционный мониторинг активности вулканов Камчатки и Курил (VolSatView)", ориентированная на непрерывный мониторинг вулканической активности региона, создана в 2011-2015 гг. совместными усилиями специалистов ИВиС ДВО РАН, ИКИ РАН, ВЦ ДВО РАН и ДВ НИЦ Планета [4-9]. ИС VolSatView предоставляет различные инструменты для анализа информации, получаемой на основе методов ДЗЗ. Кроме того, она позволяет работать как с оперативно поступающими данными, так и с данными долговременных архивов. По разнообразию доступной в системе информации, степени автоматизации процессов обработки и хранения данных, инструментам анализа данных и возможности их развития ИС VolSatView не только не уступает своим зарубежным аналогам, но и превосходит их. Разработанные новые методы комплексного анализа данных ДЗЗ и наземных инструментальных наблюдений, в том числе моделирование различных вулканогенных процессов, направленные на оценку опасности эксплозивных извержений вулканов, позволят контролировать повышение активности вулканов и оценивать воздействия вулканической деятельности на окружающую природу.

Возможности ИС VolSatView

Для обеспечения оперативного мониторинга и исследования вулканической активности Камчатки оперативными и архивными спутниковыми и метеорологическими данными и информационными продуктами, получаемыми на их основе, а также для комплексной обработки и анализа этой информации совместно с данными, поступающими из других ИС ("Вулканы Курило-Камчатской островной дуги" (VOKKIA) Геопортала ИВиС ДВО РАН (http://geoportal.kscnet.ru/volcanoes/) и автоматизированной ИС (АИС) Сигнал (http://signal.febras.net)) [6, 10, 11], в системе VolSatView:

а) организованы доступ пользователей к различным спутниковым данным и возможность автоматического формирования на их основе базовых информационных продуктов, использующихся при решении задач мониторинга и изучения вулканической активности;

б) реализована возможность совместной обработки оперативной и ретроспективной спутниковой информации, сопоставление ее с видеоинформацией, выполнение моделирования распространения пепловых шлейфов, классифицирование различных вулканогенных объектов;

в) организовано поступление спутниковой информации непосредственно из центра приема и обработки спутниковых данных ДЦ НИЦ Планета (http://www.dvrcpod.ru/) для повышения оперативности получения данных;

г) обеспечена унификация представления разнотипных данных, поступающих из различных информационных систем и ресурсов, а также подбор необходимых наборов данных, их обработка и анализ на основе технологии GeoSmis [13];

д) создан широкий набор инструментов для работы с рядами наблюдений, с картографической информацией, позволяющих:

- представлять данные в различных проекциях;

- анализировать поля температуры, мгновенно просматривая значения температуры (в градусах Цельсия или Кельвина) в каждой точке снимка, что важно для оперативного анализа изменения температур и размеров термальных аномалий в районах вулканов, в частности для предсказания будущей активности вулканов и оценки вулканоопасности для их окрестностей;

- выделять пепловые облака и шлейфы, определять и сохранять их характеристики в базе данных (высота, протяженность, азимут распространения от вулкана, размер и площадь облака), анализировать временные серии пепловых облаков, визуализировать пепловые шлейфы и облака по отдельным или всем вулканам за определенный период времени;

- анализировать спектральные характеристики вулканогенных объектов, получаемых с использованием гиперспектральных данных;

- сравнивать разновременные данные и анализировать данные совместно с другой информацией, имеющейся в системе;

- проводить классификации данных;

- представлять информацию о пепловых шлейфах, наблюдаемых на спутниковых снимках, совместно с результатами численного моделирования распространения этих шлейфов.

Примеры комплексного анализа данных об эксплозивных извержениях вулканов Камчатки в ИС VolSatView

1. Вулкан Шивелуч. Рассмотрим одно из эксплозивных событий вулкана, эруптивная активность которого, начавшаяся в 1980 г., продолжается до настоящего времени. Происходит рост экструзивного купола вулкана - выжимаются лавовые блоки, этот процесс сопровождается умеренной силы эксплозиями, раскаленными лавинами, свечением лавы и раскаленных лавин в темное время суток, сильной и умеренной парогазовой деятельностью.

28 февраля 2015 г. По видеоданным KVERT и Weathernews Inc., в 01:08 UTC с купола вулкана начала подниматься пепловая колонна, через минуту она достигла 5,5 км над уровнем моря (н.у.м.) (рис. 1а), в следующую минуту вершинная часть колонны исчезла за кромкой кадра (рис. 1б). Максимальный подъем колонны пепла был оценен по видеоданным Камчатского филиала геофизической службы (КФ ГС) РАН – в 01:12 UTC она поднялась до 10 км н.у.м. (рис. 2а) и затем начала снижаться (рис. 2б). По данным ИС VolSatView, первый снимок, на котором отмечался пепловый шлейф от вулкана, поступил со спутника TERRA MODIS в 01:17 UTC, то есть во время снижения пепловой колонны. Пепловый шлейф был выделен по разности радиояркостных температур в каналах 11-12 мкм (31m32), были измерены его протяженность (59 км) и направление перемещения от вулкана (азимут 72 градуса) (рис. 3а). Также по температуре пеплового облака (рис. 3б) и атмосферному профилю была определена высота его головной части, составившая 9 км н.у.м. Снижение пепловой колонны и трансформация ее верхней части в шлейф отмечается по видеоданным КФ ГС РАН (рис. 2б) и спутниковому снимку Suomi NPP (рис. 4). Комплексный анализ изображений с двух видеокамер (KVERT и Weathernews Inc. и КФ ГС РАН) и спутниковых данных ИС VolSatView, позволил оценить высоту пепловой колонны и направление смещения пеплового шлейфа и

выпустить Volcano Observatory Notice for Aviation (VONA) с корректными данными об эксплозивном событии и прогнозе опасности вулкана для авиаперевозок [15]. Результаты моделирования перемещения пеплового шлейфа, полученные с помощью АИС Сигнал [11, 12] и ИС VolSatView, показали хорошую сопоставимость с конкретными спутниковыми данными (рис. 5, 6).

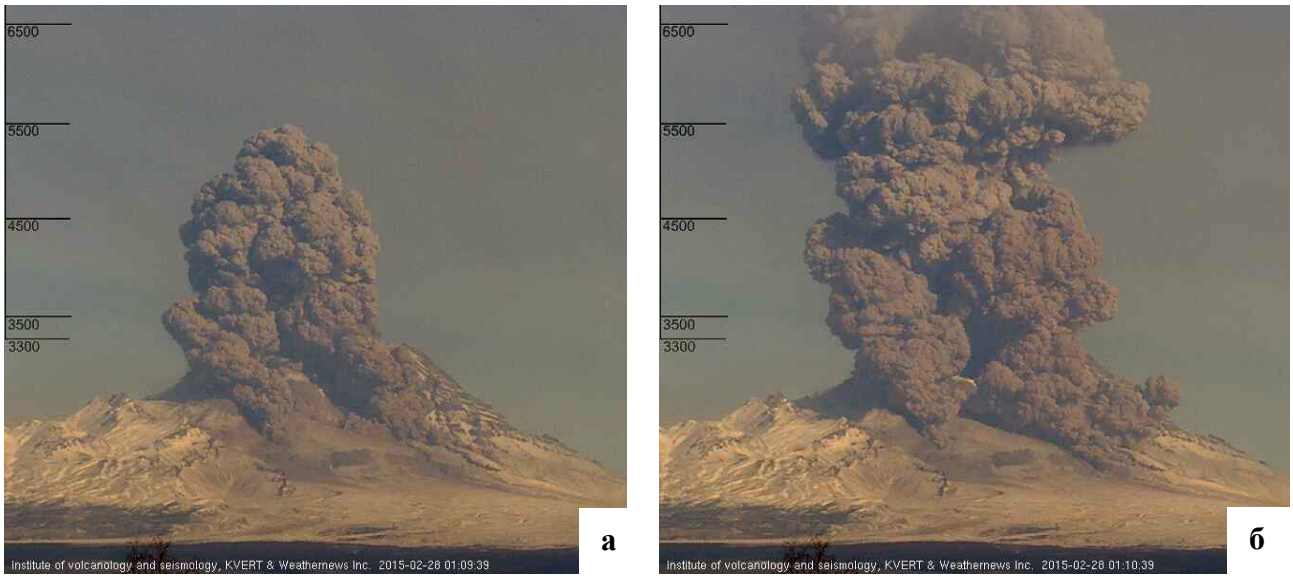


Рис. 1. Эксплозивное извержение вулкана Шивелуч 28 февраля 2015 г., подъем эруптивной колонны до 5,5 км н.у.м. в 01:09 UTC (а), выше 7 км н.у.м. в 01:10 UTC (б) по данным видеокамеры KVERT и Weathernews Inc.

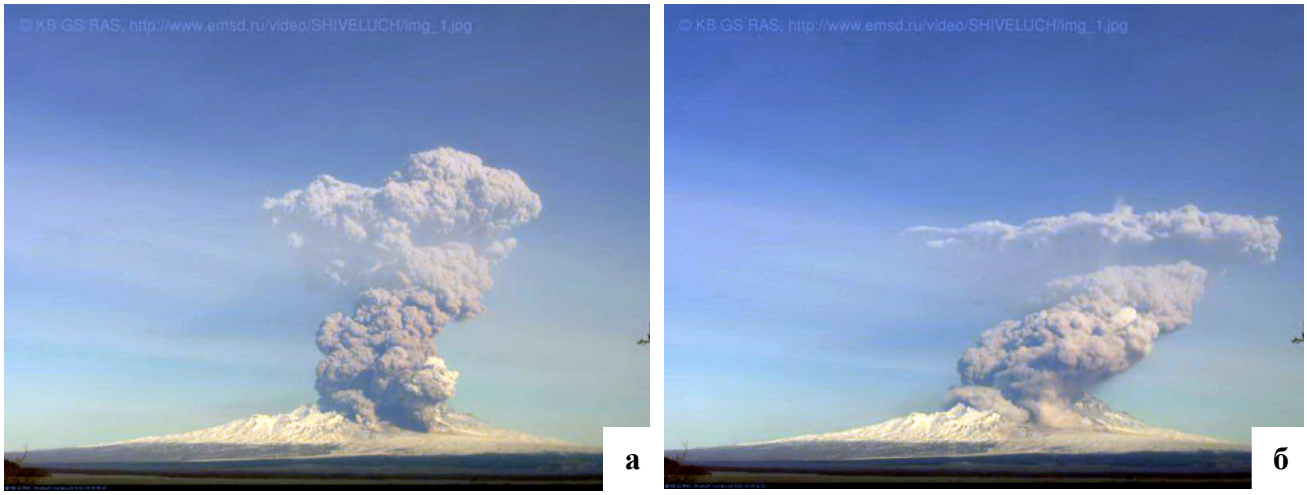
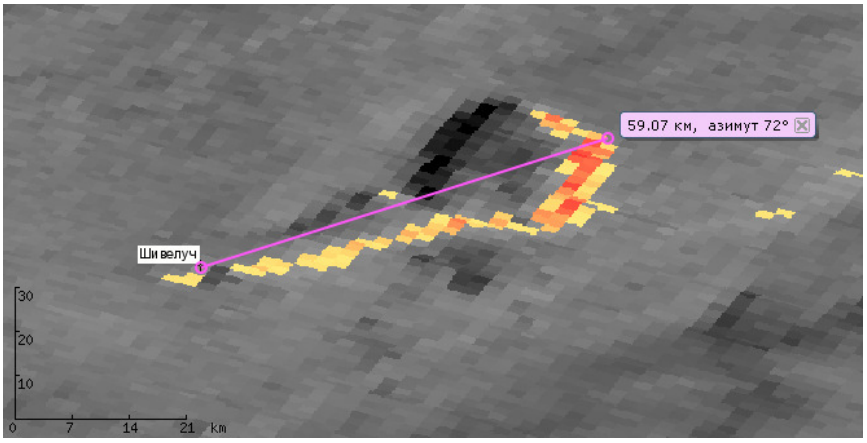
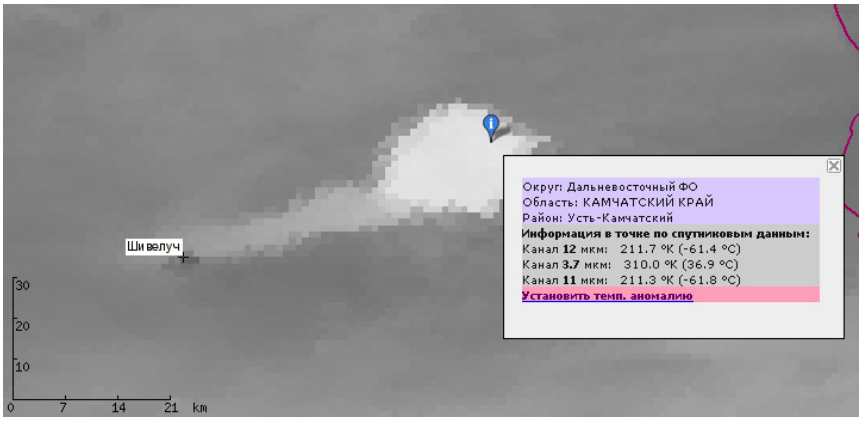


Рис. 2. Эксплозивное извержение вулкана Шивелуч 28 февраля 2015 г., подъем эруптивной колонны до 10 км н.у.м. в 01:12 UTC (а), снижение ее до 9 км н.у.м. в 01:15 UTC (б), видеоданные КФ ГС РАН



а



б

Рис. 3. Измерение параметров пеплового шлейфа вулкана Шивелуч на спутниковом снимке TERRA MODIS от 01:17 UTC 28 февраля 2015 г., по данным ИС VolSatView: протяженность и направление распространения шлейфа (а), температура шлейфа для определения его высоты по атмосферному профилю (б)

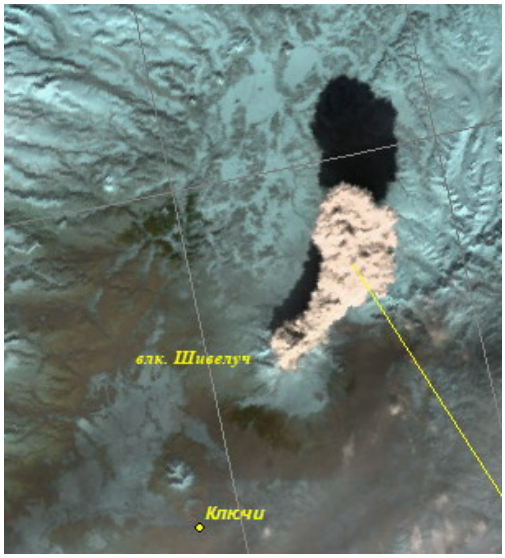


Рис. 4. Трансформация верхней части пепловой колонны вулкана Шивелуч в шлейф на спутниковом снимке Suomi NPP от 01:15 UTC 28 февраля 2015 г., по данным ИС VolSatView

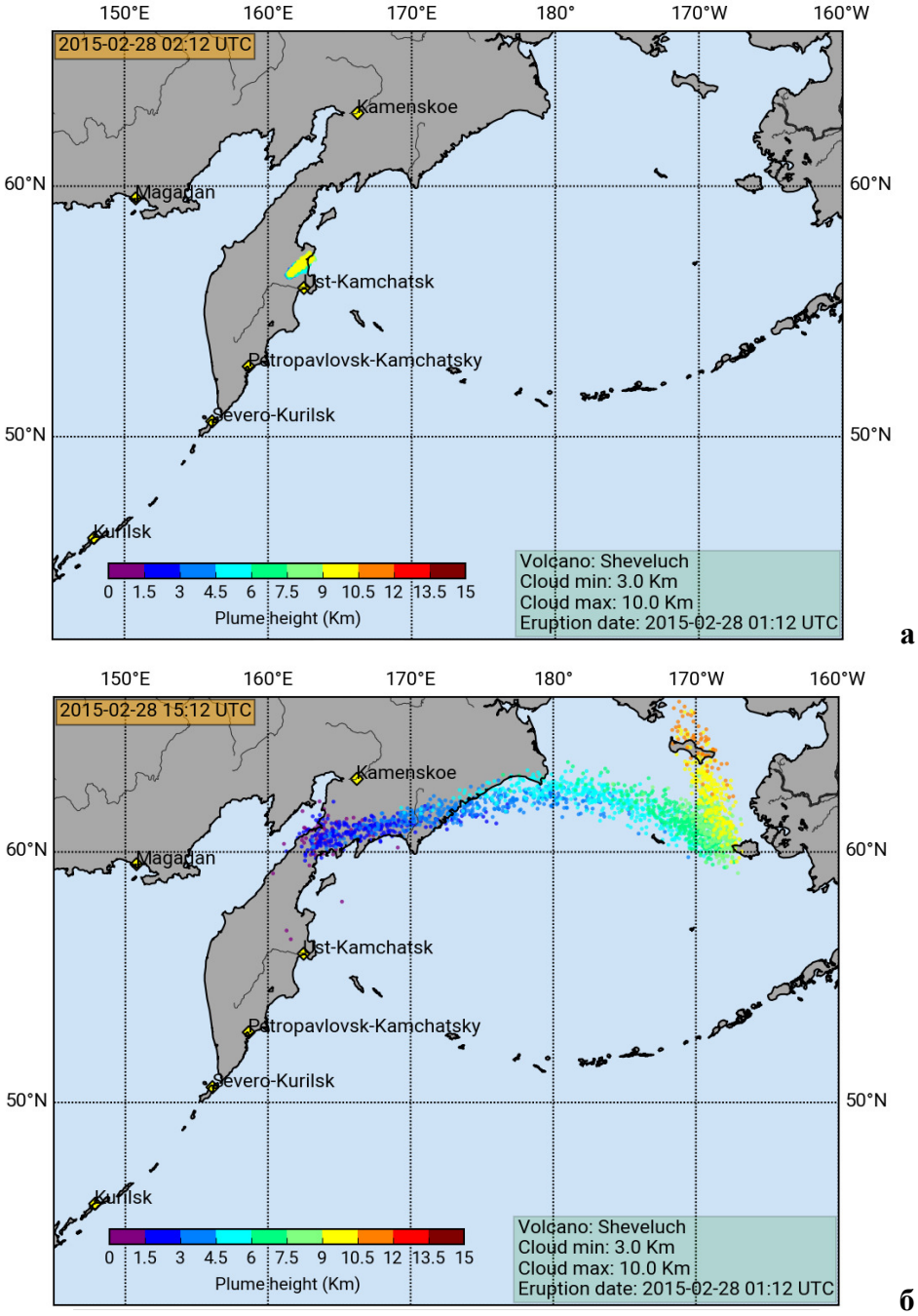


Рис. 5. Результаты моделирования перемещения пеплового шлейфа вулкана Шивелуч 28 февраля 2015 г. в 02:12 (а) и 15:12 (б) UTC по данным АИС Сигнал ВЦ ДВО РАН

Следует отметить, что комплексный анализ данных по любым эксплозивным событиям вулканов Камчатки можно проводить как оперативно, так и ретроспективно – по архивным данным KVERT, ИС VolSatView и АИС Сигнал.

2. Вулкан Жупановский. Эксплозивное извержение вулкана началось 6 июня 2014 г. и продолжается в нестабильном режиме до настоящего времени [2, 14]. 12 июля с 19:15 UTC отмечались пепловые выбросы до 10 км н.у.м., после или во время которых произошло обру-

шение части активного конуса Приемыш, сопровождавшееся формированием горячих отложений обвала, небольшими пирокластическими и грязевыми потоками [14]. Небольшие по объему обрушения конуса Приемыш были отмечены также 14 июля в западной части обвальных отложений, сформированных 12 июля. Общая площадь новообразованных отложений обвала вместе с грязевыми потоками, определенная с помощью инструментов ИС VolSatView, составила около 20 км^2, при средней мощности отложений 2 м их объем равен 0,04 км^3. Пепловые шлейфы 12-14 июля протянулись на тысячи километров на восток от вулкана и оставались в атмосфере над п-овом Аляска до 16 июля (рис. 7).

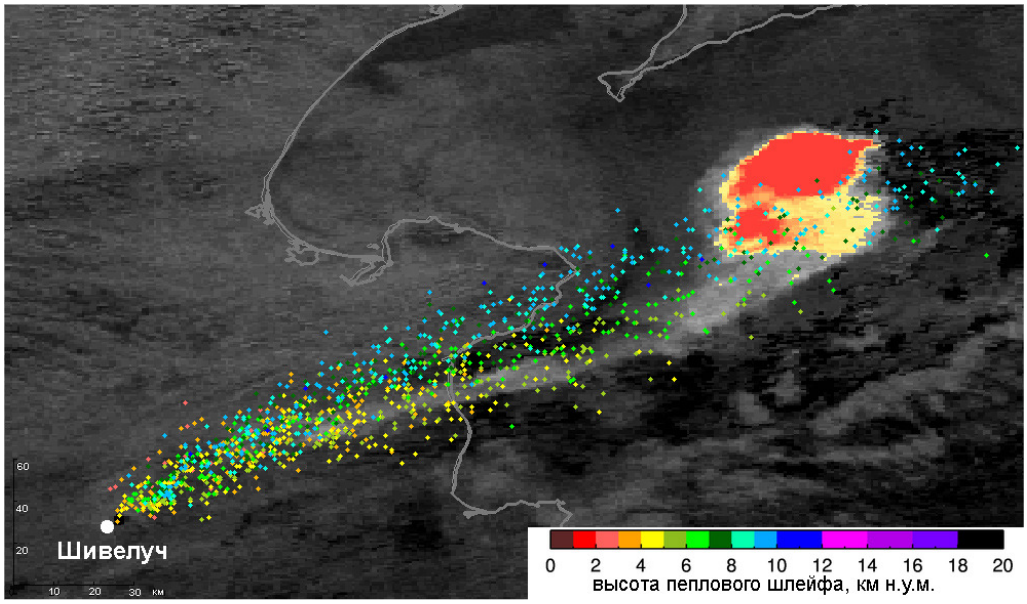
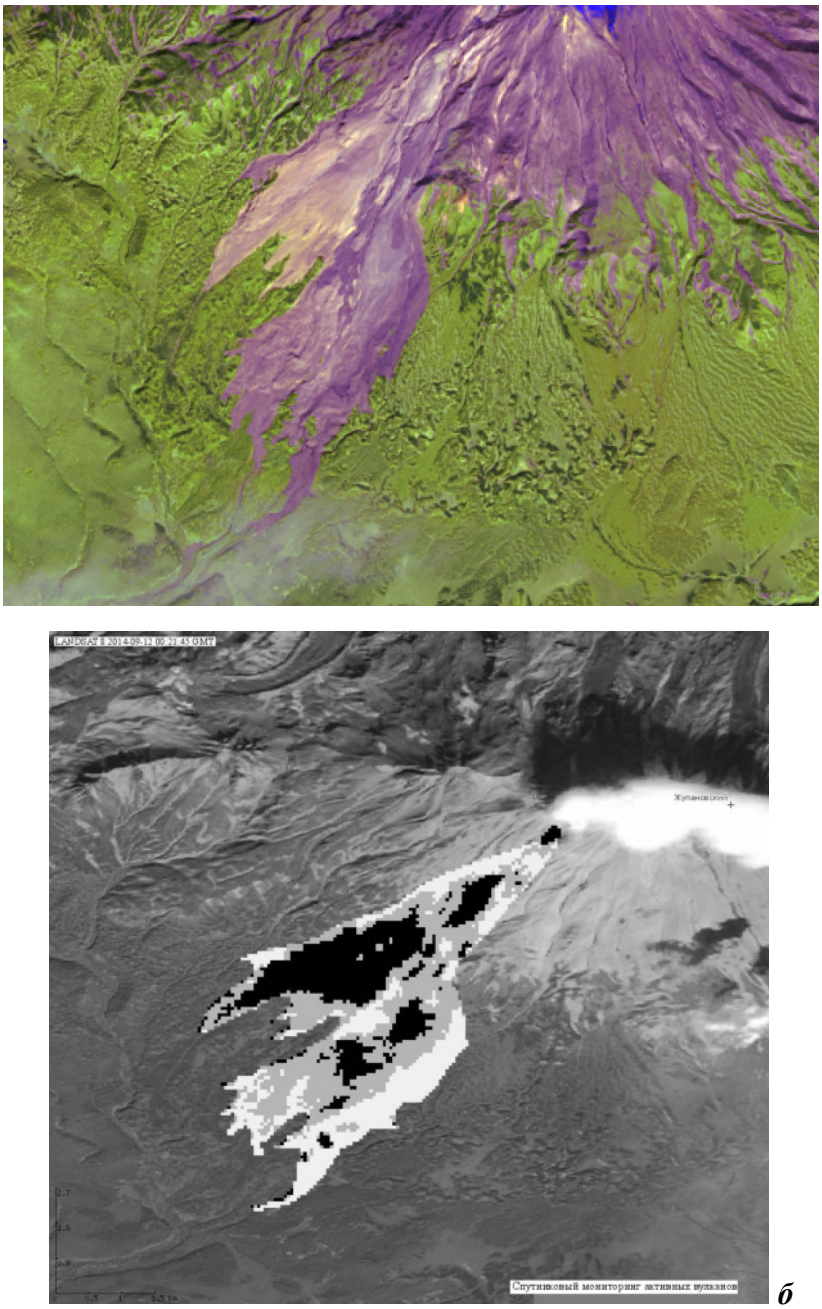


Рис. 6. Результаты моделирования распространения пеплового шлейфа от вулкана Шивелуч 28 февраля 2015 г., выполненные по модели PuffUAF в ИС VolSatView, визуализированные на спутниковом снимке NOAA-19 от 02:41 UTC (4m5) 28 февраля 2015 г.



Рис. 7. Пепловый шлейф вулкана Жупановский 12-14 июля 2015 г. (конфигурация шлейфа на спутниковых снимках на разных стадиях события) по данным ИС VolSatView

На снимке высокого разрешения, полученном 15 сентября 2015 г. в 00:21 UTC со спутника Landsat-8, хорошо выделяются две ветви обвальных отложений с различной структурой (рис. 8а). Проведенная в ИС VolSatView классификация этих отложений с использованием данных прибора КМСС (многоспектральная аппаратура среднего разрешения) спутника



а

б

Рис. 8. Результат анализа средствами ИС VolSatView отложений обвала вулкана Жупановский, образовавшихся 12-14 июля 2015 г.: изображение района обвальных отложений 15 сентября 2015 г. (спутник Landsat-8) (а); классификация обвальных отложений, выполненная по данным прибора КМСС спутника Метеор-М № 2 на фоне изображения в панхроматическом канале прибора OLI-TIRS (спутник Landsat 8) 12 сентября 2014 г. (б)

Метеор-М № 2 от 26 июля 2015 г., позволяет выявить несколько характерных участков на этих образованиях (рис 8б). Вероятно, горячий материал эксплозий обрушивался на ледники и снежники, растапливал их, и водонасыщенные рыхлые образования обвала (оползня-обвала?) с большим содержанием тонких частиц и со следами течения на поверхности покрыли широким плащом подножие вулкана. Из разрушенного сектора конуса Приемыш 14 июля дополнительно обрушился относительно сухой (возможно теплый) грубообломочный материал, отложившийся в основном на левой ветви обвала 12 июля. Косвенным подтверждением формирования грубообломочной массы обвала 14 июля 2015 г. является слабонасыщенное пеплом облако, поднявшееся лишь до 2 км н.у.м., перемещавшееся сначала на юго-запад и затем на восток-юго-восток от вулкана [14].

Следующее сильное эруптивное событие произошло в 03:47 UTC 30 ноября - эксплозии подняли пепел до 8 км н.у.м., продукты разрушенной при этих взрывах части конуса Приемыш, значительно меньшего объема, чем 12-14 июля, отложились на материале обрушений 12-14 июля, протяженность этих отложений составила 15 км (рис. 9).



Рис. 9. Отложения обвала на южном склоне вулкана Жупановский, сформированные во время эксплозивного события 30 ноября 2015 г., фото от 11 декабря 2015 г. А. Сокоренко

На снимке высокого разрешения, полученном 13 декабря 2015 г. в 00:15 UTC со спутника Landsat-8, выделяются свежие обвальные отложения, основная масса которых отложилась на материале обвала 12 июля 2015 г. (рис. 10а). Горячие пирокластические продукты обрушивались на заснеженные и скованные морозом отложения обвалов 12 и 14 июля, поэтому границы их образований и структура хорошо выражены на снимке. Проведенная в ИС VolSatView классификация этих образований позволяет разделить пирокластические отложения на свежие, оставшиеся неизменными после формирования (выделяются синим цветом на рис 10б),

и перемещенные водой, появившейся при растапливании горячими отложениями снега и льда на склонах вулкана (выделяются желтым и зеленым цветом на рис 10б).

Показанные примеры комплексного анализа данных ДЗЗ и наземных инструментальных наблюдений эксплозивных извержений вулканов Камчатки в ИС VolSatView подтверждают возможность оперативного контроля повышения активности вулканов и количественной оценки воздействия вулканической деятельности на окружающую природу.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 16-17-00042).

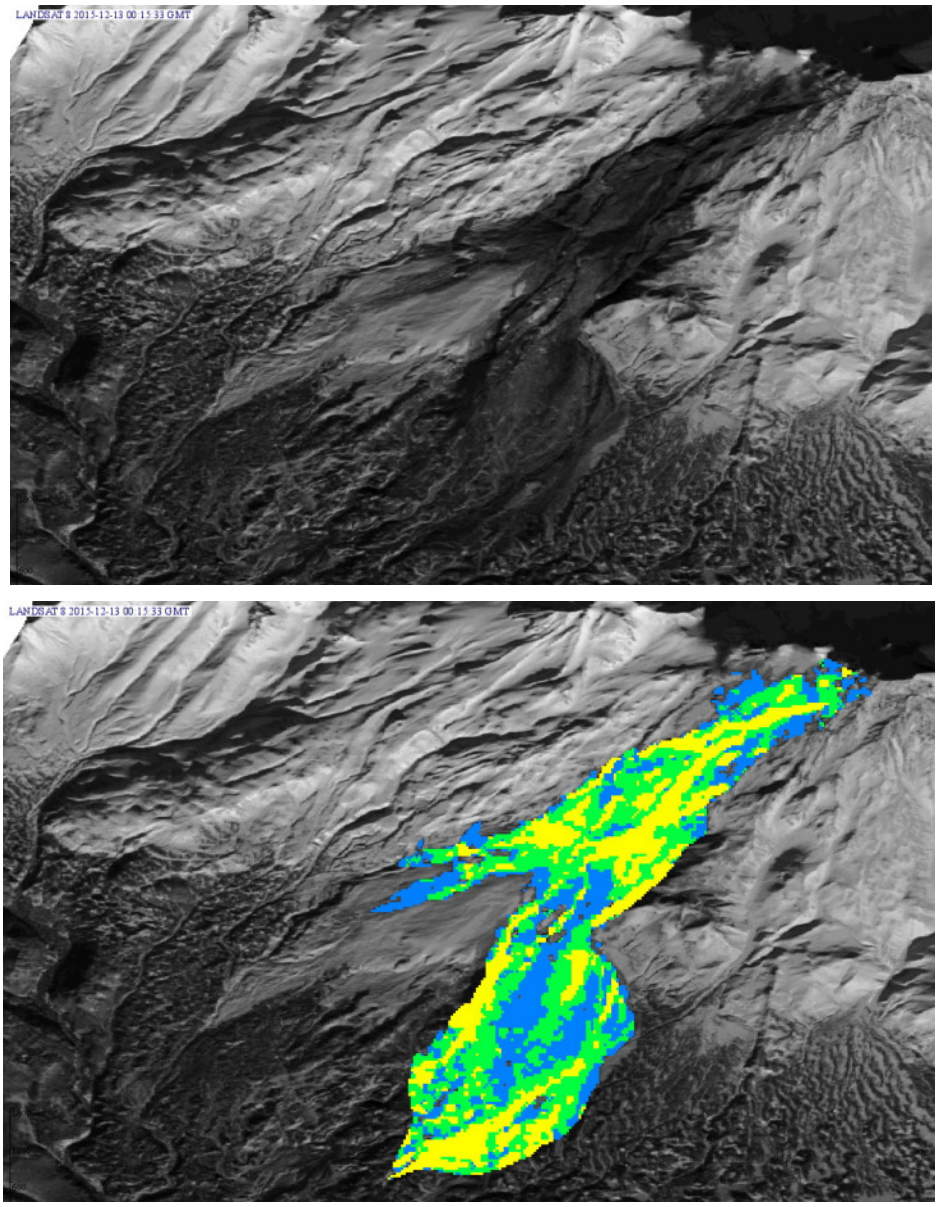


Рис. 10. Результат анализа средствами ИС VolSatView отложений обвала вулкана Жупановский, образовавшихся 30 ноября 2015 г.: изображение района обвальных отложений 13 декабря 2015 г. (в панхроматическом канале прибора OLI-TIRS, спутник Landsat-8) (а); классификация обвальных отложений, выполненная по данным спутника Landsat 8, 13 декабря 2015 г. (б)

Список литературы

1. *Гирина О.А.* Камчатской группе реагирования на вулканические извержения (KVERT) - 20 лет // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы региональной конференции, посвященной Дню вулканолога, 28-29 марта 2013 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014. С. 36-41.
2. Гирина О.А., Ненашева Е.М. Извержения вулкана Жупановский в 2013-2015 гг. // Отчизны верные сыны. Материалы XXXII Крашенинниковских чтений. Петропавловск-
3. Камчатский: Камчатская краевая научная библиотека им. С.П. Крашенинникова. 2015. С. 172-174. doi: 10.13140/RG.2.1.2125.8720.
4. *Гордеев Е.И., Гирина О.А.* Вулканы и их опасность для авиации // Вестник Российской академии наук. 2014. Т. 84. № 2. С. 134-142. doi:10.7868/S0869587314020121.
5. *Гордеев Е.И., Гирина О.А., Лупян Е.А. и др.* Возможности использования данных гиперспектральных спутниковых наблюдений для изучения активности вулканов Камчатки с помощью геопортала VolSatView // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2014. Т. 11. № 1. С. 267-284.
6. *Гордеев Е.И., Гирина О.А., Лупян Е.А. и др.* Изучение продуктов извержений вулканов Камчатки с помощью гиперспектральных спутниковых данных в информационной системе VolSatView // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2015. Т. 12. № 1. С. 113-128.
7. *Ефремов В.Ю., Гирина О.А., Крамарева Л.С. и др.* Создание информационного сервиса "Дистанционный мониторинг активности вулканов Камчатки и Курил" // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т. 9. № 5. С. 155-170.
8. *Ефремов В.Ю., Лупян Е.А., Матвеев А.М. и др.* Организация работы со спутниковыми данными для решения задач дистанционного мониторинга активности вулканов Камчатки и Курил на примере спутникового сервиса VolSatView // Труды Четвертой научно-технической конференции "Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России", 30 сентября - 4 октября 2013 г., г. Петропавловск-Камчатский. Обнинск: ГС РАН. 2013. С. 45-48.
9. *Лупян Е.А., Мазуров А.А., Назиров Р.Р. и др.* Технологии построения информационных систем дистанционного мониторинга // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8. № 1. С. 26-43.
10. *Лупян Е.А., Милехин О.Е., Антонов В.Н. и др.* Система работы с объединенными информационными ресурсами, получаемыми на основе спутниковых данных в центрах НИЦ Планета // Метеорология и гидрология. 2014. № 12. С. 89-97.
11. *Романова И. М., Гирина О. А., Максимов А. П., Мелекесцев И. В.* Создание комплексной информационной веб-системы “Вулканы Курило-Камчатской островной дуги” (VOKKIA) // Информатика и системы управления. 2012. № 3. Вып. 33. С. 179-187.

12. *Сорокин А.А., Королев С.П., Михайлов К.В., Коновалов А.В.* Автоматизированная информационная система оценки состояния сети инструментальных сейсмологических наблюдений “Сигнал-С” // Информатика и системы управления. 2010. № 4 (26). С. 161-167.
13. *Сорокин А.А., Королев С.П., Урманов И.П. и др.* Информационная система для работы с данными инструментальных наблюдений с целью проведения исследований и мониторинга опасных природных явлений на Дальнем Востоке России // Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтегорска: Всероссийская научная конференция с международным участием, Южно-Сахалинск, 26 - 30 мая 2015 г.: сборник материалов. Владивосток: Дальнаука. 2015. Т. 2. С. 443-447.
14. *Толпин В.А., Балашов И.В., Ефремов В.Ю. и др.* Создание интерфейсов для работы с данными современных систем дистанционного мониторинга (система GEOSMIS) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т.8. № 3. С. 93-108.
15. http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/volc.php?name=Zhupanovsky
16. VONA-KVERT 2015-105: http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/index.php?n=2015-105

УДК 551.21.032

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДВЕСТНИКИ ИЗВЕРЖЕНИЙ ВУЛКАНА БЕЗЫМЯННЫЙ В 1982–1983 ГГ. ПО АЭРОФОТОГРАММЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ

В.Н. Двигало, А.В. Шевченко

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

В предыдущих исследованиях установлено, что извержения вулкана Безымянный с 1977 г. имели циклический характер и происходили в виде последовательной смены типов активности. На основе данного факта выявлены морфологические признаки начала каждого нового цикла извержений. В настоящей работе приведены результаты фотограмметрических исследований деятельности вулкана в период между двумя извержениями 1982–1983 гг.: количественные характеристики купола и его элементов, величины деформаций в прижерловой зоне; представлены топографические профили. Показано, что систематически выполняемый аэрофотограмметрический мониторинг вулкана позволяет выявлять предвестники мощных эксплозивных событий на самых ранних стадиях подготовки извержения.

Введение

Катастрофическое извержение 30 марта 1956 г. [1, 2] вулкана Безымянный открыло новый этап его деятельности: в образовавшемся кратере началось формирование лавового купола Новый. В период 1956–1965 гг. происходило выжимание жестких блоков, с 1965 по 1977 гг. появились также небольшие порции пластичной лавы. С 1977 г. активность вулкана носит циклический характер [1, 3]; рост купола Новый происходит по экзогенному типу [5, 6, 7]. В 2009 г. вулкан Безымянный стал формироваться как стратовулкан. К этому времени поверхность купола была полностью перекрыта отложениями пирокластики и лавовых потоков, на вершине постройки, которая приобрела конусовидную форму, сформировался кратер, ставший единым центром проявления активности. После извержения 1 сентября 2012 г. вулкан находится в режиме фумарольной деятельности.

Систематически проводимые в 70–80-х гг. прошлого века аэрофотосъемки вулкана Безымянный давали возможность фиксировать происходящие на лавовом куполе изменения и таким образом отслеживать в деталях его морфодинамику. В результате этого были выявлены некоторые закономерности в характере деятельности вулкана, которые также могут рассматриваться как предвестники извержений [3].

Результаты фотограмметрических исследований

С 1977 г. извержения Безымянного происходили по одному сценарию, изменялась только интенсивность и продолжительность чередующихся процессов. Извержения начинались с медленного выжимания лавовой пробки из жерла вулкана. Данный процесс предварялся по-

явлением проталин (в зимнее время) и трещин в области жерла, что являлось первым признаком активизации вулкана в очередном цикле его деятельности. Вслед за экструзивной фазой следовали интенсивные эксплозивные события с формированием пирокластических потоков. На куполе образовывались крупные эксплозивные воронки. Данный этап цикла активности представлял наибольшую опасность. По завершению эксплозивных событий, как правило, происходило излияние лавовых потоков, которые бронировали склоны купола и запечатывали жерло магмоподводящего канала, после чего цикл активности завершался [3].

Таким образом, можно выделить четыре фазы каждого цикла активности вулкана Безымянный, наблюдаемых с 1977 г.: экструзивная → эксплозивная → эффузивная → фаза временного покоя.

В 1982–1983 гг. аэрофотосъемка купола выполнялась 10 раз. В настоящей статье представлены результаты фотограмметрической обработки 6-и наиболее репрезентативных съемок.

16 сентября 1982 г. (рис. 1) купол с осыпной мантией заполнял практически все дно кратера 1956 г, размеры его основания – 1150×1850 м. В центральной части купола на его поверхности находится останец сферического тела, которое было выжато в начале 1979 г. и впоследствии частично разрушено эксплозивными событиями 11 февраля 1979 г. [4]. Останец представляет собой округлый вал с диаметром основания 370 м, высотой до 60 м, окаймляющий открытую на восток воронку с ЮЗ стороны. Средний диаметр воронки – 450 м. Наивысшая отметка вала – 2858 м. Выходы фумарол наблюдаются в западном секторе купола, а также по западному и ЮЗ краям вала. С начала 1982 г. в центральной части воронки происходи-

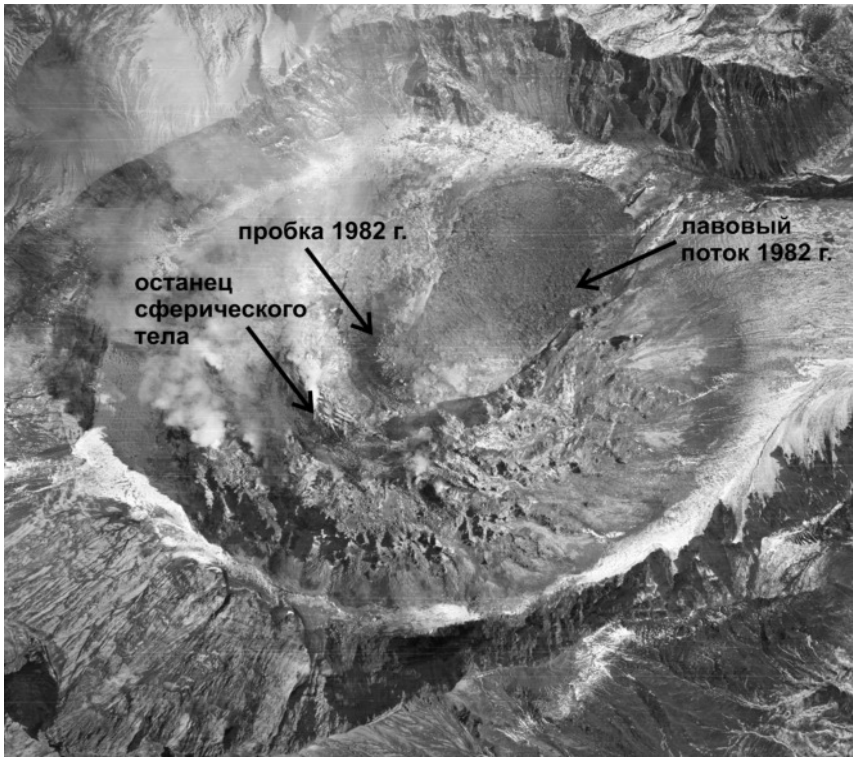


Рис. 1. Купол вулкана Безымянный 16 сентября 1982 г., фото В.Н. Двигало.

ло выжимание лавовой пробки высотой 80 м, с диаметром основания 440 м. При извержении 6 июня 1982 г. эта пробка также была частично разрушена открытой на восток воронкой диаметром 140 м. После чего из ее центральной части по эруптивному желобу в восточном направлении излился маломощный (до 10 м) лавовый поток. Поверхность потока осложнена частыми узкими складками, выгнутыми по направлению течения. Относительная высота складок – 2–4 м, их ширина – 3–10 м. Поток имеет каплевидную форму, бортовые валы отсутствуют. Размеры потока – 370×680 м, площадь в плане – 177130 м^2. Абсолютная отметка центральной части жерла 2810 м.

Таким образом, на снимке от 16 сентября 1982 г. мы можем наблюдать формы рельефа, образованные в результате трех последовательно сменяющих друг друга фаз эруптивного цикла: лавовая пробка, эксплозивная воронка и лавовый поток. Аэрофотосъемка вулкана, выполненная 19 октября 1982 г., показала полное соответствие всех элементов рельефа купола состоянию на 16 сентября 1982 г.

К 26 января 1983 г. (рис. 2) в активной части купола произошел ряд заметных изменений. Прижерловая часть потока приподнята в среднем на 3 м и рассечена системой трещин мери-

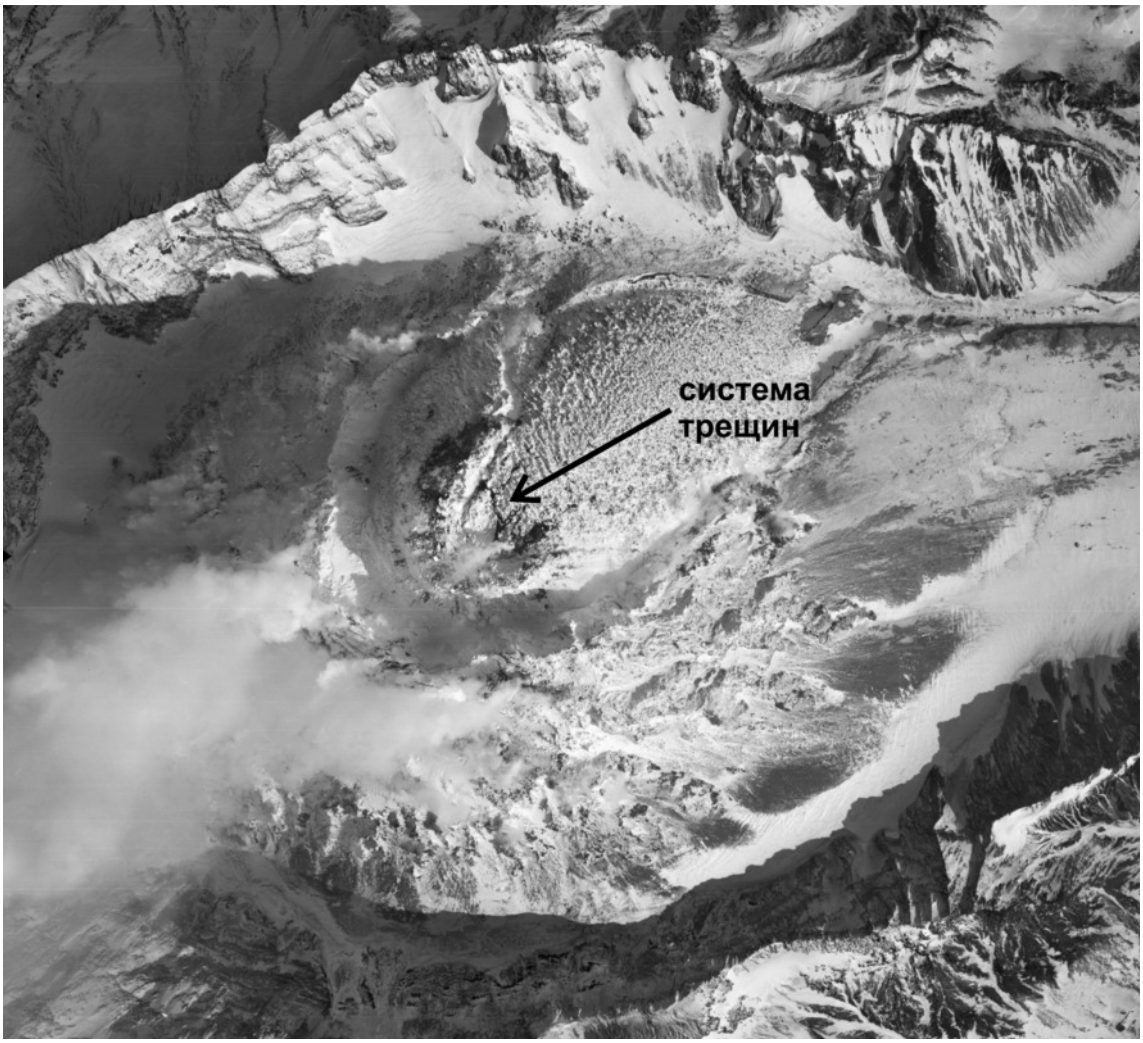


Рис. 2. Купол вулкана Безымянный 26 января 1983 г., фото В.Н. Двигало.

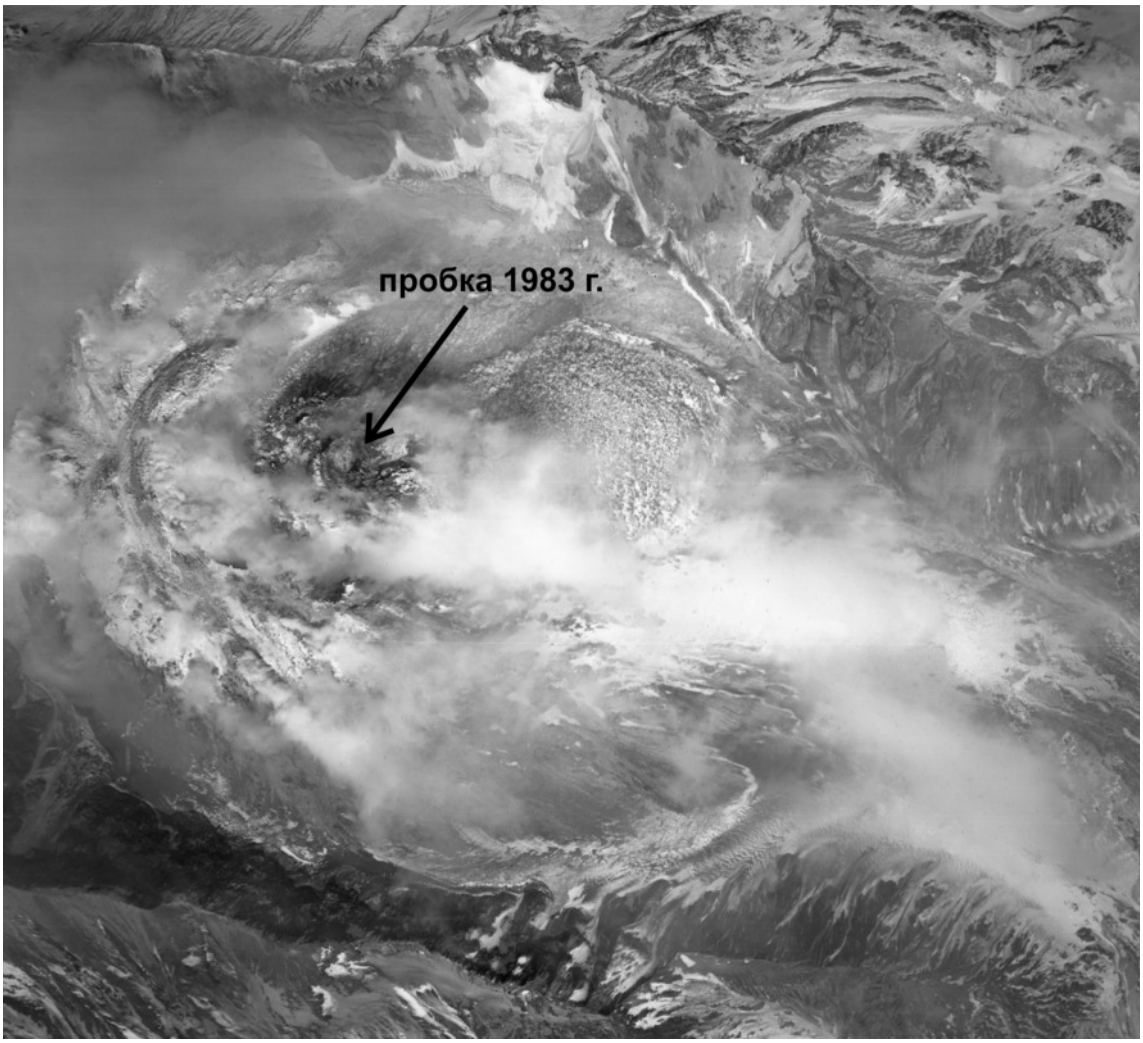


Рис. 3. Купол вулкана Безымянный 20 апреля 1983 г., фото В.Н. Двигало.

дионального и широтного простирания. Ширина трещин до 2 м, длина до 120 м. В южном секторе меридиональной трещины, проходящей через центральную часть жерла, образовалась фумарола, газы которой поднимаются на высоту 30 м. На заснеженной поверхности лавового потока все трещины легко распознаются по образовавшимся вдоль них проталинам. Следовательно, аэрофотосъемкой от 26 января 1983 г. было зафиксировано начало очередной активизации вулкана, на что указывают морфологические предвестники – трещины, фумарола, проталины, выявленные визуально по снимкам, и деформации, установленные фотограмметрическим методом.

На снимке 20 апреля 1983 г. (рис. 3) в центральной воронке (извержения 6 июня 1982 г.) наблюдается выжимание новой лавовой пробки. Наиболее высокий (до 35 м) западный сектор пробки, выжатый непосредственно из жерла и представляющий в плане половину разрезанного вдоль оси круглого стержня диаметром 80 м, выглядит как монолит. Абсолютная отметка его высшей точки – 2845 м. Восточный сектор, отделенный от западного трещиной шириной до 12 м и глубиной до 20 м, расколот на три отклонившихся к востоку блока – северный с размерами в плане 20×50 м, средний – 36×55 м и южный – 36×54 м. Ширина тре-

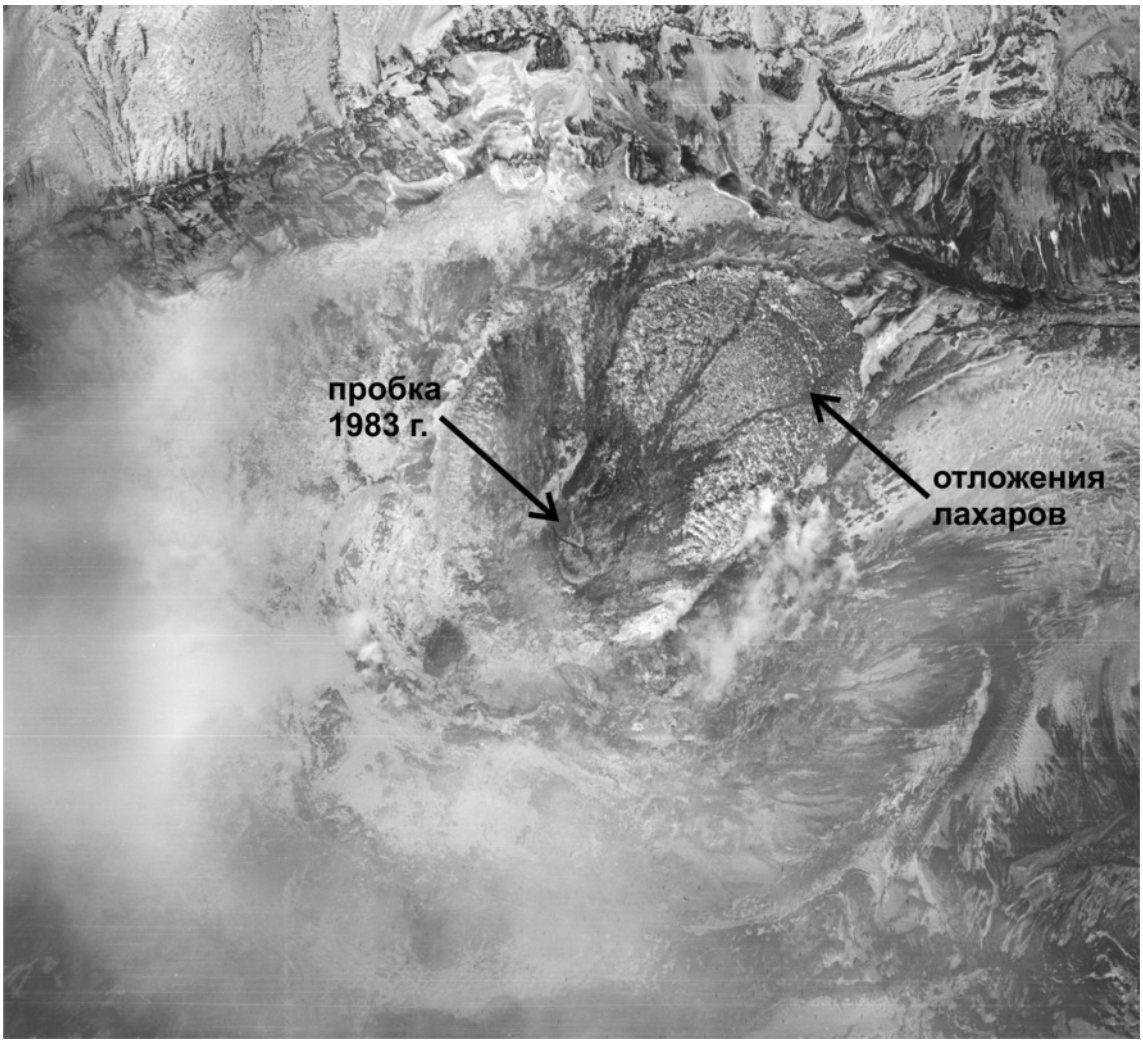


Рис. 4. Купол вулкана Безымянный 30 апреля 1983 г., фото В.Н. Двигало.

щин между блоками доходит до 14 м при глубине до 16 м. Деформациями на эту дату охвачена верхняя половина лавового потока площадью 28400 м^2. Наибольшая скорость выжимания лавовой пробки по высоте в период с 26 января 1983 г. составила 0,4 м/сут.

Следующая съемка, выполненная 30 апреля 1983 г. (рис. 4), показала, что процесс выжимания блоков продолжается ускоренными темпами. Подверженная деформациям площадь поверхности купола увеличилась до 37800 м^2. Отметка высшей точки западного сектора достигла 2854 м. То есть наибольшая скорость выжимания за прошедшие 10 дней возросла до 0,9 м/сут. При этом жерловый стержень пробки был рассечен до основания трещиной шириной 7 м, блоки восточного сектора так же претерпели заметные изменения как за счет продолжающегося выжимания так и, возможно, за счет разрушения слабыми взрывами, небольшие воронки которых можно разглядеть на дне трещин. Данное обстоятельство говорит о начале новой эксплозивной фазы, которая к моменту съемки еще носит умеренный характер, но в скором времени должна возрасти (как это и произошло 22 мая 1983 г.). Лавовый поток 1982 г. покрыт отложениями трех небольших и узких лахаров длиной до 420 м, образованных за счет поступления взрывного материала на заснеженную поверхность.

Приведенные ниже профили купола (рис. 5), построенные по цифровым моделям рельефа за исследуемый период наглядно демонстрируют изменения его морфологии. Величины деформаций прижерловой зоны потока, произошедших с 16 сентября 1982 г. по 20 и 30 апреля 1983 г., представлены на рис. 6.

Заключение

Морфологические предвестники извержений вулкана Безымянный, описанные в настоящей работе, были выявлены только за счет систематически проводимых аэронаблюдений. Проталины и трещины, свидетельствующие о начале очередного эруптивного цикла, могут быть обнаружены визуально как во время облетов, так и при дешифрировании снимков, одна-

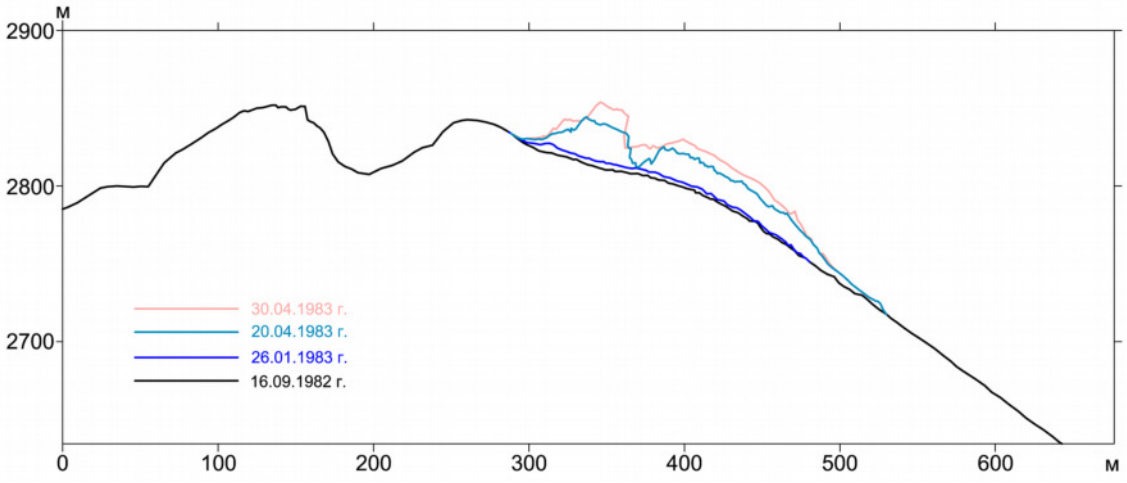


Рис. 5. Топографические профили купола Новый на различных стадиях его формирования в 1982–1983 гг.

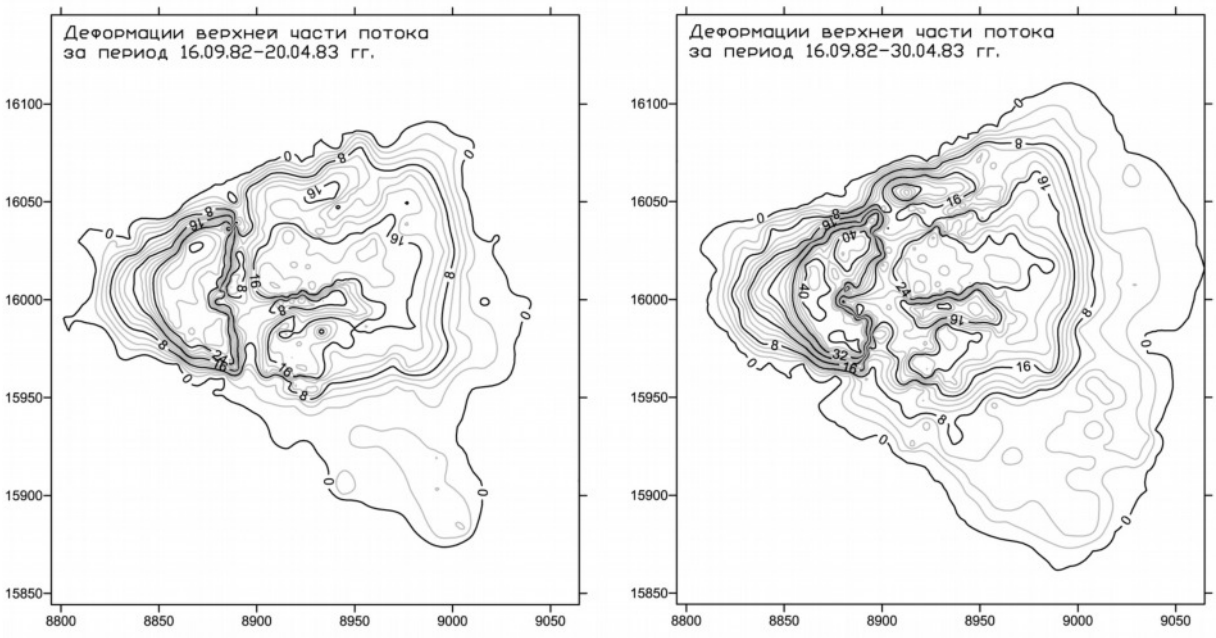


Рис. 6. Область и величины деформаций над активным жерлом Безымянного вулкана в изоанабазах, проведенных через 5 м.

ко такие предвестники как деформации прижерловой зоны могут быть установлены только в процессе фотограмметрической обработки.

С 2009 г. характер деятельности вулкана Безымянный существенно изменился, описанных в настоящей работе циклов как таковых уже не наблюдается. Сейчас вулкан находится в состоянии относительного покоя, однако эксплозивная активность может возобновиться в любой момент, при этом значительно возрастет площадь прилегающей территории, подверженной его опасному воздействию, так как после заполнения атрио, пирокластические потоки смогут беспрепятственно поступать на ранее безопасные южные склоны. В связи с данным обстоятельством возникает необходимость систематического мониторинга активности Безымянного вулкана аэрометодами с целью фиксации происходящих изменений в его постройке и выявления новых морфологических предвестников извержений.

Список литературы

1. *Богоявленская Г.Е., Брайцева О.А., Мелекесцев И.В. и др.* Вулкан Безымянный // Действующие вулканы Камчатки. Т. 1. М.: Наука, 1991. С. 168-194.
2. *Горшков Г.С.* Первое историческое извержение вулкана Безымянного // Бюл. вулканол. ст. 1956. № 24. С. 70.
3. *Двигало В.Н.* Морфологические предвестники (первые признаки) активизации некоторых вулканов Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2000. № 4. С. 3-16.
4. *Селезнев Б.В., Двигало В.Н., Гусев Н.А.* Развитие вулкана Безымянный по данным стереофотограмметрической обработки материалов аэрофотосъемки 1950, 1967 и 1976–1981 гг. // Вулканология и сейсмология. 1983. № 1. С. 52-64.
5. Шевченко А.В., Свирид И.Ю., Двигало В.Н. О терминологии по лавовым образованиям андезитового и кислого вулканизма // Тезисы докладов XVIII Традиционной региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2015. С. 126-129.
6. *Carter A.J., Ramsey M.S., Belousov A.B.* Detection of a new summit crater on Bezymianny Volcano lava dome: satellite and field-based thermal data // Bull. of Volcanol. 2007. 69. P. 811-815.
7. *Williams H.* The history and character of volcanic domes // Univ. Calif. Publ. Bull. Dept. Geol. Sci. 1932. V. 21. P. 51-146.

УДК 551.21.032

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДВЕСТНИКИ ИЗВЕРЖЕНИЙ ВУЛКАНА БЕЗЫМЯННЫЙ В 1982–1983 ГГ. ПО АЭРОФОТОГРАММЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ

В.Н. Двигало, А.В. Шевченко

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

В предыдущих исследованиях установлено, что извержения вулкана Безымянный с 1977 г. имели циклический характер и происходили в виде последовательной смены типов активности. На основе данного факта выявлены морфологические признаки начала каждого нового цикла извержений. В настоящей работе приведены результаты фотограмметрических исследований деятельности вулкана в период между двумя извержениями 1982–1983 гг.: количественные характеристики купола и его элементов, величины деформаций в прижерловой зоне; представлены топографические профили. Показано, что систематически выполняемый аэрофотограмметрический мониторинг вулкана позволяет выявлять предвестники мощных эксплозивных событий на самых ранних стадиях подготовки извержения.

Введение

Катастрофическое извержение 30 марта 1956 г. [1, 2] вулкана Безымянный открыло новый этап его деятельности: в образовавшемся кратере началось формирование лавового купола Новый. В период 1956–1965 гг. происходило выжимание жестких блоков, с 1965 по 1977 гг. появились также небольшие порции пластичной лавы. С 1977 г. активность вулкана носит циклический характер [1, 3]; рост купола Новый происходит по экзогенному типу [5, 6, 7]. В 2009 г. вулкан Безымянный стал формироваться как стратовулкан. К этому времени поверхность купола была полностью перекрыта отложениями пирокластики и лавовых потоков, на вершине постройки, которая приобрела конусовидную форму, сформировался кратер, ставший единым центром проявления активности. После извержения 1 сентября 2012 г. вулкан находится в режиме фумарольной деятельности.

Систематически проводимые в 70–80-х гг. прошлого века аэрофотосъемки вулкана Безымянный давали возможность фиксировать происходящие на лавовом куполе изменения и таким образом отслеживать в деталях его морфодинамику. В результате этого были выявлены некоторые закономерности в характере деятельности вулкана, которые также могут рассматриваться как предвестники извержений [3].

Результаты фотограмметрических исследований

С 1977 г. извержения Безымянного происходили по одному сценарию, изменялась только интенсивность и продолжительность чередующихся процессов. Извержения начинались с медленного выжимания лавовой пробки из жерла вулкана. Данный процесс предварялся по-

явлением проталин (в зимнее время) и трещин в области жерла, что являлось первым признаком активизации вулкана в очередном цикле его деятельности. Вслед за экструзивной фазой следовали интенсивные эксплозивные события с формированием пирокластических потоков. На куполе образовывались крупные эксплозивные воронки. Данный этап цикла активности представлял наибольшую опасность. По завершению эксплозивных событий, как правило, происходило излияние лавовых потоков, которые бронировали склоны купола и запечатывали жерло магмоподводящего канала, после чего цикл активности завершался [3].

Таким образом, можно выделить четыре фазы каждого цикла активности вулкана Безымянный, наблюдаемых с 1977 г.: экструзивная → эксплозивная → эффузивная → фаза временного покоя.

В 1982–1983 гг. аэрофотосъемка купола выполнялась 10 раз. В настоящей статье представлены результаты фотограмметрической обработки 6-и наиболее репрезентативных съемок.

16 сентября 1982 г. (рис. 1) купол с осыпной мантией заполнял практически все дно кратера 1956 г, размеры его основания – 1150×1850 м. В центральной части купола на его поверхности находится останец сферического тела, которое было выжато в начале 1979 г. и впоследствии частично разрушено эксплозивными событиями 11 февраля 1979 г. [4]. Останец представляет собой округлый вал с диаметром основания 370 м, высотой до 60 м, окаймляющий открытую на восток воронку с ЮЗ стороны. Средний диаметр воронки – 450 м. Наивысшая отметка вала – 2858 м. Выходы фумарол наблюдаются в западном секторе купола, а также по западному и ЮЗ краям вала. С начала 1982 г. в центральной части воронки происходи-

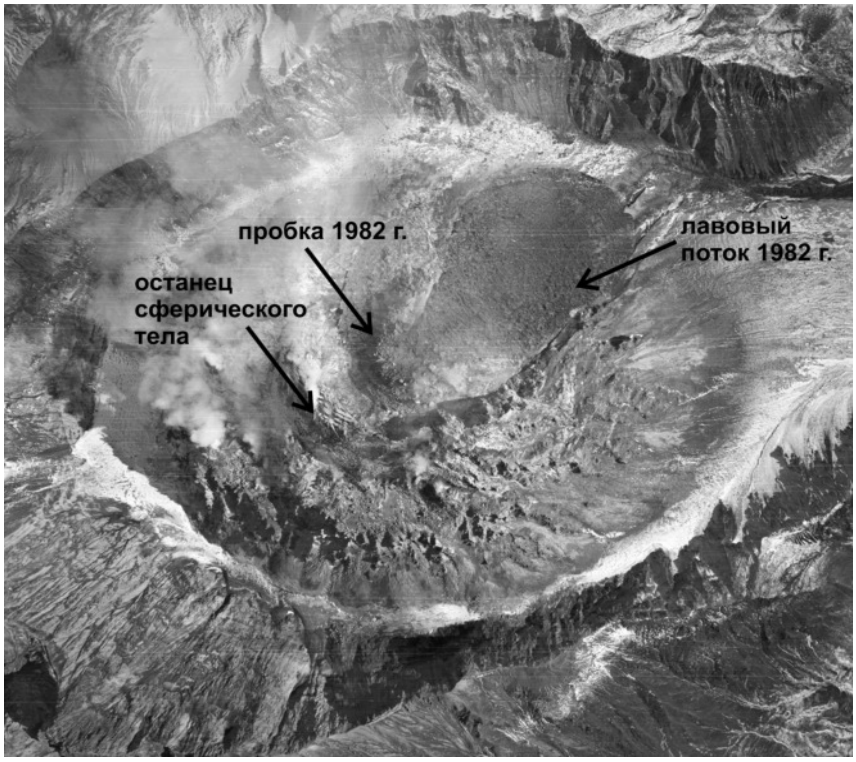


Рис. 1. Купол вулкана Безымянный 16 сентября 1982 г., фото В.Н. Двигало.

ло выжимание лавовой пробки высотой 80 м, с диаметром основания 440 м. При извержении 6 июня 1982 г. эта пробка также была частично разрушена открытой на восток воронкой диаметром 140 м. После чего из ее центральной части по эруптивному желобу в восточном направлении излился маломощный (до 10 м) лавовый поток. Поверхность потока осложнена частыми узкими складками, выгнутыми по направлению течения. Относительная высота складок – 2–4 м, их ширина – 3–10 м. Поток имеет каплевидную форму, бортовые валы отсутствуют. Размеры потока – 370×680 м, площадь в плане – 177130 м^2. Абсолютная отметка центральной части жерла 2810 м.

Таким образом, на снимке от 16 сентября 1982 г. мы можем наблюдать формы рельефа, образованные в результате трех последовательно сменяющих друг друга фаз эруптивного цикла: лавовая пробка, эксплозивная воронка и лавовый поток. Аэрофотосъемка вулкана, выполненная 19 октября 1982 г., показала полное соответствие всех элементов рельефа купола состоянию на 16 сентября 1982 г.

К 26 января 1983 г. (рис. 2) в активной части купола произошел ряд заметных изменений. Прижерловая часть потока приподнята в среднем на 3 м и рассечена системой трещин мери-

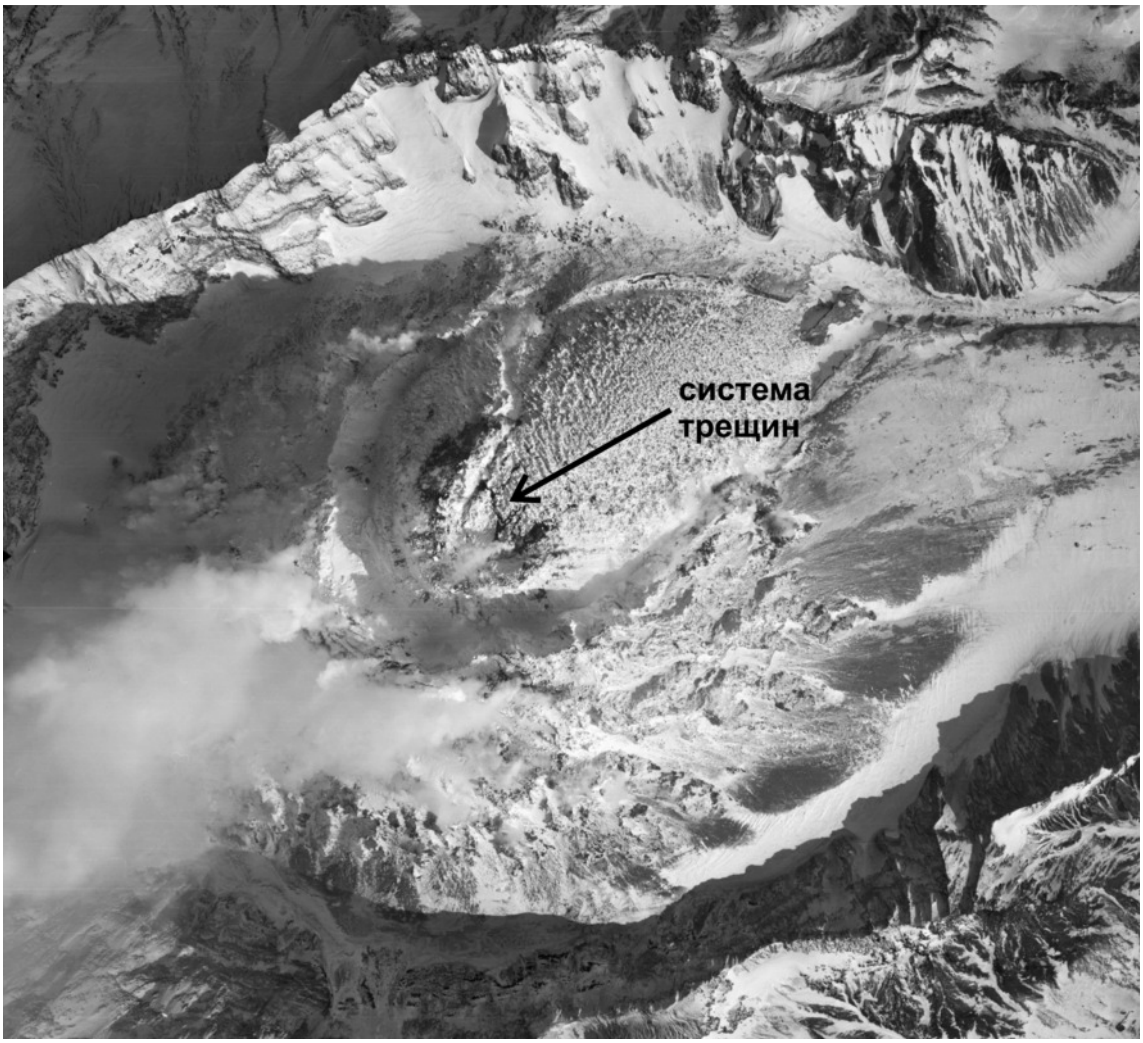


Рис. 2. Купол вулкана Безымянный 26 января 1983 г., фото В.Н. Двигало.

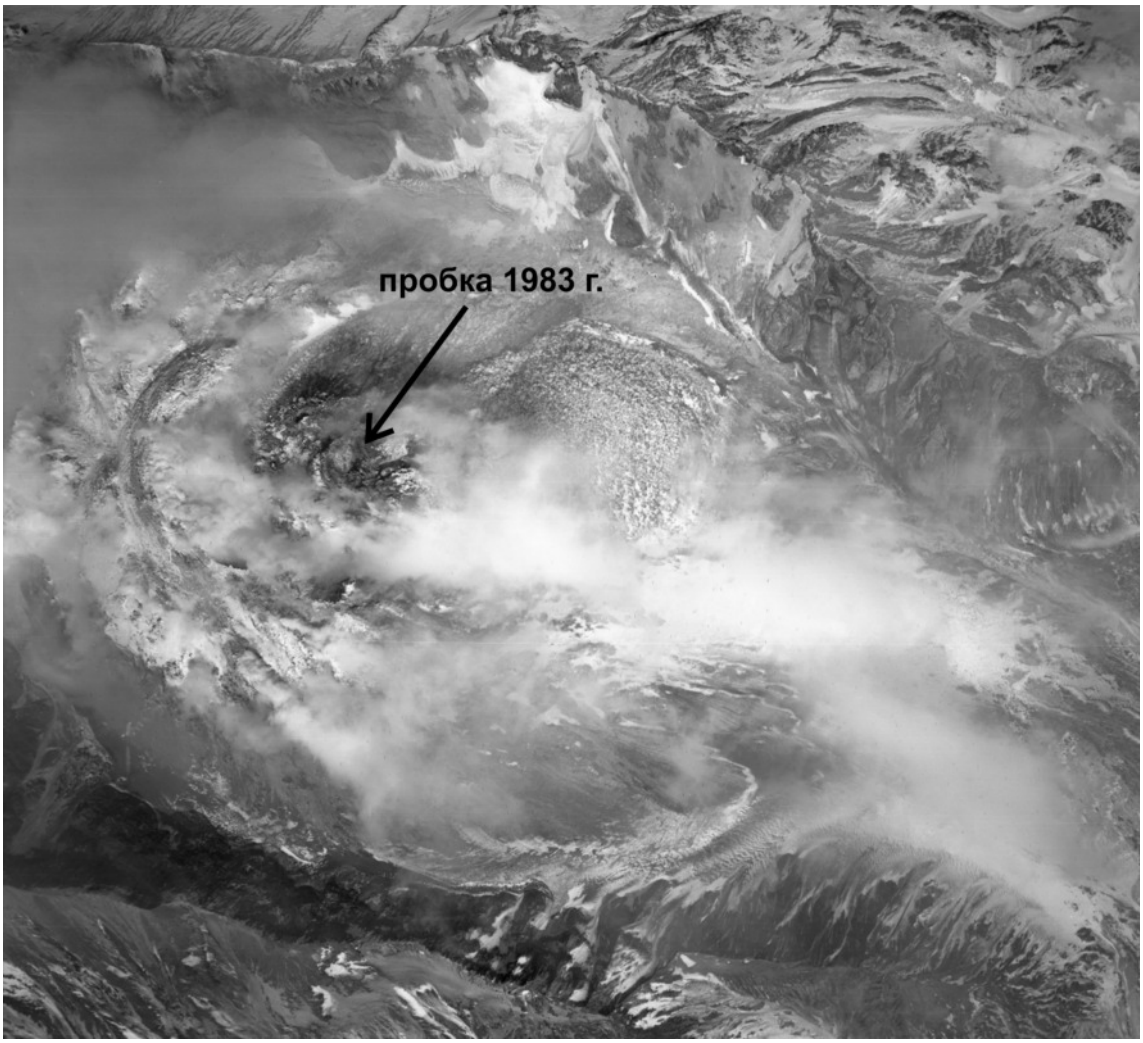


Рис. 3. Купол вулкана Безымянный 20 апреля 1983 г., фото В.Н. Двигало.

дионального и широтного простирания. Ширина трещин до 2 м, длина до 120 м. В южном секторе меридиональной трещины, проходящей через центральную часть жерла, образовалась фумарола, газы которой поднимаются на высоту 30 м. На заснеженной поверхности лавового потока все трещины легко распознаются по образовавшимся вдоль них проталинам. Следовательно, аэрофотосъемкой от 26 января 1983 г. было зафиксировано начало очередной активизации вулкана, на что указывают морфологические предвестники – трещины, фумарола, проталины, выявленные визуально по снимкам, и деформации, установленные фотограмметрическим методом.

На снимке 20 апреля 1983 г. (рис. 3) в центральной воронке (извержения 6 июня 1982 г.) наблюдается выжимание новой лавовой пробки. Наиболее высокий (до 35 м) западный сектор пробки, выжатый непосредственно из жерла и представляющий в плане половину разрезанного вдоль оси круглого стержня диаметром 80 м, выглядит как монолит. Абсолютная отметка его высшей точки – 2845 м. Восточный сектор, отделенный от западного трещиной шириной до 12 м и глубиной до 20 м, расколот на три отклонившихся к востоку блока – северный с размерами в плане 20×50 м, средний – 36×55 м и южный – 36×54 м. Ширина тре-

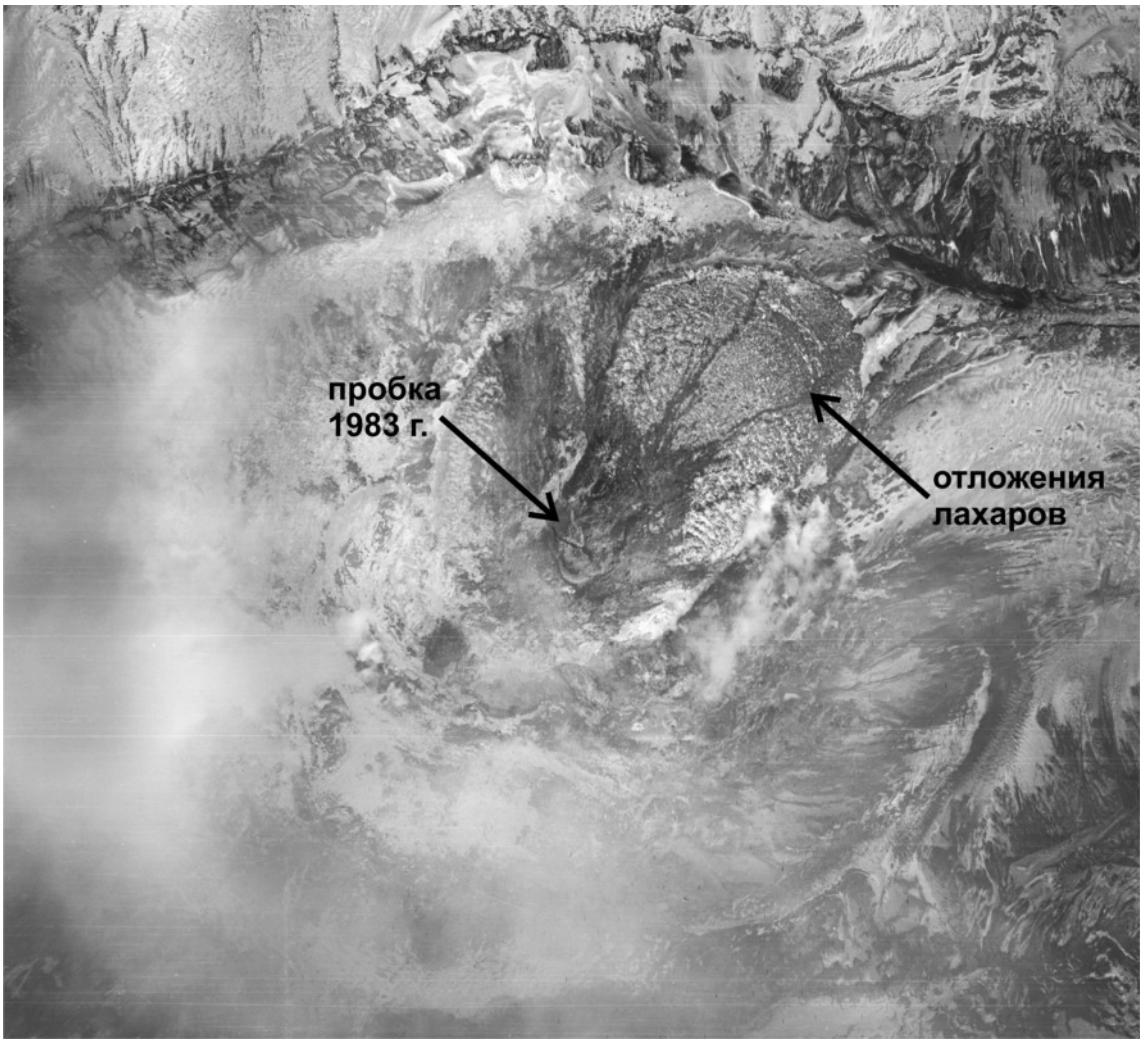


Рис. 4. Купол вулкана Безымянный 30 апреля 1983 г., фото В.Н. Двигало.

щин между блоками доходит до 14 м при глубине до 16 м. Деформациями на эту дату охвачена верхняя половина лавового потока площадью 28400 м^2. Наибольшая скорость выжимания лавовой пробки по высоте в период с 26 января 1983 г. составила 0,4 м/сут.

Следующая съемка, выполненная 30 апреля 1983 г. (рис. 4), показала, что процесс выжимания блоков продолжается ускоренными темпами. Подверженная деформациям площадь поверхности купола увеличилась до 37800 м^2. Отметка высшей точки западного сектора достигла 2854 м. То есть наибольшая скорость выжимания за прошедшие 10 дней возросла до 0,9 м/сут. При этом жерловый стержень пробки был рассечен до основания трещиной шириной 7 м, блоки восточного сектора так же претерпели заметные изменения как за счет продолжающегося выжимания так и, возможно, за счет разрушения слабыми взрывами, небольшие воронки которых можно разглядеть на дне трещин. Данное обстоятельство говорит о начале новой эксплозивной фазы, которая к моменту съемки еще носит умеренный характер, но в скором времени должна возрасти (как это и произошло 22 мая 1983 г.). Лавовый поток 1982 г. покрыт отложениями трех небольших и узких лахаров длиной до 420 м, образованных за счет поступления взрывного материала на заснеженную поверхность.

Приведенные ниже профили купола (рис. 5), построенные по цифровым моделям рельефа за исследуемый период наглядно демонстрируют изменения его морфологии. Величины деформаций прижерловой зоны потока, произошедших с 16 сентября 1982 г. по 20 и 30 апреля 1983 г., представлены на рис. 6.

Заключение

Морфологические предвестники извержений вулкана Безымянный, описанные в настоящей работе, были выявлены только за счет систематически проводимых аэронаблюдений. Проталины и трещины, свидетельствующие о начале очередного эруптивного цикла, могут быть обнаружены визуально как во время облетов, так и при дешифрировании снимков, одна-

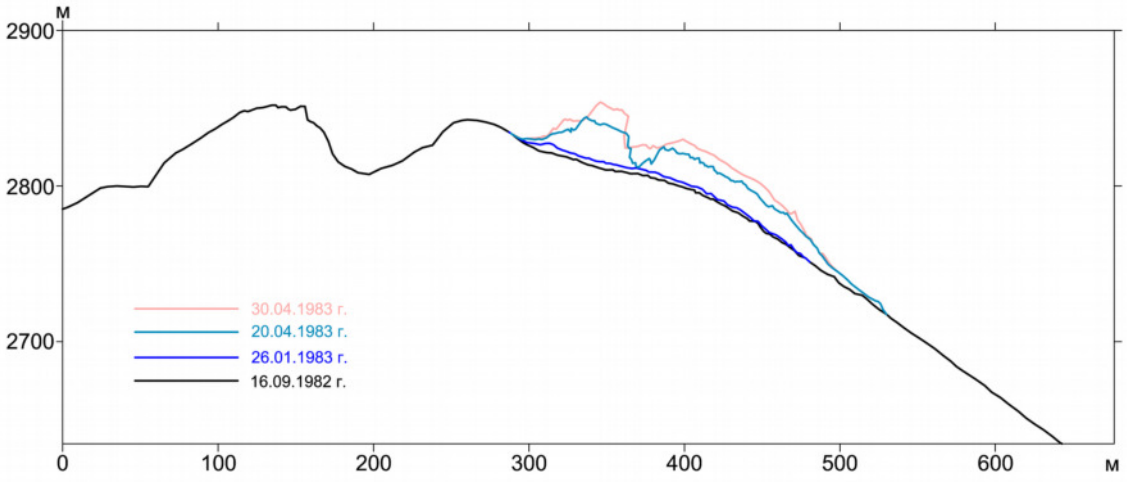


Рис. 5. Топографические профили купола Новый на различных стадиях его формирования в 1982–1983 гг.

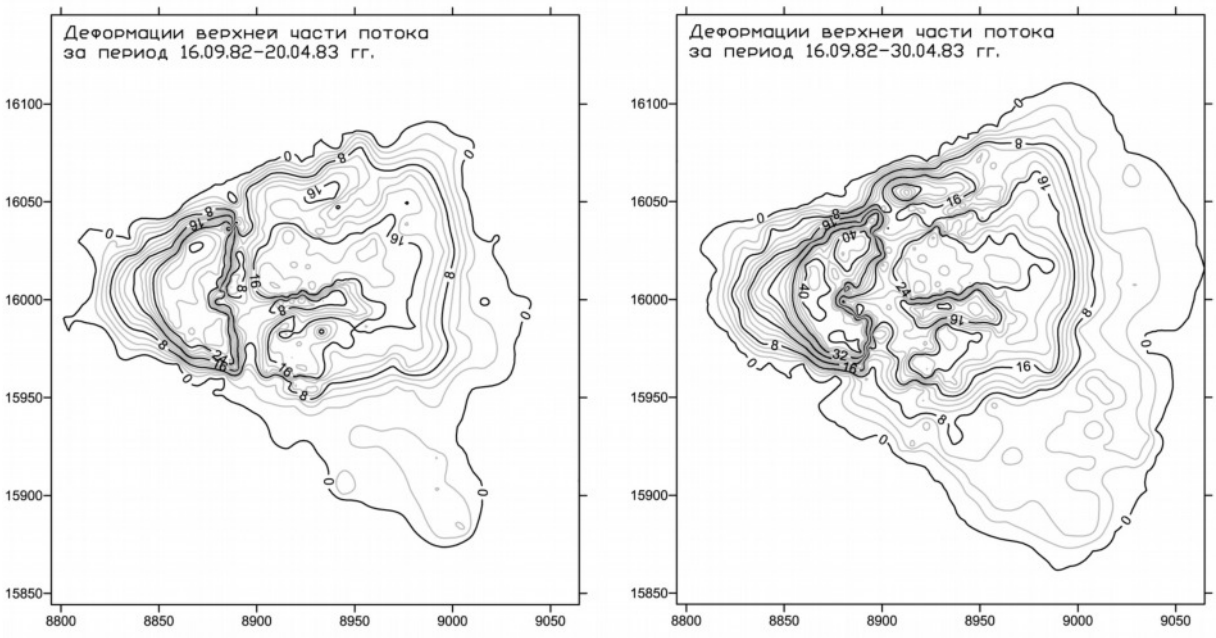


Рис. 6. Область и величины деформаций над активным жерлом Безымянного вулкана в изоанабазах, проведенных через 5 м.

ко такие предвестники как деформации прижерловой зоны могут быть установлены только в процессе фотограмметрической обработки.

С 2009 г. характер деятельности вулкана Безымянный существенно изменился, описанных в настоящей работе циклов как таковых уже не наблюдается. Сейчас вулкан находится в состоянии относительного покоя, однако эксплозивная активность может возобновиться в любой момент, при этом значительно возрастет площадь прилегающей территории, подверженной его опасному воздействию, так как после заполнения атрио, пирокластические потоки смогут беспрепятственно поступать на ранее безопасные южные склоны. В связи с данным обстоятельством возникает необходимость систематического мониторинга активности Безымянного вулкана аэрометодами с целью фиксации происходящих изменений в его постройке и выявления новых морфологических предвестников извержений.

Список литературы

1. *Богоявленская Г.Е., Брайцева О.А., Мелекесцев И.В. и др.* Вулкан Безымянный // Действующие вулканы Камчатки. Т. 1. М.: Наука, 1991. С. 168-194.
2. *Горшков Г.С.* Первое историческое извержение вулкана Безымянного // Бюл. вулканол. ст. 1956. № 24. С. 70.
3. *Двигало В.Н.* Морфологические предвестники (первые признаки) активизации некоторых вулканов Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2000. № 4. С. 3-16.
4. *Селезнев Б.В., Двигало В.Н., Гусев Н.А.* Развитие вулкана Безымянный по данным стереофотограмметрической обработки материалов аэрофотосъемки 1950, 1967 и 1976–1981 гг. // Вулканология и сейсмология. 1983. № 1. С. 52-64.
5. Шевченко А.В., Свирид И.Ю., Двигало В.Н. О терминологии по лавовым образованиям андезитового и кислого вулканизма // Тезисы докладов XVIII Традиционной региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2015. С. 126-129.
6. *Carter A.J., Ramsey M.S., Belousov A.B.* Detection of a new summit crater on Bezymianny Volcano lava dome: satellite and field-based thermal data // Bull. of Volcanol. 2007. 69. P. 811-815.
7. *Williams H.* The history and character of volcanic domes // Univ. Calif. Publ. Bull. Dept. Geol. Sci. 1932. V. 21. P. 51-146.

УДК 551.21

ВУЛКАН ЖУПАНОВСКИЙ: АКТИВИЗАЦИЯ ИЛИ ИЗВЕРЖЕНИЕ?

В.А. Дрознин, И.К. Дубровская, С.А. Чирков

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

Уже почти 2,5 года назад вулкан Жупановский (один из 29 действующих вулканов Камчатки) активизировался в октябре 2013 г. Приповерхностные разломы изменили многолетнюю фумарольную продукцию вулкана, изменилась локализация термоаномалий и эруптивных центров; из кратера Приёмыш наблюдались пепловые выбросы и шлейфы. Ежедневная хроника активизации вулкана ведётся группой KVERT ИВиС ДВО РАН и лабораторией КФ ГС РАН; хроника событий описана в публикациях сотрудников ЛАВ и ДИ ИВиС ДВО РАН. Эта работа уточняет детали активизации теплового состояния вулкана и локализацию продуктивных термоаномалий по разделам: до активизации, начало активизации, кульминация. Кроме этого, показана активность термоаномалий на западном и южном склонах вулкана, на субширотном разломе и в кратере Приемыш, а также повышение теплового состояния вулкана после мощных пепловых выбросов, обвалов.

Введение

Особенность вулкана Жупановский состоит в наличии у него постоянной фумарольной деятельности. Визуально оценка продукции фумарол обманчива. Например, в кинофильме «Земля Санникова», чтобы показать «горячую» Землю и «замерзающую» кадры фильма сняты в Долине Гейзеров и в Узоне. Можно найти фото кратера вулкана Авачинский с шлейфами высотой до четырёх диаметров кратера и больше, а также без шлейфов. Шлейфы вулкана Авачинский зимой более длинные, чем летом [2].

Парогазовые шлейфы существенно зависят не только от расхода и температуры продуцируемого пара и газа, но и от состояния атмосферы. Недосыщенность воздуха тем меньше, чем больше относительная влажность и меньше температура. Чем больше расход продуцируемого вулканом пара и газа, тем требуется больший объём воздуха для его охлаждения (до температуры воздуха). При малой недосыщенности воздуха, пар и газ шлейфа становится видимым из-за конденсации. Конденсация увеличивает тепловую мощность парогазового шлейфа. Тепловая мощность парогазовых шлейфов вулканов при этом оказывается больше мощности продуцируемого пара и газа. Из-за уменьшения температуры воздуха для высотных шлейфов ещё больше увеличивается мощность парогазовых шлейфов.

На вулканах Шивелуч, Безымянный, Авачинский была показана инертность продукции фумарольной активности. При извержениях она сохраняется вплоть до того, пока не засыпались места выхода фумарол. Например, фумарола Ревущая вулкана Кизимен осталась инертной во время извержения 2010-2013 гг.

Примеры и физика объясняют почему визуально нельзя или трудно судить об изменении интенсивности фумарольной деятельности. Надо или измерять продуцируемую мощность, или находить изменения локализаций термоаномалий.

Состояние вулкана Жупановский до активизации

Нами по данным тепловой аэросъёмки Жупановского вулкана за 07.10.2010. были локализованы основные пять фумарольных полей (с востока на запад): Недоступное, юго-западное на втором конусе, Доступное, северо-западное верхнее и нижнее на третьем конусе (Приемыше). Эти поля были опробованы в [5], их активность была отмечена в прошлые годы [7]. Оценка расхода продуцируемой массы и тепла фумарол Жупановского вулкана была выполнена 26 октября 2013 г. [2].

Начало активизации вулкана Жупановский

Увидеть начало извержения - мечта вулканолога. Сейчас известно, что в начале активизации вулкан Жупановский был покрыт пеплом и была образована новая фумарола. Сотрудники группы KVERT обнаружили на спутниковых снимках первый пепловый шлейф от вулкана Жупановский 22 октября 2013 г. 00:51 UTC: «…..наиболее протяженный пепловый шлейф (120 км) зарегистрирован в 04:35 UTC 24 октября…. …пеплом покрыт, преимущественно, южный склон вулкана, восточная вершина вулкана свободна от пепла»; «..извержение происходило, как минимум, 21-24 октября 2013 г.»; « …в кратере Приемыша лежал снег, мощно работали несколько фумарол на его западном склоне и на втором конусе…, центрами извержения были фумаролы западного окончания гребня второго конуса….и фумаролы на западном склоне Приемыша» [3, стр. 173].

В другой публикации [6] активизация начинается в 15:00 UTC 23 октября 2013 г. (на эту дату ссылаются и в работе [8]). «Общее количество изверженного пепла оценивается в 100 тыс. т. (0.07-0.08 км^3) . Зона пеплопада имела площадь 1200 км^2 и протянулась в отложениях пепла на склонах и подножии вулканического хребта более чем на 50 км от вулкана, достигнув побережья Тихого океана» [6, стр. 22]. Эруптивный центр определяется в этой публикации, в отличие от [3], как новая фумарола, где «в течение 23-24 октября 2013 г . извергались вулканический пепел и газ, образовавшаяся на западном склоне третьего конуса, на высоте примерно 2600 м» [6, стр. 21].

Ниже будет показано, что трактовать новую фумаролу, как «образовавшуюся на трещине, из которой продолжила ряд существовавших ранее фумарол, расположенных вдоль радиальной трещины на западном склоне третьего конуса вулкана» [6, стр. 21] не соответствует системе разломов западного склона третьего конуса.

Описание начинаем с первой регистрации активизации вулкана 25 октября 2013 г. Среди облачности можно было рассмотреть наличие паро-пеплового шлейфа со стороны третьего конуса Жупановского (конуса Приемыш) (рис. 1). На следующий день погода оказалась ясной, состояние атмосферы по виду парогазовых шлейфов Авачи было выше среднего. Срав-

нение фумарольной активности на гребне вулкана Жупановский 02.02.1990 г. и 26.10.2013 г. говорит об идентичности локализации основных фумарольных полей (рис. 2).

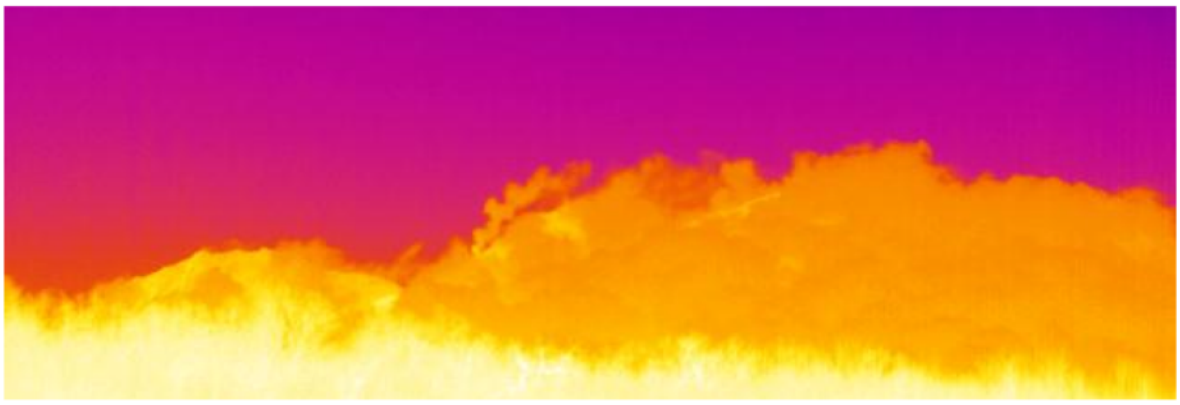


Рис. 1. Ик-снимок вулкана Жупановский 25.10.2013. из района п. Радыгино (расстояние ~ 50 км)

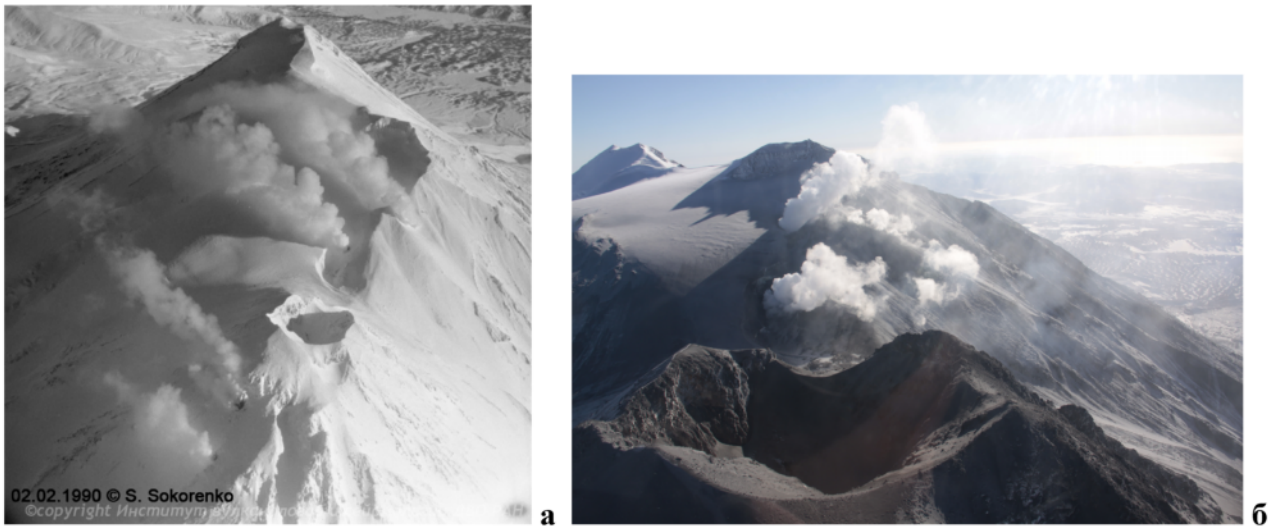


Рис. 2. Состояние вулкана Жупановский 02.02.1990. (а) и 26.10.2013. (б) (вид с запада)

26 октября погода позволила зарегистрировать интенсивные паровые шлейфы с прежних фумарольных полей Жупановского [2] и из его новой фумаролы – Октябрьской (рис. 3). Н.А. Малик описала ее так: «Предположительно, центром слабого фреатического извержения была фумарола на западном склоне третьего конуса на высоте ~2450 м н.у.м. Она представляет собой глубокую трещину (провал) размером (2-3) х (8-10) м, температура газов по измерениям пирометром не превышала 200ºС, истечение газовой струи происходило неравномерно – клубами. Во время наблюдений и измерения температуры на краю воронки, из нее было выброшено несколько обломков породы размером до 10 см. Слой пепла на ее краю превышает 15 см» (http://www.kscnet.ru/ivs/volcanoes/inform_messages/2013/Gupanovsky_261013/Gupanovsky_261013)

Неожиданность активизации вулкана в виде появления новой фумаролы, а не выбросов из кратера, ставила вопрос о возможности будущего. По крайней мере, это не конец, а скорее начало процесса декомпрессии, и хотелось ждать новой активизации. Значительное время (до мая 2014 г.) фумарольная деятельность казалась постоянной.

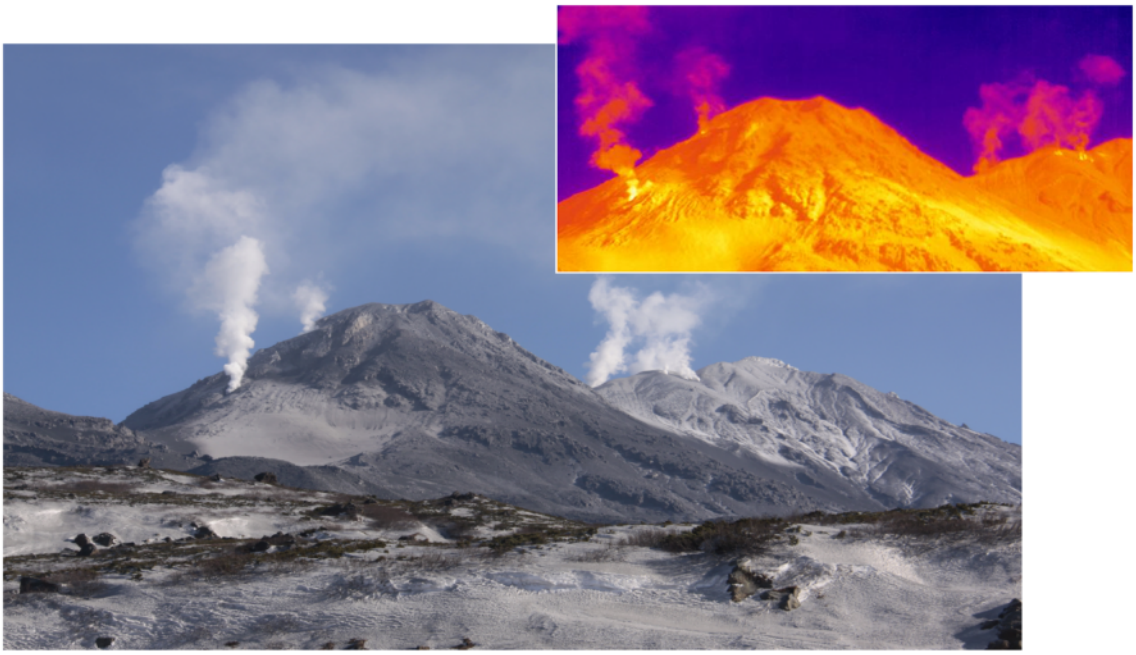


Рис. 3. Термограмма и фото вулкана Жупановский 26.10.2013 г.

Кульминация активизации вулкана Жупановский

6-7 июня 2014 г. активизация Жупановского преобразовалась в извержение. События в следующие два месяца происходили в трех направлениях: эруптивные выбросы из кратера Приёмыша и деформация западного и восточного его склонов.

Из кратера конуса Приемыш наблюдались мощные пепловые выбросы с периодичностью от 30 до 90 мин. На западном склоне конуса выше 2500 м и до кромки кратера вскрылись многочисленные фумаролы (рис. 4). На восточном склоне по широтному направлению, по гребню вскрылись разломы, которые описаны в работе [7] при извержении 1957 г.

Хроника не позволяет уточнить разницу во времени между началом процессов декомпрессии и извержения. События приходится описывать в одном времени.

Новые разломы на западном склоне конуса Приемыш

Западный склон конуса из-за множества образовавшихся фумарольных выходов сильно парил. Хронику бурной деятельности вулкана в июне – июле 2014 г. покажем иллюстрацией сети разломов на фото 2 октября 2014 г., когда парогазовая активность вулкана немного понизилась. На термограммах съемки 13.06.2014. хорошо различаются разломы (рис. 5). В июле 2014 г. фумарольная активность вулкана была слабее, но общая ситуация сохранялась (таблица 1, рис. 6, 7).







Рис. 4. Из трёх фотографий Е. Ненашевой (коррективных в одном масштабе и в одном ракурсе) видно, что фумарола Октябрьская прекратила деятельность в конце мая и вместо неё возникла, практически идентичная, новая фумарола Дубль.

26.10.2013. Двумя зелёными точками маркированы фумаролы: верхняя - Подскальная, нижняя - Октябрьская (по Н. Малик http://www.kscnet.ru/ivs/volcanoes/inform_messages /2013/Gupanovsky_261013/Gupanovsky_261013)

23.05.2014. Тремя зелёными точками маркированы фумаролы: верхняя - Подскальная, средняя - Верхняя, нижняя точка - место Октябрьской.

12.07. 2014. Зелёная точка соответствует месту фумаролы Октябрьской. Нижняя фумарола – Дубль (по И. Чаплыгину N 53°35,469’, E 159°06,157’)

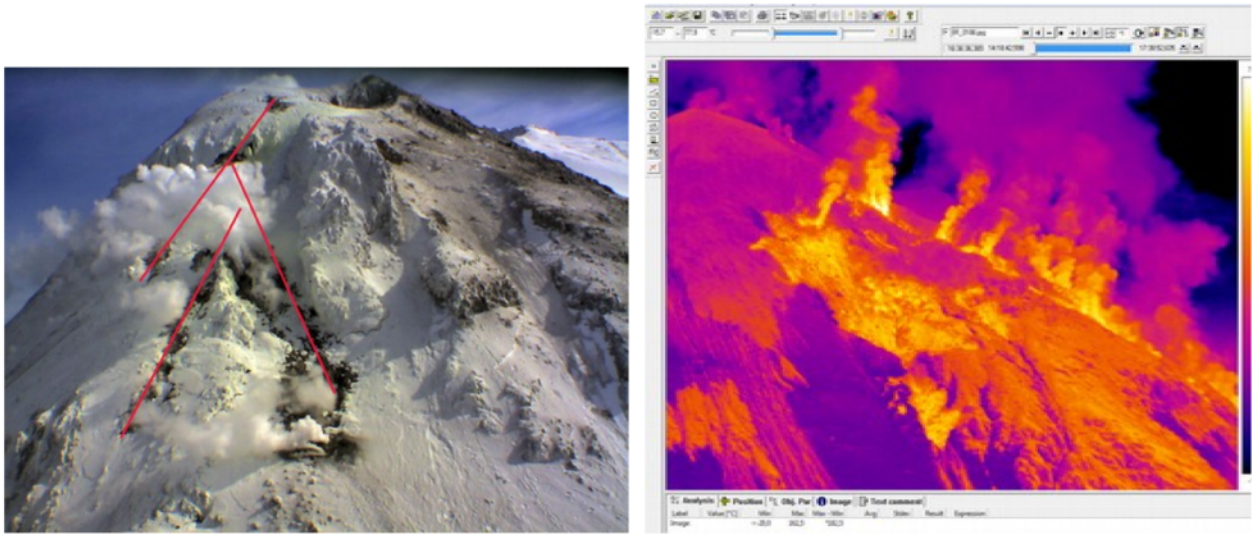


Рис. 5. Сеть разломов на западном склоне конуса Приемыш 02.10.2014 и термограмма за 13.06.2014.

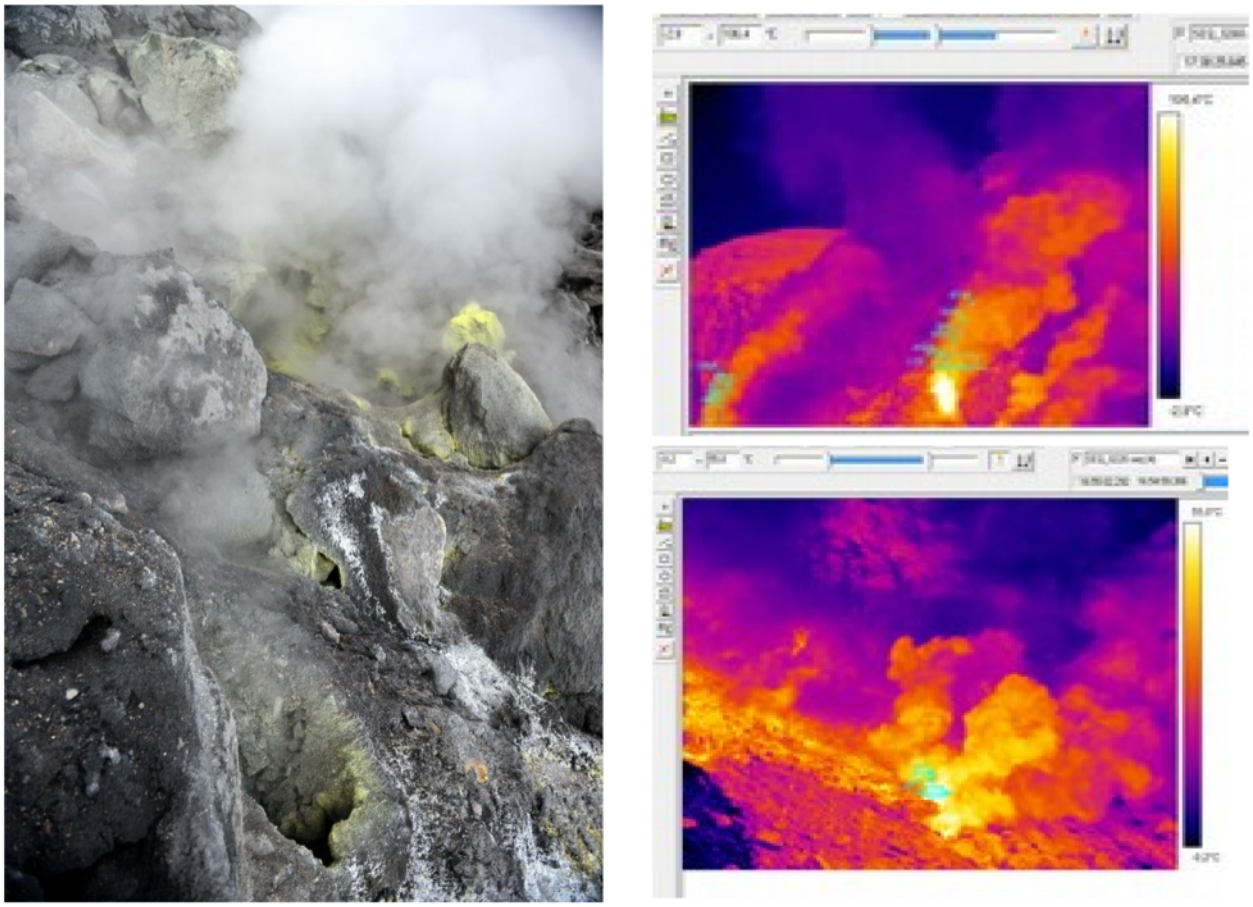


Рис. 6. Прогретый грунт ниже фумаролы Подскальной. Температура фумаролы Подскальной 251° С , фумаролы Дубль - 66° С



Рис. 7. Разлом, на котором находится фумарола Высотная, переработался в провалы

Таблица 1. Расход тепла и масса фумарол вулкана Жупановский

	Температура на устье,	Тепловая мощность шлейфа, МВт	Тепловая мощность продукции, МВт	Массовый расход продуцируемого пара-газа, кг/с
	T0	Wш	W	Qп
25.10.2013.				
Октябрьская	200	47	12	31
26.10.2013.				
Октябрьская	200	17	5	14
AR01	200	14	5	12
AR02	200	19	5	14
AR03	200	20	5	13
AR04	200	17	4	11
Подскальная	200	6	1	4
Доступная	200	132	21	58
Недоступная	200	145	24	64
02.07.2014.				
Дубль	100	1	0,4	2,0
Верхняя seg227	100	10	5	29
Подскальная	100	1	0,3	1,8

Фумаролы на субширотном разломе и в кратере конуса Приемыш

Режимные наблюдения вулкана Жупановский с помощью тепловизора производились с Авачинского перевала потому, что других более близких точек не было. Целью исследований было получение термограмм пепловых шлейфов и слежение за интенсивностью фумарольной активности вулкана (рис. 8, 9, 10, таблица 2).

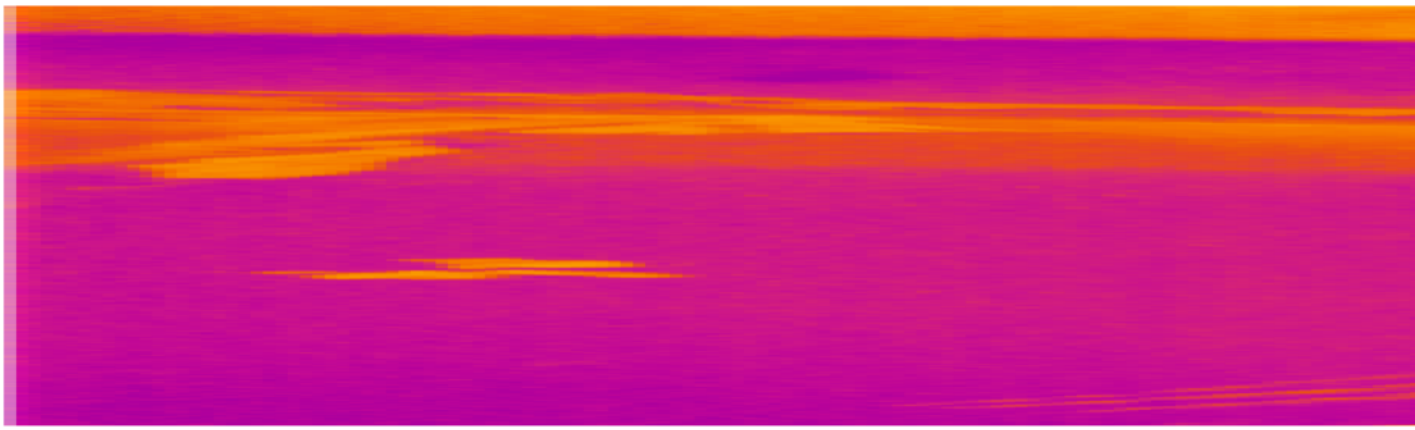


Рис. 8. Фумарольные выходы на конусе Приемыш 02.07.2014.

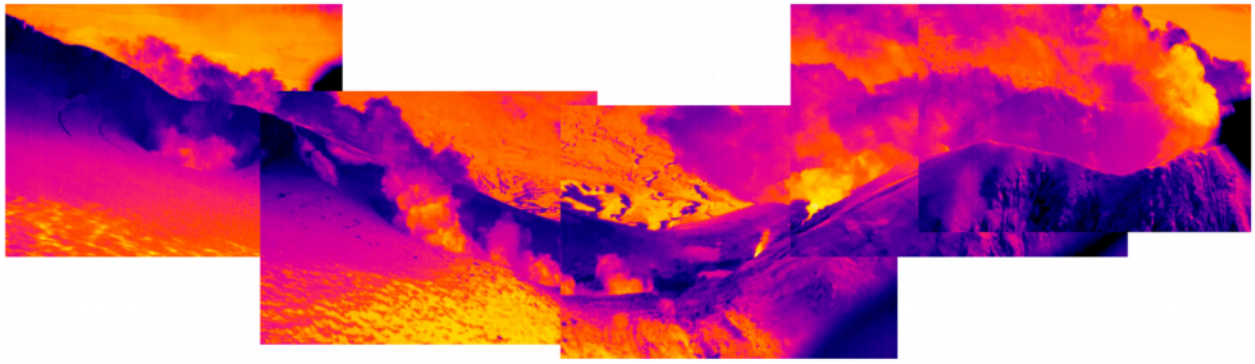


Рис. 9. Восточный склон конуса Приёмыш, фумаролы Доступная и Недоступная (вид с севера)



Рис.10. Трещина на восточном склоне конуса Приемыш. Фото С. Самойленко

Таблица 2. Сводка регистрации термоаномалий вулкана Жупановский тепловизором с перевала Авачинского

дата	Термоанамалия
2014.04.23	фумарола и западная термоаномалия привершинная
2014.08.28	термоаномалия привершенная восточная и на западном склоне
2014.02.12	на западном склоне, выброс и площадь пепла
2014.02.17	на западном склоне, выброс, фумаролы гребня
2015.01.22	на западном склоне, выброс, фумаролы гребня
2015.05.13	на западном склоне, фумаролы гребня
2015.09.18	после 12.06.2015. в дымке
2015.12.11	на западном склоне, после обвала центральной части конуса Приемыш
2016.02.02	на западном склоне, после обвала части конуса Приемыш
2016.02.12	на западном склоне, после обвала части конуса Приемыш

Несколько мелких пепловых шлейфов было зарегистрировано, но они не показаны т.к. оказались мало информативными. Измерения тепловой мощности прежних (до активизации) основных фумарол не удалось сделать повторно. Визуально не было данных об изменении их локализации, поэтому фумарольность свидетельствует об инертности тепловой мощности вулкана.

Последствия мощных пепловых выбросов и обвалов

Этот раздел включен в работу только как перечень событий, которые характеризуют извержение, описания которых уже опубликованы на сайте ИВиС ДВО РАН. Отметим не самые известные (как обвал 12 июля 2015 г.), а лишь два мало заметных (рис. 11, 12, 13).

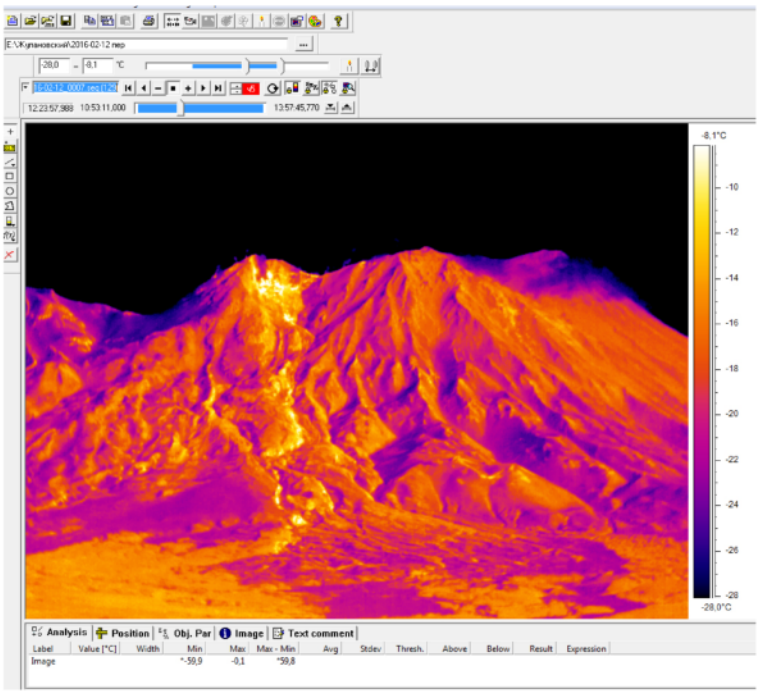


Рис. 11. Термограмма вулкана Жупановский 11.12.2015., хорошо выделяются более нагретые отложения обвала, сформированные при взрыве 30.10.2015.



Рис. 12. Отложения тефры на северном склоне вулкана Жупановский при взрыве 12.07.2015. [4]



Рис. 13.Грязевые потоки на северном склоне вулкана Жупановский

Заключение

Продукция извержения вулкана Жупановский поступала из эруптивного центра кратера конуса Приемыш. Вскрытие кратера происходило одновременно с образованием разломной сети фумарол. Вскрытие сети разломов на западном склоне и гребне Жупановского вулкана говорит о наличии толщ газовых коллекторов, аналоговых при образовании взрывных кратеров - воронок извержений: прорыва Пийпа вулкана Ключевской, кратера Олимпийский вулкана Алаид, вулкан Тятя.

Эруптивные события на вулканах, таких как Жупановский, различаются как по веществу коллектора, резургентного, ювенильного, так и по газу (пару) от магматического спутного, сепарированного, смешанного с инфильтрованным.

До активизации вулкана существующая ранее фумарольная деятельность отличалась инертностью. Парогазовая продукция выносилась на поверхность с температурой ниже магматической и скорее ниже геотермической, т.е. <500 ºС.

Список литературы

1. *Дрознин В.А., Дубровская И.К.* Тепловизионные исследования вулканов Камчатки, вулкан Жупановский // Региональная конференция ИВиС ДВО РАН. Петропавловск-Камчатский, март 2011 г. С. 65
2. *Дрознин В.А., Чирков С.А.* Тепловая мощность парогазовых шлейфов вулкана Жупановский // Региональная конференция ИВиС ДВО РАН. Петропавловск-Камчатский, март 2015 г. С. 40-41.
3. *Гирина О. А., Ненашева Е.М.* Извержения вулкана Жупановского в 2013-2015 гг. // Отчизны верные сыны. Материалы XXXII Крашенинниковских чтений. Петропавловск-Камчатский: Камчатская краевая научная библиотека им. С.П. Крашенинникова. 2015. С. 172-174.
4. *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. 2015. № 3. Вып 27. С. 5-11.
5. *Горшков А.П., Слёзин Ю.Б.* Тепловая мощность вулкана Жупановский в 1970 г. // Бюлл. вулканол. ст. 1972. № 48. С. 29-32
6. *Самойленко С.Б., Мельников Д.В., Чирков С.А., Маневич Т.М.* Активизация Жупановского вулкана в 2013-2014 гг.// Вестник КРАУНЦ. 2014. № 1, Вып. 23, С. 21-26.
7. *Сирин А.Н.* Состояние некоторых вулканов Камчатки в начале 1957 г. //Бюлл. вулканол. ст. 1958. № 27. С. 16-24.
8. *Сенюков С.Л., Нуждина И.Н., Дрознина С.Я. и др.* Сейсмичность района вулкана Жупановский в 2000-2015 гг. //Труды Пятой научно-технической конференции “Проблемы комплексного мониторинга Дальнего Востока России”. 2015. г. Петропавловск-Камчатский. С.106-110

УДК 551.21

ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНОВ ШИВЕЛУЧ И БЕЗЫМЯННЫЙ: ПРЕДВЕСТНИКИ И ВОЗМОЖНЫЕ МЕХАНИЗМЫ ПОДЪЕМА МАГМЫ

В.В. Иванов

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

В 20-м столетии на Камчатке после мощнейшей сейсмической подготовки произошло два крупнейших извержения андезитовых вулканов Безымянный (1955-1956гг.) и Шивелуч (1964 г.) с объемами изверженных продуктов V = 3 км^3 и 1.5 км^3 и эксплозивными вулканическими индексами VEI = 5 и 4-5, соответственно. На вершинах вулканов образовались огромные обвально-взрывные кратера, в которых происходят дальнейшие извержения. Извержение Безымянного произошло впервые в историческое время после 800 –летнего периода покоя, а извержение Шивелуча случилось после 14 - летней паузы. Кроме сейсмичности визуально не было отмечено никаких признаков готовящихся извержений. Сразу после пароксизма 30.III.1956 последовала 2.5-месячной фаза непрерывного роста экструзивного купола на Безымянном и к настоящему времени там произошло несколько десятков экструзивно-эксплозивных, а затем эксплозивно-эффузивных извержений с V < 0.1 км^3 (VEI = 2-3). На Шивелуче после 16 -летней паузы произошло три умеренных экструзивно-эксплозивных извержения с 0.1 <V < 1 км^3 (VEI = 3-4), последнее из которых началось в 2001 г. и продолжается до сих пор. Показано, что эксплозивно – экструзивные извержения вулканов Шивелуч и Безымянный имеют различный характер и различные предвестниковые эффекты. В работе проведен детальный анализ извержений умеренной силы и их предвестников. Описаны механизмы подъема магм при извержениях разного масштаба.

Введение

Вулканы, извергающие очень вязкие кислые по составу продукты, наиболее опасны. Они могут длительное время находиться в покое или сравнительно спокойно, в течение нескольких лет, выдавливать на поверхность земли огромные лавовые купола из блоков вязкой лавы (рис.1). Но когда к поверхности земли поднимаются большие порции газонасыщенной взрывоопасной магмы, их извержения принимают катастрофический характер [1]: купола разрушаются, в стратосферу поднимаются мощные вулканские или субплинианские и плинианские пепловые шлейфы, представляющие опасность для авиации, на склоны обрушиваются обвальные лавины и раскаленные пирокластические, потоки, порождающие вторичные грязевые потоки (рис. 2) [3; 14; 15; 25]. Прогнозирование таких опасных явлений представляет собой большое практическое значение, но пока проблематично, в частности, в связи с различным механизмом их подготовки [33].

Пароксизмальные извержения андезитовых вулканов Безымянного в 1955-1956 гг. и Шивелуча в 1964 г. были самыми большими в 20- м столетии на Камчатке с объемами извержен-



Рис. 1. Огромный экструзивный лавовый купол вулкана Шивелуч 8 ноября 2007 г., растущий внутри кратера с размерами 1.7 х 1.8 км, который образовался во время последнего катастрофического обвально-взрывного извержения 12 ноября 1964 г. Диаметр основания купола около 1.5 км, а относительная высота порядка 0.5 км. Лавы Шивелуча чрезвычайно вязкие и на поверхность земли поступают не в виде жидких лавовых потоков, а выжимаются в виде обелисков из твердой породы, которые обламываются, образуя крупные блоки. Чтобы выдавить купол из вязкой магмы на такую высоту, избыточное давление магмы у его основания должно быть не менее 150 бар. Если к поверхности земли поступают более газонасыщенные порции магмы, они взрываются, порождая сильные взрывы и частично разрушая купол. Постройка купола крутая, неустойчивая, поскольку состоит из отдельных лавовых блоков. Вид с востока. Фото Ю.В. Демянчука.

ных продуктов V = 3 и 1.5 км^3 и с эксплозивными индексами [32] VEI = 5 и 4-5, соответственно [2; 14]. Несмотря на аналогичный, андезитовый состав лав, эти извержения и последующие за ними извержения, относящиеся к этим двум вулканам, существенно отличались друг от друга.

Извержение Безымянного в 1955-1956 гг. произошло впервые после почти 800 –летнего интервала покоя, предварялось и сопровождалось мощным роем вулканических землетрясений [3, с. 48-61]. Оно началось с фазы сильных пепловых взрывов, за которой последовал рост экструзии на границе между центральным кратером вулкана и старым экструзивным куполом. Одновременно происходили большие деформации постройки вулкана, вызванные грандиозными внедрениями свежей магмы в тело вулкана. После пароксизмального направленного взрыва 30.III.1956 в образовавшемся кратере сразу начался рост лавового купола, первые два с половиной месяца его рост происходил непрерывно, в 1957 г. была пауза в извержениях. Затем экструзивно – эксплозивные извержения стали происходить в среднем через полгода, а более сильные из них через 2-3 года, вплоть до настоящего времени [3, 16]. Извержения обычно начинались с выжимания жестких блоков очень вязкой лавы, что иден-



Рис. 2. Грибообразное пеплогазовое облако сильного взрыва на вулкане Шивелуч 29 марта 2007 г., во время его экструзивно – эксплозивного извержения. Облако не вышло за пределы тропосферы, абсолютная высота его верхней кромки около 10 км, что соответствует эксплозивному индексу VEI =3 [32]. Облако было снесено в восточном направлении на расстояние в несколько сотен километров и представляло опасность для авиации. Взрыв вызвал частичное разрушение постройки лавового купола и сопровождался мощными пирокластическими потоками, распространявшимися по руслам сухих рек в южном секторе вулкана. Фото Ю.В. Демянчука.

тифицировалось по появлению небольших пепловых эксплозий, за которым следовала главная взрывная фаза и более быстрый рост лавового купола [13; 5]. Начальная экструзивная фаза была выражена слабо, основной прирост купола происходил после главной взрывной фазы. Заметим, что во время растянутых интервалов между извержениями вулкан был спокоен [34, P.381]. С 1965 г. на поверхности лавового купола стала появляться менее вязкая пластичная лава [10]. С 1977 г. эксплозивные фазы извержений обычно завершались излиянием лавового потока. Извержения в 1958 г. и в последующие годы относятся к **слабым (с объемом изверженных продуктов V < 0.1 км^3)**, однако во время главных взрывных фаз пеплогазовые облака поднимались на высоты до 10 км, что соответствовало эксплозивному индексу VEI = 3, на склоны изливались пирокластические и вторичные грязевые потоки [2; 20; 30; 12].

Пароксизмальное извержение 12.XI.1964 на Шивелуче случилось после 14 летнего покоя и предварялось в течение всего 1964 г. мощным роем вулканических землетрясений. Извержение было обвально-взрывным и очень кратковременным [19;25]. Быстрое прекращение роя вулканических землетрясений и последовавшая за этим длительная 16 - летняя пауза указывают на полную разгрузку магматической системы в результате извержения. Предыдущее извержений такой силы на вулкане было в 1984 г. [2]. Затем в образовавшемся кратере произо-



Рис. 3. 29 августа 2000 г. Самый сильный фреатический взрыв на экструзивном лавовом куполе вулкана Шивелуч, в серии взрывов, предварявших извержение вулкана, начавшееся в апреле 2001 г. Облако взрыва достигло тропопаузы, его абсолютная высота 9-10 км. По формуле 4 из [22] тепловая энергия мгновенного источника взрыва оценивается в $2\cdot 10^8$ МДж. Такое количество теплоты выделилось при охлаждении и кристаллизации ~100 тыс. т магмы с температурой 1000 ^{0}C в результате взаимодействия ее с водой водоносных горизонтов (при теплоемкости магмы 1.7 МДж/кг). Это соответствует объему магмы примерно 30 тыс. м^3. Фото А.В. Сокоренко.

шло три **умеренных (с объемом изверженных продуктов 0.1 км^3 < V < 1 км^3)** экструзивно – эксплозивных извержения: в 1980-1981 гг., в 1993-1994 гг. Последнее извержение началось в апреле 2001 г. и продолжается до сих пор (на март 2016г.) [14; 15; 6; 27; 26; 24]. Все умеренные извержения начинались с начальной, достаточно длительной (0.5 мес.) экструзивной фазы, за которой следовала главная взрывная фаза, наследуемая продолжительной (несколько лет) экструзивно – эксплозивной фазой. Заметим, что интервалы времени между извержениями Шивелуча были примерно на порядок больше, чем для извержений вулкана Безымянного. В отличие от Безымянного, за несколько лет до начала следующего извержения на лавовом куполе Шивелуча периодически происходили достаточно сильные взрывы (рис. 2), частота которых увеличивалась с приближением к началу извержения [5].

В данной статье принимаем, что под **извержением** подразумевается появление на поверхности земли магматических продуктов, обычно вязких лав. Взрывную активность на лавовом куполе Шивелуча или у его подножия, подобную 29 августа 2000 г. (рис. 3), связанную с взаимодействием поднимающейся магмы с водоносными горизонтами и с разрушением и выносом материала купола от предыдущих извержений, мы считаем **фреатической** и к извержению не относим.

Данные о сейсмичности, предваряющей и сопровождающей извержения вулканов Шивелуч и Безымянный, приведены в ряде работ [3; 34; 20; 19; 21; 4; 27; 24; 9; 8; 18; 17; 28; 35]. Важные результаты по геоморфологическим предвестникам извержений Шивелуча даны в работе В.Н. Двигало [5]. В книге С.Л. Сенюкова [17] приводится алгоритм прогноза извержений Безымянного вулкана, с учетом данных космической съемки, который позволил успешно спрогнозировать ряд взрывных фаз его извержений.

Извержения Шивелуча и Безымянного имеют различный характер и различные особенности предвестников. Для вулканических землетрясений, предварявших извержения вулкана Безымянного, П.И. Токарев выделил экспоненциальный вид нарастания со временем кумулятивного графика условных деформаций [20, с.73]. Напротив, для умеренных извержений вулкана Шивелуч характерен другой тип, с более медленным нарастанием графика по линейному закону [8]. Токаревым выделен также гиперболический тип графика перед катастрофическим извержением Шивелуча в 1964 г. [19]. Как указывалось выше, в отличие от Безымянного, умеренным извержениям Шивелуча в течение нескольких лет предшествовала длительная взрывная подготовка. Кроме того, умеренные извержения Шивелуча начинались с продолжительной экструзивной фазы, что для вулкана Безымянного не было характерно. Пока этим принципиальным различиям в подготовке и характере извержений для этих двух вулканов не было дано объяснения. Т. Минаками [31] указывал на образование после окончания извержений кислых вулканов вязких лавовых пробок в их питающих каналах, которые определяют характер следующих извержений и их предвестников. Моделирование продвижения и отвердевания магм в таких каналах рассматриваются в работе Федотова и Горицкого [23] и др. работах С.А. Федотова и его коллег. В данной статье мы попытаемся проанализировать различия в характере извержений и предвестников для Шивелуча и Безымянного и предложить их объяснение, базирующееся на различии в проницаемости их каналов для флюидов и магмы. Это является **целью работы**.

Предвестники извержений вулканов Шивелуч и Безымянный

Долгосрочные предвестники. Для вулкана Безымянного долгосрочные (с упреждением Т >1 года) предвестники были не характерны. П.И. Токарев отмечал [34], что «**во время растянутых (7-12 мес.) интервалов между извержениями в 1957-1961 гг. вулкан Безымянный был абсолютно спокоен»**. Напротив, для вулкана Шивелуч В.Н. Двигало по данным плановой аэрофотосъемки установил, что «**появлению первых порций свежей лавы на поверхности внутрикратерного купола вулкана Шивелуч предшествовала активная эксплозивная подготовка в течение нескольких лет»**. Для извержения 1993-1994 гг. она продолжалась с 1985 по апрель 1993 г. Скорость выноса вещества купола нелинейно возрастала со временем (рис. 4). За эти 8 лет с поверхности купола фреатическими взрывами было вынесено почти 4 млн. $м^3$ его вещества. В результате на вершине купола 1980- 1981 гг. сформировался огромный кратер размерами 250 х 350 м и глубиной 100 м, что позволило снизить

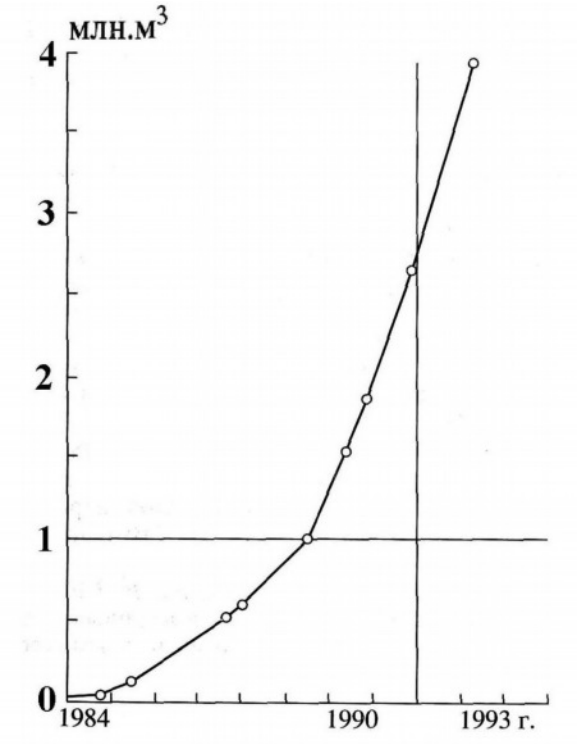


Рис. 4. Рост объемов вещества экструзивного купола вулкана Шивелуч, вынесенного фреатическими взрывами с 1984 до начала экструзивной фазы извержения (апрель 1993 г.) [5, с.15].

литостатическое давление на подводящий канал более чем на 25 бар. Поступление свежей лавы в апреле 1993 г. началось именно в этой воронке [5].

По данным А.Ю. Ждановой в 1992 г. перед началом извержения Шивелуча в апреле 1993 г. в кратере 1964 г. отмечалось возобновление активности тектонических нарушений, по которым отмечался прогрев и мощные фумаролы [7]. Часть этих зон располагалась вокруг экструзивного купола и, по-видимому, была связана с радиальными трещинами растяжения. Другие нарушения в кратере были вдали от купола, как линейные, так и дугообразные, длина их достигала 1.2 км. Это указывает на проницаемость тела вулкана для флюидов и на активизацию его геотермальной системы в результате интрузий магмы и взаимодействия ее с водоносными горизонтами. Очевидно, подобные трещины являются поверхностными проявлениями вулкано-тектонических нарушений, во время которых образуются вулканические землетрясения.

Нарастание взрывной активности наблюдалось В.Н. Двигало и перед извержением, начавшимся в апреле 2001 г. [24; 15]. Новые экструзии также образовывались в огромных эксплозивных воронках, причем последние возникали либо на границах экструзивных блоков купола 1993-1994 гг., либо у его основания. На рис. 3. показан самый сильный из фреатических взрывов, происшедший на Шивелуче 29 августа 2000 г.

Долговременное развитие сейсмичности и взрывной активности на вулкане Шивелуч перед извержением, начавшимся в апреле 2001 г. приведено на рис. 5. Основные особенности были следующими: а) фоновая сейсмичность на глубинах от 15 до 25-30 км; б) несколько роев вулканических землетрясений на меньших (от -2 до 10-15 км) глубинах, особенно с вес-

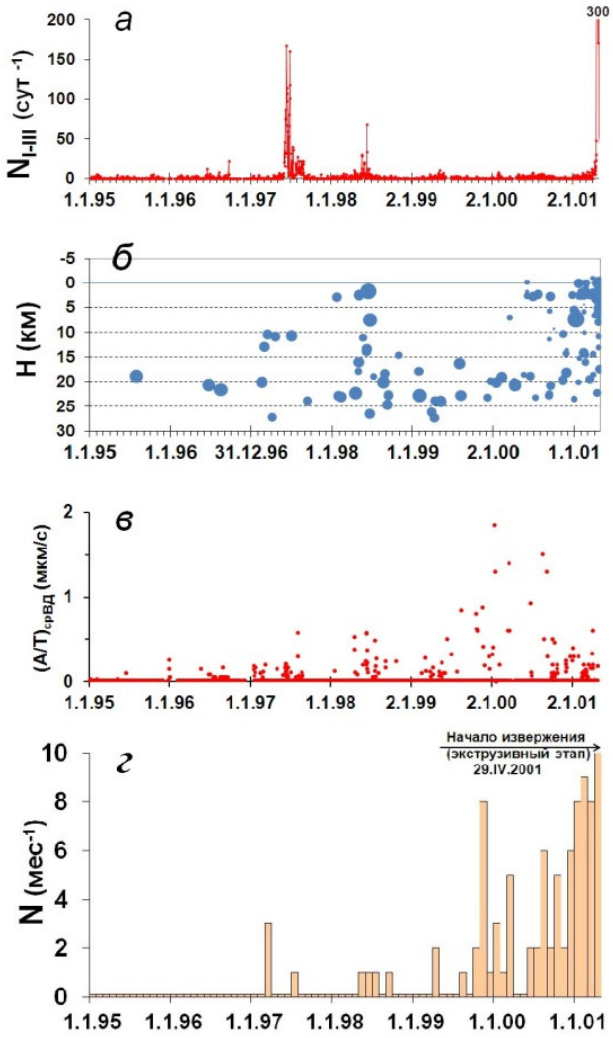


Рис. 5. Долгосрочные предвестники извержения вулкана Шивелуч, начавшегося 29 апреля 2001 г.: *а* и *в* – ежесуточные количества вулканических землетрясений II-III типов (N_{II-III}) и отношения средних амплитуд вулканического дрожания к его периоду ($A/T_{срВД}$); *б* – распределение вулканических землетрясений по глубине, *г* - ежемесячные количества *фреатических* взрывов на куполе с января 1995- по апрель 2001 гг. Данные из бюллетеней землетрясений ОМСП ИВ и КФ ГС РАН, каталога КФ ГС РАН и сообщений группы KVERT.

ны 2000 г.; в) мощный предваряющий рой с апреля 2001 г.; г) начиная с 1996 -1997 гг. нелинейное нарастание средних амплитуд вулканического дрожания и ежемесячных количеств взрывов на вулкане.

Кратко – и среднесрочные предвестники (с временем упреждения T < 1 года). Как упоминалось во Введении, было выделено три основных класса сейсмологических предвестников для вулканов Шивелуч и Безымянный. Графики распределения во времени кумулятивных условных деформаций (сумм корней квадратных из энергий) для вулканических землетрясений I-III типов для представителей трех указанных классов извержений в полулогарифмическом масштабе показаны на рис. 6. Заметим, что экспоненциальные зависимости в этом масштабе изображаются в виде линейной аппроксимирующей функции.

Самое агрессивное, вначале экспоненциальное, а затем гиперболическое поведение условных деформаций было перед большим катастрофическим извержением Шивелуча 11

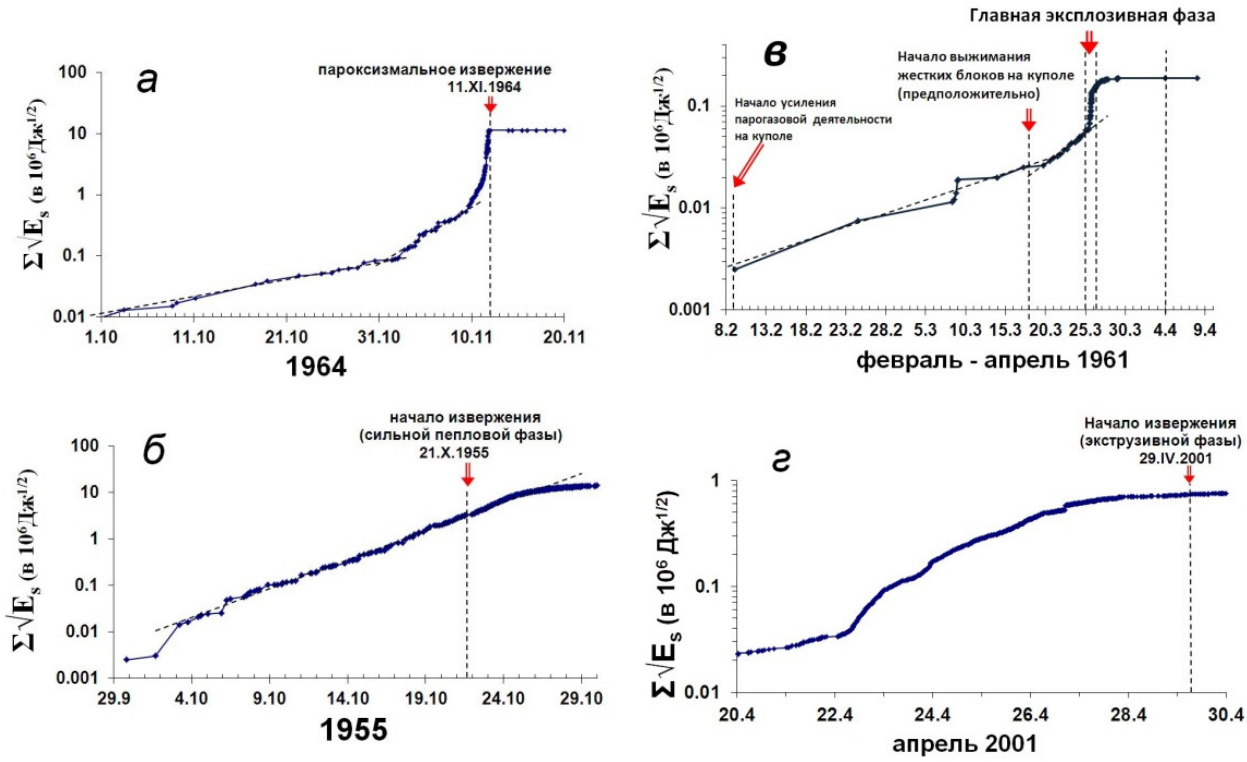


Рис. 6. Кумулятивные графики условных деформаций землетрясений I-III типов, предварявших извержения вулканов Шивелуча в 1964 г. (а), Безымянного в 1956 г. (б), Безымянного в 1961 г. (в) и Шивелуча в 2001 г. (г). Время UTC. Стрелками на графиках показаны моменты начала извержений и их характерных фаз. Данные из [21] и из каталогов КФ ГС РАН.

ноября 1964 г. (12 ноября по местному времени). Извержение произошло на вертикальной асимптоте графика (рис. 6 а) [19].

Очень быстро, с ускорением по экспоненциальному закону, развивалась сейсмическая подготовка извержений вулкана Безымянного, как большого, начавшегося 21.X.1955 (рис. 4б), так и более слабого извержения в марте - апреле 1961 г. (рис. 6 в).

Увеличение крутизны графика 18.03.1961 совпадает с началом устойчивого появления пепловых облаков над вулканом, что можно интерпретировать как начало выдавливания жестких блоков лавы на экструзивном куполе Безымянного. Экспоненциальному закону также подчинялись сейсмические подготовки для целого ряда последующих слабых извержений этого вулкана [20, с. 75; 17].

Наиболее медленно, примерно по линейному закону, нарастали условные деформации перед началом умеренного извержения Шивелуча в 2001 г. Первое землетрясение предваряющего роя для этого извержения произошло 18.03.2000, устойчиво рой стал развиваться с 1.06.2000. Вначале график условных деформаций нарастал экспоненциально с малым показателем экспоненты, а примерно за неделю до начала извержения «выположился», что в полу-

логарифмическом масштабе означает линейную зависимость (рис. 6 г). Анализ показывает (здесь не приводится), что линейному закону подчинялась также краткосрочная сейсмическая подготовка умеренного извержения Шивелуча в апреле 1993 г. [27]. Обращает на себя внимание, что энергия сейсмической подготовки больших извержений на 2-2.5 порядка превышает таковую для умеренных и слабых извержений (рис. 6).

Таким образом, извержения Шивелуча и Безымянного имеют различный характер и различные особенности предвестников: 1) начиная с июля 1956 г. извержения Безымянного происходили с интервалом около 0.5 года, а Шивелуча с интервалом на порядок длиннее (7-16 лет); 2) умеренные извержения Шивелуча начинались с продолжительной (порядка 0.5 мес.) экструзивной фазы, что не было характерно для вулкана Безымянный; 3) в отличие от Безымянного, умеренным извержениям Шивелуча в течение нескольких лет предшествовала длительная (несколько лет) взрывная подготовка; 4) для Безымянного отмечалось быстрое экспоненциальное, а для Шивелуча медленное, по линейному закону нарастание энергии и частоты вулканических землетрясений перед извержением.

Заметим, что ряд извержений Безымянного вулкана, которые П.И. Токарев полагает более слабыми, не были связаны с заметными усилениями местной сейсмичности [20, рис. 17, с. 68]. Характерный пример приводится Г.С. Горшковым, когда на месте газовой бокки, образовавшейся в августе 1956 г., к концу 1956 –началу 1957 гг. при сравнительно низкой сейсмичности, по сравнению с предыдущей активностью, выросла новая большая доля купола [3, с.51]. В каталогах землетрясений Безымянного в это время сейсмической активизации не отмечено [21, с. 134-136].

О строении центральных питающих каналов вулканов Шивелуч и безымянный и возможных механизмах подъема в них магмы

В вершинных кратерах многоактных вулканов происходят десятки и сотни извержений. Это предполагает наличие центрального питающего канала, как некой проницаемой области в земной коре, по которой расплавы из периферического магматического очага вулкана поступают на поверхность земли. Попытаемся объяснить существенные различия в характере извержений и предвестников для вулканов Шивелуч и Безымянный с точки зрения различной степени проницаемости их центральных питающих каналов для флюидов и магмы.

В зависимости от расхода магмы возможны три случая: 1) большой расход; 2) умеренный расход и сравнительно частые извержения; 3) меньший расход магмы и более резкие извержения. Рассмотрим эти случаи.

Случай 1. Если кислая магма продвигается по каналу непрерывно или без больших пауз, то канал остается постоянно проницаемым. Это имело место в течение первых месяцев после пароксизмального взрыва на Безымянном 30.III. 1956 (фаза непрерывного роста экструзивного купола) [3, с. 51]. В определенном смысле это происходит на вулкане Шивелуч и сейчас, начиная с апреля 2001 г. [6].

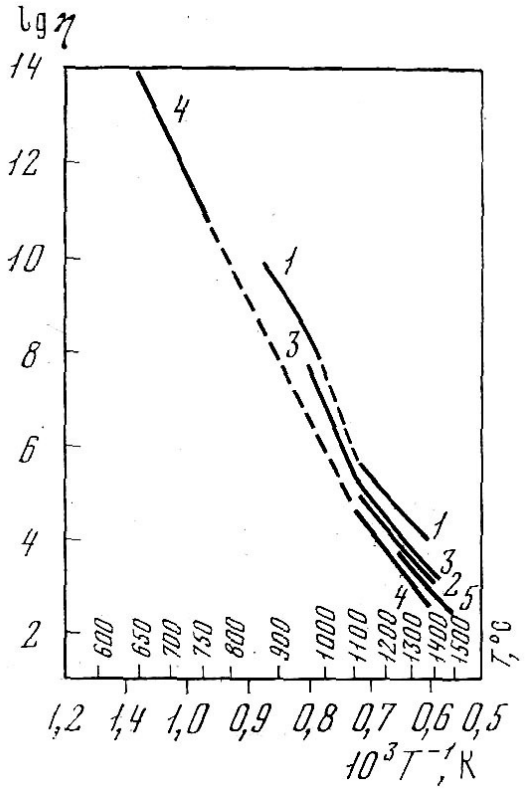


Рис. 7. Логарифм вязкости андезитов (η) в пуазах (П) в зависимости от температуры [11, с. 67]. 1 П = 0.1 Па·с.

Случай 2. Если расход магмы уменьшается, то из –за ее охлаждения вмещающими породами и быстрого увеличения вязкости (рис. 7) происходит остановка течения магмы [23]. Магма сильно загустевает, но не достигает солидуса и в канале представляет собой очень вязкую лавовую пробку, непроницаемую, как для воды и флюидов, так и для магмы (**закрытая система**). Впрочем, новые порции свежей, газонасыщенной магмы способны продвигаться в канале на границах между более старыми инъекциями или на границах канала и консолидированной вмещающей среды. Либо они должны выдавливать более

старые охлажденные порции магмы, образуя на поверхности жесткие экструзивные блоки. В силу закрытости системы магма начинает подниматься к поверхности земли лишь после достижения ею достаточно большого избыточного давления, способного разрушить среду и создать **новые пути для ее продвижения**, что сопровождается быстрым с ускорением нарастанием сейсмичности. Поскольку среда плохо проницаема для воды, продвижение магмы почти не сопровождается ее взаимодействием с водой водоносных горизонтов, т.е. не возникает предваряющих фреатических взрывов. По этой причине не происходит сильного охлаждения и дегазации магмы. При достижении поверхности земли свежие, газонасыщенные порции магмы взрываются, разрушая остатки лавовой пробки. Это открывает систему и порождает быстрый рост новых долей экструзивного купола или излияние лавовых потоков.

Этот случай мы в основном относим к извержениям Безымянного вулкана. После почти тысячелетнего интервала покоя магма в центральном питающем канале вулкана охладилась, гидротермальная активность внутри него прекратилась, заполнив имеющиеся термоусадочные трещины измененными породами (см. случай 3 ниже). К 1955 году питающий канал вулкана, вероятно, был основательно консолидирован. Неудивительно, что в процессе начавшейся 29.IX.1955 сейсмической подготовки новые порции магмы вынуждены были прокладывать себе путь между кратером вулкана и старым куполом. Свежие, слабо измененные газонасыщенные порции магмы при достижении ими поверхности земли вызывали фазу сильных пепловых извержений в конце октября -ноябре 1955 г. [3, с. 27]. В работе [10] приводятся многочисленные случаи, когда рост новых долей купола Безымянного в 1965- 1974 гг. происходил между более старыми долями купола или у его основания. Впрочем, отмечены случаи появления свежих порций лавы и в воронках взрывов [10, с. 53; 16, с. 57], хотя для Безымянного это не было правилом.

Условия закрытой системы, вероятно, были в процессе время сейсмической подготовки катастрофического извержения Шивелуча в 1964 г. Основная энергия предваряющего роя вулканических землетрясений выделилась в последние 2 дня перед извержением [19]. Масштаб внедрений, вызванные резким изменением тектонической обстановки в районе Алеутской структурной дуги был настолько большим [устное сообщение В.А. Широкова], что вероятно магма не успевала взаимодействовать с водоносными горизонтами. Визуально о приближении извержения нельзя было догадаться.

Случай 3. Если интервал между извержениями увеличивается еще больше, например, за счет снижения среднего расхода магмы, то за время покоя вулкана магма в канале достигает солидуса и продолжает охлаждаться дальше. В ней возникают огромные растягивающие напряжения, как вызванные кристаллизацией и связанным с этим уменьшением объема магмы на первые проценты [11, табл. 30 на с. 93 для плагиоклаза], так и термоупругими напряжениями при дальнейшем охлаждении отвердевшей магмы.

Изменения напряжения в изотропической упругой среде, связанные с изменениями температуры, даются выражением [29, P. 268]:

$$\sigma_T = -E\cdot \alpha_L \cdot dT,$$

где E –модуль Юнга, α_L – линейный коэффициент термального расширения, произведение $E\cdot \alpha_L$ – упругий термомеханический параметр, dT – изменение температуры. Если напряжения сжатия полагаются положительными, то уменьшение температуры магмы вызовет уменьшение напряжений в магме на величину $|\sigma_T|$. Если принять величину $E\cdot \alpha_L = -0.48$ МПа$\cdot$с$^{-1}$ [29, P. 277], то охлаждение отвердевшей магмы на 200 ^{0}C ниже солидуса создает в ней дополнительные термоупругие растягивающие напряжения величиной около 1 кбара. Эта величина сравнима с давлением пород на глубине около 3 км, что должно приводить к разрывам тела интрузии и к появлению трещин растяжения в ней. На рис. 8 показан пример развитой сетки радиальных трещин растяжения в большом, древнем (79 млн. лет) гранитом штоке. Трещины

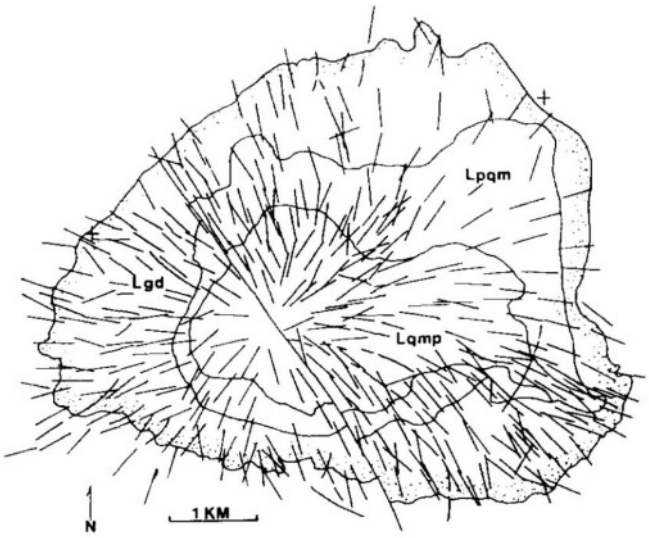


Рис. 8. Радиальные трещины растяжения в гранитном штоке Diamond Joe в Аризоне, США, вызванные растягивающими термоупругими напряжениями при остывании интрузии. Диаметр штока около 8 км. Заметны отклонения системы трещин от восточно-северо-восточного направления, вызванные тем, что во время остывания штока это простирание имело главное тектоническое напряжение сжатия во вмещающей среде [29, Fig 6, P. 274].

образовались на глубине около 2 км и сейчас «запечатаны» гидротермально измененными породами. На границах свежей и более старых интрузий температурный градиент имеет наивысшее значение, следовательно, там растягивающие напряжения наивысшие и сильнее будут развиты трещины растяжения. Неслучайно, новые доли экструзивных куполов на вулкане Шивелуч, как правило, выжимаются между более старыми долями или между куполом и вмещающими питающий канал горными породами [5].

Таким образом, кристаллизация и последующее охлаждение интрузий в магматическом канале создают в нем сетку трещин растяжения, и он становится проницаем для флюидов. В частности, вода из водоносных вмещающих пород может проникать по трещинам и взаимодействовать с магмой, порождая гидротермальную

активность и фреатические взрывы. Фреатические взрывы обладают большой разрушающей силой (рис. 3) и способны прорабатывать в трещиноватой среде магматического канала пути для более легкого подъема по ним вязкой андезитовой магмы (**полуоткрытая система**). Мы полагаем, что обнаруженные В.Н. Двигало на Шивелуче эксплозивные воронки [5] являются поверхностным выражением этих новых путей. По готовым каналам магма из периферического очага начинает подниматься задолго до начала извержения. От длительного взаимодействия с холодными вмещающими породами и водоносными горизонтами она охлаждается, через поры трещиноватой среды частично дегазируется и на поверхности земли впервые появляется в виде экструзий.

Мы относим третий случай в основном к умеренным извержениям вулкана Шивелуч. Поскольку магма поднимается по трещиноватой, уже частично разрушенной среде в условиях полуоткрытой системы, то неудивительно, что график нарастания условных деформаций для предваряющих извержения Шивелуча землетрясений достаточно медленно увеличивается со временем (рис. 6г).

Выводы

Эксплозивно – экструзивные (эффузивные) извержения андезитовых вулканов Шивелуч и Безымянный имеют различный характер и различные предвестники.

1) После катастрофического извержения вулкана Безымянный 30.III.1956 с V = 3 км^3 и VEI =5 извержения этого вулкана происходили с интервалом от 0.5 до 2-3 лет.

2) Умеренные извержения Шивелуча отмечены значительно реже, с интервалом 7-16 лет, они начинались с продолжительной (порядка 0.5 мес.) экструзивной фазы, что не было характерно для вулкана Безымянный.

3) В отличие от Безымянного, извержениям Шивелуча в течение нескольких лет предшествовала длительная (несколько лет) взрывная подготовка.

4) Для Безымянного перед началом извержений характерно быстрое экспоненциальное, а для Шивелуча медленное, по линейному закону нарастание кумулятивного графика условных деформаций для вулканических землетрясений.

5) Указанные различия позволяют предположить, что магматические питающие каналы этих двух вулканов, по отношению к магме и флюидам, в настоящее время ведут себя различно. Вследствие длительного 800–летнего покоя канал вулкана Безымянный перед его пароксизмальным извержением в 1956 г. был «запечатан» старыми, гидротермально измененными, консолидированными и плохо проницаемыми интрузиями. В результате часто идущих современных извержений, к этому добавились новые порции, представляющие собой вязкую лавовую пробку (закрытая система). Напротив, центральный питающий канал Шивелуча более проницаем для воды и флюидов, поскольку магмы в нем разбиты сетью трещин термоусадки. Вода водоносных горизонтов взаимодействует с магмой, что приводит образованию фреатических взрывов, прорабатывающих новые пути для более свободного продвижения магмы к поверхности земли (полуоткрытая система). В результате происходит охлаждение и частичная дегазация магм, что обуславливает экструзивное начало извержений вулкана Шивелуч.

6) Мы полагаем, что в силу масштабных тектонических явлений в Алеутской структуре, имевших место в 1964 г. и вызвавший беспрецедентную скорость подъема магмы, извержение вулкана Шивелуч 12.XI.1964 происходило в условиях не открытой, а закрытой системы.

Автор выражает признательность Ю.В. Демянчуку и А.В. Сокоренко за предоставление фотографий извержений, А.П. Максимову и В.Т. Гарбузовой за консультации, В.А. Широкову и О.С. Чубаровой за рецензирование статьи.

Список источников

1. *Алидибиров 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.* Безымянный вулкан // Действующие вулканы Камчатки. 1991. Т.1. С. 168-197.
3. *Горшков Г.С., Богоявленская Г.Е.* Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения 1955-1963 гг. М.: Наука, 1965. 172 с.

4. *Горельчик В.И., Гарбузова В.Т., Дрознин Д.В. и др.* Вулкан Шивелуч: Глубинное строение и прогноз извержения по данным детальной сейсмичности 1962-1994 гг. // Вулканология и сейсмология. 1995. № 4-5. С. 54-75.
5. *Двигало В.Н.* Морфологические предвестники (первые признаки) активизации некоторых вулканов Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2000. № 4. С. 3-16.
6. *Жаринов Н.А., Демянчук Ю.В.* Крупные эксплозивные извержения вулкана Шивелуч (Камчатка) с частичным разрушением экструзивного купола 28 февраля 2005 г. и 27 октября 2010 г. // Вулканология и сейсмология. 2013. № 2. С. 48—62.
7. *Жданова Е.Ю., Агеев С.А.* Оживление вулканической деятельности в кратере вулкана Шивелуча в 1990–1992 гг.// Вулканология и сейсмология. 1994. № 4–5. С. 215–217.
8. *Иванов В.В.* Кратко — и среднесрочные сейсмологические предвестники катастрофических извержений вулканов Безымянный и Шивелуч на Камчатке // Материалы ежегодной конференции, посвященной дню вулканолога 27-28.03. 2014 г. Петропавловск-Камчатский, Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. С. 168 - 174.
9. *Иванов В.В.* Средне- и краткосрочные прогнозы извержений вулканов на Камчатке (1956-2012 гг.) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 2(22). С. 98-118.
10. *Кирсанов И.Т.* Экструзивные извержения на вулкане Безымянном в 1965-1974 гг. и их геологический эффект // Проблемы глубинного магматизма. М. Наука. 1979. С. 51-68.
11. *Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И.* Физические свойства магматических расплавов. М.: Наука, 1979. 199 с.
12. *Малышев А.И.* Газовый фактор в эндогенных процессах. Институт геологии и геохимии УРО РАН. Екатеринбург. 2015. 324 с.
13. *Мархинин Е.К., Токарев П.И. Пугач В.Б., Дубик Ю.М.* Извержение вулкана Безымянного весной 1961 г. // Бюлл. вулканол. ст. 1963. № 34. С. 12-35.
14. *Мелекесцев И.В., Волынец О.Н., Ермаков В.А. и др.* Вулкан Шивелуч // Действующие вулканы Камчатки. Т.1. М.: Наука, 1991. С. 84-97.
15. *Мелекесцев И.В., Двигало В.Н., Кирсанова Т.П. и др.* 300 лет жизни Камчатских вулканов: Молодой Шивелуч (анализ динамики и последствий эруптивной активности в XVII-XX веках). Часть II. 1965-2000 гг. // Вулканология и сейсмология. 2004. № 1. С. 5-24.
16. *Селезнев Б.В., Двигало В.Н., Гусев Н.А.* Развитие вулкана Безымянный по данным стереофотограмметрической обработки материалов аэрофотосъемок 1950, 1967 и 1976-1981 гг. //Вулканология и сейсмология. 1983. № 1. С. 52-64.
17. *Сенюков С.Л.* Прогноз извержений вулканов Ключевской и Безымянный на Камчатке. LAP Lambert Academic Publishing. 2013. 144 с.
18. *Сенюков С.Л., Дрознина С.Я., Нуждина И.Н. и др.* Исследования активности вулканов Шивелуч и Безымянный в 2000-2003 гг. дистанционными средствами наблюдений

//Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 2004. С 301-318.

19. *Токарев П.И.* Гигантское извержение вулкана Шивелуч 12 ноября 1964 г. и его предвестники // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1967. № 9. С. 11-22.
20. *Токарев П.И.* Извержения и сейсмический режим вулканов Ключевской группы. М.: Наука, 1966. 118с.
21. *Токарев П.И.* Вулканические землетрясения Камчатки. М.: Наука, 1981. 164с.
22. *Федотов С.А.* Оценка выноса тепла и пирокластики вулканическими извержениями и фумаролами по высоте их струй и облаков // Вулканология и сейсмология. 1982. №4. С. 3-28.
23. *Федотов С.А., Горицкий Ю.А.* Расчёт охлаждения магмы в цилиндрических питающих каналах вулканов при движении магмы и после её остановки // Вулканология и сейсмология. 1981. № 5. С. 3-21.
24. *Федотов С.А., Двигало В.Н., Жаринов Н.А. и др.* Извержение вулкана Шивелуч в мае-июле 2001 г. // Вулканология и сейсмология. 2001. № 6. С. 3-15.
25. *Фирстов П.П.* Реконструкция динамики катастрофического извержения вулкана Шивелуч 12 ноября 1964 г. на основании данных о волновых возмущениях в атмосфере и вулканическом дрожании // Вулканология и сейсмология. 1996. №4. С. 48-63.
26. *Фирстов П.П., Гаврилов В.А., Жданова Е.Ю., Кирьянов В.Ю.* Начало нового экструзивного извержения вулкана Шивелуч в апреле 1993 г. // Вулканология и сейсмология. 1994. № 4-5. С. 33-47.
27. *Хубуная С.А., Жаринов Н.А., Муравьев Я.Д. и др.* Извержение вулкана Шивелуч в 1993 г. // Вулканология и сейсмология. 1995. № 1. С. 3-19.
28. *Чубарова О.С.,Горельчик В.И., Гарбузова В.Т.* Сейсмический режим вулкана Безымяный 1975-1979 гг. // Вулканология и сейсмология. 1983. №3. С. 58-69.
29. *Gerla, J. P.* Stress and fracture evolution in a cooling pluton: an example from the Diamond Joe stock, western Arizona, USA // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1988.Vol. 34. P. 267-282.
30. *Girina O.A.* Chronology of Bezymianny Volcano activity, 1956-2010 // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2013. V. 263. P. 22-41.
31. *Minakami T.* Prediction of volcanic eruptions // Physical volcanology. Eds: Civetta L., Gasparini P., Luongo G., Rapollo A. Elsevier. 1974. Chapter 14. P. 313-333.
32. *Newhall C.A., Self S.* The volcanic explosivity index (VEI): an estimate of the explosive magnitude for historical volcanism // J. Geophys. Res. 1982. V. 87. Issue C2. P. 1231—1238.
33. *Sparks R.S.J.* Forecasting volcanic eruptions // Earth and Planetary Science Letters. 2003. V. 210. P. 1-15.
34. *Tokarev P.I.* On a possibility of forecasting of Bezymianny volcano eruptions according to seismic data // Bull. Volcanol. 1963. V. 26. P. 379-386.
35. *West M.E.* Recent eruptions at Bezymianny volcano—A seismological comparison // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2013. Vol. 263. PP. 42–57.

УДК 550.34:551.21

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ФОТОЛОВУШКИ ДЛЯ МОНИТОРИНГА ВУЛКАНОВ

Т. А. Котенко[1], Л.В. Котенко[1], А.В. Рыбин[2]

[1]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
Петропавловск-Камчатский, 683006, бульвар Пийпа 9;
e-mail:kotenko@sakhalin.ru
[2] Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН,
г. Южно-Сахалинск

Обсуждается использование портативной камеры слежения (фотоловушки) для мониторинга вулканов.

Введение

Видеонаблюдение за вулканами Северных Курил в настоящее время отсутствует. В июле 2015 г. на вулкане Эбеко была установлена фотоловушка Ltl Acorn-6210M для тестирования возможного использования недорогих фото-видеокамер подобного класса для мониторинга вулканов. Технические характеристики камеры [2]:

- матрица 12 мегапикселей;
- максимальное разрешение снимков 4000x3000;
- объектив FOV (угол обзора) = 52°; автоматический ИК-фильтр, диафрагма F =3,1;
- автоматическое переключение в режим ночной съёмки,
- карта памяти типа SD (8MB ~32GB);
- работа при температурах от -30° до 70°C;
- компактный размер (14x9x8 см);
- режим интервальной съемки, функция таймера;
- жидко-кристаллический дисплей диагональю 2 дюйма позволяет просмотреть фото и видео на месте и изменить настройки параметров съемки;
- на снимке отображаются: дата, время, температура воздуха;
- питание - 12 алкалиновых или литиевых аккумуляторов типа AA;
- камера имеет разъем для внешнего питания, что позволяет использовать внешний источник питания (например, солнечную батарею Ltl-SUN);
- камеры семейства Ltl Acorn могут быть оснащены модулем MMS, который дает возможность передачи данных с помощью GSM/GPRS -сети (поддерживает 4 частоты: 850/900/1800/1900 МГц) и позволяет отправлять изображения на телефон или адрес электронной почты сразу же после съемки или по запросу (установленная модель не оснащена данным модулем);
- камера автоматически отправляет текстовое уведомление, когда аккумуляторы близки к разряду.

Таким образом, данная камера по основным параметрам подходит для выполнения задачи расширения информационной базы, может работать автономно длительное время. Конкретная модель фотоловушки не соответствует решению задачи оперативного мониторинга, так как не оснащена модулем связи, что лишает возможности передачи данных в режиме реального времени.

Результаты работ и их обсуждение

Фотоловушка запущена в работу 8 июля 2015 в 05:00 GMT. При выборе места установки камеры учитывалось:1) возможность наблюдения при необходимости за двумя вулканами (Эбеко и Алаид), 2) наличие мобильной связи (на перспективу), 3) относительная доступность для обслуживания, 4) в стороне от традиционных туристических маршрутов для исключения актов вандализма. Поэтому камера установлена на высоте 1038м, координаты точки N50° 41.434' E156° 02.148', расстояние от бровки Северного кратера 1,2 км, азимут 87° (рис. 1). Угол захвата 52° позволяет фиксировать или все фумарольные поля Эбеко (рис. 2), или Северный кратер с Активной воронкой и Восточный цирк вулкана Эбеко и верхнюю треть конуса вулкана Алаид (рис. 3). До 30 октября 2015 г. отслеживался только вулкан Эбеко. 28 декабря камера была развернута на два объекта.

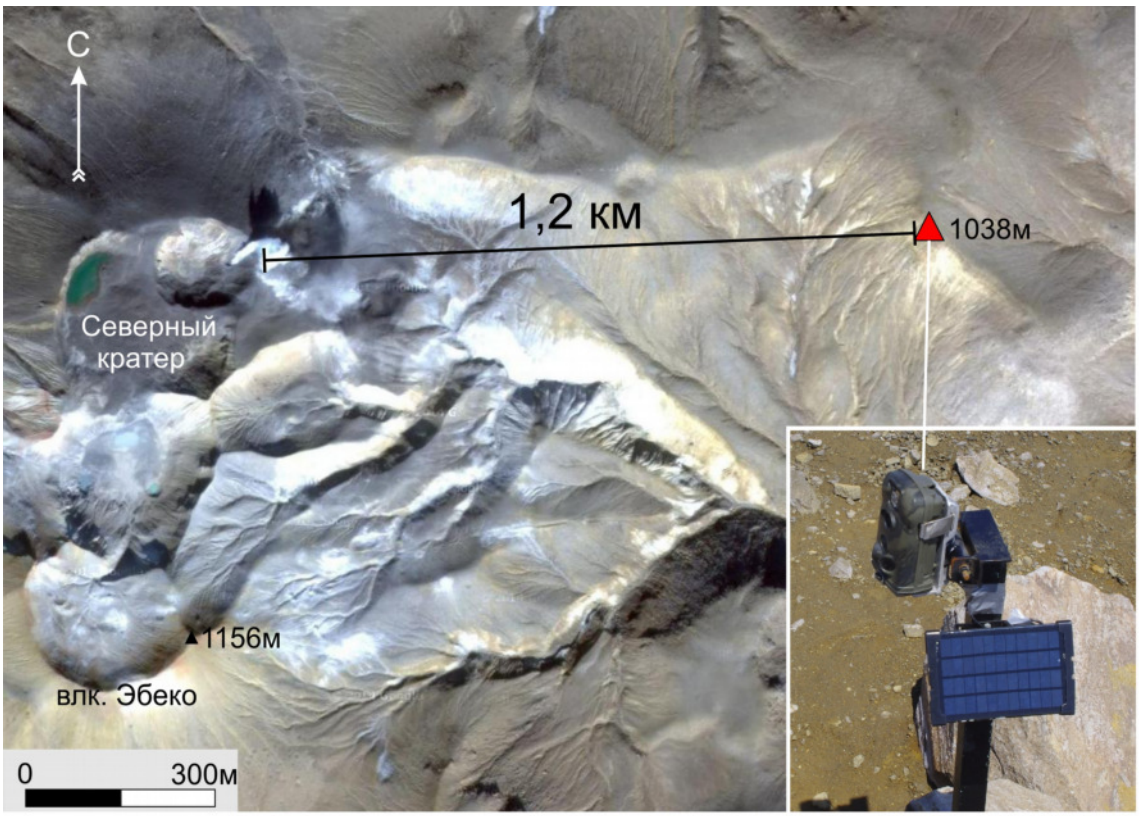


Рис. 1. Фотоловушка Ltl Acorn и схема ее установки на вулкане Эбеко.



Рис. 2. Пример изображения с фотокамеры вулкана Эбеко.

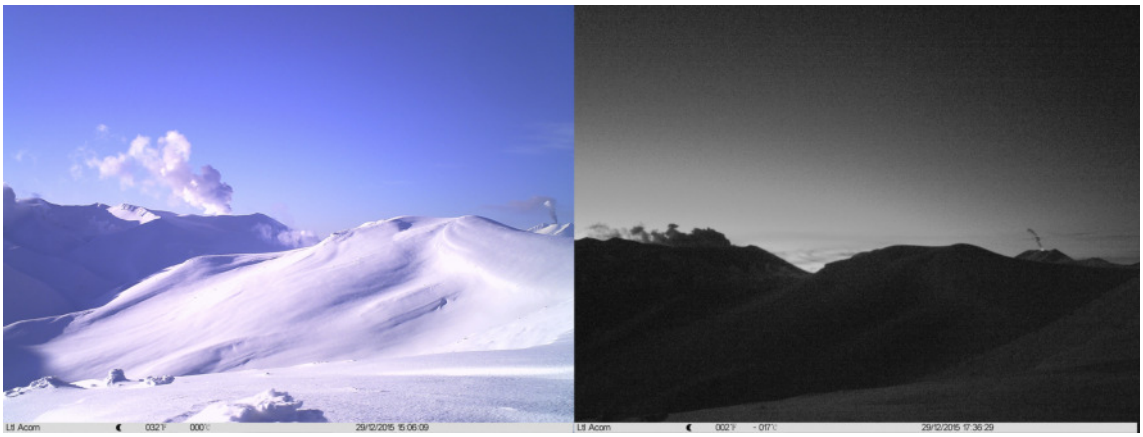


Рис. 3. Примеры изображения двух объектов съемки: слева в каждом кадре вулкан Эбеко, справа – вулкан Алаид.

С помощью фотоловушки накоплен большой фотоматериал по влк. Эбеко. Какие-либо взрывные события не зафиксированы. Полученные снимки обработаны с учетом метеоданных (скорость, направление ветра), получены характеристики расхода парогазовой эмиссии.

Фотокамера работала без сбоев до 13 октября. С этого времени начались сбои в работе, связанные с обледенением объектива. Обледенение наблюдалось при температуре воздуха ниже 0°С, высокой влажности (>65%), увеличении скорости ветра (>8 м/с). Таким образом, эксплуатация фотоловушки в период с отрицательными температурами показала:

Табл. 1. Наблюдение за шлейфами вулкана Алаид (фотоловушка).

Дата	Время местное (UTC+11)	Высота подъема шлейфа над кратером (м)	Длина (км)	Направление смещения (румбы)	Характеристика шлейфа
29.12.2015	15:06-15:13	1500	?	запад	пепловый
	15:14-15:20	1500	?	запад	парогазовый
	15:20--15:30	1500		запад	пепловый
	15:30-16:40	1200-1500	?		парогазовый
	16:40-18:00	1200-1500	?	запад	неизвестно - слабая освещенность
	17:36-18:29, 19:19-19:27				свечение нижней части столба и в кратере
13.01.2016	9-9:15	200	0,1	северо-восток	парогазовый
15.01.2016	12:33-14	200-250	? ложится на склон	юг	слабая примесь пепла
16.01.2016	14:30-14:53	600	4,5	север-северо-запад	примесь пепла
	17:09-17:45	900-1200	>4,5км за кадром	север-северо-запад	неизвестно - слабая освещенность
	17:40:46-41:39				свечение в кратере
19.01.2016	15:59-16:41	0-200	?	юг	парогазовый

- при падении температуры ниже 0°С, влажности менее 65% и небольшой скорости ветра (менее 8 м/с) работа вполне устойчива;

- при температуре воздуха <0°С, относительной влажности воздуха более 65% ночью и в пасмурную погоду, особенно при умеренных скоростях ветра, объектив покрывается льдом или изморозью. Если слой льда или изморози незначителен, и после этого следует период солнечной погоды, то объектив оттаивает. Если толщина отложений значительна – то самостоятельно оттайка не происходит.

- солнечная батарея показала высокую надежность работы, прекращение работы за весь период эксплуатации зафиксировано дважды – из-за закрытия приемной панели толстой ледяной коркой при неблагоприятных погодных условиях. В остальных случаях нарастания изморози панель оттаивала при первом появлении солнца. Продуманное питание камеры заключается также в подзарядке аккумуляторов от солнечной батареи и переходе на работу от аккумуляторов при временном отключении солнечной батареи.

С 28 декабря фотоловушка фиксировала активность влк. Алаид. Расстояние от камеры до кратера вулкана 38км. Объем данных невелик, но были сняты пепловые выбросы и свечение в кратере (рис. 3). Данные показаны в табл. 2.

По высоте оси шлейфа и средней арифметической скорости ветра *Ucp* в слое (высота бровки кратера – высота оси шлейфа, скорости на уровнях *Uк* и *Uш* соответственно) рассчитаны тепловые мощности (*Q*, кВт) парогазовых шлейфов по формуле из работы [3]:

$$Q = 0{,}136\,\Delta h^2\,U^{1{,}5},$$

где Δh, м - высота оси шлейфа над кратером, $U = Ucp$, м/с. Расчеты представлены в табл. 2.

Табл. 2. Расчет тепловой мощности и расхода водного флюида для вулкана Алаид.

Дата	время местное (UTC+11), h : min	Максимальная высота оси шлейфа, м	Скорость ветра, м/с			Тепловая мощность, МВт	Расход водного флюида, кг/с
			Uк	Uш	Uср		
29.12.2015	15:06-18	1600	3	8	5,5	4490,8	~1000
13.01.2016	9-9:15	200	5	5	5	60,8	~13
15.01.2016	12:33-14	480	9	11	10	991	~219
16.01.2016	14:30-14:53	700	5	10	7,5	1369	~300
	17:09-17:45	1200	6	11	8,5	4853	~1070
19.01.2016	15:59-16:41	200	11	11	11	199	~44

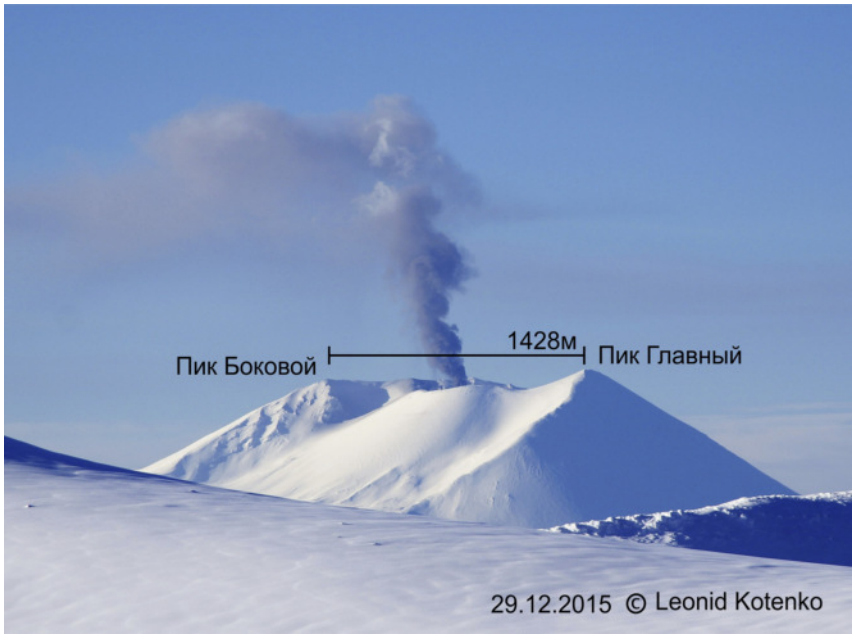


Рис. 4. Линейный размер для влк. Алаид, использованный в качестве масштаба.

Высота оси шлейфа определялась по известному линейному размеру объекта (рис. 4). Указанное расстояние скорректировано, так как видимое расстояние меньше реального из-за отклонения линии наблюдения от перпендикуляра.

Качество снимков со свечением в кратере позволяет в дальнейшем провести количественную оценку интенсивности свечения и ее флуктуации по методике, предложенной в [1].

Заключение

Портативные фотокамеры класса фотоловушек (например, Ltl Acorn-6210) могут быть использованы в качестве инструмента для фотонаблюдения за активными вулканами при невозможности установить более сложную и соответственно дорогую аппаратуру. При положительных температурах воздуха камера очень надежна, при работе с солнечной батареей время работы ограничено только размером карты памяти, то есть частотой записи. При частоте съемки 5-6 минут карта памяти 32 Гб позволяет записывать данные около пяти месяцев. Дополнительная установка модуля мобильной связи дает возможность получать информацию в режиме реального времени.

Эксплуатация фотоловушки в период с отрицательными температурами воздуха имеет ряд особенностей:

- наблюдается обледенение объектива и приемной панели солнечной батареи при отрицательных температурах воздуха, высокой влажности и усилении ветра одновременно;
- при последующем потеплении или просто солнечном дне происходит самоочищение рабочих поверхностей;
- при нарастании наледи или изморози значительной толщины необходима принудительная очистка, что при сложных зимних условиях может на длительное время вывести камеру из работы.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта ДВО РАН: 15-I-2-065 (руководитель С.Н. Рычагов).

Список литературы

1. *Мельников Д.В., Маневич А.Г., Гирина О.А.* Количественные характеристики активности вулканов Камчатки по данным веб-камер // Региональная конференция «Вулканизм и связанные с ним процессы», март 2015 г. Петропавловск-Камчатский. С. 92-94.
2. Руководство пользователя «Портативная камера слежения серии Ltl-6210M» // интернетресурс: http://fotolovushki.ru
3. *Федотов С.А.* Оценка выноса тепла и пирокластики вулканическими извержениями и фумаролами по высоте их струй и облаков // Вулканология и сейсмология. 1982. № 4. С. 3 - 28.

УДК 551.21+ 902.01

ТЕФРОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И АРХЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В РАЙОНЕ ПОС. КЛЮЧИ, КАМЧАТКА (ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ)

Кренке Н.А.[1], Певзнер М.М.[2], Чаукин С.Н.[1]

[1]Институт археологии РАН, 117036, Москва, nkrenke@mail.ru
[2]Геологический институт РАН, Москва

Изучение стоянок древнего человека на территории и в окрестностях пос. Ключи проводилось с использованием как археологического, так и тефрохронологического методов. Возраст культурных горизонтов определен по их положению между маркирующими прослоями пеплов крупнейших извержений Камчатки. Период обитания на стоянках Ключи-1 и Ключи-2 имел место около 5000-3000 ^{14}C л.н., на стоянках Накша 700-300 ^{14}C л.н. Высказано предположение о том, что имелись перерывы в заселении человеком долины р. Камчатки в районе Ключевской группы вулканов, возможно, связанные с экстремальными природными явлениями.

Систематические исследования вулканических пеплов Камчатки ведутся, начиная с конца 1970-х годов [2, 3, 5]. К началу 2000 гг. были прослежены и скоррелированы пеплы крупнейших извержений, определены главные отличия вещественного состава тефр, принадлежащих разным вулканическим центрам [например, 6]. Маркирующие прослои тефры начали активно использоваться не только для определения возраста природных событий, но и для датирования первобытных стоянок [4, 13].

Использование вулканических пеплов при датировании археологических объектов исключительно перспективно, что показали работы недавних лет [10, 16, 19]. С одной стороны еще во время полевых работ можно установить временные рамки образования культурного слоя, а с другой – пеплы крупнейших извержений, распространяясь на больших площадях, позволяют проводить корреляцию и сопоставление культур, встреченных в удаленных районах полуострова. Еще одно направление в изучении пеплов на древних поселениях – изучение реакции человека на последствия экстремальных пеплопадов – было сформулировано американскими коллегами в ходе проведения полевых исследований в районе устья р. Камчатки [19].

Настоящая публикация посвящена использованию вулканических пеплов для датирования археологических стоянок в районе пос. Ключи (рис. 1).

Пеплы, сформировавшие ППЧ в пос. Ключи, довольно хорошо изучены [7, 12, 20, 21]. В качестве главных маркирующих горизонтов выделяются разновозрастные пеплы вулкана Шивелуч ($Ш_1$ 300, $Ш_{2a}$ 500, $Ш_2$ 900, $Ш_3$ 1400, $Ш_5$ 2000 ^{14}C лет [18, 20], а также пеплы, связанные с активностью вулканов: Безымянный (1956 г.), Ксудач ($КС_1$ 1800 ^{14}C лет [18]), Ключевской (КЛ 5900 ^{14}C [17]), Хангар (ХГ 6900 ^{14}C лет [1]), Кизимен (КЗ 7500 ^{14}C лет [18]) и Сопок Плоских (ПЛ 9000-10000 ^{14}C лет [21]). Эти пеплы не только хорошо датированы, но также обладают рядом признаков (стратиграфическое положение, мощность, цвет, гранулометриче-

ский состав и особенности стратификации), которые позволили нам идентифицировать их в новых разрезах на территории поселка и в его окрестностях в целях непрямого (тефростратиграфического) датирования различных археологических объектов.

На территории пос. Ключи нами изучены стоянки Ключи 1 и 2, которые оказались сходны в топографическом отношении. Слой с остатками человеческого обитания находится на вер-

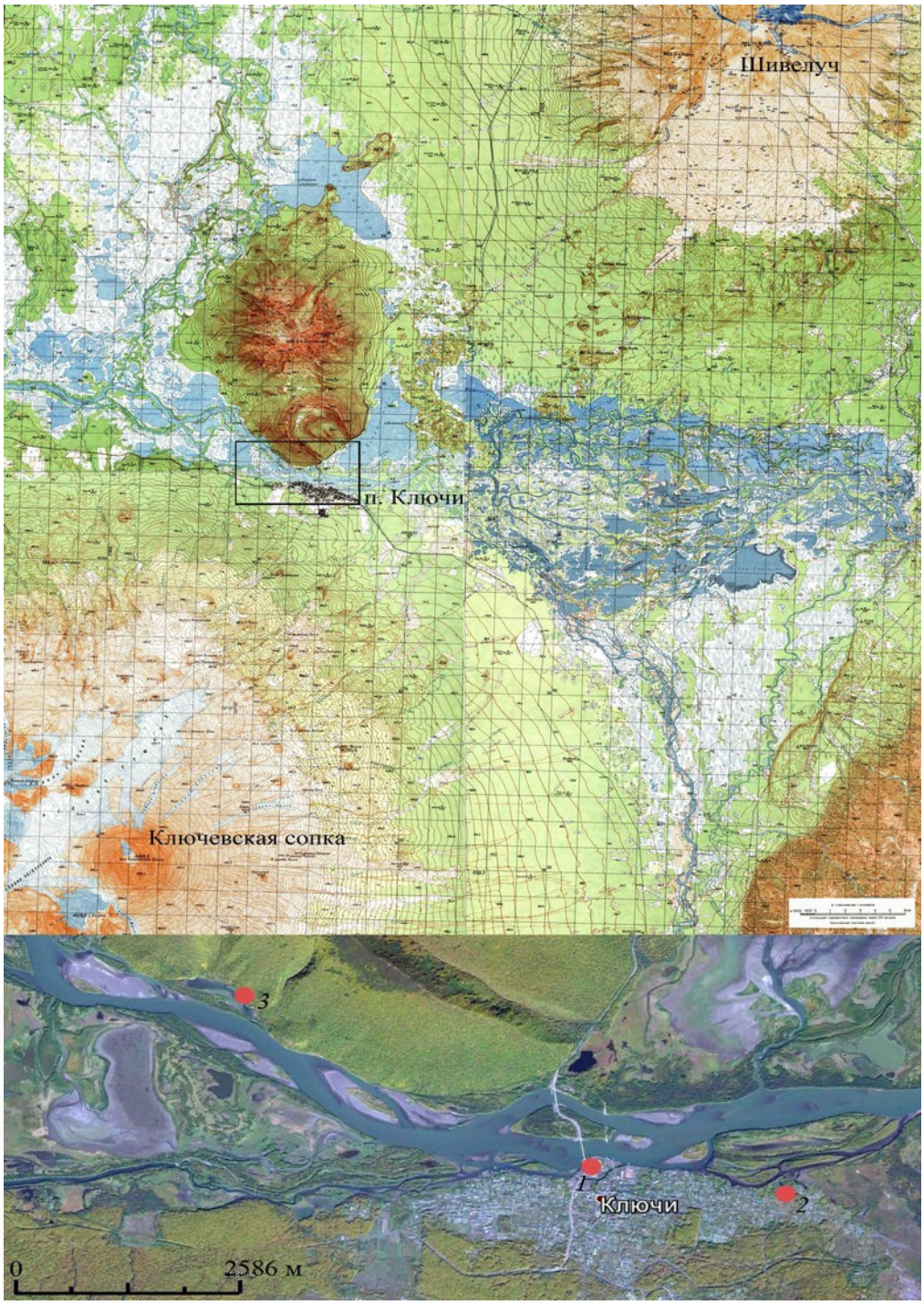


Рис. 1. Карта района работ. Стоянки: 1 – Ключи-1; 2 – Ключи-2; 3 – группа стоянок Накша.

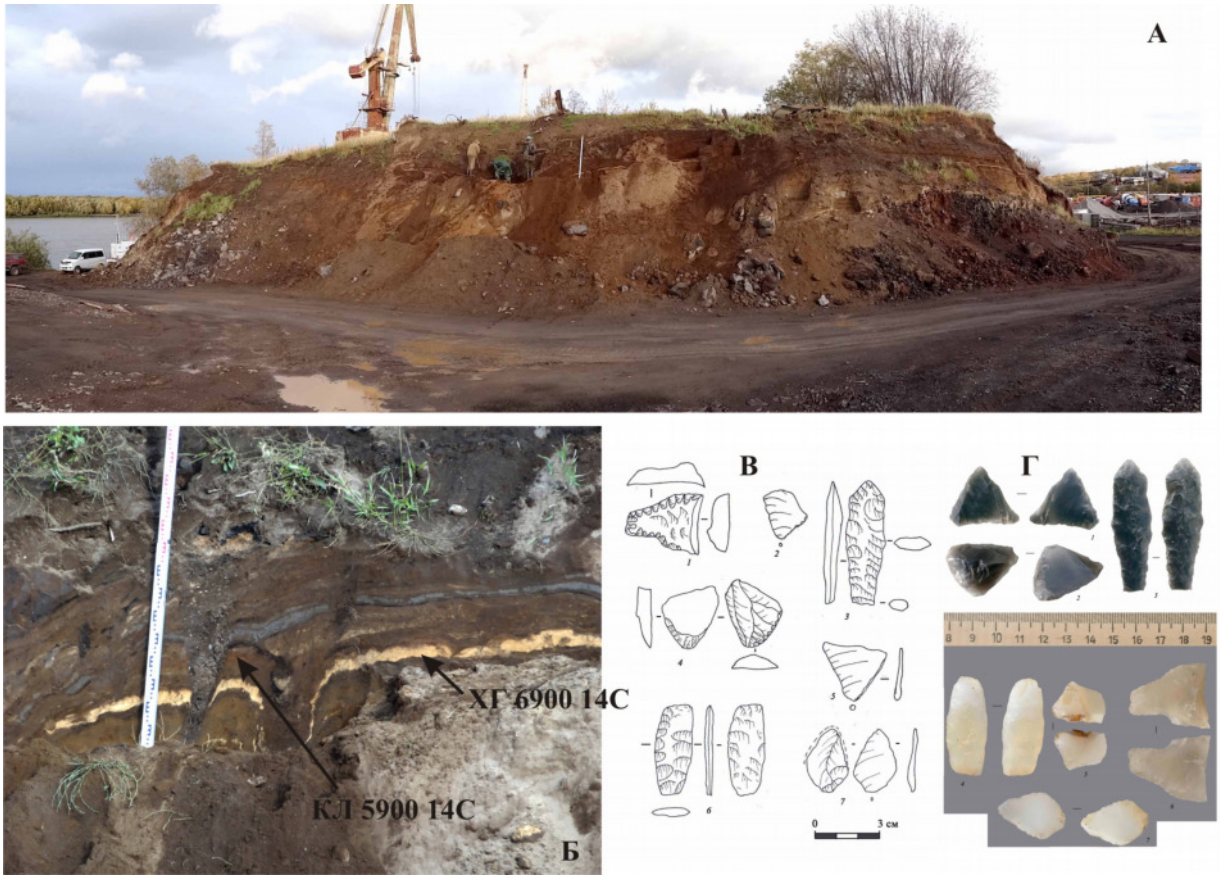


Рис. 2. Стоянка Ключи-1. А – общий вид с юго-запада; Б – фрагмент разреза, где столбовые ямы жилищ прорезают прослои пеплов КЛ и ХГ; В – рисунки орудий из дацита и обсидиана; Г – фото тех же орудий

шинах небольших холмов. Высота их над меженным урезом воды в реке соответственно 14 и 11 м. Расстояние между стоянками – 2,5 км.

Стоянка Ключи-1 имеет координаты N 56°19’36,90” E 160°50’32,55”, высота сопки в балтийской системе высот – 25 м. Стоянка расположена на холме, от которого начинается новый мост через р. Камчатку, и, в результате строительных работ, оказалась частично разрушена. Впервые стоянка была выявлена Н.Н. Диковым в 1961 г.; затем в 1996 г. обследована А.К. Пономаренко.

Холм у начала нового моста сложен лавами, которые перекрываются почвенно-пирокластическим чехлом (ППЧ) мощностью до 6 м. Нами была зачищена выемка западной экспозиции, образованная при строительстве моста и вскрывающая всю толщу рыхлых отложений, а также расчистка на южном склоне (рис. 2А). Эти разрезы позволили надежно локализовать положение культурного слоя относительно вулканических пеплов. В ходе предварительной зачистки было установлено, что археологические находки (отщепы обсидиана, халцедона и черного дацита) залегают в тонкослоистой пачке общей мощностью до 30 см, перекрывающей слой пепла извержения Ключевской Сопки (КЛ), имеющий округленный возраст 5900 ^{14}С лет. В сравнении с ненарушенными разрезами горизонт КЛ имеет заметно меньшую мощ-

ность и частично поврежден – «утоптан» людьми. Серия столбовых ям прорезает слой КЛ, что указывает, видимо, на наличие сооружений (жилищ?) столбовой конструкции. Глубина столбовых ям на стоянке достигала 60 см. Наиболее глубокие ямы прорезают и горизонт пепла вулкана Хангар (ХГ), выпавшего около 6900 ^{14}С л.н. (рис. 2Б). Культуросодержащие слои перекрывает 40 сантиметровая стерильная (без артефактов) супесь бурого цвета. Выше залегает слой ярко-белого пепла вулкана Шивелуч ($Ш_5$), возраст которого оценивается в 2000 ^{14}С лет.

Среди собранных в осыпях археологических находок преобладают темно-серые отщепы дацита, много также и черных обсидиановых отщепов, единичны белые халцедоновые отщепы (рис. 2В, Г). Встречено несколько предметов со следами вторичной обработки и ретушью износа. Это два отщепа из белого халцедона (рис. 2В: № 2, 7), наконечник из обсидиана с двусторонней обработкой (рис. 2В: № 3). Черешок наконечника слегка заужен и практически не выделен. Грани острия сходятся под углом около 80 градусов. Возможно, что наконечник пережил починку, сломанное острие было вторично заточено. В коллекции есть также обломок орудия из светло-бежевого камня с двусторонней обработкой с выделенным черешком (рис. 2В: № 1). Вероятно, это нож. Черешок расположен не симметрично, а со скосом. Сходны орудия были встречены, например, на стоянке Галган на Охотском побережье в горизонтах с радиоуглеродными датами около 2000 лет [14]. Халцедоновый миниатюрный нож (рис. 2В: № 6) сделан из пластины, имеет двустороннюю обработку, форма блика к прямоугольной. Два обсидиановых миниатюрных отщепа имели вторичную ретушь (рис. 2В: № 4, 5) и тоже могут рассматриваться как целые орудия.

По тефростратиграфическим данным культурный слой памятника залегает между пеплами КЛ и $Ш_5$, т.е. в интервале возраста 5900-2000 ^{14}С л.н., при этом более тяготея к нижней части выделенного этапа. Т.о. культурный слой, зафиксированный в обнажении западного фаса холма стоянки Ключи-1, может быть датирован возрастом 5000-3000 ^{14}С лет.

*Стоянка Ключи-2, к*оординаты N 56º19,029’ E 160º52,790’, находится в нижней по течению реки части поселка (рис. 1). Холм (Сопка Школьная) расположен на левом берегу р. Крутенькой (200 м от русла) и на правом берегу р. Камчатки (300 м от русла). Стоянка открыта и частично раскопана Н.Н. Диковым в 1961 г. (городище на Старой Школьной сопке), затем шурфовалась в 1996 г. А.К Пономаренко. Н.Н. Диков раскопал одну из трех жилищных западин и установил наличие двух разновременных слоев её обитания; к сожалению, не было получено данных для оценки их возраста [8, С. 93-95].

Высота холма над прилегающей местностью около 6 м, в балтийской системе высот отметка равняется 20 м. Западный склон порос лесом. Верхняя площадка овальной формы, вытянута по линии СВ–ЮЗ, заросла травой. Её размеры 50х40 м. На площадке хорошо видны две жилищные западины и яма от раскопа 1961 г. Одна западина в центре холма округлая диаметром 9 м и глубиной до 1,5 м (жилище 1). Другая - прямоугольная со скругленными углами размером 8 х 8 м и глубиной 1 м (жилище 2). Шурфы были заложены в линию таким образом, чтобы вскрыть перемычку между двумя жилищами и северную краевую часть жилищной западины № 1 (рис. 3А). На перемычке между постройками верхние 60 см отложе-

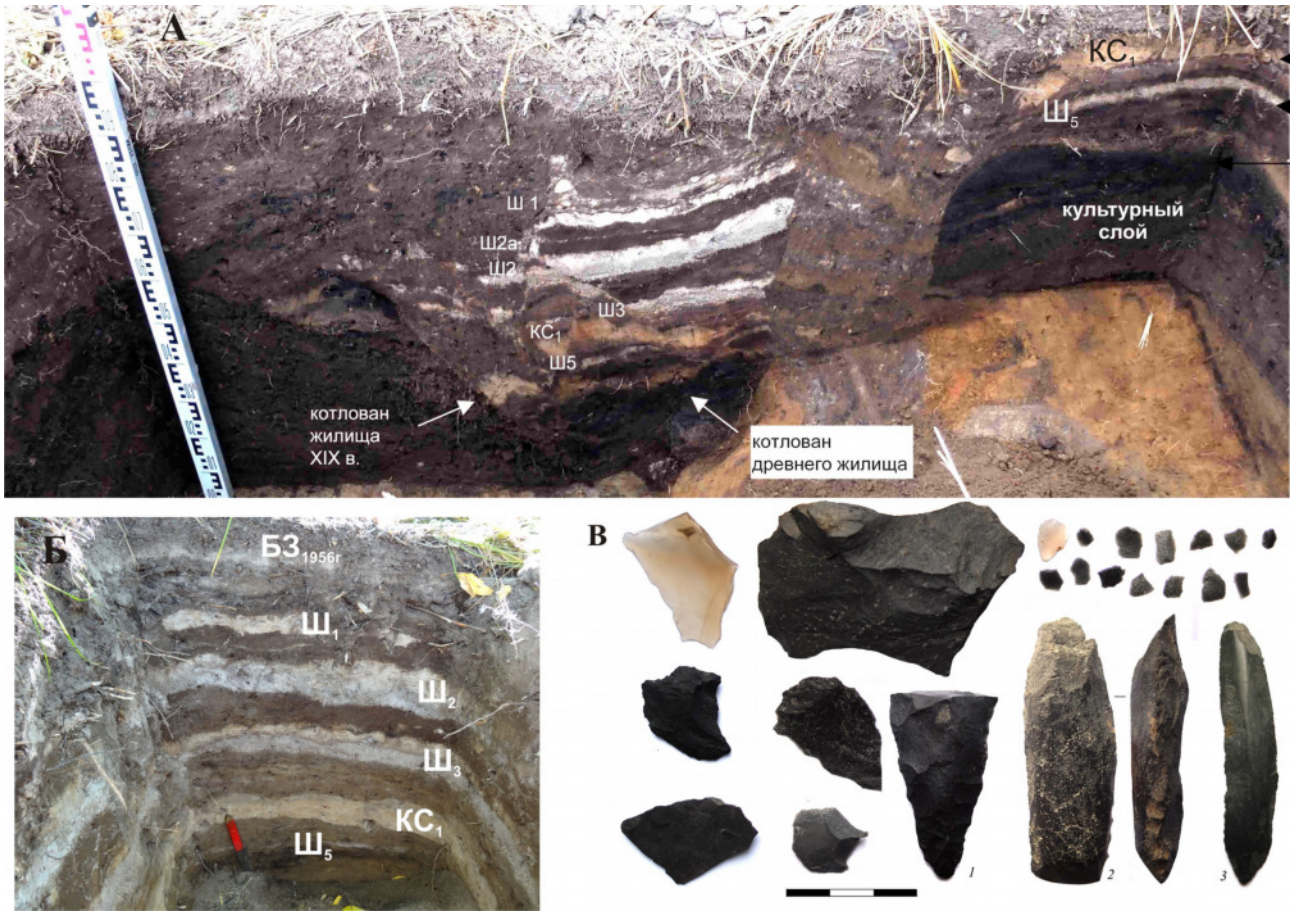


Рис. 3. Стоянка Ключи-2. А – раскоп, прорезающий котлован жилища 1; Б – шурф за пределами жилища с ненарушенными пеплами; В – фото отщепов и орудий из котлована древнего жилища и культурного слоя рядом с ним

ний оказались сильно нарушены, пепловые прослои сохранились фрагментарно, начиная с пепла $КС_1$ и ниже до пепла КЛ. Видимо, слой был сильно перемешан в результате современной деятельности людей. В непотревоженном виде сохранились слои пеплов, расположенные глубже: ХГ, КЗ и ПЛ. На глубине 150 см от поверхности была вскрыта кровля мощного горизонта крупной гальки с песком (водные или водно-ледниковые отложения).

На краю жилищной западины стратиграфия пеплов также была нарушена (рис. 3А). Здесь непосредственно под дерном залегал горизонт $КС_1$ (1800 ^{14}С лет), под ним $Ш_5$ (2000 ^{14}С лет), а ещё ниже хорошо выраженный горизонт культурного слоя мощностью 10-20 см темно-серого цвета, насыщенный отщепами обсидиана и дацита, фрагментами горелой бересты. На бровке котлована жилища горизонт пепла ХГ (6900 14С лет), а также другие нижележащие пепловые прослои были полностью переработаны человеком вплоть до горизонта ПЛ (10.000 14С лет). Дно котлована древнего жилища, существовавшего ранее отложения пепла $Ш_5$, достигало уровня русловой гальки. В заполнение западины древнего жилища была врезана западина субсовременного жилища, прорезавшего пепел $Ш_1$ (300 ^{14}С лет). При этом в заполнении пристенной части древней жилищной западины, перекрывающей слой человече-

ского обитания, пачка пеплов Ш1, Ш2а, Ш2, КС1 и Ш5 (300-2000 14С лет) сохранилась идеально (рис. 3Б).

В культурном слое стоянки были обнаружены отщепы крупных и средних размеров, а также микрочешуйки (рис. 3В), свидетельствующие о том, что здесь производилась выделка орудий. В качестве материала преобладал дацит, затем по частоте встречаемости шли обсидиан и халцедон. Было найдено несколько орудий, имевших вторичную отжимную ретушь, в том числе скребок, черешок ножа (рис. 3В, *1*), а также миниатюрное долото с пришлифованным лезвием (рис. 3В, *2*).

Таким образом, на обеих стоянках Ключи-1 и Ключи-2 была прослежена сходная стратиграфическая картина и близкий состав артефактов. Слои со следами обитания человека залегали ниже горизонта $Ш_5$. Причем этот пепел лег не на культурный слой, а на перекрывающую его прослойку супеси серо-бурого цвета мощностью от 20 до 40 см, сформировавшуюся в результате природных процессов и не содержащую артефактов. То есть пеплопады, связанные с извержениями $Ш_5$ и $КС_1$ не могли быть ответственными за прекращение жизни на стоянках. В тоже время синхронное прекращение обитания на стоянках Ключи-1 и 2, занимающих весьма выгодное топографическое положение, наводит на мысль, что они были заброшены в результате экстремальных природных явлений.

Возможно, что длительное время (более тысячи лет) данный район был мало населен. Следы интенсивного человеческого обитания зафиксированы нами вблизи пос. Ключи для периода после выпадения пепла $Ш_2$ (900 ^{14}С лет).

Стоянка Накша. К сожалению, сама территория поселка Ключи мало пригодна для археологических исследований из-за сильных современных нарушений. Зато на противоположном берегу р. Камчатки на берегу старичного озера Накша (рис. 1) сохранился целый «куст» стоянок (Накша 1 - 4) очень хорошей сохранности. Первые подъемные материалы были собраны здесь местным жителем В.П. Ханзутиным в 1960-е гг. Научное обследование было проведено нами в 2013 и 2015 гг. Эти памятники интересны тем, что на стоянках Накша-1 и Накша-4 сохранились жилищные комплексы - «усадьбы» подквадратной формы размером 35х35 м, имеющие сложную внутреннюю структуру, обваловку по периметру и несколько проходов через неё. Вокруг «усадеб» располагались многочисленные простые западины – жилища и хозяйственные ямы. На обваловках трех таких «усадеб» были заложены шурфы, позволившие установить их возраст по тефрохронологическим данным (рис. 4А). Все три жилища были построены на уровне почвы, сформировавшейся после выпадения пепла $Ш_2$ (рис. 4Б). Причем одно из них было построено на ещё слаборазвитой почве, а два других, возможно, чуть позднее, когда прослойка почвы сформировалась лучше. Слои пеплов $Ш_2$ и древнее сохранились прекрасно, стратиграфия была тождественна фоновым разрезам. Нарушений, связанных с человеческой деятельностью, не отмечено. В верхней части обваловок «усадеб» сохранились линзы переработанных человеком прослоек пеплов $Ш_2^а$ (500 ^{14}С лет) и $Ш_1$ (300 ^{14}С лет). Но уже пепел извержения вулкана Безымянного 1956 г. лег на поверхность обваловок ровным слоем.

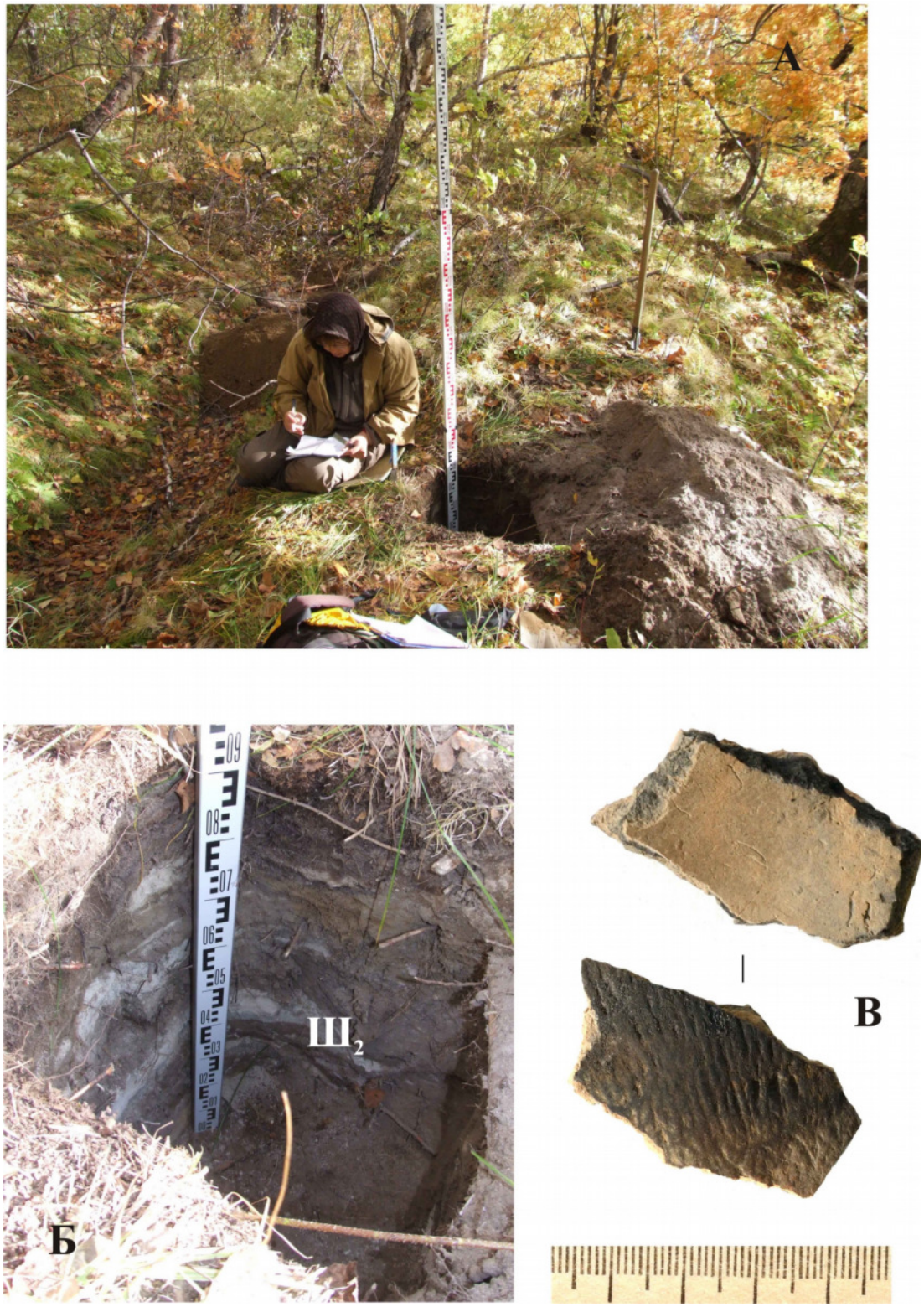


Рис. 4. Стоянка Накша 1. А – вал одного из жилищ, вскрытый шурфом; Б – шурф на валу, виден нижний ненарушенный пепел Ш2; В – фрагмент текстильной керамики, обнаруженный в одном из жилищ.

В одной из жилищных западин между пеплами $Ш_2$ и $Ш_1$ был обнаружен фрагмент «текстильной» керамики (рис. 4В). По-видимому, население, создавшее стоянки на озере Накша, было носителем новой для долины р. Камчатки традиции, изготовляло керамику с отпечатками ткани на поверхности. Эта традиция имеет корни на побережье Охотского моря, на севере Камчатки и далее на материке [9, 11].

Выводы. В результате проведения комплексных тефрохронологических и археологических исследований в районе пос. Ключи установлено, что стоянки Ключи-1 и Ключи-2 характеризуются синхронным обитанием древнего человека в интервале 5000-3000 ^{14}С л.н. Люди пришли сюда много позже катастрофического пеплопада, связанного с извержением вулкана Хангар 6900 ^{14}С л.н. и уже после крупного извержения Ключевского вулкана 5900 ^{14}С л.н. Многочисленные столбовые ямы на стоянках и насыщенность культурного слоя артефактами указывают на постоянный характер обитания. Преобладание в инвентаре изделий из местного дацита указывает на относительную «малоподвижность» этого населения, ограниченность радиуса его связей.

При этом можно утверждать, что пеплопад, связанный с кальдерообразующим извержением вулкана Ксудач 1800 ^{14}С л.н., выпадал на уже пустое, давно брошенное человеком место. И даже извержение рядом расположенного вулкана Шивелуч, произошедшее около 2000 ^{14}С л.н., уже не могло согнать людей с удобных обжитых холмов. Они погибли или, скорее, ушли с этой территории около 3000 ^{14}С л.н. Что было причиной ухода населения из района исследований можно только предполагать. Война, эпидемия, или сильные землетрясения и извержения Ключевского вулкана около 3000-3500 ^{14}С л.н. Может, изменилось русло реки или произошли иные катастрофические природные события. И куда можно было уйти, наверное, вниз по реке. В связи с этим предположением весьма интересны данные, согласно которым [19] население нижнего течения р. Камчатка именно в это время сконцентрировалось в её дельте.

Спустя длительный промежуток времени, примерно в XI-XII вв. н.э. район опять интенсивно заселяется. В качестве гипотезы можно предполагать, что колонизация шла по долине р. Еловки, верховья которой выходят к верховьям р. Тигиль. Этот путь на побережье Охотского моря существовал еще до недавнего времени. Находка на стоянке Накша-1 текстильной керамики, типичной для северо-западного побережья Камчатки, является подтверждением этого предположения.

Судя по густой заселенности района в период конца XVII – первой половины XVIII вв. (это следует в первую очередь из исторических источников, а также данных археологических разведок), весьма существенные пеплопады типа $Ш_1$ не являлись катастрофичными для людей. Определение порога допустимости, когда поселенческая система вынуждена была трансформироваться – задача будущих исследований.

Полученные данные уже позволяют предложить гипотезу о том, что обитание человека в долине реки Камчатки по соседству с активными вулканами Ключевской и Шивелуч было дискретным во времени. Периоды обитания сменялись длительными «паузами». Можно допустить, что причинами этих «пауз» могли стать экстремальные природные явления.

Работа выполнена в соответствии с Госзаданием по теме ГИН РАН № 0135-2014-0068 «Изотопная хронология эндогенных и экзогенных событий позднего кайнозоя российского сектора Арктики, Дальневосточного региона и прилегающих территорий» и проекту ГИН РАН № 0135-2015-0011 «Новейший и современный вулканизм Камчатки и его воздействие на природную среду и климат региона».

Авторы благодарят жителей пос. Ключи В.П. Ханзутина, В.Г. Ушакова и Г. Теплицына за помощь при проведении полевых работ и отборе образцов.

Список литературы

1. *Базанова Л.И., Певзнер М.М.* Хангар – еще один действующий вулкан на Камчатке // ДАН. 2001. Т. 377. № 6. С. 800-802.
2. *Брайцева О.А., Егорова И.А., Несмачный И.А. и др.* Тефрохронологические исследования как метод изучения закономерностей циклического развития вулкана // Бюллетень вулканологических станций. 1978. № 54. С. 41-53.
3. *Брайцева О.А., Егорова И.А., Несмачный И.А. и др.* Тефрохронологическое датирование лавовых комплексов и реконструкция истории формирования современного вулкана // Бюллетень вулканологических станций. 1978. № 55. С. 41-54.
4. *Брайцева О. А., Литасова С.Н., Пономаренко А. К.* Применение тефрохронологических методов для датирования опорной стоянки на Восточной Камчатке // Вулканология и сейсмология. 1983. № 5. С. 18-25.
5. *Брайцева О. А., Мелекесцев И. В.* Тефрохронологический метод // Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений. Л. : Недра. 1987. С. 227-234.*Диков Н.Н.* Археологические памятники Камчатки. Чукотки и Верхней Колымы. Азия на стыке с Америкой в древности. М. Наука, 1977. 392 с.
6. *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. Петропавловск-Камчатский. 2001. С. 235-252.
7. *Брайцева О. А., Сулержицкий Л. Д., Литасова С.Н., Гребзды Э.И.* Радиоуглеродные даты отложений почвенно-пирокластических чехлов Ключевской группы вулканов // Вулканология и сейсмология. 1984. № 2. С. 110-116.
8. *Диков Н.Н.* Древние культуры северо-восточной Азии. М. Наука. 1979. 352 с.
9. *Кренке Н.А.* Археологические древности Коврана // Краеведческие записки Камчатского областного краеведческого музея. Вып. 12. Петропавловск-Камчатский, 2002. С. 68-134
10. *Кренке Н.А., Леонова Е.В., Мелекесцев И.В., Певзнер М.М.* Новые данные по стратиграфии Ушковских стоянок в долине р. Камчатка // Российская археология. 2011. № 3. С. 14-24.

11. *Кренке Н.А., Сулержицкий Л.Д.* Раскопки стоянок Ковран 27 и 32 и создание шкалы радиоуглеродных датировок для памятников долины реки Ковран на Камчатке // Археологические открытия 2001 г. М., 2002. С. 435-438
12. *Певзнер М.М., Пономарева В.В., Сулержицкий Л.Д.* Голоценовые почвенно-пирокластические чехлы в Центральной Камчатской депрессии: возраст, строение, особенности осадконакопления // Вулканология и сейсмология. 2006. № 1. С. 24-38.
13. *Пономаренко А. К., Базанова Л. И., Брайцева О. А., Мелекесцев И. В.* Новая ранненеолитическая стоянка в долине реки Авача на Камчатке // Краеведческие записки Камчатского областного краеведческого музея: [сборник] / [отв. ред. А. К. Пономаренко]. — Петропавловск-Камчатский, 2002. — Вып. 12. — 228 с.
14. *Пономаренко А.К.* Древняя культура ительменов Камчатки. Петропавловск-Камчатский. 2000. 312 с.
15. *Пономарева В.В., Чурикова Т.Г., Мелекесцев И.В. и др.* Позднеплейстоцен-голоценовый вулканизм Камчатки. В кн.: Изменение окружающей среды и климата: природные и связанные с ними техногенные катастрофы. Том II. Новейший вулканизм северной Евразии: закономерности развития, вулканическая опасность, связь с глубинными процессами и изменениями природной среды и климата. М.: Изд-во ИГЕМ. 2008. С. 19-40.
16. *Пташинский А.В.* Новые микропластинчатые комплексы периода финального палеолита на Камчатке // Вестник КРАУНЦ. Гуманитарные науки. 2012. № 1(19). С. 30-40.
17. *Braitseva O.A., Melekestsev I.V., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D.* The ages of calderas, large explosive craters and active volcanoes in the Kuril-Kamchatka region, Russia. // Bull. Volcanol. 1995. V. 57. N 6. P. 383-402 .
18. *Braitseva O. A., Ponomareva V. V., Sulerzhitsky L. D., Bailey J.* Holocene key-marker tephra layers in Kamchatka, Russia // Quaternary Research. 1997. V.47. P.125-139.
19. *Pendea I.F., Harmsen H., Keeler D.* et al. Prehistoric human responses to volcanic tephra fall events in the Ust-Kamchatsk region, Kamchatka Peninsula (Kamchatsky Krai, Russian Federation) during the middle to late Holocene (6000-500 cal BP) // Quaternary International 394 (2016) P. 51-68
20. *Ponomareva, V., Portnyagin, M., Pevzner* 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. 2015a. V. 104. P. 1459-1482.
21. *Ponomareva, V., Portnyagin,* Derkachev A. et al. Early Holocene M~6 explosive eruption from Plosky volcanic massif (Kamchatka) and its tephra as a link between terrestrial and marine paleoenvironmental records // Geophysical Research Letters. 2015б. V. 40. P. 3538–3543.

УДК 624.131.4

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПОРОВОМ ПРОСТРАНСТВЕ В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ БАЗАЛЬТАХ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

В.М.Ладыгин[1], В.Н.Соколов[1], Э.М.Спиридонов[1], Ю.В.Фролова[1], М.С.Чернов[1]

[1] Геологический факультет МГУ имени М.В.Ломоносова, Москва, 119991, e-mail: skalka_1@mail.ru

В статье рассматривается сложное внутреннее строение четвертичных базальтов с многочисленными разнообразными порами. Были исследованы химически разнообразные базальты из различных тектонических структур Земли – океанов, островных дуг, орогенов и платформ. С помощью электронного микроскопа LEO 1450VP во всех исследованных образцах удалось обнаружить, помимо относительно изометричных макропор, межкристаллическое поровое пространство и, что самое интересное - многочисленные микроканалы (диаметром от 1 до 100 микрон), пронизывающие всю породу.

В понятие "плотность" горных пород входят плотность в естественном сложении, плотность твердой фазы (удельный вес, плотность минеральных частиц) и пористость. Пористость подразделяется на общую и открытую, учитывающую сообщающиеся поры.

Термины «пористость», «поровое пространство» часто встречаются в научных статьях, особенно в инженерно-геологических, так как от величины пористости зависят практически все параметры физико-механических (инженерно-геологических) свойств.

Известны два типа пористости - первичная и вторичная. Первичная пористость возникает при формировании горных пород, вторичная образуется при их эпигенетических преобразованиях. Очевидно, что у различных типов горных пород пористость различается по величине и механизму образования. Одной из главных причин вариации пористости является генезис горных пород. В первую очередь это относится к вулканическим горным породам, для которых характерны: а) крайне широкий диапазон размеров пор - от субмикронного до огромных пещер, длиной в сотни м; б) величина пористости от 2 до 70% объёма пород; в) чрезвычайное морфологическое разнообразие пор. Наибольший диапазон размеров газовых пустот отмечен у базальтов наземных потоков, наименьший – у субмаринных.

Первичная пористость вулканических горных пород образуется при выделении газов из магмы, а также при уменьшении объема при кристаллизации расплава. Величина первичной пористости, максимальное разнообразие по размерам пор и их морфологии характерны для геологически молодых эффузивов.

Наша работа посвящена изучению реального объёмного строения четвертичных базальтов, не затронутых эпигенетическими процессами. Были выбраны 10 образцов базальтов голоценового и плейстоценового возраста (табл. 1). Голоценовые базальты представляют оливиновые (ПИ-10а) и высокоглинозёмистые (ПИ-11) базальты островодужного типа, прорыв Пийпа 1964 г., Ключевской вулкан. Позднечетвертичные базальты представляют образцы из

Таблица 1. Физико-механические свойства эффузивных пород

№ обр.	Возраст	Плотность, г/см^3	Плотность твёрдой фазы, г/см^3	Пористость, %	Vp, км/с	Vs, км/с	Прочность на сжатие, МПа	Район
Пи-10а	Q_4	2,65	2,92	9,2	2,5	1,6	127	Камчатка, вулк. Ключевской
Пи-11	Q_4	2,12	2,92	29	2,4	1,2	22	Камчатка, вулк. Ключевской
Алтай-2	Q_{3-4}	2,42	3,04	20	5,1	2,6	-	Алтай
S 18-10-128	Q_{2-3}	2,89	3,05	5,2	6,45	3,7	250	Дно окана. Р-н о. Буве
66-6	Q_{2-3}	2,45	2,98	18	4,75	3	61	Камчатка, вулк. Мутновский
17-14	Q_{2-3}	2,56	2,93	14	4,25	2,5	-	Дно Атлант. океана, рейс 96.
1s-1	Q_{2-3}	2,10	3,03	31	4,3	2,3	-	Израиль
96-21-6	Q	2,56	3,08	16	5,1	2,7	69	Дно Атлант. океана, рейс 96.
С-7-4 Арм.	Q_1	2,47	2,78	11	4,4	2,6	90	Армения
Шпиц-31	Q_1	2,45	2,98	18	4,95	3	98	о. Шпицберген

молодых лавовых потоков Алтае-Саянской области (Алтай-2). Средне-позднечетвертичные базальты представляют толеитовые базальты океанского дна района острова Буве (S 18-10-128, 17-14), известково-щелочные базальты Мутновского вулкана (66-6), щелочные базальты рифта Мёртвого моря (Is-1). Ранне-среднечетвертичные базальты представляют толеитовые базальты океанского дна в районе острова Буве, собранные в рейсе 96 (96-21-6). Плейстоценовые базальты представляют известково-щелочные базальты (андезибазальты) Армянского плато (С-7-4 Арм.) и щелочные базальты острова Шпицберген (Шпиц-31). В изученной коллекции имеются плотные разности с пористостью менее 11% (обр. ПИ-10а,S 18-10-128, С-7-4 Арм.); базальты с пористостью 14-18% (обр. 66-6, 96-21-6, 17-14, Шпиц-31) и базальты с пористостью более 20% (обр. ПИ-11, Алтай-2, Is-1) (см. табл.1).

При подготовке образцов для исследования их поверхности были слегка пришлифованы (см. рис. 3а, 5). Изучение пористости базальтов проведено с помощью растрового электронного микроскопа LEO 1450VP высокого разрешения в лаборатории электронной микроскопии кафедры инженерной и экологической геологии геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова.

Обычно основной вклад в величину пористости дают достаточно крупные >1 мм поры – газовые пузыри. Наблюдения по нашим образцам это подтверждает (рис. 3а).

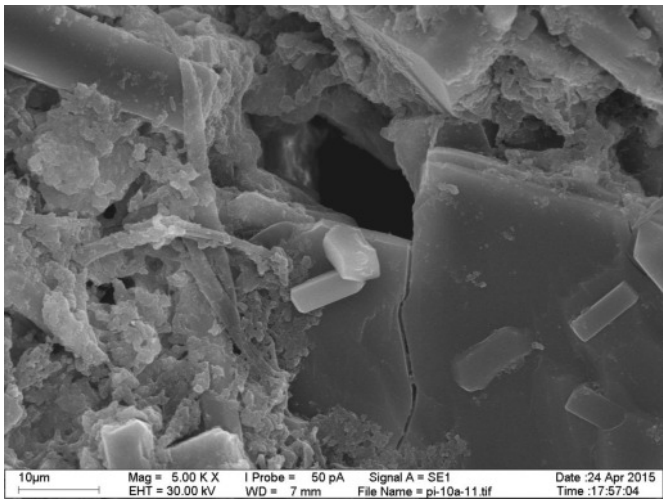


Рис. 1. Голоценовые оливиновые базальты островодужного типа, прорыв Пийпа 1964 г., Ключевской вулкан. Обр. ПИ-10а. Сочетание микропор двух типов – микроканала и в промежутках между кристаллами цементирующей массы.

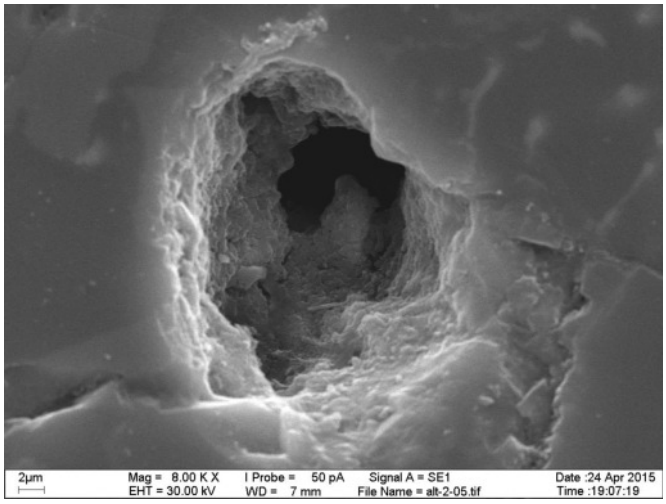


Рис. 2. Позднечетвертичные базальты из молодых лавовых потоков Алтае-Саянской области. Обр. Алтай-2. Ясно выраженный микроканал.

Как установлено, значительную часть порового пространством представляют микропоры двух типов:

1) сложной, в первом приближении изометричной формы в промежутках между микрокристаллами цементирующей массы базальтов (рис. 1, 3б, 6);

2) впервые обнаруженные каналы – протяжённые микропоры со сложной морфологией, иногда примерно изометричные в поперечном сечении (рис. 1, 2, 3а, 3б, 4а, 4б, 5, 6). Они присутствуют во всех изученных образцах базальтов, независимо от их возраста, химического состава, тектонического положения, как в наземных, так и в субмаринных. Диаметр таких каналов варьирует от 1-2 до 100 микрон и более. Количество таких каналов весьма велико – от 5-20 до 90-140 на 1 мм^2. Нередко эти каналы располагаются в разных частях крупных пор.

Очевидно, что именно такие каналы служили путями миграции гидротермальных и метаморфогенно - гидротермальных растворов, под действием которых свежие вулканиты активно превращались в зеленокаменные или краснокаменные метавулканиты – мандельштейны с карбонатами, хлоритом, кварцем, халцедоном (агатами), цеолитами.

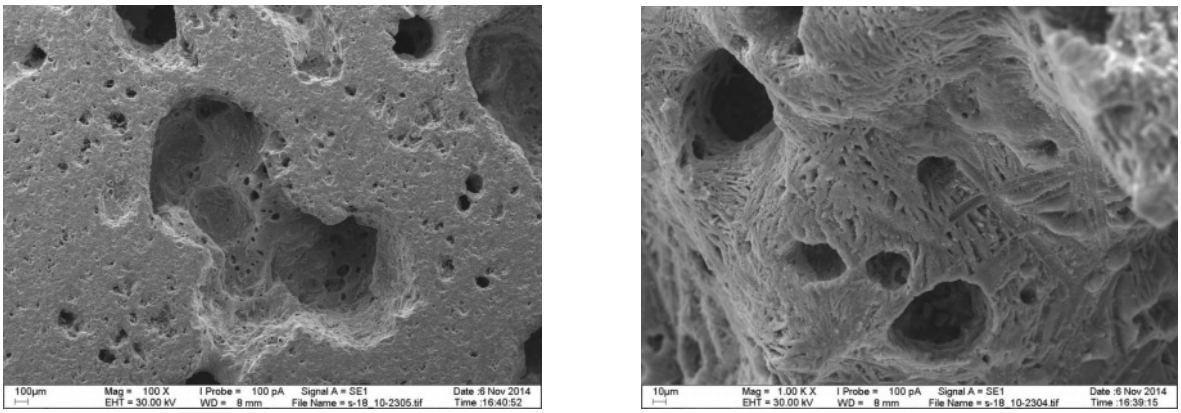


Рис. 3. Средне-позднечетвертичные толеитовые базальты океанского дна района острова Буве. Обр. S 18-10-128. *а* – пришлифованная поверхность образца с разнообразного типа порами; *б*–деталь рис. 3*а*, сочетание различных типов микропор.

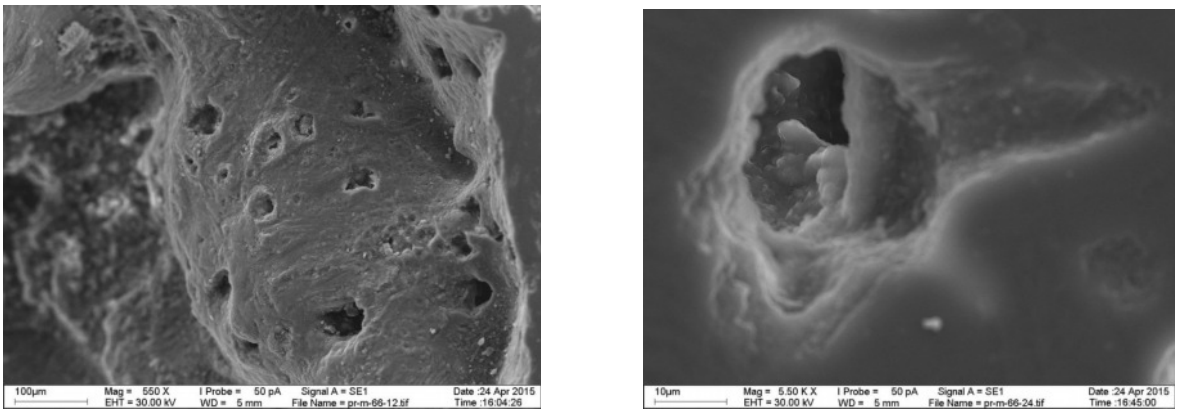


Рис. 4. Средне-позднечетвертичные известково-щелочные базальты Мутновского вулкана Обр. 66-6. *а* – серия микроканалов, *б*–один из них, ярко выраженный.

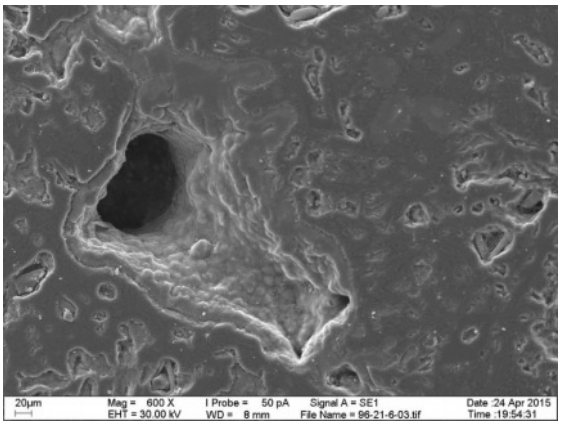


Рис. 5. Ранне-среднечетвертичные толеи-товые базальты океанского дна в районе острова Буве, собранные в рейсе 96. Обр. 96-21-6. Микропора, образованная действием нескольких микроканалов разного размера.

Выводы

1. С помощью электронной микроскопии высокого разрешения в свежих базальтах различного состава и геодинамических обстановок выявлен широко распространённый новый

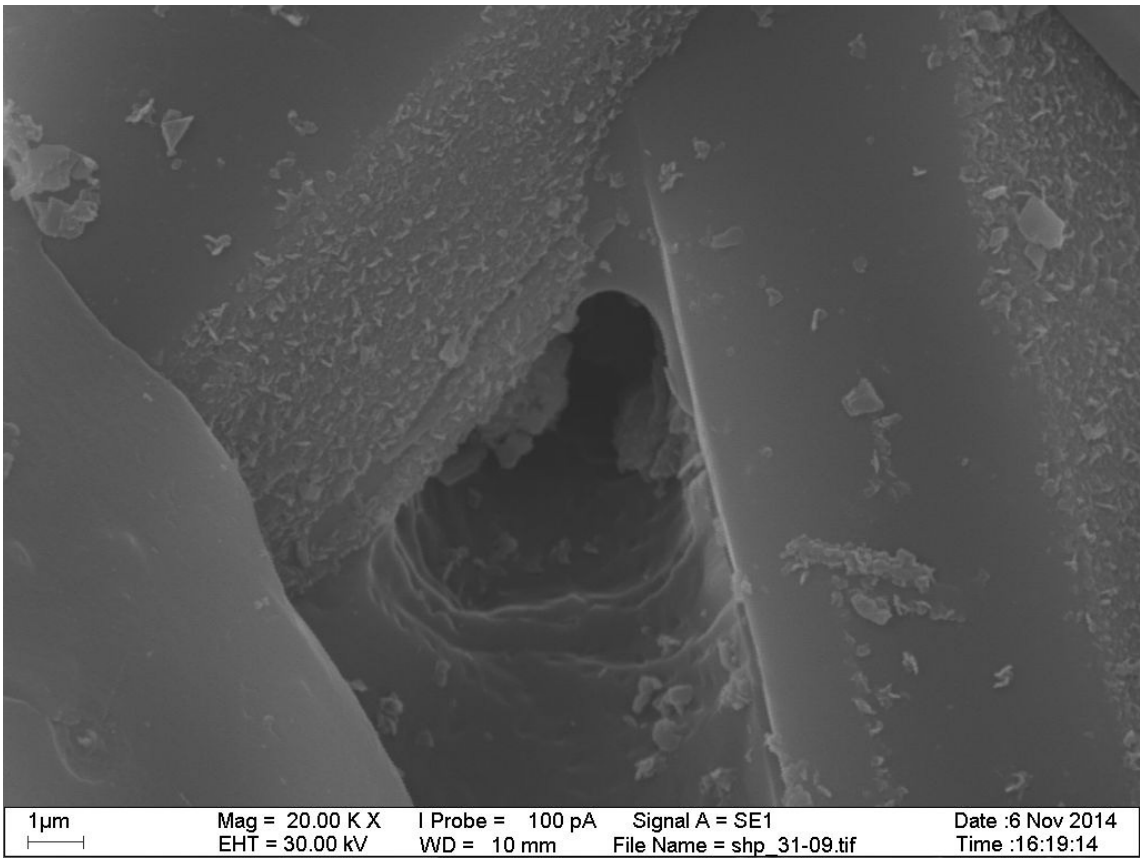


Рис. 6. Плейстоценовые щелочные базальты острова Шпицберген. Обр. Шпиц-31. Ярко выраженный микроканал.

тип пористости - в виде протяжённых тонких каналов с диаметром от 1-2 до 100 мкм и более. Количество таких каналов весьма велико – от 5-20 до 90-140 на 1 мм^2.

2. Обнаруженные микропоры - каналы являются вероятными путями миграции фильтрующихся сквозь вулканиты гидротермальных растворов.

Работа выполнена при подержке РФФИ (грант №16-05-00501). Результаты исследования получены при использовании оборудования, полученного в рамках реализации Программы развития МГУ имени М.В.Ломоносова.

УДК 551.21

ОСОБЕННОСТИ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА ПЕПЛОВ ВУЛКАНОВ КАМЧАТКИ И ВУЛКАНА АЛАИД

Н.А. Малик[1], К.Б. Моисеенко[2]

[1]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, malik@kscnet.ru
[2]Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва,
konst.dvina@mail.ru

Представлены результаты детального гранулометрического анализа пеплов некоторых извержений 2006-2015 гг. вулканов Безымянный, Кизимен, Жупановский, Ключевской, Толбачик, Шивелуч и Алаид, выполненного совместно ситовым методом и методом лазерной дифракции. Показаны особенности гранулометрического состава пеплов вулканов со сходным и разным составом пород и типом извержений.

Введение

Извержения эксплозивного типа, сопровождающиеся выбросом в атмосферу больших объёмов тефры, представляют значительный научный и практический интерес. Попадая в атмосферу, наиболее легкие фракции тефры, известные как вулканический пепел (частицы < 2 мм), вовлекаются в системы атмосферных движений различных масштабов, что определяет большое разнообразие условий их отложения на дневной поверхности Земли и широкий диапазон воздействия на среду обитания человека и природные экосистемы – от локального, обусловленного высокими концентрациями пепловых частиц в воздухе и на подстилающей поверхности в зонах пеплопадов, до глобального, через увеличение концентрации диоксида серы и аэрозольных частиц в верхних слоях атмосферы и возрастание общего содержания атмосферной пыли, что может повлечь за собой заметные изменения в радиационном балансе планеты. Гранулометрический состав тефры, наряду с ее суммарной массой, принадлежат к числу важнейших параметров эксплозивного извержения, используемых при классификации отложений [1, 2], исследованиях механизмов атмосферного переноса и отложения пеплового материала [5, 6, 9, 12], оценках экологической нагрузки на природные экосистемы, анализе различных свойств пепловых частиц, в т.ч. сорбционных [3]. При исследованиях древнего вулканизма гранулометрический состав тефры использовался в ряде работ с целью определения высоты эруптивной колонны, пространственной локализации эруптивного центра, исследований режимов атмосферной циркуляции в геологическом прошлом, палеомагнитных реконструкций.

В работе представлены результаты гранулометрического анализа пеплов, выполненного совместно методами ситового анализа и лазерной дифракции. Впервые приведен детальный гранулометрический состав: 23-х проб пеплов вулкана Кизимен, изверженных с декабря 2010 по 2011 гг. (в т.ч. 11 проб эксплозии 13.01.11), по 4 пробы Безымянного извержений 24 декабря 2006 г., 17 декабря 2009 г и 5 проб - 9 марта 2012 г., 3 пробы Жупановского эксплозивных

событий октября 2013 г.[1], 25.11.2014 г., 16.01.2015 г.[2], двух проб Алаида, отобранных 27 октября 2012 г. [8] и по одной пробе пеплов вулканов Шивелуч (10.01.2016 г.), Ключевской (январь 2015 г.) и ТТИ-50 (28.11.2012 г.).

Методы

Гранулометрический анализ тефры и других типов пирокластических отложений выполнялся ситовым методом с промывкой водой по стандартной методике (ГОСТ 12536-79). Использовались сита с размером ячеек в соответствии с общепринятой шкалой (0,063, 0,125, 0,25, 0,5, 1, 2 мм), дополнительно для выделения наиболее мелкой фракции использовалось сито с минимальным размером ячейки – 0,056 мм.

Для более детального и качественного изучения гранулометрического состава тефры кроме ситового анализа использовался лазерный дифракционный анализатор частиц «Analysette-22 COMPACT» фирмы FRITSCH GmbH, позволяющий определять распределение частиц по размерам в диапазоне 0,3-300 мкм. Использование совместно этих методов позволяет производить разделение пробы на фракции в широком диапазоне размеров частиц (от 0,3 мкм до 2 мм и более). Результаты анализа пробы ситовым методом и наиболее мелкой фракции (<56 мкм) методом лазерной дифракции объединялись с помощью программного обеспечения «A-22» к лазерному дифракционному анализатору «Analysette-22 COMPACT». С его использованием также вычислялись такие гранулометрические характеристики пеплов как суммарная площадь поверхности частиц ($м^2/г$, $м^{-1}$), средний размер, медиана, стандартное отклонение (сортировка) и т.д.

Результаты

Результаты анализа представлены на графиках (рис. 1, 2, 3). Во всех пробах пеплов андезитовых вулканов Безымянный, Кизимен, Шивелуч и Жупановский очень высоко содержание пылеватых фракций, независимо от расстояния отбора пробы от вулкана. В то же время в пеплах базальтовых вулканов Ключевской, Толбачик и Алаид, доля пылеватых фракций значительно меньше даже на значительном удалении от вулкана (30-50 км). Это находит отражение в значениях удельной площади поверхности (УПП) пеплов (рис. 3), которая для всех проб андезитового и дацитового состава имеет высокие значения. Причем для отдельных событий отмечается очень слабая корреляция УПП пеплов с расстоянием от вулкана (Безымянный 2006 и 2012 гг.) или её полное отсутствие (Безымянный 2009 г., Кизимен 13.01.2011 г. – наиболее подробно изученное событие), вместо ожидаемого увеличения УПП пеплов с расстоянием.

В работе [10] такие различия в гранулометрическом составе объясняются существованием двух возможных источников пепловых облаков – эруптивной колонны и коигнимбритовых облаков (облаков пирокластических потоков (ПП)), и приводится статистически обоснованное разделение гранулометрических параметров для двух указанных типов отложений. Как

[1] http://www.ivs.kscnet.ru/ivs/volcanoes/inform_messages/2013/Gupanovsky_261013/Gupanovsky_261013.html

[2] http://www.emsd.ru/~ssl/monitoring/main.htm

известно для хорошо изученных извержений вулканов Безымянный, Шивелуч, Кизимен, эксплозии обычно сопровождаются пирокластическими потоками или раскаленными лавинами, т.е. пепловые отложения формируется за счет обоих источников. Извержение вулкана Жупановский, начавшееся в 2013 г., пока изучено недостаточно; можно предположить сходный характер активности на основе близости гранулометрического состава.

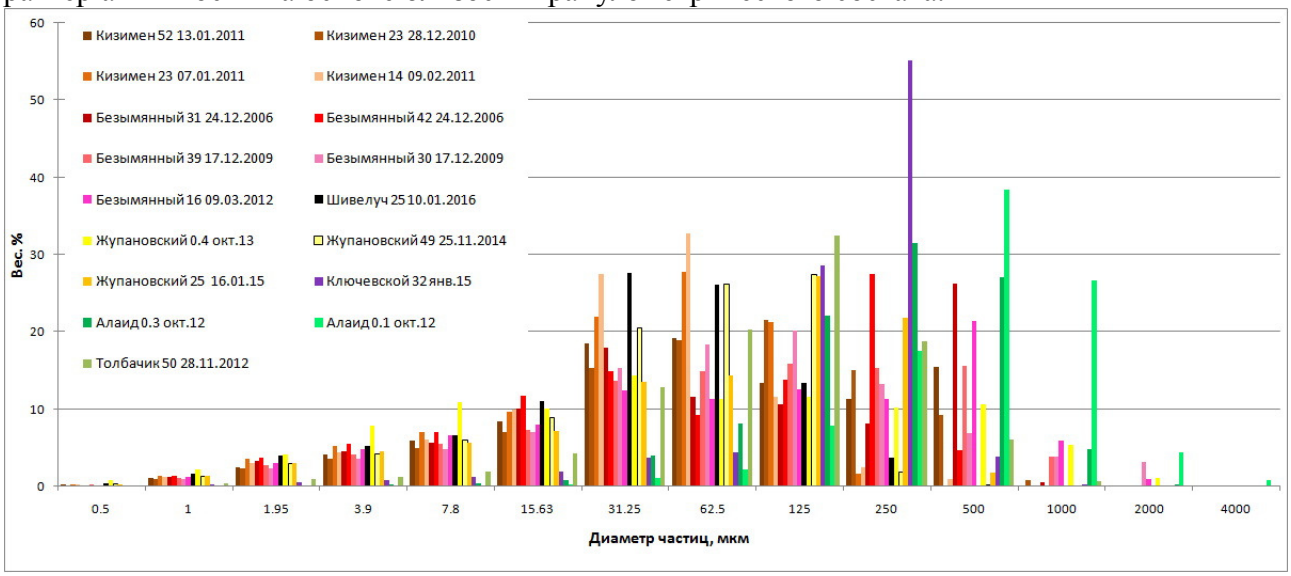


Рис. 1. Гранулометрический состав пеплов. В легенде после названия вулкана указано расстояние от него до точки отбора пробы и дата эксплозивного события.

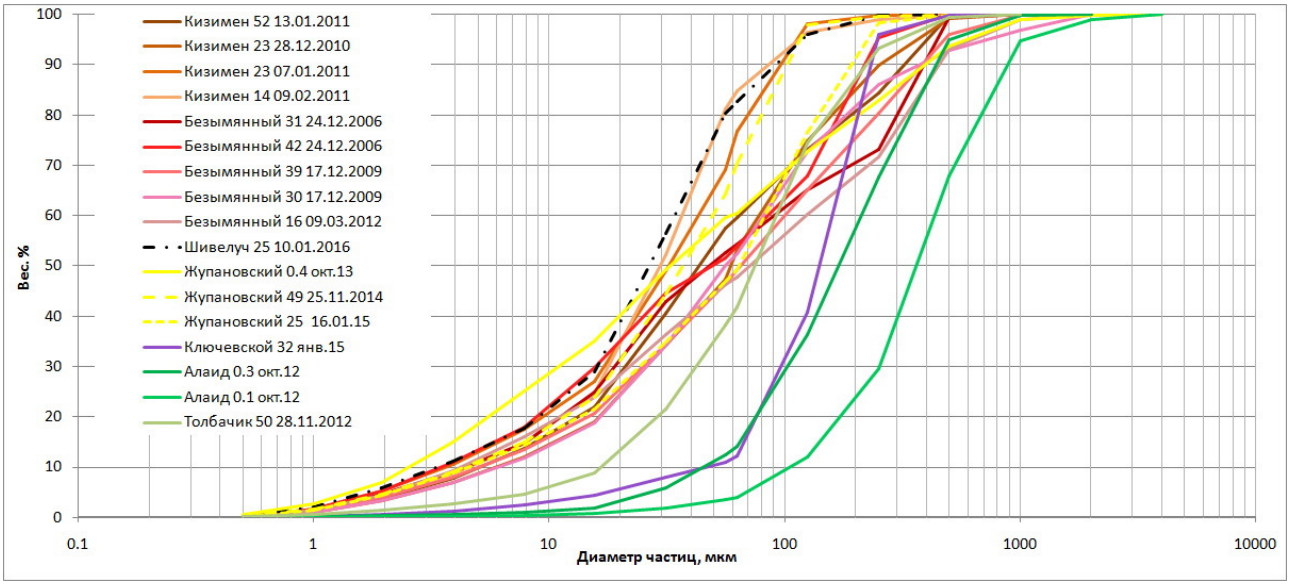


Рис. 2. Кумулятивные кривые гранулометрического состава пеплов. В легенде после названия вулкана указано расстояние от него до точки отбора пробы и дата эксплозивного события.

Проведенные нами численные эксперименты по моделированию атмосферного переноса/отложения пепловых частиц для извержения вулкана Безымянный 24.12.2006 г. [6, 12] показали, что существенная доля выброса, ~ 30%, приходится на высоты 2.5–6.5 км н.у.м., что значительно ниже уровня нейтральной плавучести (9.5 км н.у.м.) подветренного

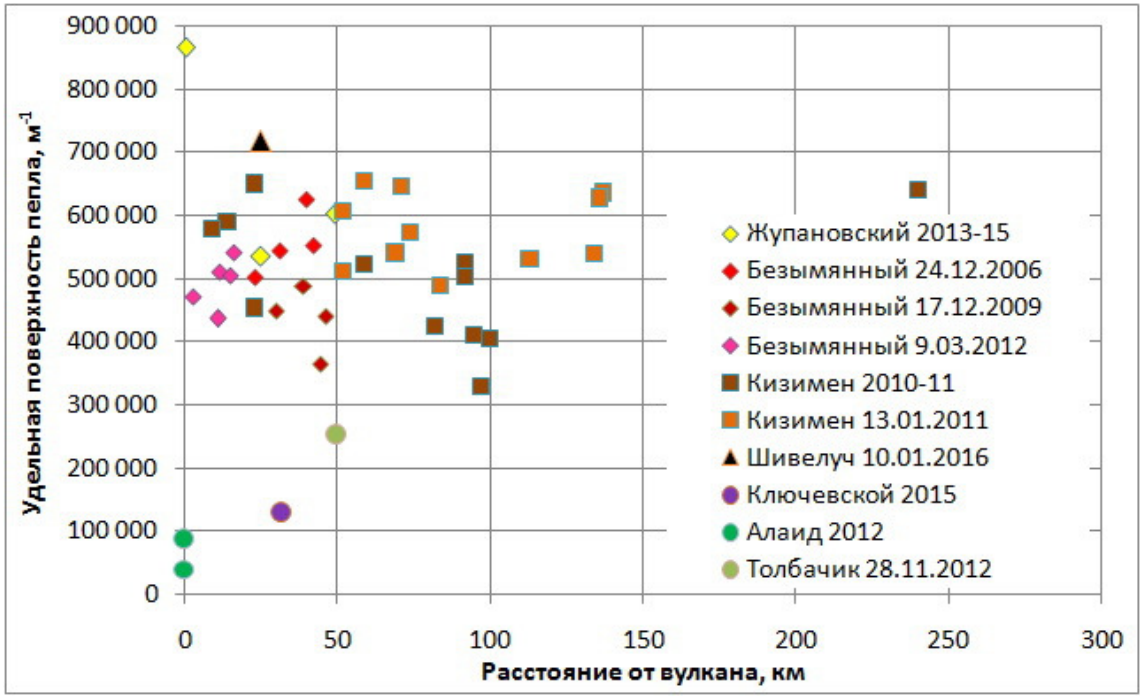


Рис. 3. Изменение удельной площади поверхности пеплов с расстоянием от вулкана.

пеплового шлейфа эруптивной колонны, распространявшегося примерно на высоте тропопаузы. Вероятнее всего, основным источником выброса на этих высотах являются облака ПП, что следует непосредственно из модельных расчетов (решения обратной задачи переноса). Аналогичная ситуация в динамике извержения наблюдалась и во время других эруптивных событий этого и других вулканов – Шивелуча и Кизимена.

Заключение

Полученные результаты имеют как теоретическое, так и практическое значение, связанное с уточнением аэродинамических параметров пепловых частиц в моделях атмосферного переноса вулканического пепла и численного прогноза пепловых облаков. Данные гранулометрического анализа для вулканов Безымянный и Кизимен используются при численном решении обратной задачи восстановления массовых параметров пеплового выброса и валидации атмосферной модели переноса вулканического пепла для района Камчатки [5, 6, 12].

Использование лазерного дифракционного анализатора частиц позволило выделить кроме "ингалируемой" фракции (< 100 мкм), способной проникать только в верхние отделы дыхательных путей, вызывая раздражение, также и "грудную - торакальную" фракцию (< 10 мкм), осаждающуюся в верхних отделах легких, вызывая приступы астмы и бронхита, и "респирабельную - вдыхаемую" фракцию (< 4 мкм), частицы которой осаждаются в альвеолярном, газообменом отделе, вызывая рак легких, силикоз, и поэтому представляющие наибольший интерес для задач экологии [11].

Детальный гранулометрический анализ показал наличие значительной доли пылеватой фракции и отсутствие выраженной зависимости ее от расстояния в пеплах извержений вулка-

нов Безымянный, Кизимен, Шивелуч и др., что объясняется двумя источниками пепловых отложений – эруптивная колонна и облака пирокластических потоков. В таких пеплах велико содержание «опасных» фракций: <10 мкм - 16-22% и <4 мкм - 8-11% на расстоянии 10-100 км от вулкана. Пеплы вулканов Алаид, Ключевской, Толбачик имеют более крупнозернистый состав, содержание указанных фракции в них не превышает, соответственно, 5 и 2,5%.

Знание гранулометрического состава, свойственного пеплам, и источников пеплопадов определенных вулканов важно для оценки воздействия на окружающую среду и человека, объяснения сорбционных и других свойств пеплов, химического состава и др.

Так, благодаря вкладу пеплов облаков ПП, имеющих более кислый химический состав (на 2-3% SiO_2) по сравнению с другими типами пирокластики [1, 2], не удается проследить эоловую гравитационную дифференциацию пеплов для извержений вулканов Кизимен и Безымянный, проявляющуюся в закономерном изменении их химического состава с расстоянием. В то же время, в пепле вулкана Кизимен, отобранном в ближнее зоне, явно повышено содержание SiO_2 - до 68%, по сравнению с другими изверженными породами (56,5-64,5%) [4, 7]. Аналогичная ситуация наблюдается и для продуктов извержений Безымянного вулкана [3].

Полученные выводы являются предварительными и требуют дополнительных анализов проб пеплов вулканов Шивелуч, Ключевской, Толбачик, Жупановский и др., для которых обработано только по 1-3 пробы.

Работа выполнена при частичной **поддержке гранта РФФИ № 16-35-50004.**

Авторы выражают **благодарность** сотруднику ИВиС ДВО РАН А.Б. Белоусову, которым был приобретен лазерный дифракционный анализатор частиц «Analysette 22 Compact» по гранту фонда А. Гумпбольда; а также сотрудникам принимавшим участие в отборе проб пепла Ю.В. Демянчуку, Т.М. Маневич, Я.Д. Муравьеву, А.А. Овсянникову, А.В. Сокоренко.

Литература

1. *Гирина О.А.* Конвективная гравитационная дифференциация пирокластики андезитовых вулканов // Литосфера. 2010. № 3. С. 135-144.
2. *Гирина О.А.* Пирокластические отложения современных извержений андезитовых вулканов Камчатки и их инженерно-геологические особенности. Владивосток. 1998. 174 с.
3. *Малик Н.А.* Извержение вулкана Безымянный 24 декабря 2006 г., Камчатка // Вулканология и сейсмология. 2011. № 4. С. 50-59.
4. *Малик Н.А., Максимов А.П., Ананьев В.В.* Извержения вулкана Кизимен в 2010-2012 гг. и его продукты // Материалы региональной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 29 - 30 марта 2012 г. – Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2012. С. 64-70.
5. *Моисеенко К.Б., Малик Н.А.* Оценка суммарной массы выбросов вулканического пепла с использованием моделей атмосферного переноса // Вулканология и сейсмология // Вулканология и сейсмология. 2015. № 1. С. 35-55.

6. *Моисеенко К.Б., Малик Н.А.* Численное решение обратной задачи восстановления суммарной изверженной массы вулканического пепла и ее распределения по высотам в эруптивном облаке // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. № 1 (25). С. 79-86.
7. *Овсянников А.А. Малик Н.А.* Тефра извержение вулкана Кизимен в декабре 2010 г. – феврале 2011 г. // Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы», 30 марта – 1 апреля 2011 г. - Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2011. С. 57-61.
8. *Рашидов В.А., Малик Н.А., Фирстов П.П. и др.* Активизация вулкана Алаид (Курильские острова) в 2012 году // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 2 (20). С. 7-10.
9. *Bonadonna C., Macedonio G., Sparks R.S.J.* Numerical modelling of tephra fallout associated with dome collapses and Vulcanian explosions: application to hazard assessment on Montserrat. The eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999. Eds. Druitt T.H. and Kokelaar B.P., London: Geological Society, 2002. P. 517-537.
10. *Dartevelle S., Ernst Ge´rald G.J., Stix J., Bernard A.* Origin of the Mount Pinatubo climactic eruption cloud: Implications for volcanic hazards and atmospheric impacts // Geology. 2002. V. 30. № 7. P. 663–666.
11. *Hillman E.S., Horwell C.J., DensmoreA.L., et al.* Sakurajima volcano: a physico-chemical study of the health consequences of long-term exposure to volcanic ash // Bulletin of Volcanology. 2012. V. 74. P. 913-930.
12. *Moiseenko K.B., Malik N.A.* Estimates of total ash content from 2006 and 2009 explosion events at Bezymianny volcano with use of a regional atmospheric modeling system // J. Volcanol. Geotherm Res. 2014. 53. V. 270. P. 53-75.

НАЧАЛО ВУЛКАНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ В КАЛЬДЕРЕ ХАНГАР (СРЕДИННЫЙ ХРЕБЕТ, КАМЧАТКА)

М.М. Певзнер[1], А.О. Волынец[2], Ю.А. Костицын [3], А.Д. Бабанский [4], Д.В. Коваленко[4], В.А. Лебедев [4]

[1]Геологический институт РАН, Москва, 119017,
e-mail: m_pevzner@mail.ru
[2]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский
[3]Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва
[4]Институт геологии, геохимии и минералогии рудных месторождений РАН, Москва

Изучены лавы, изливавшиеся на начальной стадии вулканической активности в пределах кальдеры Хангар. Приводятся характеристики составов этих пород, а также первые данные об их изотопном возрасте.

Введение

Кальдера Хангар (12 × 16 км) имеет сложное телескопическое строение, расположена в южной части Срединного хребта (СХ) Камчатки в пределах Срединно-метаморфического массива. Внутри кальдеры расположен стратовулкан Хангар, а также многочисленные моногенные вулканические центры. Предположительно, кальдера имеет тектоническое происхождение и сформирована без участия вулканизма [3]. Возраст заложения кальдеры оценивается разными авторами от конца миоцена и постмиоценового времени [1, 3, 4], до среднего или даже позднего неоплейстоцена [2, 5].

В настоящей публикации мы приводим первые данные о возрасте начала вулканической активности в пределах кальдеры Хангар, что, в том числе, поможет оценить и возраст образования самой кальдеры.

Наиболее ранним проявлениям вулканической активности в пределах кальдеры Хангар соответствуют сильно разрушенные лавовые потоки, прорывающие и/или перекрывающие миоценовые интрузии, расположенные в южных частях кальдеры. Породы интрузий средне- и мелкокристаллические, что, позволяет характеризовать их как гипабиссальные. Для этой группы пород характерна повышенная магнезиальность, низкие концентрации титана, глинозема, фосфора и относительно пониженная щелочность по сравнению с остальным массивом и в сравнении с вулканитами северной части СХ (рис. 1). Отношение Sr/Y в изученных образцах (кроме двух наиболее основных по составу) меняется в зависимости от концентрации SiO_2 и магнезиальности от 70 до 47,8. Это заметно превышает значения, характерные как для остальных пород вулкана Хангар, так и для всех ранее изученных пород СХ с аналогичным содержанием кремнезема (рис. 1Б). По сравнению с породами Ичинского массива [6, собственные данные авторов] и породами северной части СХ [8], описываемые вулканиты имеют невысокие содержания HFSE и HREE, и схожие отношения LILE/HFSE (рис. 2). По срав-

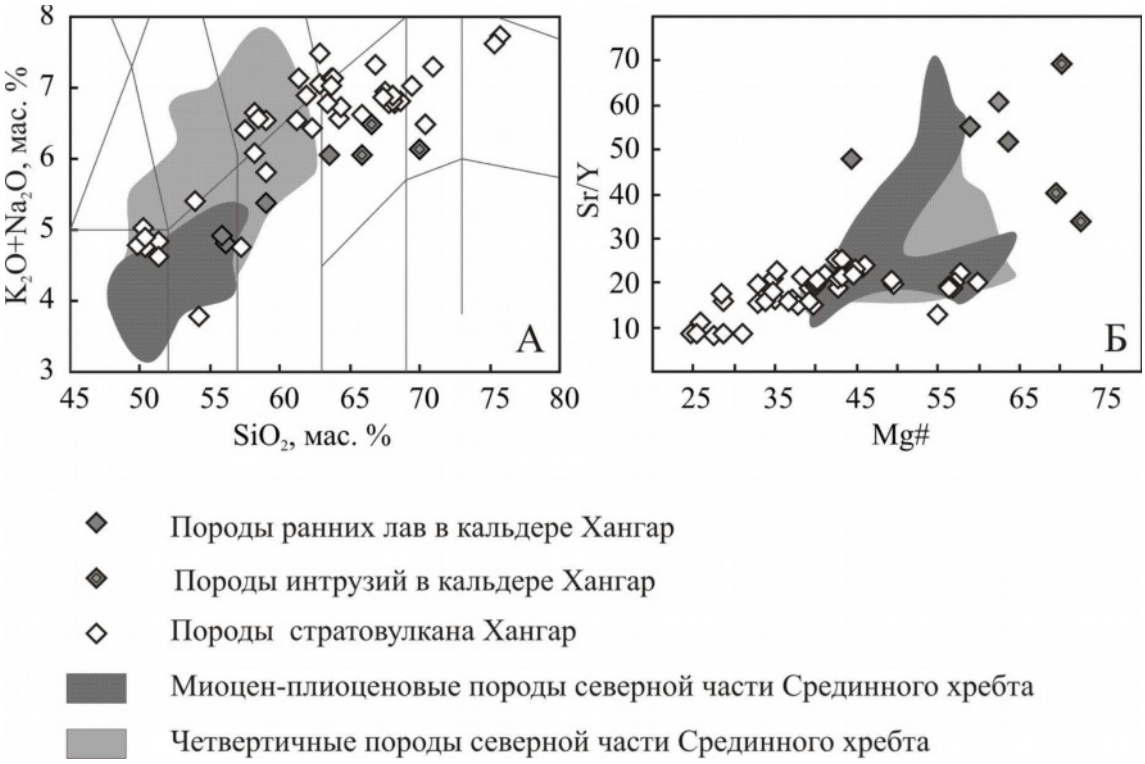


Рис. 1. Зависимость содержания K_2O+Na_2O от SiO_2 и отношения Sr/Y от Mg# в породах в. Хангар в сравнении с ранее изученными породами СХ [8].

нению с типично-островодужными породами современного вулканического фронта Курило-Камчатской дуги и неогеновыми платоэффузивами северной части СХ, лавы ранних излияний в кальдере Хангар имеют повышенные концентрации Nb и Ta.

По двум парам образцов лава/интрузия были сделаны определения K-Ar возраста (табл. 1). Определение содержания радиогенного аргона проводилось в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН на масс-спектрометре МИ 1201 ИГ методом изотопного разбавления с применением в качестве трасера ^{38}Ar; определение калия – методом пламенной спектрофотометрии. При расчете возраста использовались константы: $\lambda_e=0{,}581\times10^{-10}$ год$^{-1}$; $\lambda_\beta=4{,}962\times10^{-10}$ год$^{-1}$, $^{40}K=0{,}01167$ (ат.%).

Возраст обсуждаемых лав оказался миоценовым (около 7 млн лет). При этом одна из интрузий показала более молодое значение возраста (5,6±0,2 млн лет), чем отобранная рядом лава (7,1±0,3 млн лет), что вероятнее всего является инверсией, обусловленной вторичными изменениями в этом образце. Дата, полученная по второй интрузии (11,1±0,4 млн лет), не противоречит геологической ситуации и может характеризовать реальной возраст ее образования.

Выводы

Полученные даты свидетельствуют о том, что эффузивная активность в кальдере Хангар началась около 7 млн лет назад. Соответственно, возраст кальдеры, внутри которой зафикси-

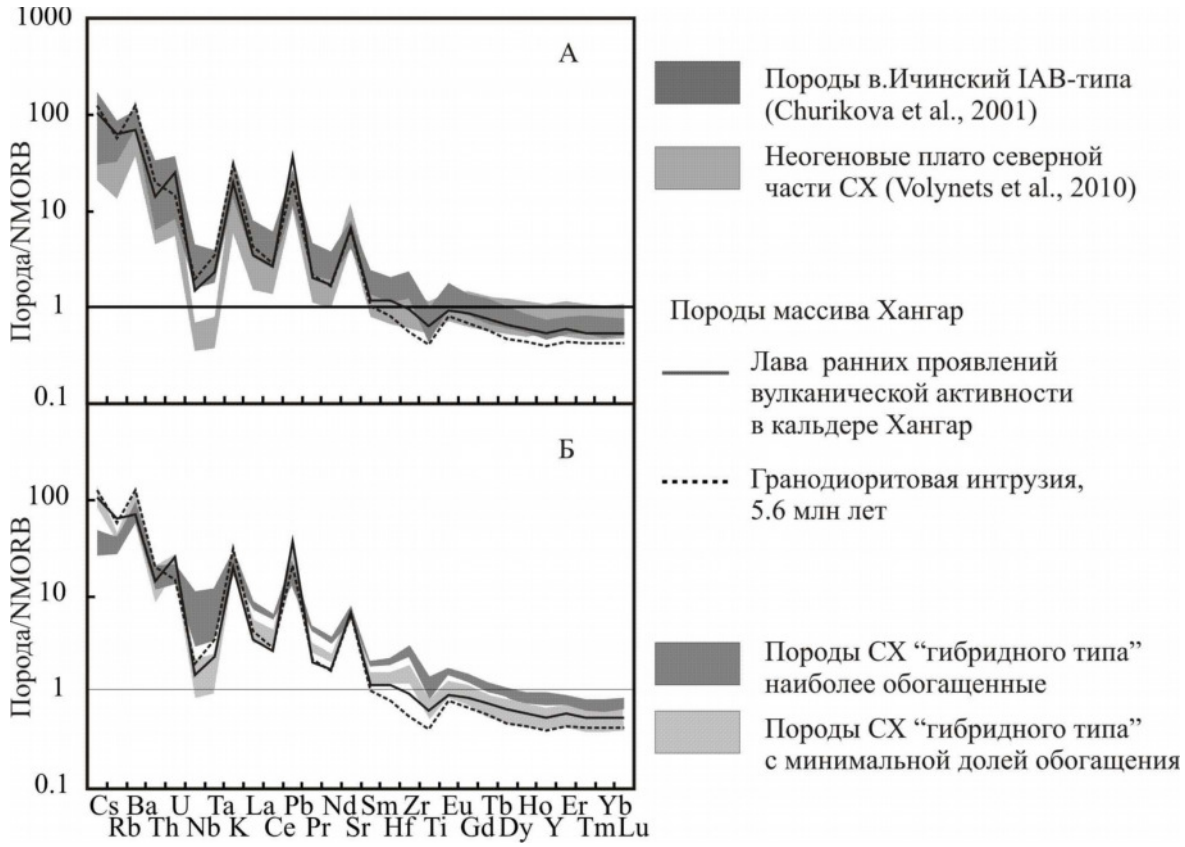


Рис. 2. Распределение микроэлементов в породах ранней стадии активности вулкана Хангар в сравнении с ранее изученными породами СХ. Концентрации микроэлементов в породах нормированы на NMORB по [7]. Концентрации элементов в породах СХ по [8].

Таблица 1. Результаты K-Ar датирования лав и интрузий в кальдере Хангар

Номер образца	Описание породы	Координаты отбора	Возраст, млн лет ± 2 σ
ХНГ-12-05	Bi-Hb-Px-Fs андезит, лава	54º41'58.0"С 157º25'0.23"В h– 1013,8 м	7,1±0,3
ХНГ-12-04	Px-Hb-Bt гранодиорит, интрузия		5,6±0,2
ХНГ-12-13	Bi-Hb-Px-Fs андезит, лава; дайка мощностью 1,5 м, прорывающая граниты образца ХНГ-12-12	54°43'24.41"С 157°19'37.66" В h– 760 м	7,0±0,2
ХНГ-12-12	Px-Hb-Bt гранодиорит, интрузия		11,1±0,4

рованы излияния лав, можно оценить как миоценовый. Предположительно, кальдера могла образоваться в интервале возраста от 11 до 7 млн лет назад.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН № 18 «Природные катастрофы и адаптационные процессы в условиях изменяющегося климата и развития атомной энергетики», темы ГИН РАН № 0135-2014-0068-01201253180 «Изотопная хроно-

логия эндогенных и экзогенных событий позднего кайнозоя российского сектора Арктики, Дальневосточного региона и прилегающих территорий» и темы ИВиС ДВО РАН № 01201354689 "Кайнозойский магматизм Курило-Камчатской островодужной системы как индикатор глубинных процессов".

Авторы благодарят В.С. Родина за помощь при проведении полевых работ и отборе образцов.

Список литературы

1. *Балуев Э.Ю., Перепелов А.Б., Базанова Л.И., Пузанков М.Ю.* Геологическое строение и эволюция вулканизма Хангарской вулканотектонической структуры // Вулканизм, структуры и рудообразование: Тез. VII Всесоюз. вулканич. совещ. Иркутск, 1992. С. 42 – 43.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:200 000. Издание второе. Серия Хангарская. Лист N-57-VIII. Объяснительная записка. МН, 2010 г. Авторы: Сидоренко В.И., Селиванов М.Т., Лисович В.А. СПб.: ВСЕГЕИ. 2010.
3. *Кутыев Ф.Ш., Лебедев М.М., Максимовский В.А.* О природе вулкано-тектонической структуры Хангар // Известия высш. учеб. заведений. Геология и разведка. 1976. № 7. С.35-46.
4. *Маренина Т.Ю.* Вулкан Хангар в Срединном хребте Камчатки / Тр. Лаб. вулканологии; Вып. 17. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 3–69.
5. *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.
6. *Churikova T., Dorendorf F., Wörner G*. Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // Journal of Petrology, 2001. Vol. 42. № 8. P. 1567-1593.
7. *Sun S. S., McDonough W. F*. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes // Saunders, A.D., Norry, M.J. (eds), Magmatism in the ocean basins. Geological Society of London Special Publications, 1989. P.313–345.
8. *Volynets A., Churikova T., Wörner G., et. al*. Mafic Late Miocene - Quaternary volcanic rocks in the Kamchatka back arc region: implications for subduction geometry and slab history at the Pacific-Aleutian junction // Contributions to mineralogy and petrology, 2010, № 159, p. 659 – 687.

УДК 002:004.418

И. М. Романова

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

Создание цифрового репозитория ИВиС ДВО РАН — открытого архива научной информации

Статья посвящена вопросу создания в рамках Инициативы Открытого доступа (Open Access Initiative) репозитория научных публикаций в Институте вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН. Приведены основные принципы Открытого доступа и открытых архивов. Рассматриваются основные возможности и особенности репозитория ИВиС ДВО РАН.

Введение

В последнее десятилетие бурное развитие телекоммуникационных технологий предоставило широкие возможности для распространения научной информации и организации доступа к ней через Интернет. Однако эта информация не всегда открыта, или доступ к ней ограничен. Например, приблизительно к одной трети научных журналов доступ предоставляется на базе платной подписки [7, 9]. В связи с этим в конце XX века в США и во многих европейских странах развернулось мощное общественное движение за открытый доступ к результатам исследований для повышения оперативности обмена научными знаниями.

«Открытый доступ» (ОД) это способ научного общения путём реализации права автора предоставлять бесплатный доступ к его произведению любому пользователю сети Интернет из любого места и в любое время [14]. Необходимость организации открытого доступа к научной литературе определила современную тенденцию создания открытых архивов — репозиториев.

Инициатива Открытого доступа и репозитории

Основные принципы ОД и открытых архивов сформулированы в документах «Инициативы Открытого доступа» (OAI — Open Access Initiative) [15]. В Будапештской Инициативе «Открытый доступ» (2001 г.) дано определение ОД: «Открытые для всех публикации в Интернете, которые можно читать, загружать, копировать, распространять, распечатывать, находить или присоединять к полным текстам соответствующих статей, использовать для составления указателей, вводить их как данные в программное обеспечение или использовать для других законных целей при отсутствии финансовых, правовых и технических преград. Единственным ограничением на воспроизводство и распространение публикаций и единственным условием копирайта в этой области должно быть право автора контролировать целостность своей работы и обязательные ссылки на его имя при использовании работы и её цитировании» [3].

Далее следуют: Бетесдское заявление об открытом доступе к публикациям (2003 г.), в котором научные сообщества подтвердили свою решительную поддержку открытой модели доступа и своё обязательство обеспечить открытый доступ для всех работ, которые они издают [2]; Берлинская декларация об открытом доступе к научным и гуманитарным знаниям (2003 г.), в которой сформулирована идея создания открытых институциональных репозиториев и самоархивирования — самостоятельного размещения авторами бесплатных электронных экземпляров своих публикаций во всемирной сети с целью обеспечения свободного доступа к ним [1]; другие документы, принятые в разных странах в последующие годы. При создании репозиториев рекомендуется учитывать лучший международный опыт, интероперабельность, совместимость с протоколом сбора метаданных (OAI PMH — Open Archives Initiative Protocol for Metadata Harvesting) [10].

Благодаря движению за ОД многие образовательные и научные учреждения во всём мире создают собственные репозитории. Условно различают два типа репозиториев — институциональные (учрежденческие) и тематические (предметные). Для облегчения поиска в сети Интернет все репозитории регистрируются в специальных электронных каталогах — реестрах. Самый крупный из них — Registry of Open Access Repositories (ROAR) [17]. На конец мая 2013 г. в нём зарегистрированы 3408 архивов в 113 странах. По данным этого реестра наибольшее количество репозиториев имеется в США — 550, Великобритании — 249, Германии — 192, Японии — 167, Испании — 155. На постсоветском пространстве наибольшее количество научных репозиториев, зарегистрированных в ROAR, имеют Украина — 58 и Россия — 42 [4, 5]. Как показывают исследования, размещение публикаций в репозиториях открытого доступа увеличивает их цитируемость в 4–5 раз [12, 13].

Библиографические и полнотекстовые информационные ресурсы ИВиС

Официальный сайт ИВиС ДВО РАН был создан в 1999 г. в составе сайта Камчатского научного цен-

тра (КНЦ) и является на сегодняшний день одним из самых крупных веб-ресурсов Дальневосточного отделения РАН. С самого начала его функционирования ведётся работа по организации on-line доступа к полным текстам научных публикаций сотрудников ИВиС — книгам, монографиям, учебникам, материалам конференций и отдельным статьям, размещаются библиографические списки публикаций сотрудников, различные тематические картотеки [6]. С 2003 г. на сайте ИВиС публикуется полнотекстовая электронная версия журнала «Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле», включенного в перечень ведущих рецензируемых научных журналов ВАК[1]. Благодаря усилиям сотрудников научной библиотеки при технической поддержке сотрудников информационно-вычислительного центра, в ИВиС ДВО РАН функционируют и регулярно пополняются электронные каталоги, созданные на основе программного обеспечения (ПО) ИРБИС (интегрированная расширяемая библиотечно-информационная система)[2]. Каталоги содержат библиографическое и технологическое описание фонда библиотеки.

Большое количество полных текстов публикаций, размещенных на сайте ИВиС, — одна из причин высокого положения сайта КНЦ в мировом рейтинге сайтов научных центров (Ranking Web (Webometrics) of Research Centers) [16]. На конец мая 2013 г. сайт КНЦ занимает 19 место среди научных веб-сайтов в России и 635 место — в мире.

В то же время распределенный характер хранения электронных библиографических и полнотекстовых ресурсов института создаёт определённые трудности в поиске полных текстов публикаций, а отсутствие инструментов самостоятельного размещения публикаций их авторами — невозможность поддерживать эти ресурсы в актуальном состоянии. Репозиторий ИВиС ДВО РАН может решить не только эти проблемы, но и сделать публикации и другие виды информационных материалов более доступными и более «видимыми» всему мировому научному сообществу и интегрировать их в общемировое пространство открытых архивов публикаций. Существующие на сегодняшний день библиографические и полнотекстовые информационные веб-ресурсы ИВиС, в том числе личные коллекции сотрудников, могут быть использованы для наполнения репозитория на первом этапе.

Реализация репозитория ИВиС ДВО РАН

На данный момент разработано множество программных продуктов для создания электронных архивов, как платных, так и бесплатных (ePrints, DSpace, Greenstone и др.). Для организации репозитория ИВиС были проанализированы их характеристики и функциональные возможности и выбрано свободное программное обеспечение с открытым исходным кодом ePrints [11].

[1]http://www.kscnet.ru/kraesc/
[2]http://irbis.kscnet.ru/jirbis/

Работа над созданием репозитория была начата в ноябре 2012 г., в январе 2013 г. доступ к нему был открыт в локальной сети института в тестовом режиме. В апреле 2013 г. репозиторий ИВиС ДВО РАН стал доступен в глобальной сети Интернет по адресу http://repo.kscnet.ru и был зарегистрирован в международном реестре репозиториев ROAR [17]. На рис. 1 представлена главная страница репозитория, его интерфейс реализован на русском и английском языках.

Репозиторий ИВиС ДВО РАН формируется как электронный открытый архив информационных материалов научного, образовательного, нормативного или иного назначения, произведенных сотрудниками ИВиС, публикаций сотрудников сторонних организаций, которые опубликовали свои материалы в его изданиях и передали ИВиС право на их размещение в сети Интернет, а также других публикаций (полных текстов или библиографических метаданных), близких тематике исследований ИВиС. Цель создания репозитория — обеспечить способ и место для централизованного и долговременного хранения полных текстов публикаций и других информационных объектов в электронном виде; способствовать росту известности ИВиС ДВО РАН путём представления его научной продукции в глобальной сети; увеличить цитируемость публикаций научных сотрудников ИВиС ДВО РАН путём обеспечения свободного доступа к ним посредством Интернета; создать надежную и доступную систему учёта и контроля публикационной активности института, его подразделений и отдельных сотрудников.

Тематика репозитория охватывает область таких наук о Земле, как геология, геофизика, геохимия, гидрогеология, вулканология, сейсмология, геоэкология. Один из его разделов содержит коллекцию публикаций по вулканам Курило-Камчатского региона.

Возможности репозитория ИВиС ДВО РАН

Репозиторий ИВиС предоставляет удобный пользовательский веб-интерфейс для поиска, просмотра и депонирования различных видов информационных объектов: научных статей, книг, разделов книг, конференционных материалов (тезисов, постеров, презентаций и др.), опубликованных карт, авторефератов диссертаций, патентов, описаний веб-ресурсов и др. Возможны несколько способов ввода данных в репозиторий: самоархивирование, то есть самостоятельное депонирование авторами своих объектов, что является наиболее предпочтительным вариантом; депонирование уполномоченными лицами — сотрудниками библиотеки или другими сотрудниками с правами редакторов; пакетный ввод библиографических данных с помощью импорта из файлов различных форматов. Депонировать объект в репозиторий могут только зарегистрированные пользователи, на сегодняшний день регистрация доступна любому желающему. При этом пользователям рекомендуется размещать полные тексты только собственных публикаций во избежание нарушения авторских прав.



Рис. 1. Главная страница репозитория ИВиС ДВО РАН

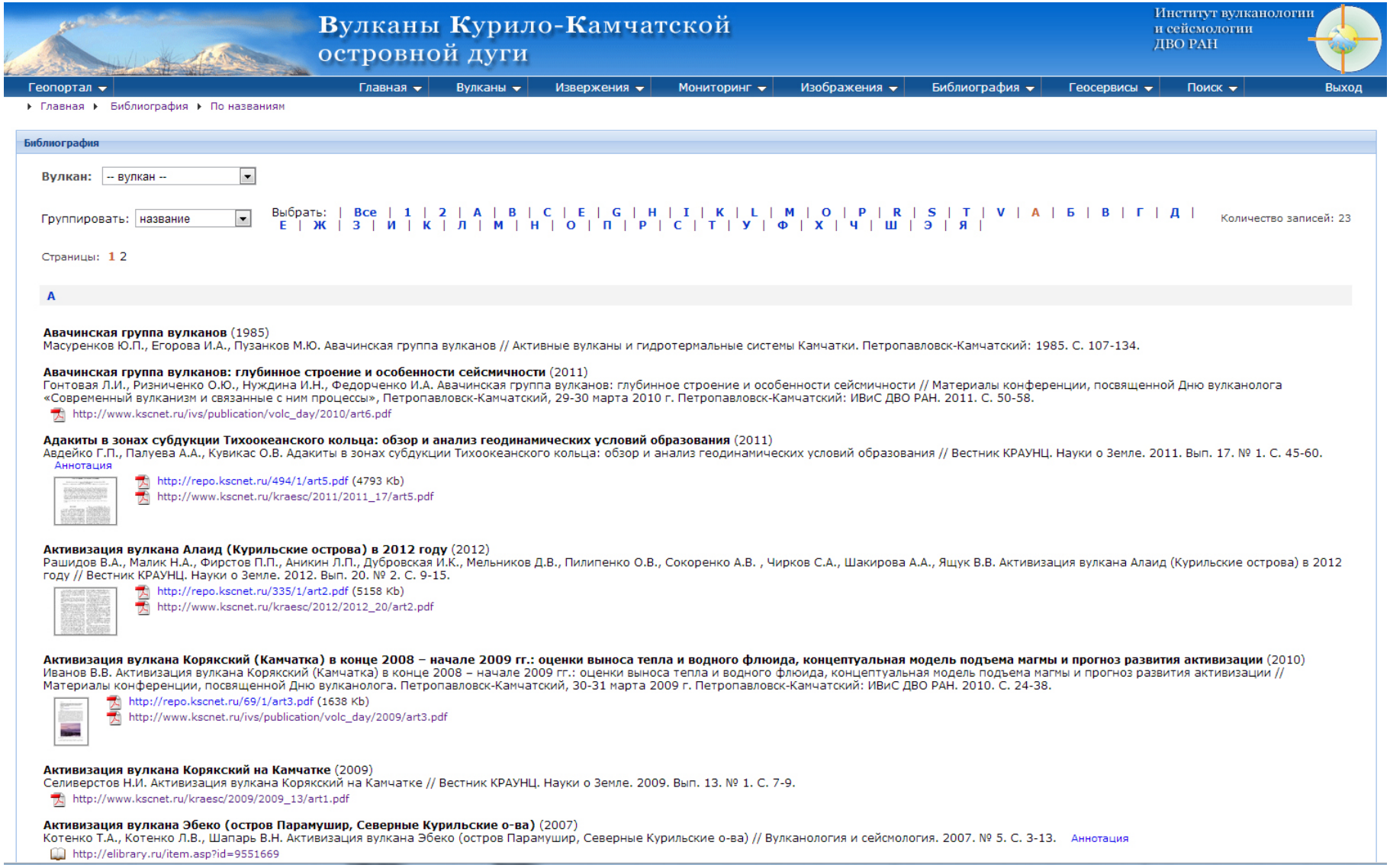


Рис. 2. Информационная веб-система «Вулканы Курило-Камчатской островной дуги» (VOKKIA). Блок «Библиография».

Система позволяет просматривать все объекты репозитория по году публикации, автору, тематике, типу публикации, журналам, материалам конференций. Также возможен просмотр объектов ИВиС по подразделениям и сотрудникам. Веб-интерфейс обеспечивает возможность простого и расширенного поиска публикаций одновременно по многим критериям — названию, автору, аннотации, году, типу публикации и другим атрибутам. Полученный в результате поиска библиографический список объектов можно экспортировать в файлы различных форматов для дальнейшего использования, а также подписаться на рассылку по электронной почте уведомлений о поступлении новых публикаций, удовлетворяющих данным критериям поиска. Выбранные из списка публикации можно добавить на так называемые виртуальные книжные полки — личные подборки публикаций по темам.

Репозиторий ИВиС ДВО РАН поддерживает протокол сбора метаданных OAI PMH для обмена ими с другими репозиториями мира, которые также поддерживают этот протокол.

Функциональные возможности системы и формат представления данных в репозитории позволяют использовать их во внешних приложениях. Так, например, реализован программный интерфейс, который отображает данные репозитория в информационной веб-системе «Вулканы Курило-Камчатской островной дуги» («Volcanoes of Kurile-Kamchatka Island Arc» — VOKKIA) на геопортале ИВиС ДВО РАН (рис. 2)[3] [8].

Заключение

Репозиторий ИВиС ДВО РАН обеспечит способ и место для хранения полных текстов публикаций и других информационных объектов в электронном виде и предоставит беспрепятственный доступ пользователей Интернет к библиографической информации и аннотациям в репозитории, а также открытый или закрытый доступ (по запросу) к полным текстам. Таким образом, публикации сотрудников ИВиС станут более доступными и «видимыми» для международного научного сообщества, что позволит увеличить их цитируемость. Благодаря поддержке протокола сбора метаданных репозиторий интегрирует архив публикаций ИВиС ДВО РАН в общемировое пространство открытых научных архивов.

Список литературы

1. Берлинская Декларация об открытом доступе к научному и гуманитарному знанию. 2003[4].
2. Бетесдское заявление об открытом доступе к публикациям. 2003[5].
3. Будапештская Инициатива «Открытый Доступ». 2002[6].
4. *Борисовский В. Ф., Кореньков В. В., Куняев С. В.* Организация открытого архива научных публикаций сотрудников ОИЯИ // Труды 11-й Всероссийской научной конференции «Электронные библиотеки: перспективные методы и технологии, электронные коллекции» — RCDL'2009. Петрозаводск, Россия, 2009. С. 451–458.
5. *Захарова Г. М., Солдатенко И. С.* Открытый доступ в действии: репозиторий вуза // Научные и технические библиотеки. 2010. № 5. С. 50–59.
6. *Казанцев В. А., Романова И. М., Филиппов Ю. А., Леонова Т. В.* Состояние и перспективы развития веб-портала КНЦ ДВО РАН // Современные информационные технологии для научных исследований. Материалы Всероссийской конференции. 20–24 апреля 2008 г., г. Магадан. Магадан: СВНЦ ДВО РАН. 2008. С. 53–54.
7. *Павлов Л. П.* Инициатива открытых архивов в системе научной и технической информации[7].
8. *Романова И. М., Гирина О. А., Мелекесцев И. В., Максимов А. П.* Информационная веб-система «Вулканы Курило-Камчатской островной дуги»: текущее состояние и перспективы развития // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. №1. Вып. 19. С. 128–137.
9. *Цветкова В. А., Павловска Е.* И снова об Открытом доступе к информационным ресурсам как перспективной модели распространения научного знания[8].
10. Archives Initiative Protocol for Metadata Harvesting[9].
11. EPrints — Digital Repository Software[10].
12. *Gargouri Y., Hajjem C., Lariviere V. et al.* Self-Selected or Mandated, Open Access Increases Citation Impact for Higher Quality Research // PLOS ONE. 2010. Vol. 5 (10), e13636[11].
13. *Hajjem C., Gingras Y., Brody T. et al.* Open Access to Research Increases Citation Impact. 2005[12].
14. *Harnad S.* The Implementation of the Berlin Declaration on Open Access. Report on the Berlin 3 Meeting Held 28 February — 1 March 2005, Southampton, UK // D-Lib Magazine. 2005. Vol. 11, № 3[13].
15. Open Access to Research[14].
16. Ranking Web (Webometrics) of Research Centers[15].
17. Registry of Open Access Repositories[16].

[3] http://geoportal.kscnet.ru/volcanoes/

[4] http://www.mpg.de/pdf/openaccess/BerlinDeclaration_en.pdf

[5] http://know.melomanica.com/ru/Bethesda_Statement

[6] http://www.opensocietyfoundations.org/openaccess/translations/russian-translation

[7] http://www.icsti.su/portal/rus/newproblem/index.php?m12

[8] http://www.gpntb.ru/win/inter-events/crimea2012/disk/027.pdf

[9] http://www.openarchives.org/OAI/openarchivesprotocol.html

[10] http://www.eprints.org/software/

[11] http://eprints.soton.ac.uk/id/eprint/268493

[12] http://eprints.soton.ac.uk/id/eprint/261687

[13] http://www.dlib.org/dlib/march05/harnad/03harnad.html

[14] http://www.eprints.org/openaccess/

[15] http://research.webometrics.info

[16] http://roar.eprints.org

Материалы конференции, посвящённой Дню вулканолога
«Вулканизм и связанные с ним процессы»

Петропавловск-Камчатский
ИВиС ДВО РАН, 2013 г.

УДК : 552.31+550.423

Д. П. Савельев

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

Меловые пикриты Восточной Камчатки: новые данные

В работе дано описание пикритов из двух районов — Вахильского поднятия и п-ова Камчатский Мыс. Показано отличие этих пород от островодужных пикритов Восточных хребтов Камчатки. Приведены геохимические данные, показывающие океанический генезис изученных пород, причём пикриты п-ова Камчатский Мыс образовались при влиянии мантийного плюма.

Введение

Пикриты являются одним из наиболее интересных видов вулканических пород. Для их возникновения необходимы особые геодинамические условия, обеспечивающие высокие степени плавления мантийного субстрата. Поэтому геохимический состав пикритов во многом отражает состав мантийных источников. Непосредственно в пикритах месторождения полезных ископаемых неизвестны, однако многими исследователями предполагается связь высокомагнезиальных вулканитов с рудоносными магматическими комплексами, прежде всего с проявлениями никеля и платины. Всё это показывает важность изучения данных пород, и любая новая находка пикритов требует детальных исследований.

Среди четвертичных лав Камчатки ультрамафические вулканиты неизвестны, однако они достаточно широко распространены в меловом фундаменте Восточно-Камчатского вулканического пояса. Первоначально исследователи описывали их как меймечиты [6, 12], однако позже за этими породами закрепилось название пикритов [7]. Их наличие является одной из важных черт верхнемелового островодужного магматизма Восточной Камчатки. Достаточно хорошо изучены пикриты Валагинского хребта, Тумрока и г. Шаромский Мыс [1, 2, 5, 7, 9]. В данной работе представлены результаты изучения пикритов двух других районов — Вахильского поднятия и п-ова Камчатский Мыс (рис. 1). Пикриты Вахильского поднятия были ранее описаны при геологической съёмке А. Ф. Литвиновым [4], но в своём отчёте авторы приводят только петрографическую и петрохимическую характеристики пород, а геохимические данные отсутствуют. На п-ове Камчатский Мыс пикриты ранее не описывались. По устному сообщению Б. А. Марковского (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург), в этом районе сотрудники ВСЕГЕИ находили породы, похожие на пикриты, однако нет ни описаний этих пород, ни информации о месте находки.

Методы исследования

Для аналитических исследований были отобраны пробы массой около 200 г — три образца пикритов Вахильского поднятия и 9 образцов пикритов п-ова Камчатский Мыс. Пробы были издроблены до размера частиц 5 мм и затем истёрты до пудры в корундовых стаканах на планетарной мельнице. Содержание петрогенных окислов было определено рентгенофлуоресцентным методом в Аналитическом центре ГИН РАН (аналитик С. М. Ляпунов) (12 проб), содержание редких и редкоземельных элементов определено в 8 пробах методом ICP-MS в ИГГН РАН (г. Черноголовка) (аналитик — В. К. Карандашев).

Места отбора образцов и результаты аналитических исследований

Пикриты Вахильского поднятия. В районе Вахильского поднятия пикриты описаны А. Ф. Литвиновым [4] в двух точках — на берегу оз. Островного и вблизи сопки Варзинской. Породы встречены только в тектонических блоках и глыбах в поле базальтовой ассоциации ветловского тектоногенного комплекса. По данным Т. Н. Палечек (в печати), из кремнистых прослоев в базальтах этого комплекса выделены радиолярии мелового (кампанского) возраста. Базальты ветловского комплекса имеют геохимические характеристики океанических базальтов (N-MORB) [11]. В этой же статье [11] приведён анализ породы, названной авторами пикритом, однако, судя по содержанию петрогенных окислов (SiO_2 = 47,85%, MgO = 12,31%), порода является основным пикробазальтом.

Изученные в данной работе образцы из этого района были отобраны автором во время полевых работ Петрологического отряда Лаборатории подводного вулканизма в 2010 г. из валунов и глыб на берегу оз. Островного. Коренных выходов пикритов найти не удалось, однако они несомненно являются местными породами, поскольку их развалы

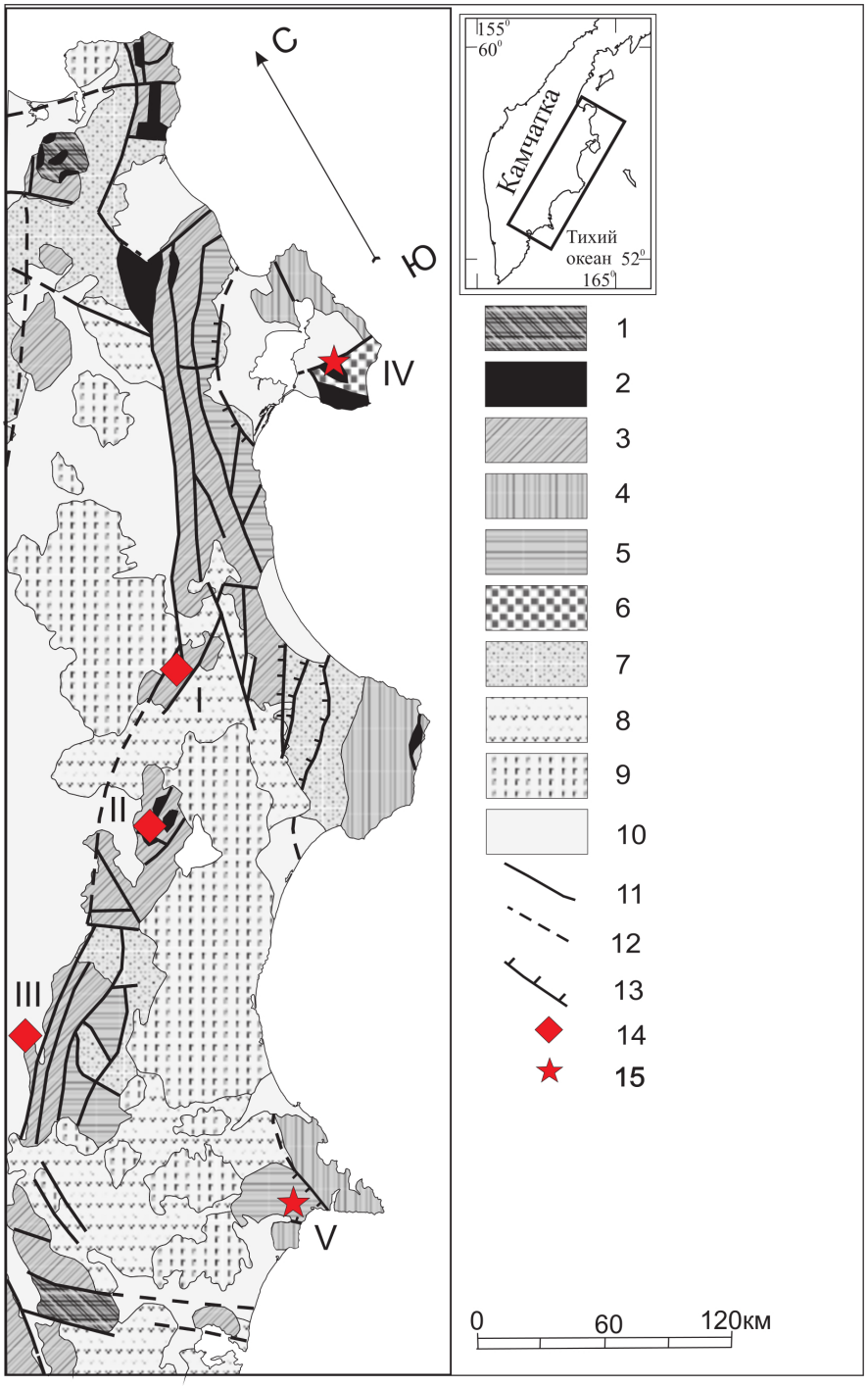


Рис. 1. Тектоническая схема Восточной Камчатки. 1–6 — мел-палеогеновые аккреционно-складчатые комплексы: 1 — выступы метаморфических пород, 2 — гипербазиты и габбро офиолитовой ассоциации, 3 — мел-палеоценовые аллохтонные образования Озерновско-Валагинской палеодуги, 4 — верхнемеловые-эоценовые образования Кроноцкой палеодуги, 5 — палеоцен-эоценовые образования ветловского аккреционного комплекса, 6 — меловые океанические образования смагинского комплекса; 7 — олигоцен-миоценовые молассовые образования Тюшевского и Литкенского прогибов; 8–9 — образования Восточно-Камчатского вулканического пояса: 8 — миоцен-плиоценовые и плиоцен-эоплейстоценовые комплексы, 9 — четвертичные вулканиты; 10 — рыхлые отложения четвертичных депрессий, 11–13 — разрывные нарушения: 11 — достоверные, 12 — предполагаемые под рыхлыми отложениями, 13 — надвиги; 14 — выходы пикритов Восточных хребтов (I — хр. Тумрок, II — Валагинского хр., III — г. Шаромский Мыс), 15 — выходы пикритов, описанных в данной работе (IV — п-ова Камчатский Мыс, V — Вахильского поднятия).

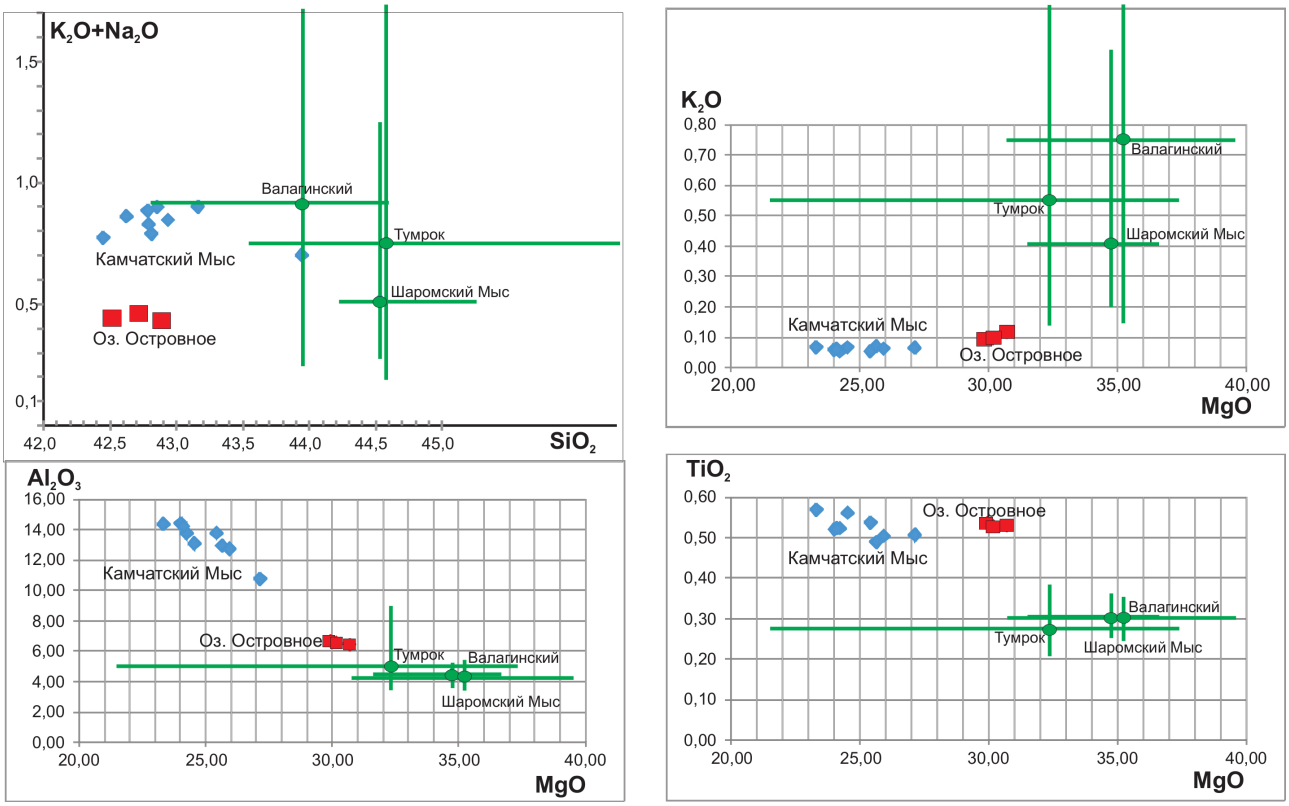


Рис. 2. Петрохимические диаграммы с составами пикритов Вахильского поднятия и п-ова Камчатский Мыс в сравнении с пикритами Восточных хребтов по [2]. Составы пород пересчитаны на 100% сухого вещества.

расположены очень компактно среди обломков базальтов и габброидов ветловского комплекса. Породы имеют полнокристаллическую, местами пойкилитовую структуру, состоят из оливина, клино- и ортопироксена и амфибола. Редко встречается также биотит и плагиоклаз (по данным [4] до 15%). Часто более крупные кристаллы амфибола включают в себя идиоморфные кристаллы оливина. Магнезиальность оливина 80–82 мол. % Fo. Рудный минерал представлен ильменитом, хромшпинелидом и пентландитом. Наблюдался большой разброс содержаний титана в хромшпинелиде (0,2–10% TiO_2). По структуре изученные разности близки к амфиболовым перидотитам — шрисгеймитам. Содержание петрогенных окислов в трёх проанализированных образцах MgO — 28–29%, SiO_2 — 40%, TiO_2 — 0,5%, K_2O — 0,09–0,11%. От пикритов Восточных хребтов ультрамафиты оз. Островного отличаются меньшим содержанием SiO_2, K_2O и MgO, но более высоким содержанием TiO_2 (рис. 2). Геохимические характеристики: $Zr/Y = 3{,}1$, $Th/Yb = 0{,}06 - 0{,}09$, $Nb/Yb = 0{,}8$, $La_{(N)}/Sm_{(N)} = 0{,}57 - 0{,}59$, $La_{(N)}/Yb_{(N)} = 0{,}64 - 0{,}73$. На рис. 3А показан многоэлементный график распределения редких элементов в породах оз. Островного, нормированных к составу примитивной мантии [17]. Если учитывать только элементы, устойчивые к вторичным процессам, то кривые распределения данных пород параллельны кривой N-MORB. Сильное обогащение рубидием, барием и свинцом по сравнению с океаническими базальтами можно объяснить вторичными изменениями изученных пород, поскольку эти элементы могут мигрировать при низкотемпературном метаморфизме, связанном с серпентинизацией оливина. Другой вариант объяснения — влияние мантийного плюма, если этими элементами был обогащён мантийный источник. Спектры редкоземельных элементов, нормированных к составу хондрита [17], параллельны спектрам N-MORB, отличаясь от них более низкими (в 2,5 раза) содержаниями (рис. 3Б). Среди пикритов Восточных хребтов Камчатки встречаются пикриты со сходным распределением РЗЭ, близким хондритовому [3]. На диаграмме Nb/Yb–Th/Yb [15] пикриты оз. Островного попадают в поле N-MORB (рис. 4), что говорит об отсутствии субдукционной компоненты в составе пород. Однако не получается полностью сопоставить данные породы с образованиями нормальных СОХ, поскольку этому противоречит высокая титанистость шпинелей в пикритах с оз. Островного, что может быть связано с влиянием плюмового источника [14]. Да и сам факт образования высокомагнезиальных пород требует объяснения.

Полученные данные не позволяют однозначно судить о генезисе ультрамафитов Вахильского под-

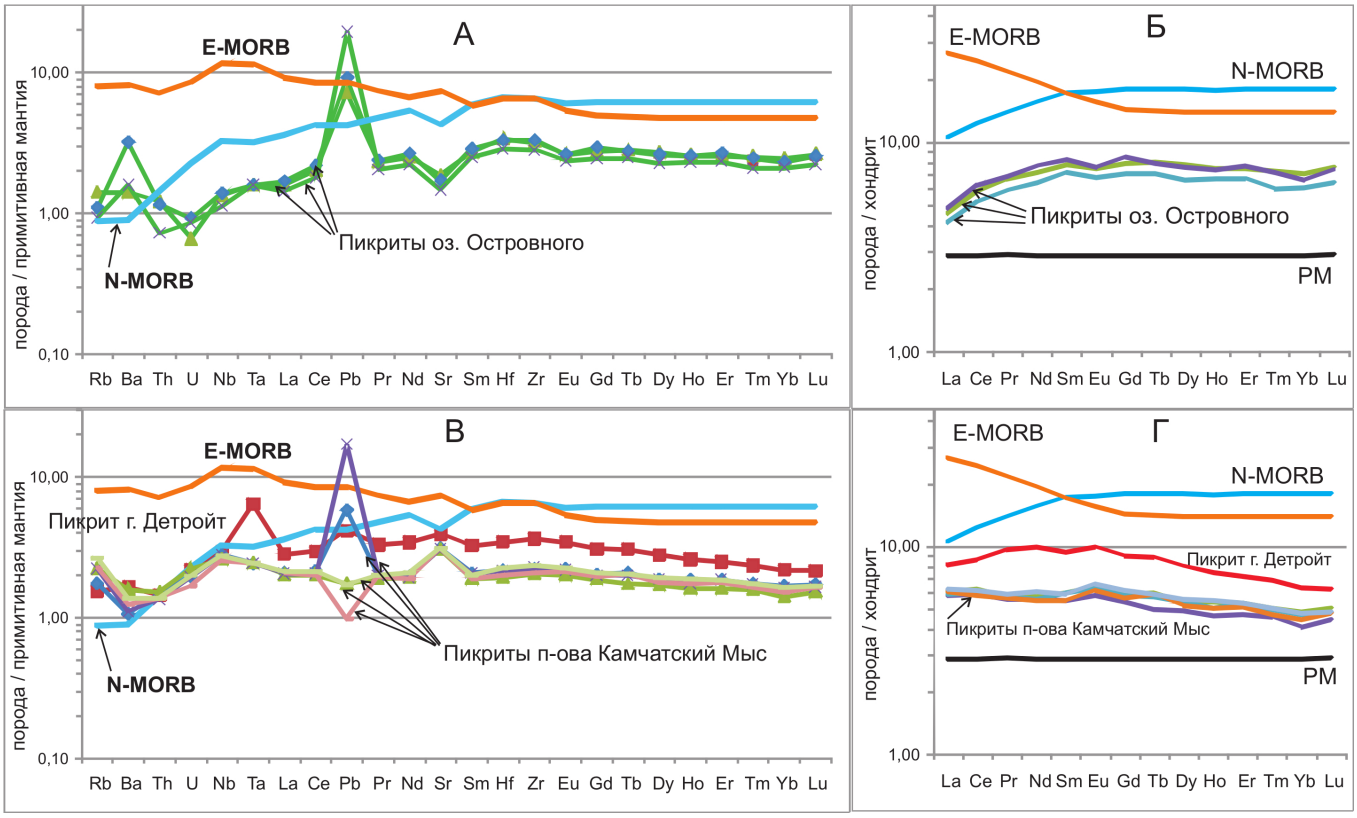


Рис. 3. Мультиэлементные (А, В) и редкоземельные (Б, Г) спектры пикритов Вахильского поднятия и п-ова Камчатский Мыс. Нормирование выполнено к составам примитивной мантии (А, В) и углистого хондрита $C1$ (Б, Г) по [17].

нятия, можно только сказать, что они имеют характеристики океанических пород, в отличие от островодужных пикритов Восточных хребтов Камчатки.

Пикриты п-ова Камчатский Мыс. В данном районе пикриты изучены впервые. Они найдены автором в зоне серпентинитового меланжа на восточной границе Солдатского гипербазитового массива при проведении полевых работ в 2012 г. По минеральному составу породы соответствуют плагиоклазовым пикритам — океанитам. Вкрапленники оливина (50–60% объёма породы), хромшпинелида и единичные вкрапленники плагиоклаза погружены в долеритовую основную массу, состоящую из плагиоклаза, клинопироксена, рудных минералов и разложенного стекла. Содержание петрогенных окислов: MgO — 22–26%, SiO_2 — 40,8–41,8%, TiO_2 — 0,47–0,54%, K_2O — 0,047–0,065%. Так же как и ультрамафиты Вахильского поднятия, пикриты п-ова Камчатский Мыс отличаются от пикритов Восточных хребтов меньшим содержанием SiO_2, K_2O и MgO, но более высоким содержанием TiO_2, и, кроме того, большим содержанием Al_2O_3 (рис. 2). Это отражает их минеральный состав (наличие плагиоклаза и долеритовой основной массы). Геохимия: $Zr/Y = 3{,}1$, $Th/Yb = 0{,}14 - 0{,}18$, $Nb/Yb = 2{,}4 - 2{,}6$, $La_{(N)}/Sm_{(N)} = 1{,}0 - 1{,}1$, $La_{(N)}/Yb_{(N)} = 1{,}24 - 1{,}42$. На спайдерграмме (рис. 3В) спектры пикритов п-ова Камчатский Мыс параллельны спектрам E-MORB и близки спектру пикрита г. Детройт из [13], отличаясь от него более низкими содержаниями элементов правой части спектра, начиная с Ta (кроме Pb). Резкие колебания по Pb связаны, видимо, с вторичным изменением пород. Спектры РЗЭ, нормированных к хондриту, почти параллельны спектру пикрита подводной горы Детройт [13] (рис. 3Г). Низкие содержания РЗЭ в пикритах п-ова Камчатский Мыс (5–6 хондритовых уровней, что всего в 2 раза превышает содержания РЗЭ в примитивной мантии) позволяют сопоставлять их с некоторыми коматиитами древних зеленокаменных поясов. Пониженные содержания тяжёлых РЗЭ относительно лёгких и средних свидетельствуют о влиянии мантийного плюма на генезис пород. На диаграмме Nb/Yb–Th/Yb [15] также видно влияние плюмового компонента (пикриты п-ова Камчатский Мыс попадают в поле E-MORB (рис. 4)). Эти результаты хорошо согласуются с данными предыдущих исследований по составу базальтов альб-сеноманской смагинской ассоциации п-ова Камчатский Мыс. Ранее было показано, что эта ассоциация включает щелочные базальты OIB-типа [8, 10] и обогащённые толеиты, формирование которых связано с меловой деятельностью Гавайского мантийного плюма [16].

Для более обоснованных заключений об условиях образования изученных пород исследования

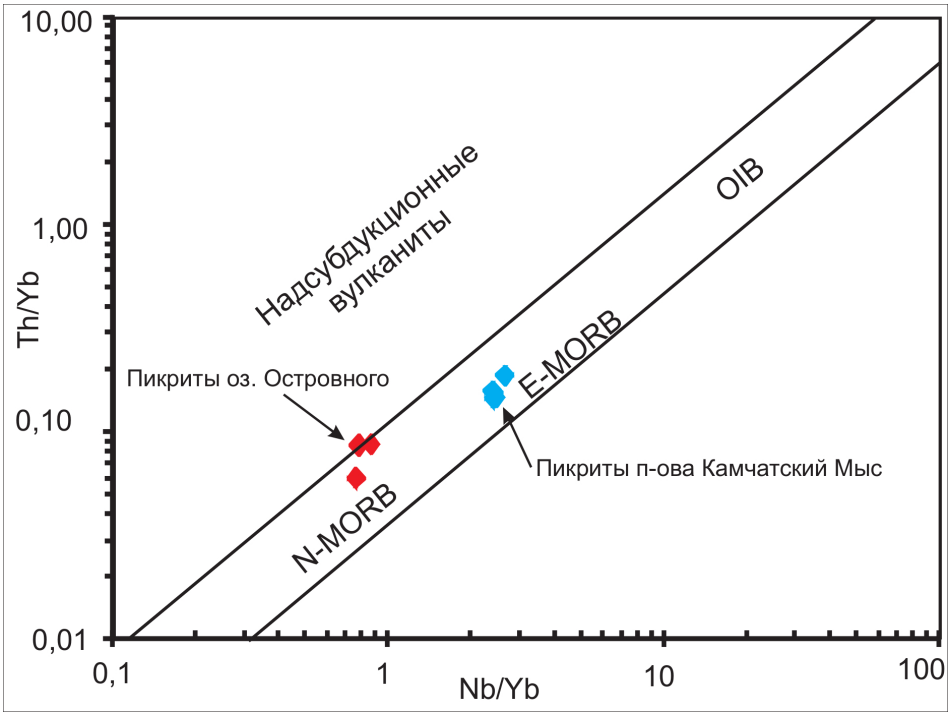


Рис. 4. Пикриты Вахильского поднятия и п-ова Камчатский Мыс на диаграмме Nb/Yb–Th/Yb [15].

будут продолжены. Чтобы выяснить состав первичных расплавов, планируется определить состав минералов пикритов, прежде всего оливина и шпинели. Предполагается также проанализировать состав расплавных включений в шпинелях.

Выводы

Изучены высокомагнезиальные ультраосновные вулканиты Вахильского поднятия и п-ова Камчатский Мыс. Ультрамафиты Вахильского поднятия по минеральному составу и структуре близки к шрисгеймитам, а найденные на п-ове Камчатский Мыс породы соответствуют плагиоклазовым пикритам (океанитам).

Особенностью изученных пород обеих групп является их нахождение в составе палеоокеанических комплексов (ветловского и смагинского), в отличие от пикритов Восточных хребтов Камчатки, ассоциирующих с островодужными базальтами. Геохимические характеристики пикритов подтверждают их океанический генезис.

В редкоэлементном составе пикритов п-ва Камчатский Мыс отражено влияние плюмового компонента, что хорошо согласуется с данными по составу базальтов смагинской ассоциации.

Автор благодарен С. М. Ляпунову (ГИН РАН) и В. К. Карандашеву (ИГГН РАН) за помощь в получении аналитических данных по составу пород. Спасибо также всем, кто принимал участие в полевых работах Петрологического отряда Лаборатории подводного вулканизма в 2010 и 2012 гг. на п-овах Шипунский и Камчатский Мыс.

Полевые работы и аналитические исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ № 10–05-00 065а.

Список литературы

1. *Каменецкий В. С., Данюшевский Л. В., Зинкевич В. П.* Новые данные о пикритах Шаромского Мыса (Восточная Камчатка) // Геохимия. 1991. № 4. С. 597–604.
2. *Каменецкий В. С., Соболев А. В., Карпенко С. Ф., Портнягин М. В.* Ультрамафический вулканизм Восточной Камчатки: геохимия и петрология. В сб.: Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. С. 156–196.
3. *Ланда Э. А., Ляпунов С. М., Марковский Б. А.* Об особенностях распределения редкоземельных элементов в вулканических ультрамафитах // Докл. АН СССР. 1983. Том. 272. № 2. С. 462–464.
4. *Литвинов А. Ф., Крикун Н. Ф.* Государственная Геологическая карта м-ба 1: 200 000, листы N-57-XXII, XXVIII, XXIX. Объяснительная записка. М., «Недра», 1992.
5. Магматические горные породы. Том. 5. Ультраосновные породы. М.: Наука, 1988. 512 с.
6. *Марковский Б. А., Ротман В. К.* О геосинклинальных меймечитах Камчатки // Докл. АН СССР. 1971. Том. 196. № 3. С. 675–678.
7. *Марковский Б. А., Ротман В. К.* Геология и петрология ультраосновного вулканизма. Л.: Недра, 1981. 247 с.
8. *Савельев Д. П.* Внутриплитные щелочные базальты в меловом аккреционном комплексе Камчатского полуострова (Восточная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 1. С. 14–20.
9. *Соболев А. В., Каменецкий В. С., Кононкова Н. Н.* Новые данные по петрологии и геохимии ультрамафи-

ческих вулканитов Валагинского хребта (Восточная Камчатка) // Геохимия. 1989. № 12. С. 1694–1709.

10. *Федорчук А. В., Пейве А. А., Гулько Н. И., Савичев А. Т.* Петрохимические типы базальтов офиолитовой ассоциации полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Геохимия. 1989. № 12. С. 1710–1717.
11. *Цуканов Н. В., Федорчук А. В., Литвинов А. Ф.* Океанический комплекс Шипунского полуострова (Восточная Камчатка) // Докл. АН СССР. 1991. Том. 318. № 4. С. 958–962.
12. *Эрлих Э. Н., Шанцер А. Е., Кутыев Ф. Ш.* Меймечиты Восточной Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1971. № 2. С. 3–10.
13. *Huang S., Regelous M., Thordarson T., Frey F. A.* Petrogenesis of lavas from Detroit Seamount: Geochemical differences between Emperor Chain and Hawaiian volcanoes // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2005. Vol. 6. Q01L06, doi: 10,1029/2004GC000 756.
14. *Kamenetsky V. S., Crawford A. J., Meffre S.* Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr^{-} spinel and melt inclusions from primitive rocks // J. Petrology. 2001. Vol. 42. P. 655–671.
15. *Pearce J. A.* Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos. 2008. Vol. 100. P. 14–48.
16. *Portnyagin M., Savelyev D., Hoernle* K. *et al.* Mid-Cretaceous Hawaiian tholeiites preserved in Kamchatka. Geology. 2008. Vol. 36. № 11. P. 903–906.
17. *Sun S.-S., McDonough W. F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins. Saunders A. D., Norry M. J. (eds). 1989. Geol. Soc. Spec. Publ. Vol. 42. P. 313–345.

УДК 550.348.436+550.342

П. П. Фирстов[1], А. Б. Белоусов[2], Е. Р. Махмудов[1],
М. Г. Белоусова[2], Д. Фи[3], П. Э. Избеков[3]

[1] *Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский*

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

[3] *Геофизический институт Аляскинского университета, г. Фэйрбанкс, Аляска, США*

Оценка количества газа, выброшенного эксплозиями при извержении вулкана Толбачик в январе-феврале 2013 г., по данным регистрации воздушных ударных волн

На основании оценки расхода лавы и регистрации воздушных ударных волн в январе-феврале 2013 г., во время извержения трещинного Толбачинского извержение имени 50-летия Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, сделана оценка весового содержания эксплозивного газа. Для рассматриваемого извержения, весовое содержание эксплозивного газа почти в два раза больше по сравнению с извержением Южного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения в 1976 г.

Введение

Трещинное Толбачинское извержение имени 50-летия Института вулканологии (ТТИ-50) началось 26 ноября 2012 г. в южной ареальной зоне шлаковых конусов Плоского Толбачика, именуемой Толбачинским Долом (рис. 1). Здесь в 1975–1976 гг. произошло Большое трещинное Толбачинское извержение (БТТИ), в результате которого в 18 км от кратера Плоского Толбачика образовались три конуса Северного прорыва (СП) и на последней стадии в 28 км конус Южного прорыва (ЮП). Детальное описание БТТИ сделано в монографии [1], в которой подведен итог плодотворных работ на этом извержении всего коллектива Института вулканологии ДВО РАН.

БТТИ дало богатый материал для изучения воздушных ударных волн, сопровождающих различные формы проявления вулканической активности. Впервые в мировой практике вулканологических исследований было реально обосновано и показано, что акустические сигналы диапазона 1–10 Гц, связанные с разрушением газовых пузырей при стромболианском типе активности и нестационарными процессами, обусловленными фрагментацией магмы при вулканском типе активности [5, 7], являются *слабыми воздушными ударными волнами* (ВУВ). Причём характерное время длительности импульса избыточного давления для вулканических ВУВ, в основном, определяется размером кратера [8].

Лавы трещинных извержений Толбачинского дола имеют базальтовый состав и сходны с гавайскими лавами типа *пахоэхое* (волнистые лавы) и *аа* (обломочные или шлакомелкоглыбовые лавы), покрывающими значительные площади. Соответственно, трещинные извержения Толбачинского дола можно отнести к стромболианскому типу, а в некоторых случаях даже к гавайскому типу. С точки зрения физики, эти типы извержений соответствуют барботирующему режиму истечения силикатного расплава на дневную поверхность, для которого характерна интенсивная дегазация с возникновением условий для быстрого роста и всплывания отдельных газовых «пузырей». При таком режиме разрушение оболочки «пузыря» на поверхности сопровождается возникновением как слабых ВУВ, так и сейсмического сигнала за счёт воздействия на магму волны разгрузки, распространяющейся в подводящем канале.

Количество газа, участвующего в процессе извержения — одна из важнейших характеристик активности вулкана. Возможность оценки количества свободно выделяющегося газа по акустическому излучению, возникающему при разрушении газовых пузырей, на примере трёх извержений стромболианского типа, показана в работе [7]. При этом для ЮП БТТИ был оценён расход лавового материала, что дало возможность оценить весовое содержания газа. В данной работе осуществлена оценка эксплозивного газа и его весового содержания в лаве для ТТИ-50 в январе-феврале 2013 г.

Описание извержения в феврале-январе 2013 г.

Исходными данными для данной работы послужили данные полученные за два периода наблюдений: в январе, выполненные А.Б. и М. Г. Белоусовыми; и в феврале 2013 г., выполненные П. Э. Избековым. По наблюдениям 23 января 2013 г. ТТИ-50 носило стромболианско-гавайский характер, с умеренной эксплозивной деятельностью во вновь об-

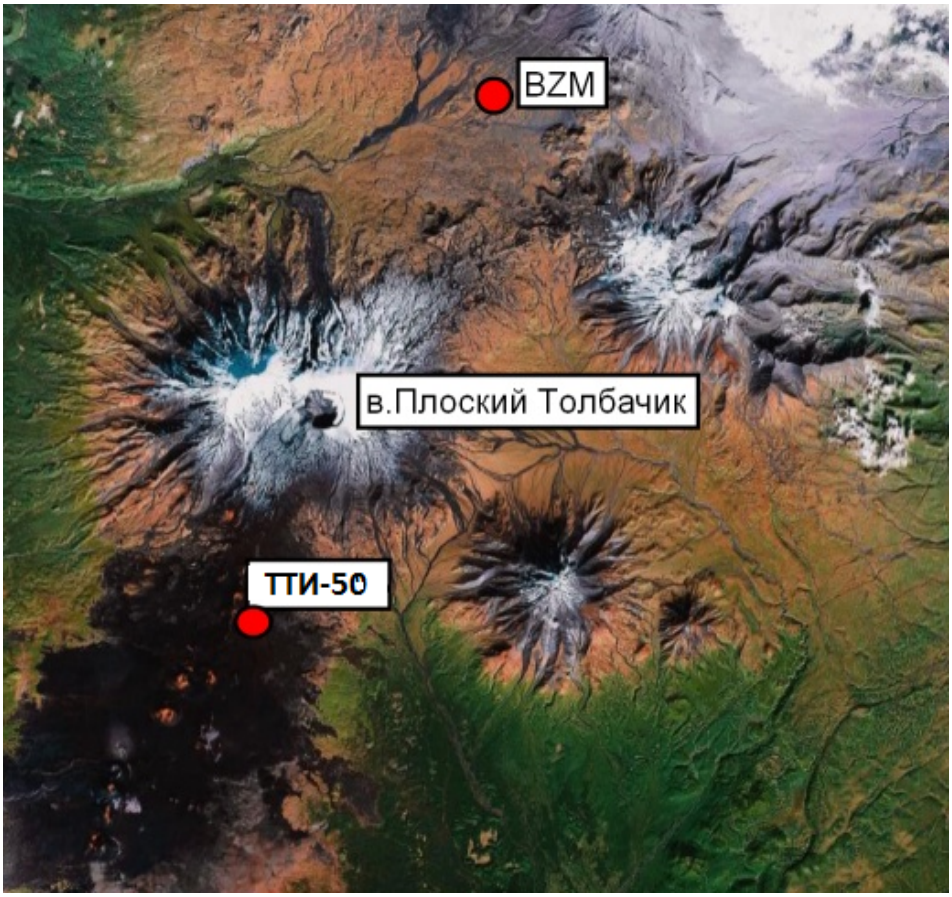


Рис. 1. Расположение центра излияния лавовых потоков ТТИ-50 в январе-феврале 2013 г. и радиотелеметрической сейсмической станции (РТСС) BZM.

разованном шлаковом конусе с диаметром кратера ∼200 м. На дне конуса располагалось озеро жидкой лавы, на поверхности которого в 3–4 местах происходил прорыв газовых пузырей. Разрушение пузырей проявлялось в частых разнообразных по форме (кинжальных вертикальных и косонаправленных, веерообразных) выбросах вулканических бомб и обрывков лавы (жидких, сильно вспененных) на высоту до 150 м (рис. 2а,г).

Одновременно отмечалась интенсивная эффузивная деятельность с резкими вариациями расхода лавы. Жидкая базальтовая лава текла по системе лавовых труб и появлялась на поверхность ниже шлакового конуса на расстоянии около одного километра (рис. 2б). Основной исток, через который разгружалось около 80% лавы, имел ширину около 5 метров при скорости течения ∼2 м/с. Резкое уменьшение расхода лавового материала (рис. 2в) позволило оценить глубину лавовода (∼5 м) и общий расход лавы через основное русло в 20–30 $м^3$/с. При объёмном весе лавы (содержащей взвешенные пузырьки газа) $\rho = 2{,}3 \cdot 10^3$ кг/$м^3$ это составит около $5{,}8 \cdot 10^4$ кг/с.

По наблюдениям П. Э. Избекова, в середине февраля 2013 г. характер извержения мало чем отличался от январского, но был стабильным. Вблизи жерла извергающегося вулкана на расстоянии 1000 м был установлен пьезокерамический микробарограф, позволяющий регистрировать волновые возмущения в атмосфере в диапазоне 0,01–30 Гц, который проработал почти трое суток (11–13 февраля).

Исходные данные и методика обработки

Объективной оценкой активности вулкана может быть интенсивность вулканического дрожания (ВД), квазигармонического колебания почвы в диапазоне частот 0,2–3 Гц, сопровождающие истечение лавы или пепло-газовой смеси из кратера вулкана. В работе [7] показано, что мощность вулканического дрожания при СП и ЮП БТТИ была пропорциональна расходу тефры. Исходя из этого, для сопоставления активности вулкана за рассматриваемые периоды привлекались спектральные и динамические характеристики ВД, зарегистрированного на ближайшей РТС BZM, расположенной в 20 км от извержения (рис. 1). Обработка цифровых сигналов осуществлялась программой DIMAS [4].

Спектральная плотность мощности ВД в январе и в феврале сохраняла стабильность с шириной спектрального пика 0,6–2 Гц по уровню −10 дБ от максимума (рис. 3). На огибающих ВД с постоянной времени 100 с уровень ВД, составлял ∼0,4 мкм/с для сравниваемых дат — 23 января и 10–14 февраля 2014 г. (рис. 4а,б). Это даёт основание предпола-



а *б* *в* *г*

Рис. 2. Эксплозивная активность ТТИ-50 23 января 2013 г. (*а*), русло основного лавовода при различном расходе лавы (*б*, *в*), эксплозивная деятельность 13 февраля 2013 г.(*г*). *а*, *б*, *в* — фото М. Г. Белоусовой, *г* — фото П. Э. Избекова.

гать близкие значения интенсивности извержения и, соответственно, расхода лавы на эти даты. Но если в феврале все три дня амплитуда огибающей скорости колебания грунта была постоянной ($A = 4$ мкм/с), то 23 января наблюдались вариации огибающей ВД, хотя в среднем сохранила те же самые значения. Динамика акустического сигнала 11–13 февраля подвергалась незначительным вариациям с двойной амплитудой ∼30 Па (рис. 4б).

Особенности генерации воздушных ударных волн во время извержения ТТИ-50

На рис. 5а приведён 6 минутный фрагмент записи акустического сигнала, сопровождающего извержение, на котором хорошо видны импульсные сигналы от извержения, наложенные на низкочастотные флуктуаций давления. Импульсные сигналы представляют воздушные ударные волна (ВУВ), которые по форме импульса, вписываются в классификацию, предложенную в работе [7], и представляют собой, в основном, тип ВУВ связанных с разрушением газовых пузырей на поверхности лавы.

Большинство акустических импульсов хорошо сбалансированы ($I_+ \sim I_-$) с длительностью фазы сжатия $\tau_+ = 0{,}3$ с. При этом радиус сферической области повышенного давления $a = c_0\tau_+$ (где c_0 — скорость звука в воздухе), близкий к радиусу кратера, составит ∼100 м, что совпадает с визуальными данными. Форма фазы сжатия для таких ВУВ достаточно хорошо может быть описана синусоидой (рис. 4б). Реже встречаются ВУВ с несбалансированным импульсом и $\tau_+ \sim 0{,}5$ с (рис. 5в,г). Такие импульсы, по-видимому, связаны с выбросом в атмосферу аномального количества ювенильного пара, конденсация которого ведёт к затягиванию фазы сжатия и разбалансировки импульсов в пользу фазы разрежения $I_+ < I_-$ [9]. В некоторых случаях на временных отрезках, длительностью не более 30 с, наблюдалась квазипериодичность, с интервалом времени между импульсами ∼2 c (рис. 5б, выделено квадратом).

Оценка количества эксплозивного газа по параметрам АС для некоторых извержений стромболианского типа вулканов Камчатки сделана в работе [8],

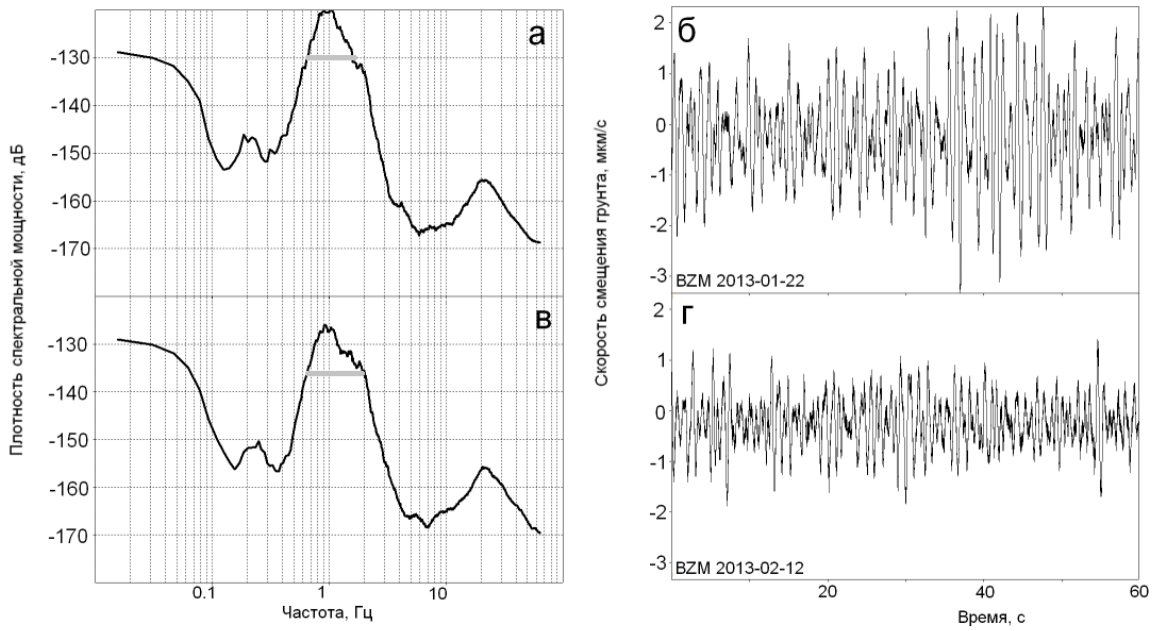


Рис. 3. Спектральная плотность мощности (*а*, *в*) и образцы соответствующих записей вулканического дрожания длительностью в одну минуту (*б*, *в*) 22 января и 12 февраля 2013 г.

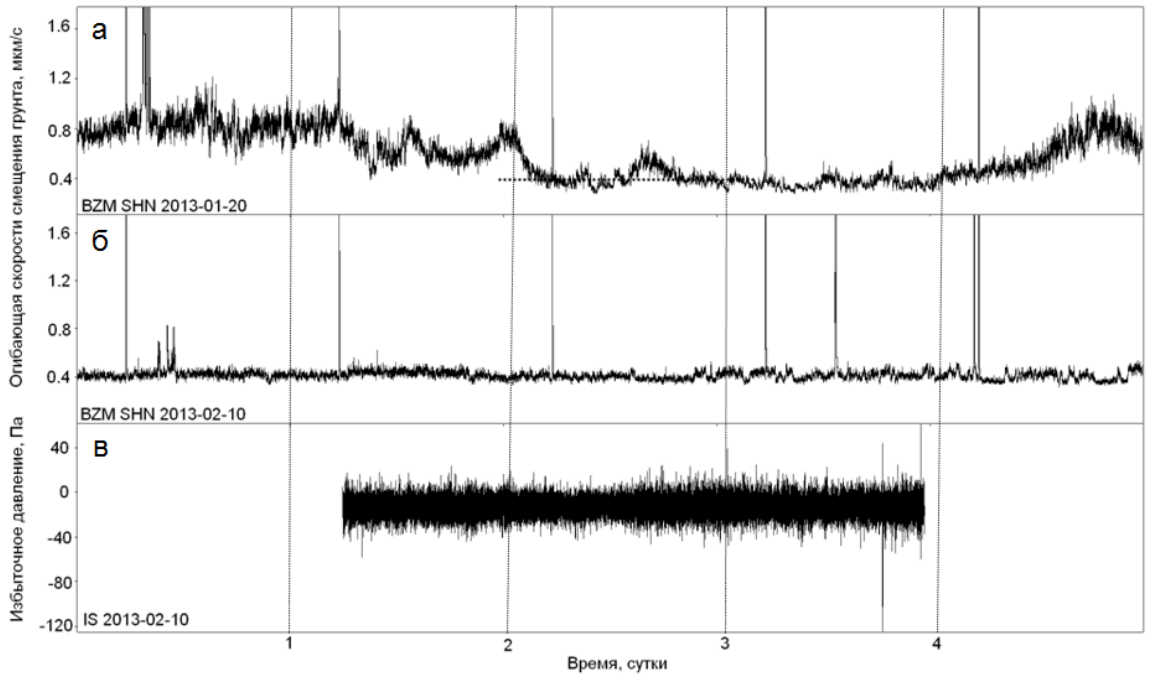


Рис. 4. Огибающая вулканического дрожания на РТСС BZM (20 км от кратера) с постоянной времени 100 с: *а* — 20–24 января, *б* — 10–14 февраля, *г* — запись микробарографом ударно-волновых эффектов на расстоянии один км, сопровождавших эксплозивную деятельность 11–13 февраля 2013 г.

поэтому представляют интерес оценки количества эксплозивного газа и для ТТИ-50, сделанные по той же методике, и сравнение с оценками, выполненными для ЮП БТТИ.

В акустическом приближении, по форме акустической волны в атмосфере, зарегистрированной на некотором расстоянии R от источника, объём вытесненного взрывом воздуха (ΔV) можно определить по импульсу фазы сжатия (I), который соответствует объёму эксплозивного газа, выброшенного в атмосферу [2]:

$$\Delta \mathrm{V} = \frac{4\pi R}{\rho_0} \int_0^{\tau_1} I(R,\tau) d\tau \qquad (1)$$

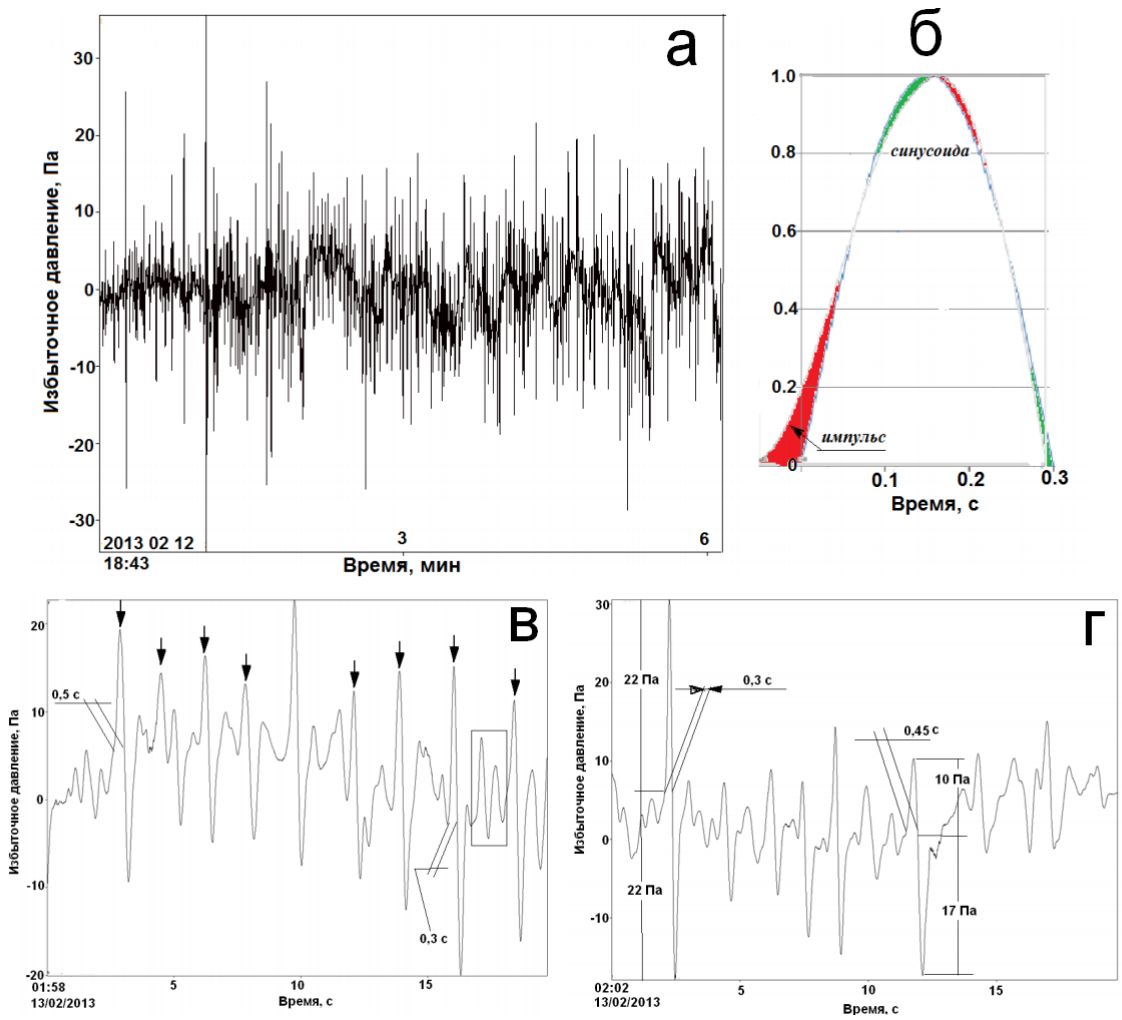


Рис. 5. Фрагмент записи ВУВ 12 февраля 2013/ г. длительностью 20/ с (*а*), сравнение формы фазы сжатия ВУВ с синусоидальным сигналом (*б*), фрагмент записи ВУВ длительностью 20/ с (*в*, *г*).

где: ρ_0 — плотность атмосферного воздуха, τ_1 определяется из условия $I(0,\tau_1) = 0$. Интеграл для импульса фазы сжатия синусоидальной формы вычислялся по следующей формуле:

$$\iint \Delta P_+ \cdot \sin\frac{\pi t}{\tau_+}dt = -\int \Delta P_+ \frac{\tau_+^2}{\pi}\cdot\cos\frac{\pi}{\tau_+}tdt = \\ = \Delta P_+ \frac{\tau_+^2}{\pi^2}\cdot 2\sin\frac{\pi t}{\tau_+}\Big|_0^{\tau_+/2} = 2\Delta P_+\frac{\tau_+^2}{\pi^2} \qquad (2)$$

Рассчитаем весовое содержание эксплозивного газа, выбрасываемого в атмосферу при извержении ТТИ-50 в январе-феврале 2013 г., а также проведём сравнения с извержением ЮП БТТИ, исходя из данных приведённых работе [8].

Объём газа в одном «пузыре» для ТТИ-50 в среднем составил $2{,}6\cdot10^3\,м^3$ или при плотности перегретого пара $0{,}17\,кг/м^3$ при температуре 1000° С [2] его масса составит 442 кг/с. Учитывая, что в среднем выбросы наблюдались с периодичностью 1,8 с, то расход эксплозивного газа, по данным акустических измерений, составлял 245 кг/с. Сопоставление расхода газа и лавы даёт оценку весового содержания эксплозивного газа при извержении ТТИ-50 в начале 2013 г. почти в 2 раза большую, по сравнению с весовым содержанием газа для ЮП БТТИ.

Следует отметить, что количество эксплозивного газа рассчитанного на основании акустического излучения даёт нижний предел растворённого газа в магме, т. к. не учитывается газ, выделяющийся во время движения магмы, и оставшийся в ней в виде пузырьковых включений.

Выводы

В настоящее время акустический метод для изучения физики эксплозивного процесса и определения динамических характеристик извержения получил широкое распространение в вулканологической практике [10, 11]. Опираясь на собственный опыт и опыт, полученный при вулканических извержениях в других районах мира, необходимо создавать пункты регистрации волновых возмущений в атмосфере вблизи активных вулканов Камчатки с целью мониторинга их эксплозивной активности.

Список литературы

1. Большое трещинное Толбачинское извержение 1975–1976. М.: Наука, 1984. 637 с.
2. *Вукалович В.П.* Таблицы термодинамических свойств воды и водяного пара. М.: Энергия, 1966. 398 с.
3. *Губкин К. Е.* О подобии взрывов // Физика Земли. 1978. № 10. С. 49–60.
4. *Дрознин В. А., Дрознин Д. В.* Активность вулкана Безымянного 9 мая 2006 г. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007. № 1. Вып. 9. С. 105–110.
5. *Сторчеучс А. В.* Исследование параметров воздушных волн Южного прорыва Толбачинского извержения // Вулканология и сейсмология. 1987. № 1. С. 62–68.
6. *Токарев П. И.* Низкочастотное вулканическое дрожание // Вулканология и сейсмология. 1982. № 6. С. 56–78.
7. *Фирстов П. П., Адушкин В. В., Сторчеус А. В.* Ударные воздушные волны, зарегистрированные во время Большого трещинного извержения в сентябре 1975 г. // ДАН. 1978а. Том. 259. № 5. С. 1078–1081.
8. *Фирстов П. П., Кравченко Н. М.* О возможности использования воздушных волн для оценки количества эксплозивного газа, высвобождаемого во время вулканических извержений // Вулканология и сейсмология. 1995. № 4–5. С. 160–171.
9. *Фирстов П. П., Пономарёв Е. А.* Влияние магматической воды на ударно-волновые эффекты эксплозивных вулканических извержений // Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: ИвиС ДВО РАН, 2008. С. 282 — 290.
10. *Johnson J. B., Aster R. C.* Relative partitioning of acoustic and seismic energy during Strombolian eruptions // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2005. 148. P. 334–354.
11. *Ripepe M., Marchetti E., Ulivieri G.* Infrasonic monitoring at Stromboli volcano during the 2003 effusive eruption: insights on the explosive and degassing processof an open conduit system // Journal of Geophysical Research 2007. 112. P. 256–271.

УДК 550.348.436+550.342

П. П. Фирстов, А. А. Шакирова, О. А. Арбугаева

*Камчатский филиал Геофизической службы РАН,
г. Петропавловск-Камчатский*

Активность вулкана Кизимен в период май 2012 г. — март 2013 г. по сейсмическим данным и видеонаблюдениям

В период май 2012 г. – март 2013 г. в извержении вулкана Кизимен по видеонаблюдениям и сейсмическим данным наблюдались все возможные формы проявления вулканической активности для андезитовых вулканов с вязкой лавой (движение лавового потока, выжимание вершинной экструзии, пирокластические потоки, обвалы). В этот период, по данным КФ ГС РАН, регистрировались слабые вулкано-тектонические землетрясения (ВТЗ) района вулкана Кизимен с энергетическим классом $K_S < 8$, эпицентры которых были, в основном, приурочены к зоне северо-восточного простирания, которая была сейсмически активна в течение 2010 г. перед началом извержения (декабрь 2010 г.). Сопоставление видеонаблюдений различных форм активности с сейсмическими эффектами позволили по волновым формам и спектрам плотности мощности (СПМ) выявить особенности различных сейсмических сигналов с целью их селекции. Таким образом, основываясь на видеонаблюдениях и сейсмических эффектах, была реконструирована активность вулкана Кизимен за май 2012 г. – март 2013 г.

Введение

Вулкан Кизимен (2485 м н. у. м.) — действующий вулкан эксплозивно-эффузивно-экструзивного типа, корово-мантийного питания, расположенный в восточной части Щапинского грабена Центральной Камчатской депрессии (рис. 1а).

Начавшееся в декабре 2010 г. извержение влк. Кизимен началось спустя 82 года после предыдущего извержения в декабре 2010 г. В результате декабрьской активизации вулкана произошло разрушение верхней части вершины и в конце февраля 2011 г. началось выжимание вязкой андезитовой магмы [2]. Лавовый поток к июлю 2012 г. образовал два языка на юго-восточном склоне вулкана (рис. 1б). Сейсмичность вулкана контролировалась тремя радиотелеметрическими сейсмическими станциями (РТСС), расположение которых показано на врезке рис. 1а. Образование вершинных экструзий и формирование лавового потока сопровождались микроземлетрясениями близкой интенсивности с квазипериодичностью от десятков секунд до нескольких часов [4, 5]. По аналогии с характером сейсмичности, сопровождавшей выжимание экструзии на вулкане Сент-Хеленс в 2004–2005 гг., такой режим был назван «drumbeats» [8, 9]. В мае 2012 г. на вершине вулкана началось образование экструзии, которая хорошо фиксировалась видеокамерой на с/ст TUMD (рис. 2а).

В результате мощных обвалов в августе 2012 г. произошло разрушение экструзии. Новая активизация с выжиманием вершинной экструзии началась в январе 2013 г. (рис. 2б) и сопровождалась землетрясениями режима «drumbeats III». В течение всего исследуемого периода происходили отдельные эксплозии и извержения пирокластических потоков (ПП), интенсивность которых заметно возросла во время новой активизации, выразившейся в экструзивном процессе на вершине вулкана в январе 2013 г.

Сейсмичность района вулкана в мае 2012 г. – марте 2013 г.

По данным каталога землетрясений, полученного в лаборатории ИСВА КФ ГС РАН, в рассматриваемый период сейсмичность района была представлена слабыми вулкано-тектоническими землетрясениями (ВТЗ) с энергетическими классами по S-волнам $4{,}5 < K_S < 8$, эпицентры которых, в основном, были приурочены к зоне северо-восточного простирания вблизи постройки вулкана (рис. 3а).

Из рис. 3б видно, что, в основном, эпицентры ВТЗ тяготеют к наклонной плоскости, располагающейся в переходной зоне горст Тумрок – грабен р. Левая Щапина. Более глубокие землетрясения происходят юго-западнее от вулкана Кизимен, более поверхностные — северо-западнее.

Типы вулканических землетрясений, регистрируемых во время извержения вулкана Кизимен и их спектральные характеристики

Вулкано-тектонические землетрясения района в. Кизимен по форме записи не отличаются от обычных тектонических землетрясений. Они имеют чётко выраженные вступления P и S волн. На рис. 4а показаны спектральные плотности мощности (СПМ) для шести ВТЗ, зарегистрированных в ноябре 2013 г., а также СПМ фона. На рис. 4б приведён пример волновой формы ВТЗ за 2012/11/24 в $11^{\mathrm{h}}22^{\mathrm{m}}$ с энергетическим классом $K_S = 6{,}1$.

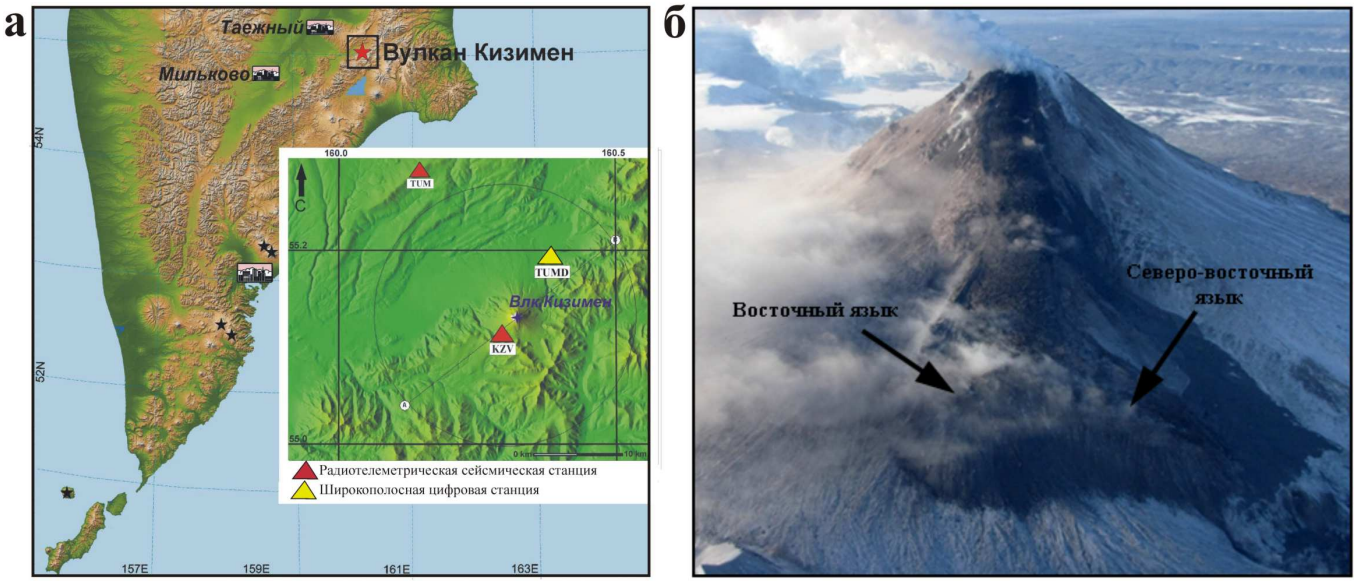


Рис. 1. Расположение вулкана Кизимен на Камчатке (а) и лавовый поток на восточном склоне вулкана на 23 декабря 2011 (б). Фото С. А. Чиркова. На врезке показаны ближайшие к вулкану сейсмические станции КФ ГС РАН: KZV — Кизимен, TUMD — Тумрокские источники, TUM — Тумрок.



Рис. 2. Экструзивные образования на вершине вулкана Кизимен: а — 1 августа 2012 г.; б — 2 января 2013 г.

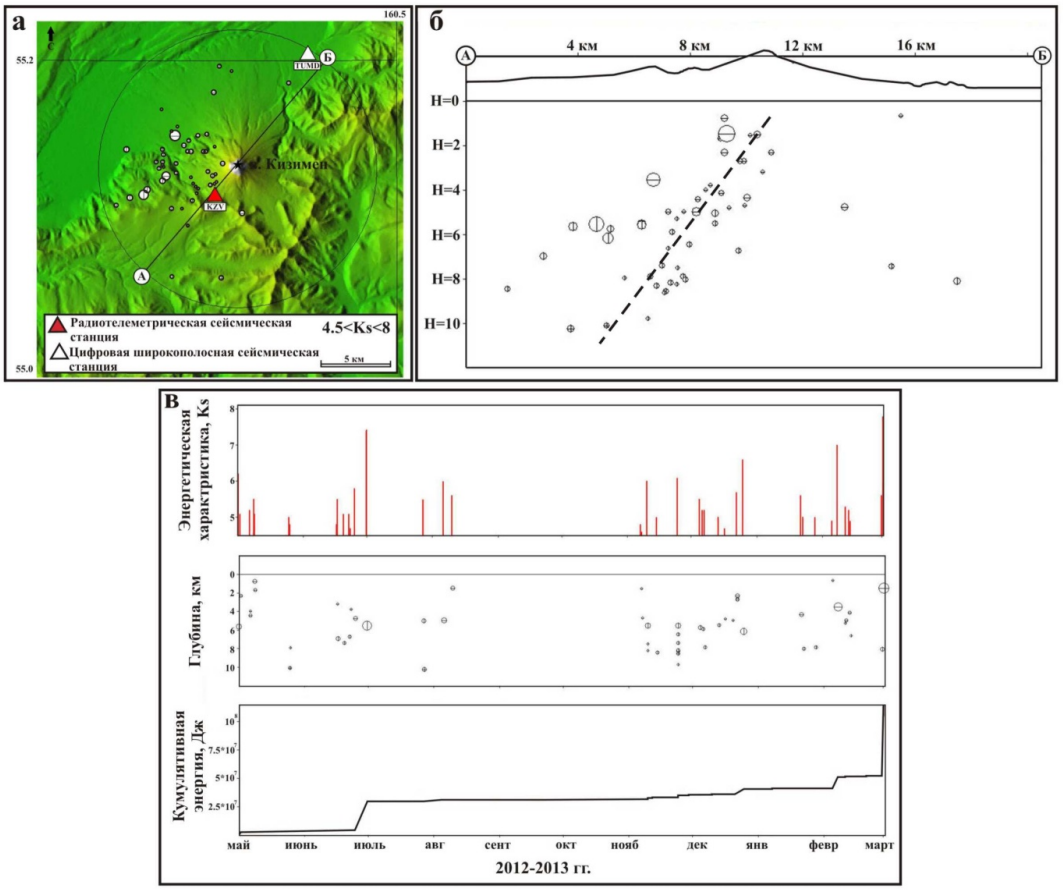


Рис. 3. Карта эпицентров, вертикальный разрез очагов по линии АБ и график основных характеристик вулкано-тектонических землетрясений за период май 2012 г. — март 2013 г. района вулкана Кизимен.а — карта эпицентров землетрясений; б — проекция гипоцентров на вертикальную плоскость по сечению АБ; в — энергетический класс ВТЗ, глубина гипоцентров и кумулятивный график энергии ВТЗ.

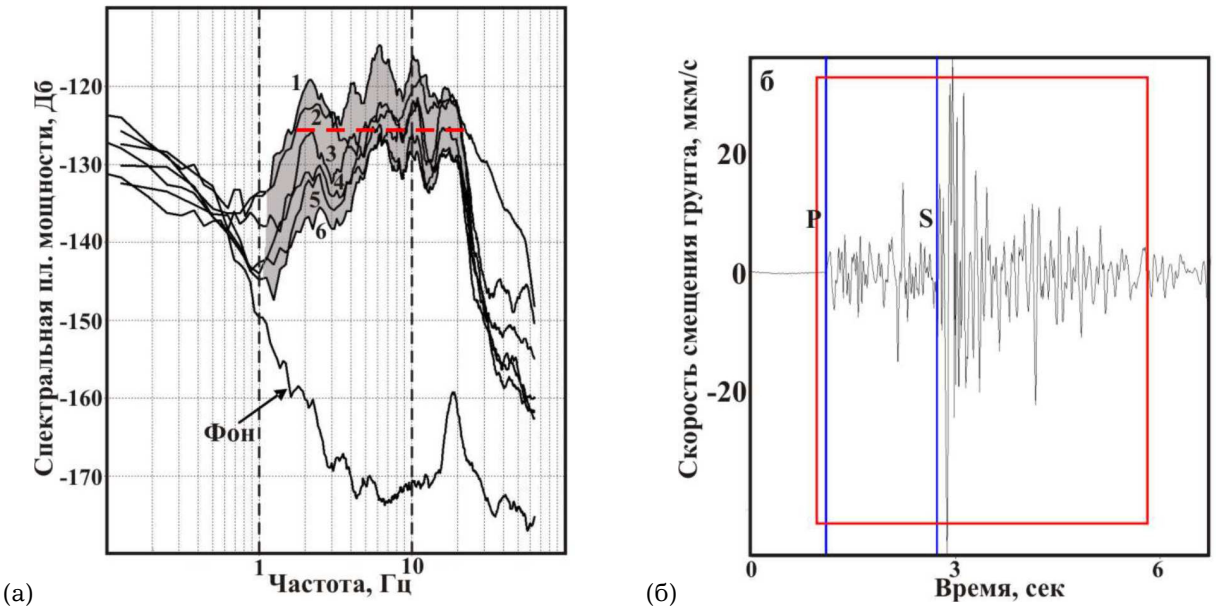


Рис. 4. Спектральная плотность мощности 6 ВТЗ с $K_S = 5{,}1 - 6{,}1$ (а) и пример записи землетрясения 24/11/2012, $11^{\mathrm{h}}22^{\mathrm{m}}$, с $K_S = 6{,}1$ (б).

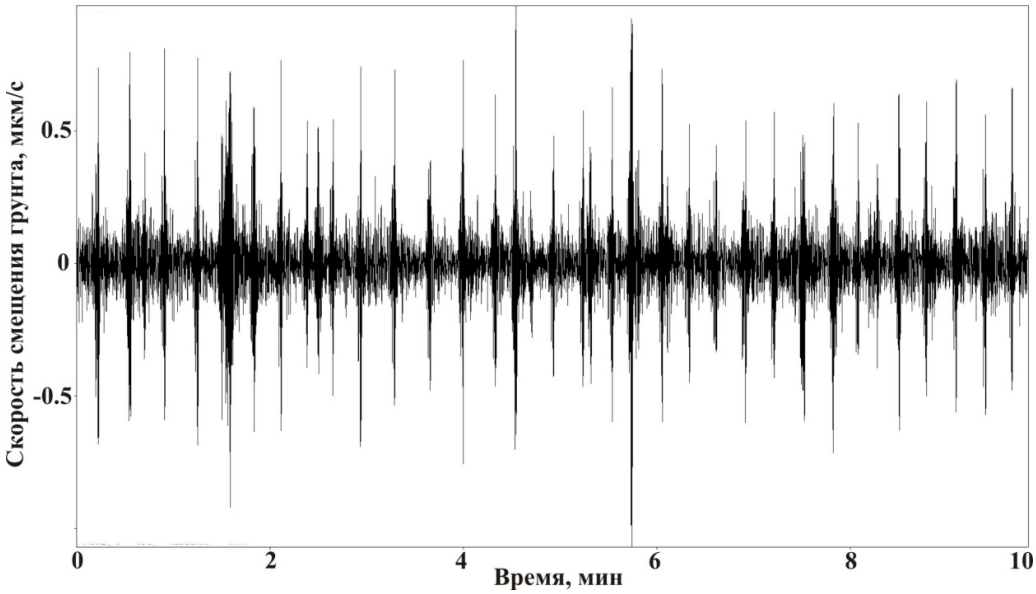


Рис. 5. Десятиминутная запись микроземлетрясений на PTCC KZV режима «drumbeats III» 4 января 2013 г., сопровождающих выжимание вершинной экструзии вулкана Кизимен.

Для выявления особенностей формы СПМ для различных вулканических землетрясений рассматривалась её ширина по уровню -10 Дб от максимума. Для ВТЗ рассматриваемого периода она заключена в диапазоне 2–20 Гц с хорошо выраженными спектральными максимумами на частотах 2,2, 4, 6, и 10 Гц при длительности записи ∼5 секунд.

Землетрясения режима «drumbeats». Сопоставляя видеонаблюдения различных форм активности с сейсмическими эффектами по волновым формам и спектрам плотности мощности (СПМ) были выявлены особенности различных сейсмических сигналов с целью их селекции.

До середины июня 2012 г. регистрировались землетрясения режима «drumbeats II». Этот режим связан с движением северо-восточного (второго) «языка» вязкого лавового потока (рис. 1б) [7]. После остановки лавового потока началось выжимание вершинной экструзии (рис. 2а). Новая активизация с выжиманием вершинной экструзии, начавшаяся в январе 2013 г., сопровождалась землетрясениями режима «drumbeats III» (рис. 5).

Микроземлетрясения режима «drumbeats III» имеют чёткие вступления P и S волн с S-P$\sim 0{,}7$ с. Как видно на рис. 6а, по уровню -10 Дб от максимума ширина кривой СПМ для этих микроземлетрясений заключена в пределах 1,5–5,0 Гц с двумя спектральными максимумами на частотах 1,8 и 3,0 Гц. Образец записи микроземлетрясения режима «drumbeats» с $K_S = 3{,}9$, произошедшего 16/01/2013 в $06^{\mathrm{h}}53^{\mathrm{m}}$, приведён на рис. 6б.

Такие микроземлетрясения, сопровождающие экструзивный процесс, ряд исследователей относят к длиннопериодным (long period earthquake) [8, 9].

В работе [6] показано, что разность времён S-P для микроземлетрясений режима «drumbeats» закономерно изменяется в зависимости от пространственного нахождения источников этих микроземлетрясений, которыми являются экструзивные процессы на вершине вулкана или движение фронта вязкого лавового потока. Это иллюстрирует рис. 7 — во время выжимания первой порции лавы на вершине вулкана (начало мая 2011 г.) S-P было такое же, как и в период выжимания экструзии на вершине вулкана в январе 2013 г. (S-P = 0,7).

Эксплозивные землетрясения. За исследуемый период произошли две мощных эксплозии 11/01/2013 в $05^{\mathrm{h}}48^{\mathrm{m}}$ и в $06^{\mathrm{h}}01^{\mathrm{m}}$, когда эруптивное облако поднялось над кратером вулкана на высоту ∼5000 м. н. у. м. Начало развития этих эксплозий показано на рис. 8а, б.

Длительность землетрясений, сопровождающих эти эксплозии, составляла ∼40 секунд (рис. 8г). По уровню -10 Дб от максимумаширина кривой СПМ заключена в пределах 1,0–5,0 Гц (рис. 8в).

Сейсмические сигналы от обвалов и пирокластических потоков. Как обвалы, так и ПП, с точки зрения генерации сейсмических волн имеют два источника.

Основной источник связан с процессом разрушения материала при обвалах и с движением магмы по выводному каналу и её фрагментацией. В обоих случаях движение извергнутого и обвалившегося материала происходит под действием гравитации. Гравитационный поток движется по зоне транзита, которой, как правило, являются отрицательные формы рельефа (шарра, абразивный каньон и т. д.), а затем он попадает в зону торможения. За счёт набегания гравитационного потока на препятствия в зоне транзита и за счёт трения в зоне торможения генерируются более высокочастотные сейсмические колебания грунта (второй источник). Соотношение

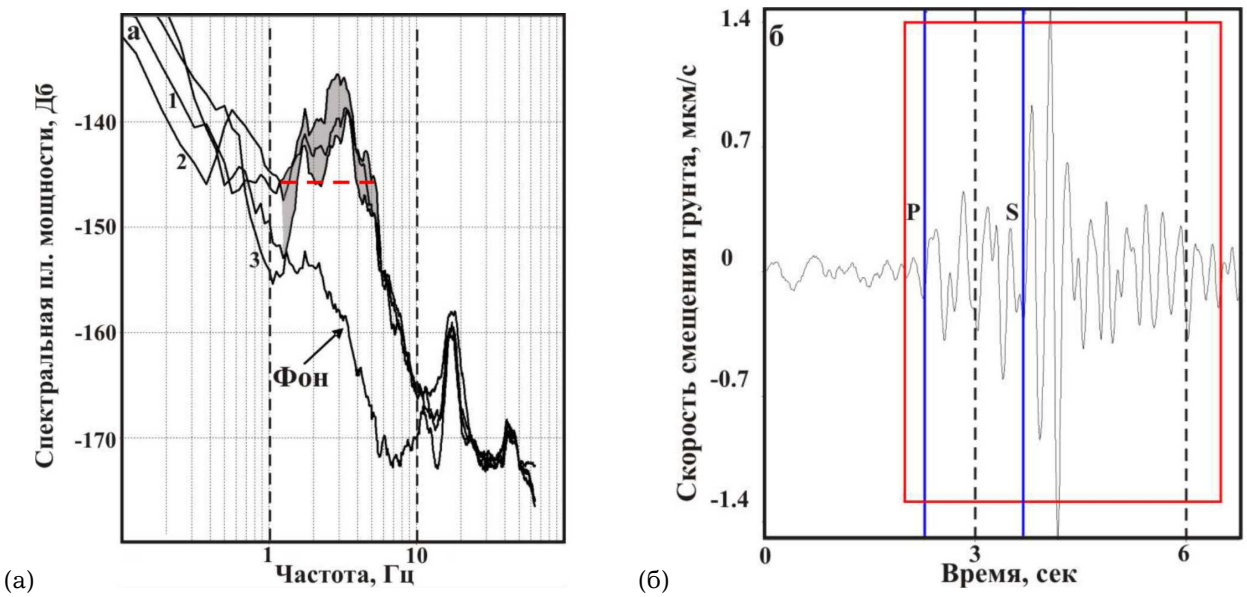


Рис. 6. СПМ 3-х микроземлетрясений режима «drumbeats» (а) и пример записи землетрясения 16/01/2013 в $06^{h}53^{m}$ с $K_S = 3{,}9$ (б).

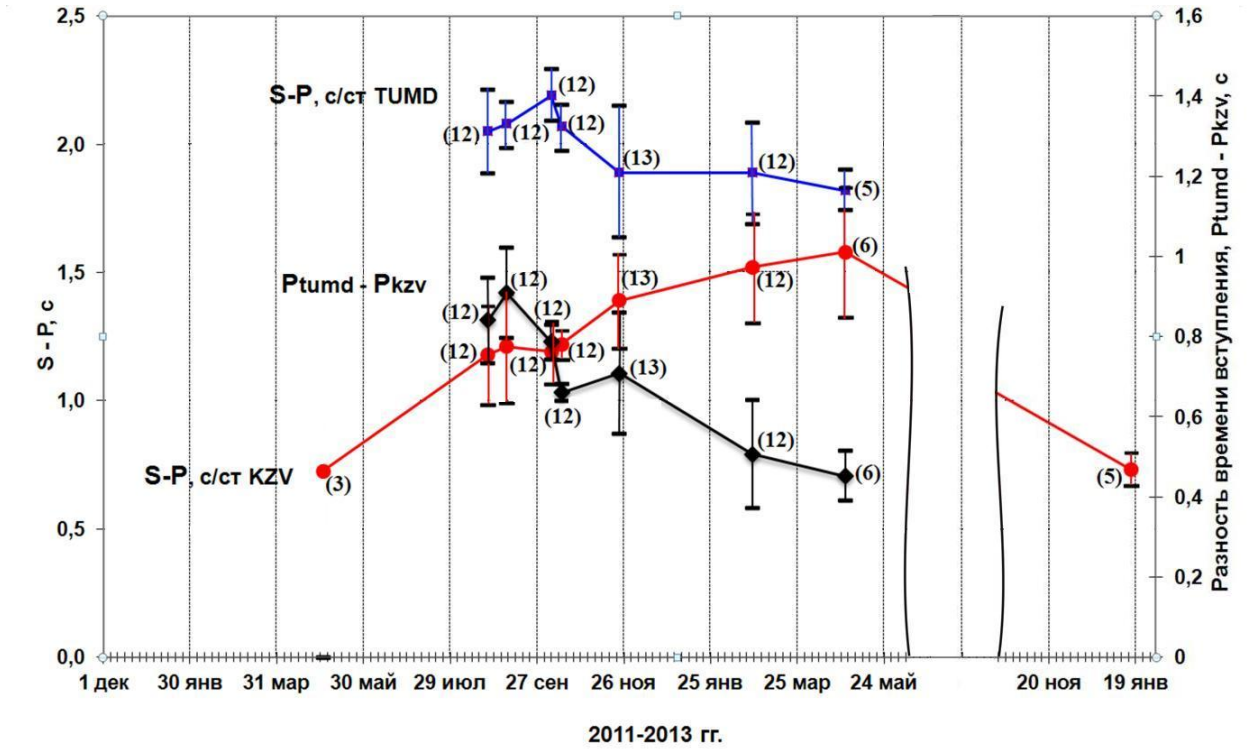


Рис. 7. Изменение S-P и разностей времен вступлений S-волн на станциях KZV и TUMD в период с 1 декабря 2010 г. по 24 февраля 2012 г. для режимов «drumbeats» эффузивно-эксплозивного извержения вулкана Кизимен. В скобках приведено количество замеров.

интенсивности источников и спектрального состава сейсмических колебаний при этом зависит от многих причин, которые требуют детального изучения [3].

В нашем случае процесс выжимания двух экструзивных образований сопровождался обрушением и сходом небольших каменных лавин. При достижении значительного объёма экструзивного материала на вершине вулкана, процесс заканчивался мощным обвалом. Такие обвалы экструзивных образований 01/08/2012 в $02^{h}37^{m}$ и 02/01/2013 в $00^{h}38^{m}$, засняты видеокамерой, установленной на РТСС TUMD, показаны на рис. 9а, б. СПМ сейсмических сигналов от этих обвалов имеет широкополосный максимум

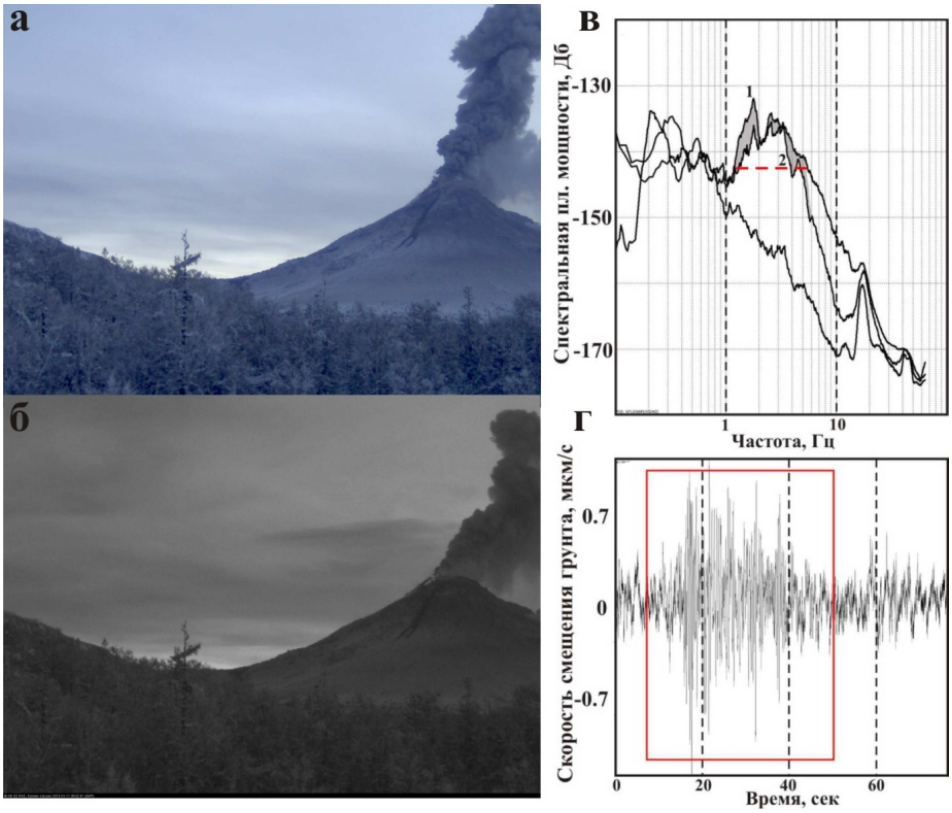


Рис. 8. Начало развития эксплозий на вулкане Кизимен 11/01/2013 в 05^h48^m (а) и в 06^h01^m (б), спектральная плотность мощности эксплозивных землетрясений (в) и пример записи эксплозивного землетрясения (г).

0,8–4 Гц со спектральным максимумом на частоте 1,8 Гц (рис. 9в). При этом длительность сигнала составляет не менее 100 с (рис. 9г).

Извержение пирокластических потоков сопровождается сейсмическими сигналами длительностью более 100 с. СПМ сейсмического сигнала от ПП имеет широкополосный максимум 1,5–6 Гц (рис. 10), сдвинутый в более высокочастотную часть относительно кривых СПМ для обвалов.

Обсуждение результатов

Сделан предварительный анализ СПМ для различных типов сейсмических сигналов, предварявших и сопровождавших различные формы активности. Рассмотрена ширина СПМ по уровню -10 Дб от максимума спектра. Ширина спектральной плотности мощности для ВТ землетрясений с $K_S = 5{,}1 - 6{,}1$ заключена в диапазоне 2–20 Гц со спектральными максимумами на частотах 2,2, 4, 6 и 10 Гц при длительности записи 5 секунд. Ширина СПМ микроземлетрясений режима «drumbeats» заключена в диапазоне 1,5–5 Гц с двумя спектральными максимумами на частотах 1,8 и 3 Гц при длительности записи 5 с. Спектральный максимум для СПМ эксплозивных землетрясений приходится на частоты 1–4 Гц, а их длительность составляет не более 40 секунд. СПМ сейсмического сигнала от крупных обвалов имеет широкополосный максимум 0,8–4 Гц, а длительность составляет не менее 100 с. СПМ сейсмического сигнала от ПП имеет широкополосный максимум 1,2–6 Гц, а длительность сигнала более 100 с.

Различия волновых форм и спектральных характеристик сигналов позволили реконструировать динамику извержения вулкана Кизимен по сейсмическим данным. На рис. 11 показана динамика развития сейсмических сигналов, сопровождавших извержение вулкана Кизимен за рассматриваемый период. В период май-июль, одновременно с экструзивными процессами на вершине вулкана, регистрировались слабые ВТЗ ($K_S < 7{,}5$). После мощного обвала части экструзивного образования, произошедшего первого августа, с августа по ноябрь в активности вулкана наступило затишье. В этот же период отсутствуют и ВТЗ с $K_S \geqslant 4{,}5$. Первые «глубокие» ВТЗ с $H = 6 - 10$ км появились в середине ноября и предваряли очередное интенсивное выжимание экструзии, которое также закончилось мощным обвалом 2 января 2013 г. (рис. 3). Такая синхронизация между сейсмичностью района и экструзивной деятельностью вулкана Кизимен указывает на связь между процессами под вулканом и проявлением различных форм активности, связанных с выжиманием вязкой лавы.

Как показал предварительный анализ СПМ для различных типов сейсмических сигналов, сопровождавших различные формы активности, методика треугольных диаграмм, предложенная в работе [1]

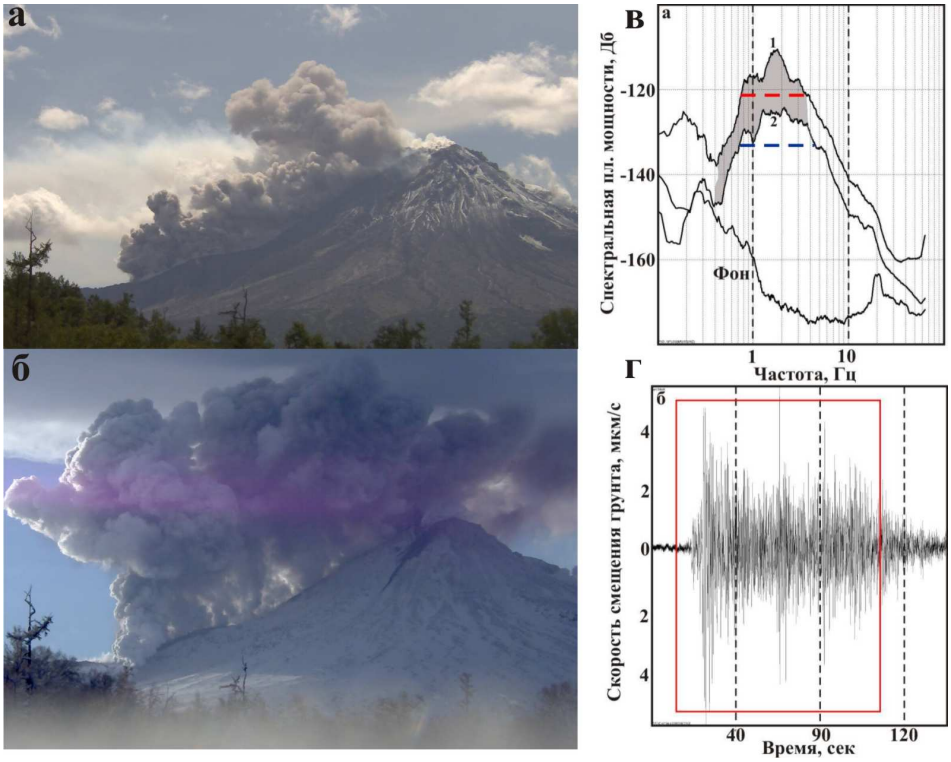


Рис. 9. Распространение обвала 01/08/2012 в 02^h38^m (а) и 02/01/2013 в 00^h38^m (б), спектральная плотность мощности обвалов (в) и сейсмический сигнал, сопровождавший обвал 02/01/2013 в 00^h38^m (г).

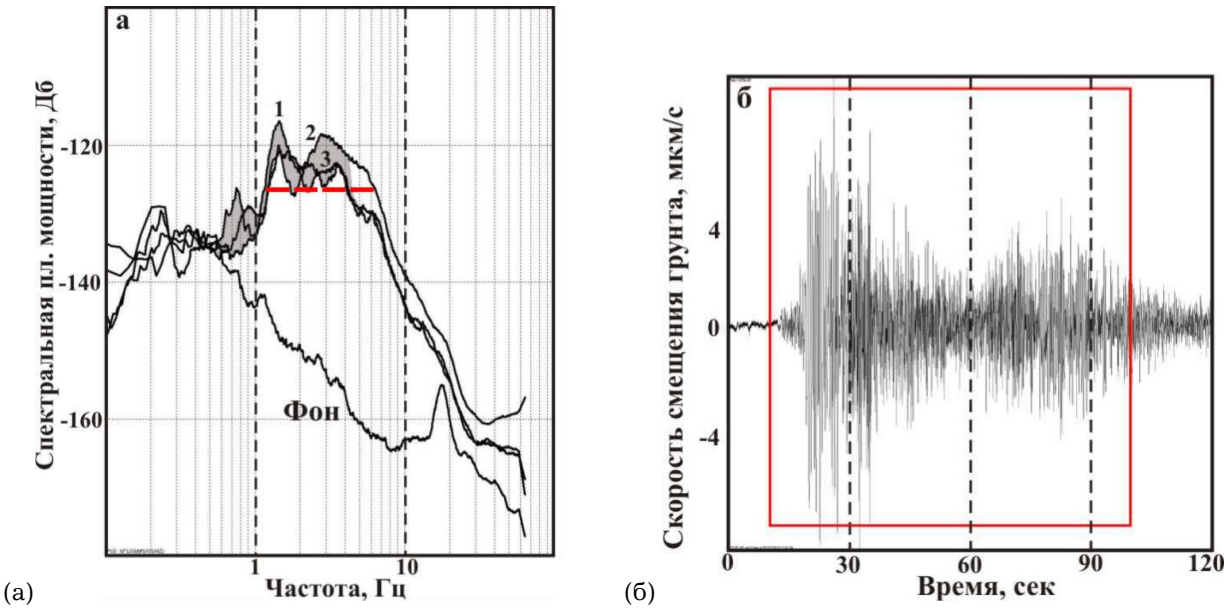


Рис. 10. Спектральная плотность мощности сейсмического сигнала для ПП: 1–18/01/2013, 2–19/01/2013, 3–31/01/2013 (а) и сейсмический сигнал от ПП 21/01/2013 в 22^h23^m (б).

может быть использована для многопараметрического анализа сейсмических сигналов с целью их автоматической селекции, а значит и для мониторинга динамики активности вулкана Кизимен.

Выводы

1. Основываясь на видеонаблюдениях и сейсмических эффектах, была реконструирована активность вулкана Кизимен за период май 2012 г. – март 2013 г. Северо-восточный язык лавового потока прекратил своё движение в середине июня 2012 г. В мае началось интенсивное выжимание вершинной экструзии, которое сопровождалось извержением пирокластических потоков и небольшими обвалами.

2. Большой обвал, сопровождавшийся сейсмическим сигналом с амплитудой скорости смещения

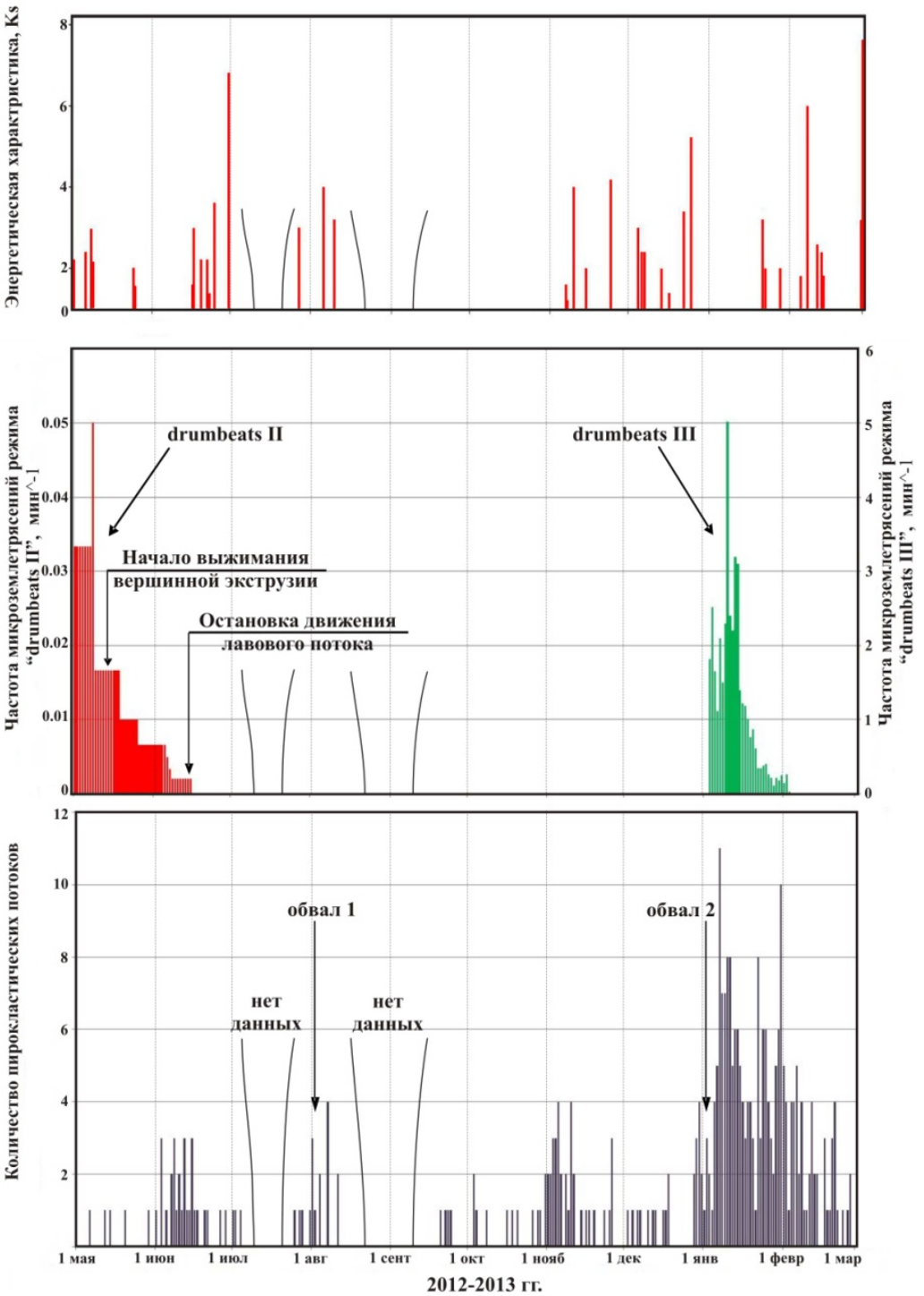


Рис. 11. Энергетический класс вулканотектонических землетрясений (а), частота микроземлетрясений режимов «drumbeats» (б) и количество пирокластических потоков (в) за период май 2012 — март 2013 г.

грунта 5 мкм/с, произошёл 1 августа 2012 г. После чего скорость выжимания вершинной экструзии замедлилась. Второй активный период выжимания вершинной экструзии начался в декабре 2012 г. – январе 2013 г. после серии вулкано-тектонических землетрясений в ноябре-декабре 2012 г. с $H = 5 - 10$ км и $K_{max} = 6{,}6$. Интенсивное выжимание вершинной экструзии сопровождалось микроземлетрясениями режима «drumbeats III».

3. На основе реконструкции активности вулкана в период май 2012 г. – март 2013 г. можно предположить, что в дальнейшем возможно ещё несколько циклов выжимания и разрушения вершинной экструзии, которые будут предваряться ВТ землетрясениями с $K_S > 6$.

4. 25 марта с района в. Кизимен произошло ВТ землетрясение с $H = 3{,}5$ и $K_S = 8{,}5$, а на следующей день произошло ещё три более слабых ВТЗ. Авторы предполагают, что вскоре возможен новый цикл выжимания вершинной экструзии.

Список литературы

1. *Кугаенко Ю. А., Нуждина И. Н., Салтыков В. А.* Особенности спектральных компонент вулканических землетрясений на примере вулканов Кизимен, Корякский, Мутновский и Горелый // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. № 2. Вып. 18. С. 102–113.
2. *Малик Н. А., Овсянников А. А.* Извержение вулкана Кизимен в октябре 2010 г. – марте 2011 г. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. № 1. Вып. 17. С. 7–14.
3. *Махмудов Е. Р., Фирстов П. П., Кожевникова Т. Ю.* Сейсмические эффекты, сопровождающие извержения вулкана Безымянного (Камчатка) // Материалы V Сахалинской молодёжной научной школы 8-11 июня 2010 г. 2011. ИМиГ: Южно-Сахалинск. С. 178–185.
4. *Фирстов П. П., Шакирова А. А.* Сейсмические явления, сопровождавшие извержение вулкана Кизимен в 2011 г. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. № 2. Вып. 18. С. 7–13.
5. *Фирстов П. П., Шакирова А. А.* Извержение вулкана Кизимен в 2009–2012 гг. и его проявление в сейсмических эффектах // Материалы ежегодной конференции посвящённой Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский. ИВиС ДВО РАН. 2012а. С. 76–81.
6. *Фирстов П. П. Шакирова А. А.* Сейсмические эффекты, сопровождавшие извержение вулкана Кизимен в 2009–2012 гг. (Камчатка) // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы VII Международной сейсмологической школы. 2012б. Обнинск: ГС РАН. С. 312–318.
7. *Шакирова А. А.* Движение лавового потока вулкана Кизимен как генератор режима «drumbeats»// Исследования в области наук о Земле. Матер. X региональной молодёжной научной конференции 28–29 ноября. 2012. Петропавловск-Камчатский. С. 127–139.
8. *Iverson R. M., Dzurisin D., Gardner C. A. et al.* Dynamics of seismogenetic volcanic extrusion at Mount St Helens in 2004–2005 // Nature. 2006. Vol. 444. P. 439–443.
9. *Moran S. C., Malone S. D., Qamar A. I. et al.* Seismicity associated with renewed Dome-Building at Mount St. Helens, 2004–2005 / A volcano rekindled: The renewed eruption of Mount St. Helens, 2004–2006. Ch. 2. 2007. U.S.

Материалы конференции, посвящённой Дню вулканолога
«Вулканизм и связанные с ним процессы»

Петропавловск-Камчатский
ИВиС ДВО РАН, 2013 г.

УДК 551.21

Г. Б. Флёров, И. В. Мелекесцев

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

Извержение 2012–2013 гг. как результат продолжающейся активности Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов (Ключевская группа вулканов, Камчатка)

Кратко изложена история вулканизма в районе вулканов Острый и Плоский Толбачики, предшествующего извержению 2012–2013 гг. Сделан вывод об отсутствии прямого наследования вулканизма позднеплейстоценовых стратовулканов Острый и Плоский Толбачик и наложенной голоценовой региональной зоны шлаковых конусов. Показано, что все голоценовые извержения района Толбачинских вулканов, включая исторические 1941 г., БТТИ 1975–1976 гг. и 2012–2013 гг., связаны с проявлением вулканизма типичного трещинного типа, а не являются побочными прорывами вулкана Плоский Толбачик.

Без знания прошлого невозможно понять и настоящее. В полной мере это относится и к современным вулканическим извержениям Толбачинского дола (Ключевская группа вулканов, Камчатка), что было ярко продемонстрировано при детальном исследовании Большого трещинного Толбачинского извержения [1]. Было однозначно доказано, что все происходившие там в голоцене извержения связаны с деятельностью региональной трещинной зоны, возникшей около 10 тыс. л. н. Не является исключением и начавшееся здесь 27 ноября 2012 г. новое извержение. Оно явилось очередным подтверждением продолжающейся высокой вулканической активности Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов, выделенной ещё Б. И. Пийпом [6].

Конец верхнего плейстоцена (15–20 тыс. л. н.) характеризовался в Ключевской группе вулканов интенсивным ростом позднеплейстоценовых стратовулканов [5], формирование которых происходило в условиях ледниковой эпохи и мощного оледенения Камчатки (площадь ледников >50 тыс. км^2), при низком (−120 м) уровне Мирового океана. К их числу принадлежали Острый и Плоский Толбачики.

К началу голоцена и последнего межледниковья (10 тыс. л. н.) геотектоническая и палеогеографическая обстановка существенно изменились [2, 4]: ледниковая нагрузка на Камчатке и в Ключевской группе вулканов исчезла после таяния ледников, а уровень Мирового океана резко поднялся. В результате крупной природной катастрофы на границе позднего плейстоцена — голоцена возникла трещинная зона шириной 13–15 км и протяжённостью 60–70 км. Эта дугообразная зона прошла через постройку стратовулкана Пра-Плоский Толбачик, уже потухшего к тому времени, вызвав разрушение его вершинной части и образование кальдеры гавайского типа, кардинально изменив её морфологию. Одновременно гигантский обвал разрушил и вершину соседнего вулкана Острый Толбачик, где возник обвальный цирк шириной более 3 км. Построение гипсометрического профиля через два вулкана и простые геометрические построения позволяют реконструировать первичную морфологию разрушенных построек. Судя по реконструкциям, абсолютные высоты стратовулканов достигали 3800–3900 м, при этом стратовулкан Пра-Плоский Толбачик был несколько выше, моложе и возник на склоне Острого Толбачика (рис. 1, а и б).

Сложившаяся геотектоническая обстановка способствовала поступлению из глубинных горизонтов литосферы магматического вещества, которое на поверхности разгружалось по сложной системе разломов, образуя многочисленные эруптивные центры и обширные лавовые поля. Это явилось началом формирования наложенной региональной зоны шлаковых конусов, протянувшейся от верховьев р. Студеная на севере до р. Толбачик на юге. Излившиеся лавы покрыли площадь около 875 км^2 Толбачинского дола и около 110 км^2 северо-восточного участка. Одновременно, наследуя канал, питающий стратовулканы, магмой заполняется кальдера Плоского Толбачика, где формируется щитовой вулкан с эруптивным центром, эксцентрично расположенным относительно стратовулкана Пра-Плоский Толбачик.

В интервале 10–2 тыс. л. н. в течение первого и наиболее длительного этапа вулканизма региональной зоны, происходили извержения только субщелочных глинозёмистых базальтов на протяжении всей её длины, включая кальдеру Плоского Толбачика (рис. 2, 3). Средняя интенсивность выноса ювенильного вещества составила $\sim 17 \cdot 10^6$ т/год.

Второй этап вулканизма, от 2 тыс. л. н. по настоящее время, характеризуется сужением площади

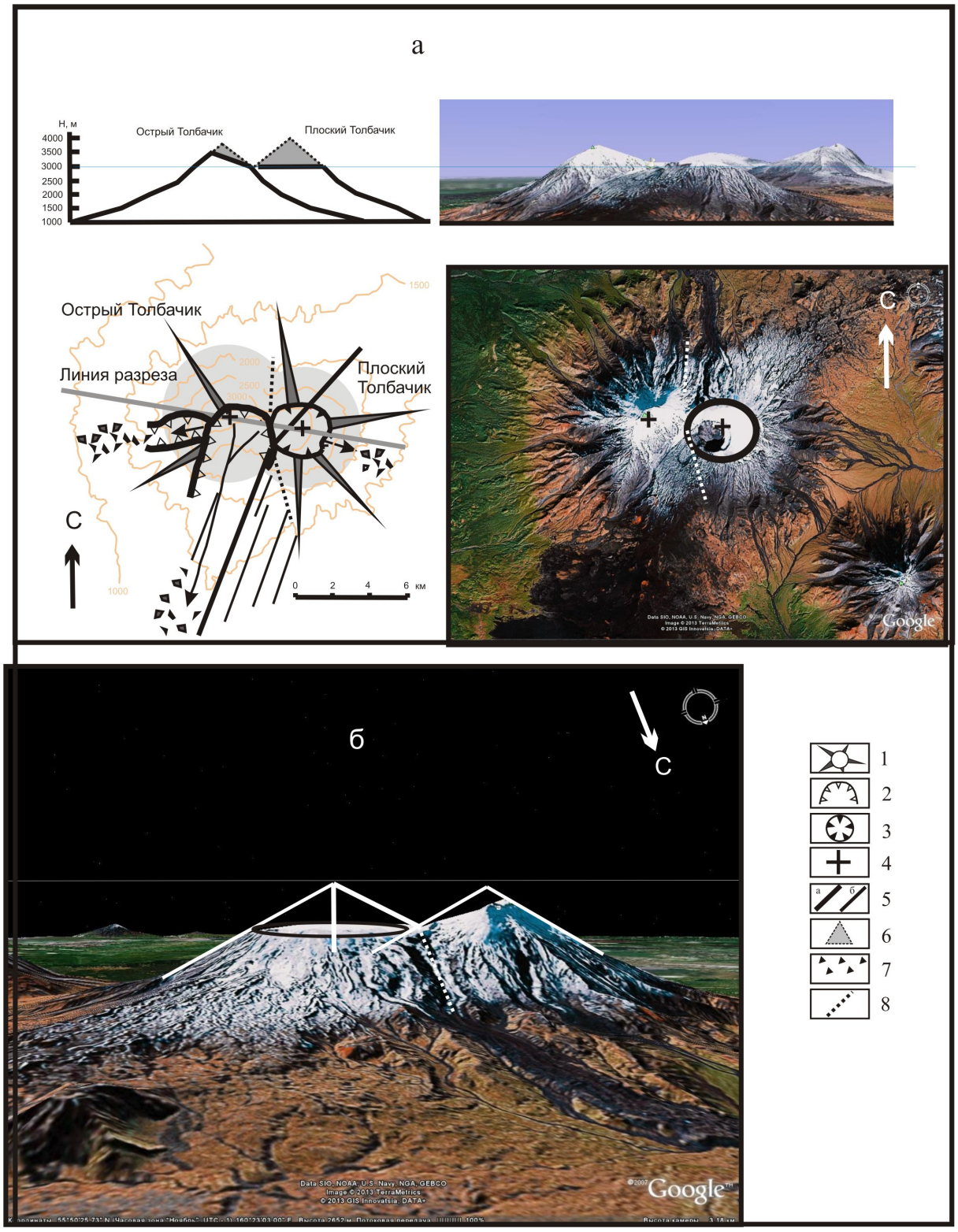


Рис. 1. Схема реконструкции построек стратовулканов Острый и Плоский Толбачики. а — гипсометрический профиль, б — геометрические построения. 1 — стратовулканы; 2 — обвальный цирк; 3 — кальдера обрушения; 4 — виртуальные кратеры стратовулканов Острого и Пра-Плоского Толбачиков; 5 — разломы: главный (а), сопряженные (б); 6 — восстановленные фрагменты первичной архитектуры построек; 7 — обвальные отложения; 8 -.геологическая граница стратовулканов Острого и Пра-Плоского Толбачиков.

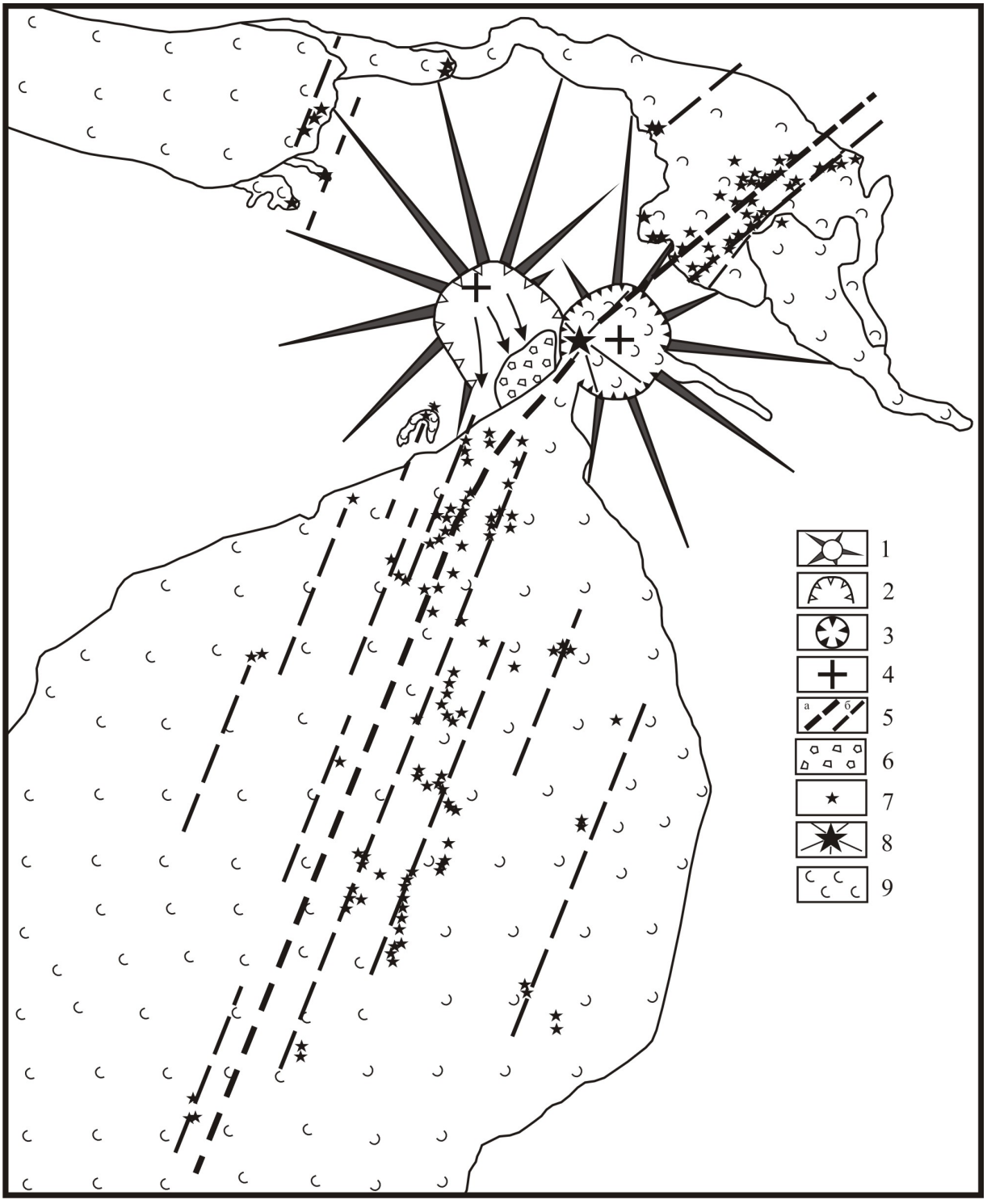


Рис. 2. Карта распространённости вулканитов 1-го этапа Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов. 1–5 см. рис. 1; 6 — мореные отложения; 7 — эруптивные центры извержений; 8 — щитовой вулкан в кальдере Плоского Толбачика и его эруптивный центр; 9 — субщелочные глинозёмистые базальты лавовых излияний.

и длины области разгрузки магматического вещества на поверхности, эруптивные центры сосредотачиваются вдоль генерального магмоконтролирующего разлома и только южнее Плоского Толбачика. Это — этап контрастного вулканизма. Он знаменателен чередующимися и субсинхронными извержениями субщелочных глинозёмистых и магнезиальных базальтов. При этом, средняя интенсивность выноса вещества во втором этапе существенно больше ($24{,}6 \cdot 10^6$ т/год) с максимумом ($48 \cdot 10^6$ т/год) в интервале 2–1,5 тыс. л. н. Эруптивные центры извержений обеих типов базальтов, включая исторические, занимают единую структурную позицию, располагаясь на одном разломе независимо от их гипсометрического уровня и расстояния от современной кальдеры Плоского Толбачика (рис. 3, 4). Извержения базальтов контрастного состава происходили как из автономных, пространственно отделенных, эруптивных центров, так и из одного центра, с последовательностью поступления магм от магнезиальных составов к субщелочным глинозёмистым с промежуточными между ними разностями. Базальты промежуточного состава, которые представляют собой продукты смешения, изливались на заключительной стадии извержения Северного и начальной стадии Южного прорывов. Кроме того, подобные разности также отмечаются и в автономных проявлениях второго этапа вулканизма региональной зоны шлаковых конусов.

На диаграммах рис. 5 представлены соотношения MgO/Al_2O_3 и SiO_2 к сумме щелочей в породах стратовулканов и региональной зоны шлаковых конусов. Для базальтов БТТИ 1975–76 гг. привлечены только преобладающие составы, типичные для извержений Северного и Южного прорывов. Все другие базальты региональной зоны представлены всеми разновидностями, включая промежуточные разности, что выражается на диаграммах непрерывным полем. Судя по распределению фигуративных точек, породы стратовулканов и региональной зоны занимают разные позиции, что свидетельствует о различии их составов и, в первую очередь, по щёлочности и магний-алюминиевому отношению. На этом фоне резко отличным составом обладают магнезиальные базальты. Учитывая более молодой возраст стратовулкана Плоский Толбачик относительно такового Острого Толбачика, эволюция питающей их магмы проходила с тенденцией возрастания кремнекислотности. Изложенные факты позволяют предполагать поступление исходных магм из разных очагов, продуцирующих их, для вулканов центрального типа и трещинной зоны. Однако это не исключает вероятность взаимосвязи магм стратовулканов и субщелочных глинозёмистых с более глубоким источником, трансформирующимся в геологическом времени.

Суммируем изложенные выше факты и рассуждения: 1 — изменение геодинамической обстановки приводит к разрушению построек стратовулканов и образованию трещинной зоны, рассекающей

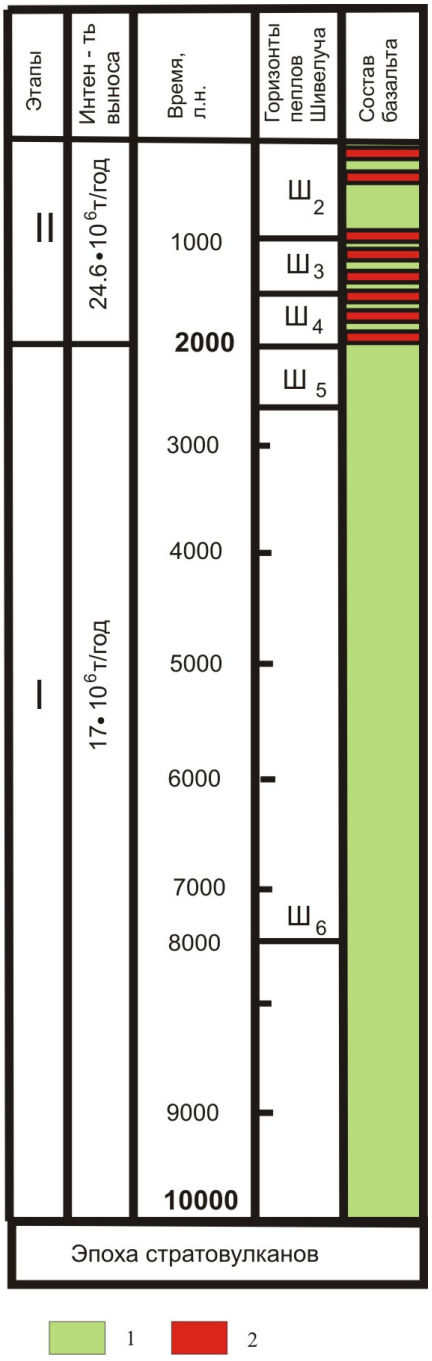


Рис. 3. Этапы формирования Толбачинского массива. 1 — субщелочные глинозёмистые базальты, 2 — магнезиальные базальты.

Пра-Плоский Толбачик; 2 — в кальдере Пра-Плоского Толбачика формируется щитовой вулкан с кратером, эксцентрично расположенным относительно прежнего; 3 — эруптивные центры всех извержений региональной зоны шлаковых конусов (включая извержение 2012–2013 гг.) расположены чётко в согласии с простиранием главного питающего разлома на всём его протяжении; 4 — вещественные составы продуктов извержений стратовулканов и региональной зоны различаются. Не составляют исключения

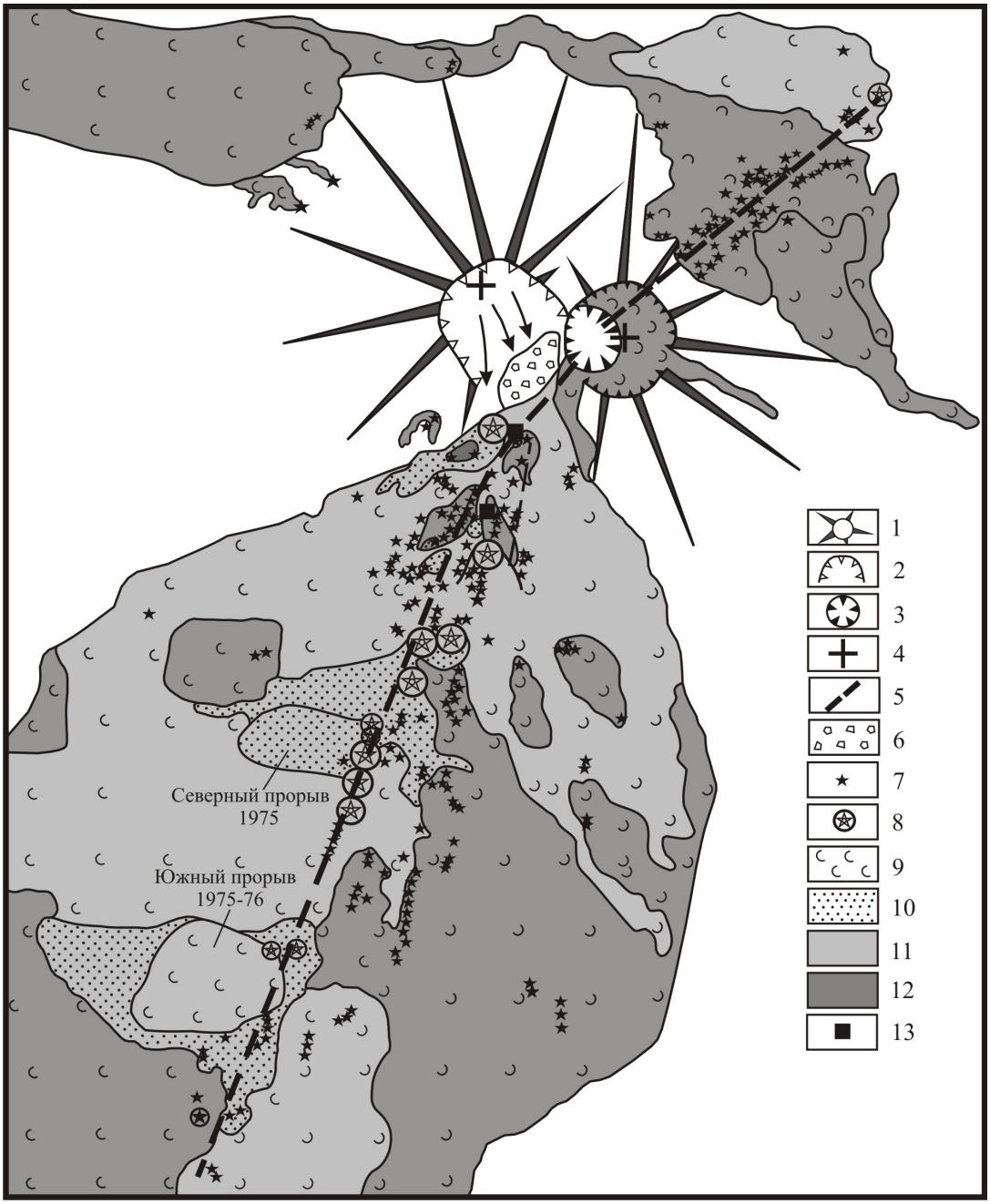


Рис. 4. Карта распространённости вулканитов 1-го и 2-го этапов Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов. 1–7 см. рис. 2; 8 — крупные шлаковые конусы; 9 — субщелочные глинозёмистые базальты; 10 — магнезиальные базальты; 11–1-й этап вулканизма; 12–2-й этап; 13 — эруптивные центры извержения 2012–2013 гг.

и прорывы извержения 2012–2013 гг., которые расположены на единой, линейной в плане, системе трещин длиной около 5 км, совпадающей с общим простиранием региональной зоны шлаковых конусов. При этом состав продуктов этого извержения подобен субщелочным глинозёмистым базальтам, характерным для всей истории формирования зоны и, в частности, для Южного прорыва БТТИ (рис. 5).

Приведённые факты достаточно убедительно свидетельствуют об относительной независимости и отсутствии прямого наследования вулканизма стратовулканов и наложенной зоны. В связи с этим, все голоценовые извержения района Толбачинских вулканов, включая таковые 1941 г., БТТИ 1975–1976 гг. и 2012–2013 гг., связаны с проявлением вулканизма типичного трещинного типа, а не являются побочными прорывами вулкана Плоский Толбачик. Аналогичная по характеру вулканическая деятельность сформировала вулканоструктуру массива Плоские Сопки, где на стратовулканы Ушковский и Крестовский наложилась позднеплейстоцен — раннеголоценовая региональная зона шлаковых конусов [5, 7].

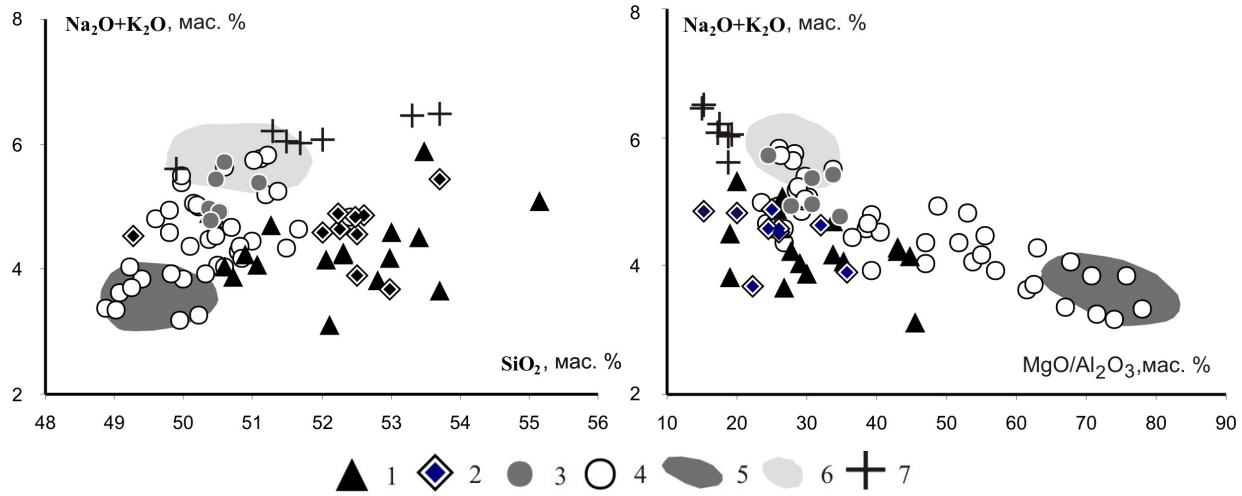


Рис. 5. Корреляционные диаграммы Na_2O^+ K_2O — SiO_2 (а) и Na_2O^+ K_2O — MgO/Al_2O_3 (б) для пород Толбачинского массива. 1, 2 — стратовулканы Острый Толбачик (1) и Плоский Толбачик (2); 3, 4 — вулканиты региональной зоны шлаковых конусов: 1-го этапа вулканизма (3), 2-го этапа (4); 5, 6 — базальты БТТИ 1975–1976 гг.: магнезиальные Северного прорыва, субщелочные глинозёмистые Южного прорыва; 7 — базальты извержения 2012–2013 гг. Данные для 1, 2 см таблицу и из [3, 8], для 3–6 из [1].

Таблица. Химические составы пород (мас. %) стратовулканов Острый и Плоский Толбачики.

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
№ обр.	гф2403	гф2405	гф2404	гф2400	гф987	гф964	гф976	гф789	гф973	гф974	гф972
SiO_2	52,32	52,99	53,00	55,16	50,36	51,3	49,28	52,02	52,26	52,60	53,70
TiO_2	1,03	1,13	1,17	1,20	1,26	1,04	1,20	1,20	1,20	1,12	1,23
Al_2O_3	16,61	17,53	18,73	18,08	18,89	17,29	19,46	17,96	17,93	19,30	18,10
Fe_2O_3	2,46	2,96	2,64	2,24	4,55	4,82	4,90	3,13	4,44	7,55	8,05
FeO	6,87	6,18	6,64	6,23	5,49	3,72	5,37	6,52	5,17	0,53	0,61
MnO	0,16	0,15	0,18	0,14	0,20	0,17	0,22	0,2	0,14	0,15	0,17
MgO	7,16	5,92	4,94	4,78	4,86	5,83	5,06	4,67	5,73	2,92	3,52
CaO	9,00	8,52	8,3	6,64	8,50	9,55	9,84	9,13	7,95	9,48	7,96
Na_2O	2,92	2,92	3,15	3,38	3,60	3,28	3,28	3,13	3,41	3,67	4,06
K_2O	1,30	1,25	1,44	1,70	1,28	1,41	1,25	1,45	1,22	1,18	1,39
P_2O_5	0,21	0,24	0,25	0,26	0,29	0,30	0,27	0,38	0,02	0,20	0,27
сумма	100,04	99,79	100,44	99,81	99,28	98,67	100,13	99,79	99,47	98,70	99,06

Примечание. 1–6 — Острый Толбачик: СЗ потоки в р-не р. Студеной (1–4), ЮЗ гребень (5), ЮВ стенка обвального цирка (6); 7–11 — Плоский Толбачик: ЮВ склон (7, 9–11), СВ склон (8). Анализы выполнены в ИВиС ДВО РАН методом: мокрой химии (1–6, 7–9), рентгенофлюоресцентным (10, 11).

Список литературы

1. Большое трещинное Толбачинское извержение, Камчатка 1975–1976 гг. М.: Наука. 1984. 637 с.
2. *Брайцева О. А., Мелекесцев И. В., Флёров Г. Б. и др.* Голоценовый вулканизм Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов // Большое трещинное Толбачинское извержение, Камчатка 1975–1976 гг. М: Наука. 1984. С. 177–222.
3. *Ермаков В. А., Важеевская А. А.* Вулканы Острый и Плоский Толбачики // Бюл. Вулканол. станций. 1973. № 49. С. 36–43.
4. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука.1974. 431 с.
5. *Мелекесцев И. В., Краевая Т. С., Брайцева О. А.* Рельеф и отложения молодых вулканических районов Камчатки. М: Наука.1970. 104 с.
6. *Пийп Б. И.* Ключевская сопка и её извержения в 1944–1945 гг. и в прошлом // Труды лаб. Вулканологии. 1956. вып. 11. 308 с.
7. *Флёров Г. Б.,* Овсянников А. А. Вулкан Ушковский // Действующие вулканы Камчатки. М. Наука. 1991. Том. 1. С. 156–163.
8. *Эрлих Э. Н.* Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской провинции. М: Наука. 1966. 277 с.

Материалы конференции, посвящённой Дню вулканолога
«Вулканизм и связанные с ним процессы»

Петропавловск-Камчатский
ИВиС ДВО РАН, 2013 г.

УДК 551.242 (571.65)

Н. В. Цуканов

Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, 124 997; e-mail: nvts_ov@rambler.ru

Кроноцкая вулканическая палеодуга: особенности строения и состава магматических комплексов

В пределах Восточных полуостровов Камчатки распространены тектоно-стратиграфические комплексы, формировавшиеся в пределах Кроноцкой палеодуги позднемелового и палеоцен-эоценового возраста. Кроноцкая палеодуга была аккретирована к Камчатской окраине северо-восточной Азии в кайнозойское время, что явилось последним коллизионным событием в формировании современной структуры Камчатки. В работе анализируется строение и состав магматических комплексов, сформированных в активные этапы развития палеодуги. Выявлена продольная гетерогенность в составе верхнемеловых магматических комплексов в разных сегментах палеодуги и практическое отсутствие таковой для эоценовых магматических комплексов. Геохимические и изотопные данные по изученным породам свидетельствуют, что они формировались из обедненного мантийного источника в пределах энсиматической вулканической дуги.

Введение

В строении Корякско-Камчатской континентальной окраины выделяется несколько тектоно-стратиграфических террейнов островодужной природы, которые отражают этапы аккреции в северо-западном обрамлении Тихого океана (рис. 1). Кроноцкий террейн островодужной природы является самым поздним из аккретированных островодужных террейнов [4, 6, 8, 16]. Фрагменты этого террейна обнажаются в пределах Восточных полуостровов Камчатки (п-ова Камчатский Мыс (Камчатский), Кроноцкий, Шипунский) и представлены верхнемеловыми и палеоцен-эоценовыми магматическими и туфогенно-осадочными комплексами. Они перекрыты терригенными прибрежно-морскими отложениями олигоцен-миоценового возраста и вулканитами Восточно-Камчатского вулканического пояса [3]. Большинство исследователей считает, что эти комплексы формировались в пределах Кроноцкой дуги, которая развивалась как единая структура с позднего мела по средний эоцен [4, 8, 16]. При этом верхнемеловые образования слагают преимущественно тектонические пластины в аккреционной структуре восточных полуостровов Камчатки и представлены различными по возрасту и химическому составу породами, а маастрихт — датские и палеоцен — эоценовые образования слагают преимущественно мощные (до нескольких километров) слабо деформированные разрезы. Новые данные по строению, возрасту и геохимическому составу магматических пород, слагающих различные сегменты Кроноцкой палеодуги, позволяют охарактеризовать активный вулканический этап её развития, провести сравнительный анализ тектоно-стратиграфических комплексов развитых в различных сегментах палеодуги и восстановить геодинамические условия их формирования.

Строение и состав магматических комплексов

Восточные п-ова Камчатки имеют неоднородное геологическое строение и сложены преимущественно верхнемеловыми и палеоцен — эоценовыми магматическими и туфогенно — осадочными комплексами. На п-ове Камчатский Мыс изученные магматические образования относятся к трем возрастным интервалам K_2st-m, K_2m_2 и P_2. Сантон — маастрихтские образования участвуют в строении тектонической пластины в структуре аккреционной призмы в южной части п-ова. Породы K_2m_2 (нижнетарховская подсвита) и P_2 (каменогорская и баклановская свиты) участвуют в строении столбовской серии, развитой преимущественно в центральной и северной частях п-ова [1, 2].

В пределах Кроноцкого п-ва изученные магматические породы приурочены к двум возрастным уровням: K_2k-km-m (каменистская свита) и P_2 (кроноцкая серия). Образования каменистской свиты развиты ограниченно в восточной части п-ова и слагают антиклинальную складку нарушенную надвигами с зонами серпентинитового меланжа [3, 9]. Магматические и туфогенно-осадочные породы кроноцкой серии занимают практически всю остальную часть п-ова и представлены полого залегающими пачками пород, нарушенных сбросами и крутопадающими надвигами.

В районе Шипунского п-ова изученные образования слагают п-ов Мыс Налычева (налычевская толща (K_2m_2–P_1d) и Шипунский п-ов: шипунская толща (K_2km-m? P_1?) и кроноцкая серия (P_2). Толщи смяты в складки или слагают пакеты моноклинального залегания нарушенные субвертикальными раз-

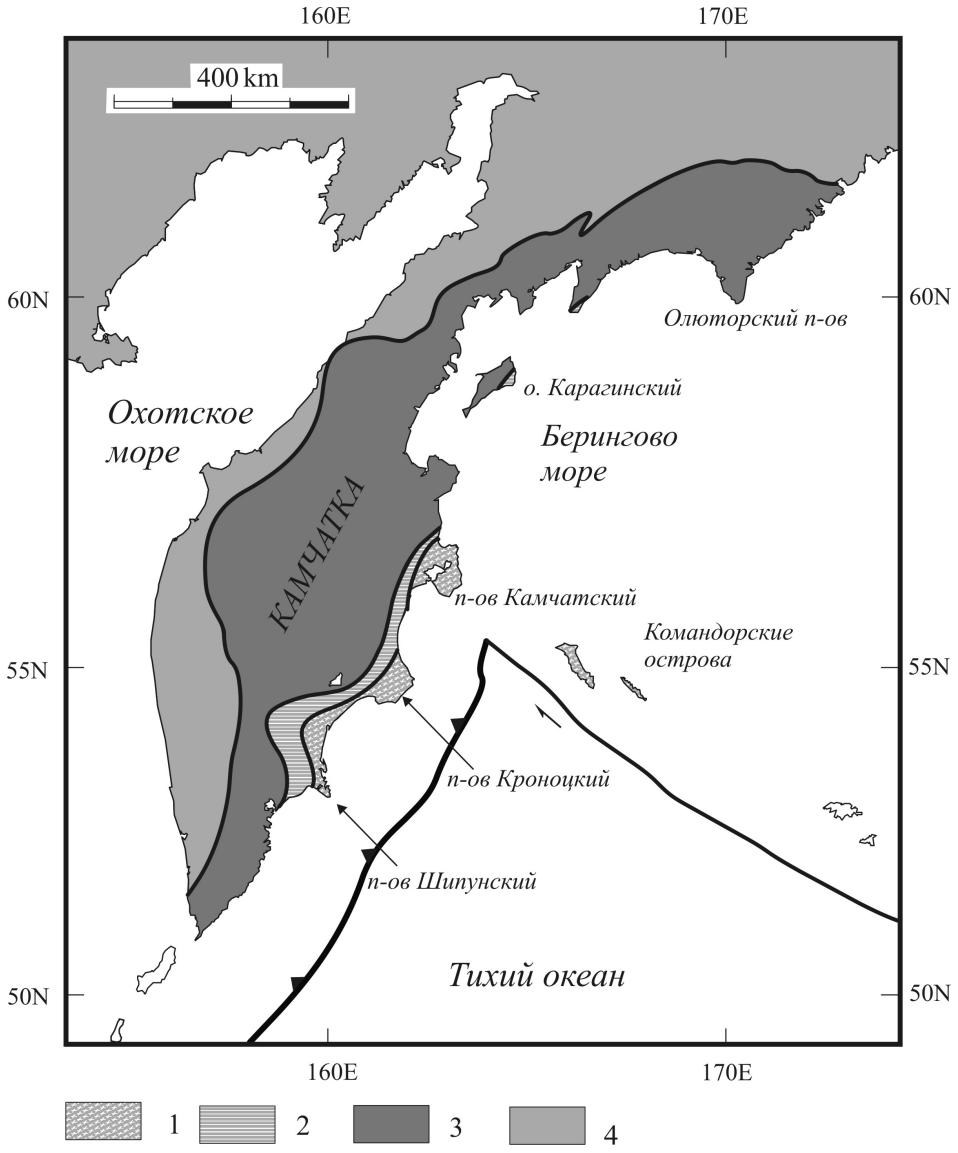


Рис. 1. Схема террейнов Камчатки. 1 — Кроноцкий террейн; 2 — Ветловский террейн; 3 — Ачайваям — Валагинский террейн; 4 — окраина Азиатского континента.

ломами. На Шипунском п-ове картируется крупный интрузивный массив габбро-диоритового состава (по данным [6] имеющий возраст 40–44 млн л.).

На п-ове Камчатский Мыс K_2st-m (толща р. Непропускового) и K_2m_2 (нижнетарховская подсвита) вулканиты представлены толеитовой дифференцированной серией пород от базальтов, андезито-базальтов до риолитов [14]. Эоценовые вулканиты столбовской серии относятся к слабо дифференцированной серии и представлены преимущественно базальтами, а также гипабиссальными субвулканическими телами габбро и дайками долеритов [11, 12]. На дискриминационной диаграмме петрогенных элементов практически все относительно слабо изменённые породы попадают в поле низкокалиевой толеитовой серии (рис. 2). Среди меловых пород выделяются несколько групп вулканитов, характеризующих различную степень дифференциации изученных пород. Кислые породы являются наиболее дифференцированным членам расплавов.

Магматические породы тарховской свиты (K_2m_2) показывают большие вариации состава (рис. 2) и характеризуются относительно высоким содержанием K_2O и более низким и средними содержаниями глинозёма, а также более низкими содержаниями TiO_2 по сравнению с сантон-маастрихтскими породами.

Эоценовые магматические породы столбовской серии преимущественно представлены высокоглинозёмистыми разностями ($al' = 1{,}03-1{,}38$), реже встречаются умеренно глинозёмистые ($al' < 1$). Для обоих типов свойственны низкие концентрации P_2O_5 и несколько повышенные содержания K_2O.

Абсолютные концентрации редкоземельных элементов находятся в среднем на уровне 10 хондритовых норм. Спектры распределения РЗЭ имеют вид, характерный для вулканитов толеитовой серии

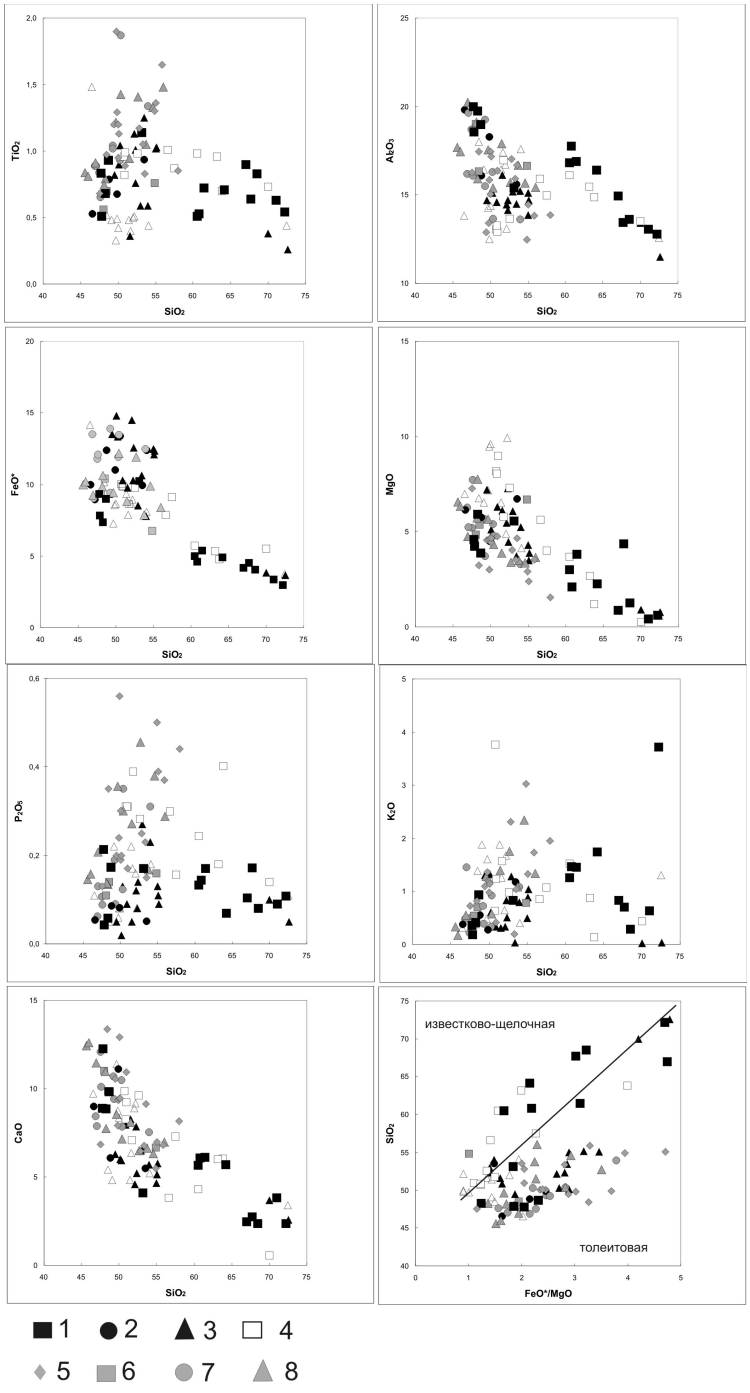


Рис. 2. Вариационные диаграммы петрогенных элементов в магматических породах Кроноцкого террейна. Изученные образцы:1 — шипунской толщи; 2 — каменистовской свиты; 3 — толщи р. Непропускового; 4 — налычевской толщи; 5 — столбовской серии; 6–7 — кроноцкой серии (6 — Шипунский п-ов, 7 — Кроноцкий п-ов); 8 — каменогорской и баклановской свит.

(рис. 3а). Спайдер-диаграмма имеет типоморфные признаки островодужных вулканитов: отчётливо выраженную глубокую отрицательную аномалию в области ниобия и тантала и высокие концентрации LILE за исключением риолита (рис. 3г). У него наблюдается положительная аномалия в области ниобия, тантала и урана и низкие значения LILE.

На Кроноцком полуострове изученные верхнемеловые магматические породы по всем петро-геохимическим параметрам близки к эоценовым вулканитам (рис. 2). Они подразделяются на два типа: высокоглинозёмистые и железистые, которые являются дифференциатами первых [11, 10]. Для обоих типов свойственны низкие концентрации K_2O и P_2O_5, высокоглинозёмистые разности характеризуются повышенными содержаниями Al_2O_3 и CaO, а железистые повышенным содержанием оксидов FeO и TiO_2.

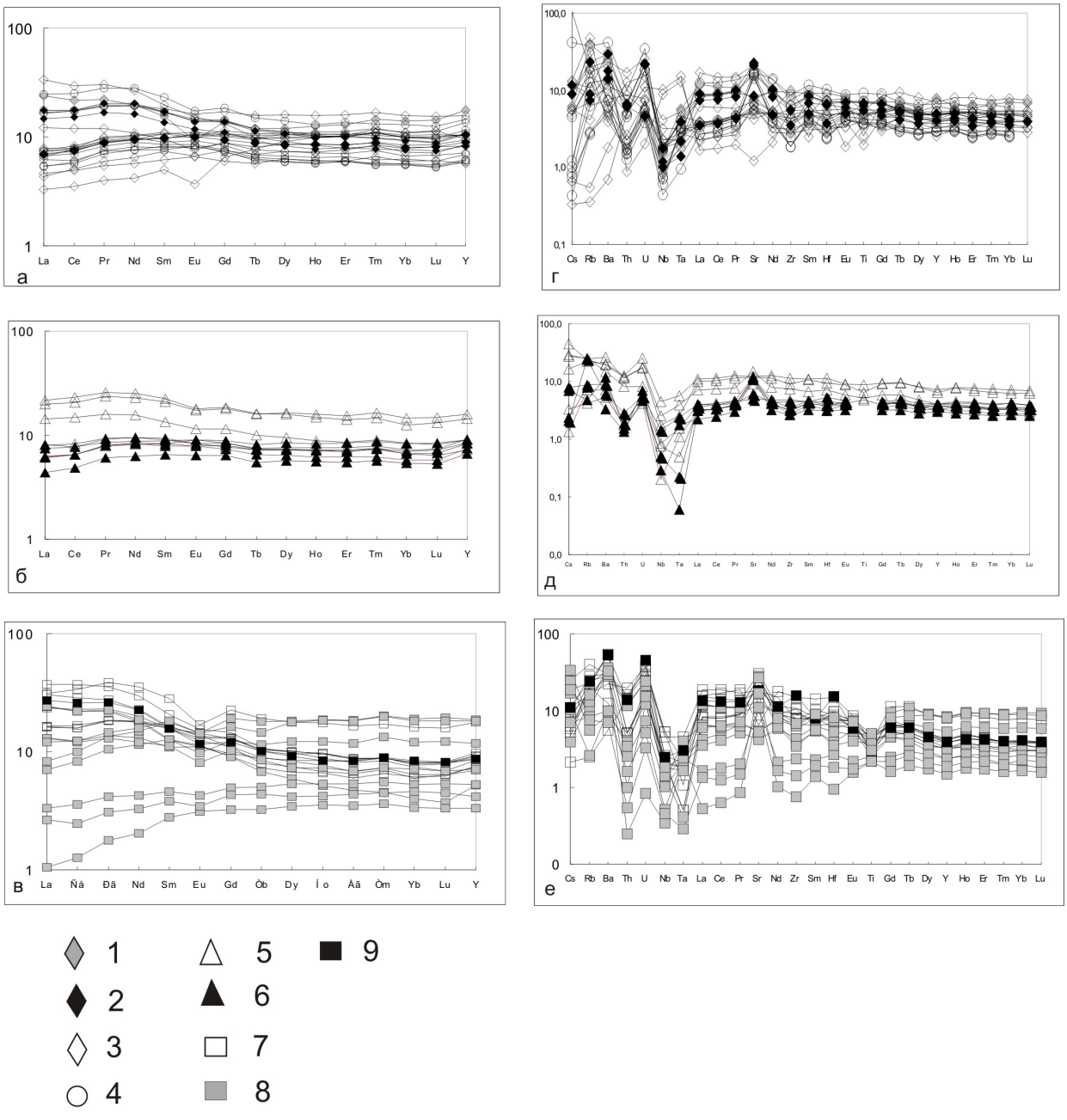


Рис. 3. Спектры распределения РЗЭ (а-в) и мультиэлементные диаграммы (г-е) изученных магматических пород: а, г — п-ов Камчатский; б, д — Кроноцкий п-ов; в, е — Шипунский п-ов. На диаграммах показаны фигуративные точки пород: 1 — тарховской свиты; 2 — толщи руч. Непропускового; 3–4 столбовской серии: 3 — габбро, 4 — базальты и долериты; 5 — кроноцкой серии; 6 — каменистовской свиты; 7 — налычевской толщи; 8 — шипунской толщи; 9 — шипунский массив (диорит). Нормирование по составу хондрита по [18], примитивной мантии — по [22].

По геохимическим параметрам эти два типа не отличаются друг от друга. Для них характерны низкие концентрации РЗЭ с распределением близким к хондритовому при незначительном обеднением лёгких РЗЭ относительно средних и тяжёлых (рис. 3б), что характерно для производных толеитовых расплавов. Спайдер-диаграммы также имеют типоморфные признаки островодужного магматизма: глубокие минимумы высокозарядных элементов (HFSE): Nb, Ta, Zr, Ti и более высокие относительно РЗЭ концентрации крупнойонных несовместимых элементов (LILE): K, Ba, U, Rb (рис. 3д). На спайдер-диаграммах также наблюдается минимум Th, а у высокоглинозёмистых разностей и интенсивный максимум Sr.

Вулканиты Шипунского п-ова в южном сегменте Кроноцкой палеодуги отличаются по составу от магматических пород северных сегментов. Все изученные магматические породы п-ова Мыс Налычева характеризуются низкими содер-

жаниями TiO_2 (0,54–1,03%). Они образуют непрерывную дифференцированную серию от базальтов до дацитов, что хорошо видно на вариационных диаграммах SiO_2–элемент (рис. 2). Вулканиты единой серии на диаграммах $FeO/MgO–SiO_2$ и $SiO_2–K_2O$ располагаются в поле низкокалиевой толеитовой и умереннокалиевой известково-щелочной серий [15]. По строению и составу образования развитые на юго-восточном борту бух. Бечевинской, южная часть п-ова Шипунский, близки к магматическим комплексам п-ова Мыса Налычева. Магматические породы представлены дифференцированной серией от базальтов до дацитов и риодацитов (SiO_2 — 48–72 вес. %) и имеют низкие содержания титана (0,5–0,9%). Наблюдается хорошая корреляция составов по соотношению железа, магния, алюминия и кальция, с ростом кислотности происходит уменьшение содержаний этих элементов (рис. 2). По глинозёму могут быть выделены две группы пород с высоким содержанием Al_2O_3 (до 17–20%) и средним (до 15–16%). На диаграмме зависимости щёлочности от кремнезёма все изученные породы попадают в поле низкокалиевой толеитовой и умереннокалиевой известково-щелочной серий. Это находит отражение в распределении редких и редкоземельных элементов (рис. 3в). Часть пород (обр. 2010-5/1 и 2010-1/1 с левого борта бухты Бечевинской) имеют типичные для известково-щелочной серии пород распределение РЗЭ; резкий рост концентраций от тяжёлых элементов к легким. Для остальных пород характерно толеитовое распределение РЗЭ, но они характеризуются несколько повышенными значениями средних и тяжёлых элементов. На мультиэлементной диаграмме для большинства изученных пород характерны Nb-Ta минимумы. Для всех известково-щелочных разностей характерна резкая положительная аномалия стронция. Представители известково-щелочной серии имеют повышенные концентрации LILE (рис. 3е).

Для определения геодинамической обстановки формирования изученных пород была использована диаграмма соотношения Th/Yb–Ta/Yb по [21] (рис. 4а). Все изученные породы попадают в поле пород океанических дуг, образованных из обедненного мантийного источника. Образцы изученных пород верхнемеловой толщи р. Непропускового, эоценовые магматические породы столбовской серии п-ова Камчатский Мыс и верхнемеловые образования Кроноцкого п-ова и шипунской толщи Шипунского п-ова располагаются преимущественно в поле толеитовой серии. А изученные образцы из эоценовой кроноцкой серии Кроноцкого п-ова и маастрихт-палеоценовые породы налычевской толщи п-ова Мыс Налычева располагаются вблизи границы полей толеитовой и известково-щелочной серий (рис. 4а).

На диаграмме соотношения Ba/Zr—Th/Zr по [19], наблюдается различие между магматическими породами п-овов Камчатский Мыс, Кроноцкий и Шипунский (рис. 4б). Эоценовые образования п-ова Камчатский Мыс и верхнемеловой шипунской толщи Шипунского п-ова имеют относительно низкие значения Th/Zr и фигуративные точки вытягиваются вдоль вектора, указывающего на привнос флюида при плавлении метаморфизованной океанической коры. В то время как для эоценовых пород Кроноцкого п-ова и маастрихт — палеоценовых пород Шипунского п-ова характерны относительно низкие значения Ba/Zr, и фигуративные точки составов пород вытягиваются вдоль вектора, указывающего на попадания в зону плавления осадков.

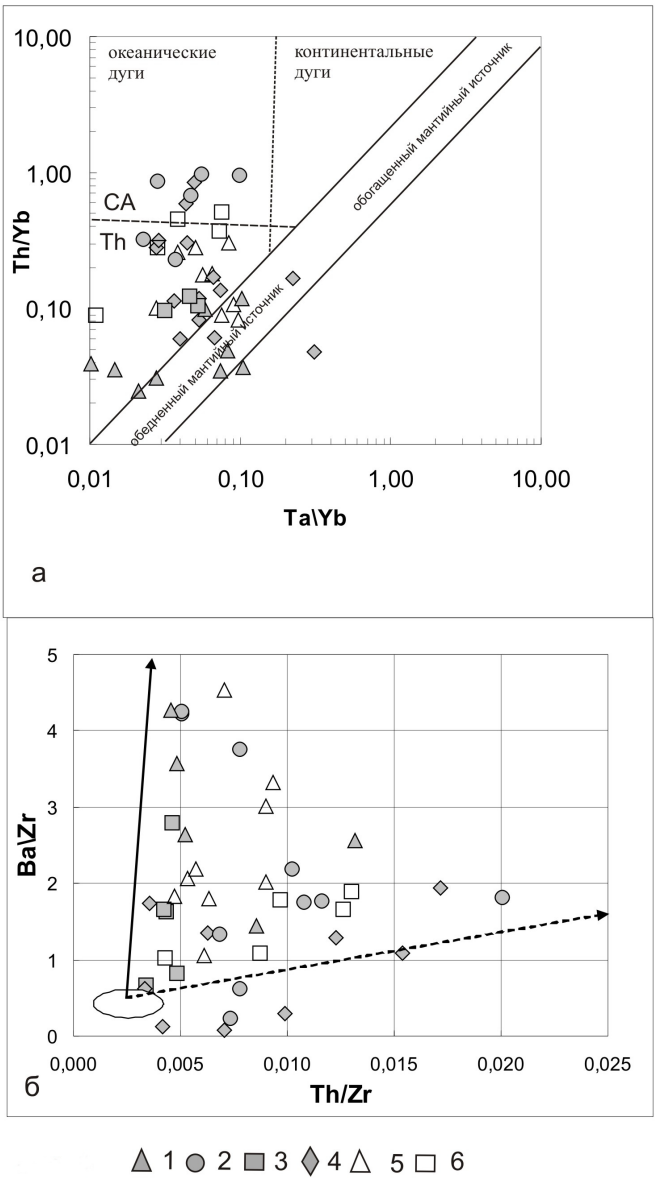


Рис. 4. Геохимические зависимости составов магматических пород Кроноцкого террейна: диаграмма (а) по [20] и (б) по [19]. На диаграммах фигуративные точки составов пород: 1 — шипунской толщи; 2 — налычевской толщи 3 — каменистовской свиты; 4 — толщи р. Непропускового; 5 — каменогорской и баклановской свит; 6 — кроноцкой серии.

Результаты изотопных исследований показали [13], что изученные нами породы, представляющие различные сегменты Кроноцкой палеодуги, не имеют существенных различий в изотопном составе. Большая часть фигуративных точек изотопных соотношений изученных пород на вариационных диаграммах ($^{143}Nd/^{144}Nd$–$^{87}Sr/^{86}Sr$; $^{207}Pb/^{204}Pb$–$^{206}Pb/^{204}Pb$; $^{208}Pb/^{204}Pb$–$^{206}Pb/^{204}Pb$) попадают в поле составов базальтов океанических хребтов и в поле Гавайских вулканитов. Изотопные параметры наиболее представительной группы проанализированных образцов практически всех сегментов палеодуги, свидетельствуют о том, что их первичные расплавы генерировались в мантийном источнике типа DMM, в надсубдукционном клине деплетированной верхней мантии. Для базальта тарховской свиты п-ва Камчатский Мыс отмечается повышенное значение радиогенного стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}704$) и пониженные значения ($^{143}Nd/^{144}Nd = 0{,}513$) по отношению к другим изученным породам. Такие особенности изотопного состава базальта могут быть объяснены тем, что в зону магмогенерации к деплетированной мантии было привнесено вещество обогащённых мантийных источников EM1 и EM2. Так как изотопные составы изученных базальтов близки к составам вулканитов Гавайских островов, можно предположить, что это заражение обогащенным веществом могло произойти под воздействием гавайского плюма, когда плита находилась в зоне его влияния. Изотопный состав эоценовых пород Кроноцкого п-ова показывают, что для них, в отличие от верхнемеловых пород, характерен более радиогенный состав изотопов свинца ($^{206}Pb/^{204}Pb = 18{,}329 - 18{,}578$ и $^{208}Pb/^{204}Pb = 15{,}556 - 15{,}575$), что хорошо коррелирует с распределением изученных пород на диаграмме Th/Zr–Ba/Zr.

Обсуждение результатов исследования

Проведённые исследования показывают, что во всех сегментах Кроноцкой палеодуги (п-ова Камчатский мыс, Кроноцкий и Шипунский) активный вулканизм начался в сантон — кампанское время. При этом эоценовые магматические комплексы широко распространены во всех сегментах дуги (столбовская и кроноцкая серии) и имеют сходные геохимические характеристики, а маастрихт-датские и сантон-маастрихтские комплексы слагают отдельные выходы или тектонические пластины в покровно-складчатой структуре п-овов и характеризуются значительными вариациями химических составов пород. Полученные данные показывают продольную гетерогенность вдоль простирания дуги в составе верхнемеловых магматических комплексов и практическое отсутствие таковой для эоценовых магматических комплексов в разных сегментах палеодуги. Верхнемеловые магматические комплексы северного сегмента представлены преимущественно породами толеитовой дифференцированной серии (толща р. Непропускового, п-ов Камчатский Мыс), среднего сегмента — высокоглинозёмистой толеитовой серией (каменистовская свита, Кроноцкий п-ов) и южного сегмента как низкокалиевой толеитовой, так и умеренно-калиевой известково-щелочной серией (налычевская и шипунская толщи, п-ова Мыс Налычева и южная часть п-ова Шипунский). В тоже время геохимические и изотопные данные по изученным породам свидетельствуют, что они формировались из обедненного мантийного источника в пределах энсиматической палеодуги (Кроноцкая вулканическая дуга). Кинематические реконструкции для Северо-Западной части Тихого океана показывают [7, 16, 17, 20], что до эоценового времени происходила субдукция плиты Кула, а после поглощения в зоне субдукции спредингового хребта, разделявшего плиты Кула и Тихоокеанскую, стала субдуцироваться Тихоокеанская плита. Различия в составе верхнемеловых комплексов различных сегментов палеодуги могут быть объяснены неоднородностью состава субдуцировавшейся плиты Кула и, или различиями в геодинамическом режима в зоне плавления. Однородность эоценового вулканизма на всём протяжении палеодуги, возможно, указывает на поглощение спредингового хребта Кула-Тихоокеанская до этого этапа и на начало субдукции Тихоокеанской плиты на всём протяжении Кроноцкой дуги. После чего условия магмогенерации в мантийном клине стали соответствовать условиям выплавления высокоглинозёмистых толеитов, которые, по-видимому, являлись фоновыми для данного участка этой плиты. Наблюдаемые некоторые различия в составе эоценовых пород п-овов Камчатский Мыс и Кроноцкий, вероятно, обусловлены различиями во флюидном режиме. Так для образований столбовской серии, вероятно, источником флюида служило плавление измененной океанической коры, а при формировании пород кроноцкой серии определённую роль играло плавление осадочного материала.

Полученные нами новые данные о возрасте и химическом составе мел-палеоценовых комплексов южного сегмента Кроноцкой палеодуги позволяют поставить вопрос о сложном сочленении палеодуг Восточной Камчатки (Ачайваям-Валагинская и Кроноцкая) в позднемеловое — раннепалеоценовое время. Проявление позднемелового — палеоценового известково-щелочного магматизма в пределах Шипунского сегмента Кроноцкой палеодуги, сходного с таковым для Ачайваям-Валагинской палеодуги, позволяет высказать предположение, что этот сегмент мог первоначально входить в состав Ачайваям-Валагинской палеодуги, а после её коллизии с Камчатской окраиной в палеоцене, являться основанием для эоценовой Кроноцкой палеодуги.

Выводы

Начало проявления островодужного вулканизма в различных сегментах Кроноцкой палеодуги датируется сантон — кампанским временем. Оконча-

ние активной стадии вулканизма во всех сегментах датируется эоценовым временем.

Позднемеловые магматические комплексы северного и среднего сегментов являются производными толеитовой и высокоглинозёмистой толеитовой островодужных серий, для южного сегмента характерен известково-щелочной вулканизм. Эоценовые магматические комплексы во всех сегментах формировались из высокоглинозёмистых толеитовых расплавов

Геохимические и изотопные данные показывают, что верхнемеловые — эоценовые комплексы Кроноцкой палеодуги близки друг к другу и преимущественно генерировались в надсубдукционном клине из деплетированного мантийного источника и формировались в пределах энсиматической палеодуги.

Работа выполнена при финансовой поддержки РФФИ, грант (11–05-00 086).

Список литературы

1. *Бояринова М. Е.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Восточно-Камчатская серия, листы O-58-XXVI, XXXI, XXXII. СПб.: ВСЕГЕИ. 2007.
2. *Бояринова М. Е., Вешняков Н. А., Коркин А. Г., Савельев Д. П.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 200 000. Изд. 2-е. Серия Восточно-Камчатская. Лист O- 58-XXVI, XXXI, XXXII (Усть-Камчатск). Объяснительная записка. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2007. 226 с.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Лист N-57. Масштаб 1:1 000 000 / Гл. редакторы: Литвинов А. Ф., Марковский Б. А. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006.
4. *Зинкевич В. П., Константиновская Е. А., Цуканов Н. В. и др.* Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.
5. *Коваленко Д. В.* Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и Южной Корякии. Тектоническая и геофизическая интерпретация. М.: Научный мир, 2003, 256 с.
6. *Колосков А. В., Коваленко Д. В.* Новые возрастные датировки проявления Кайнозойского магматизма на Камчатке // Вестник КРАУНЦ, Науки о Земле. 2009. № 1. Вып. 13. С. 83–88.
7. *Кононов М. В.* Тектоника плит северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1989, 169 с.
8. *Левашова Н. М., Шапиро М. Н., Беньямовский В. Н., Баженов М. Л.* Реконструкция тектонической эволюции Кроноцкой островной дуги (Камчатка) по палеомагнитным и геологическим данным // Геотектоника. 2000. № 2. С. 65–84.
9. *Разницин Ю. Н., Хубуная С. А., Цуканов Н. В.* Тектоника Восточной части Кроноцкого п-ова и фомационная принадлежность базальтов (Камчатка) // Геотектоника. 1985. № 1. С. 88–101.
10. *Сколотнев С. Г., Цуканов Н. В., Савельев Д. П., Федорчук А. В.* О гетерогенности составов островодужных образований Кроноцкого и Камчатскомысского сегментов Кроноцкой палеодуги (Камчатка) // Докл. РАН. 2008. Том. 418. № 2. С. 232–236.
11. *Хубуная С. А.* Высокоглинозёмистая плагиотолеитовая формация островных дуг. М.: Наука, 1987. 167 с.
12. *Цуканов Н. В.* Эоценовый магматизм северного сегмента Кроноцкой палеодуги (п-ов Камчатский Мыс, Камчатка). // Вестник КРАУНЦ, Науки о Земле. 2013. № 1. Вып. 21. С. 25–33.
13. *Цуканов Н. В., Сколотнев С. Г.* Новые данные по изотопному составу магматических комплексов палеодуг Восточной Камчатки // ДАН РАН. 2010. Том. 434. № 5. С. 656–660
14. *Цуканов Н. В., Сколотнев С. Г., Палечек Т. Н.* Новые данные о составе и строении аккреционной призмы п-ова Камчатский (Восточная Камчатка). Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле 2008, № 2. Вып 12. С. 42–50.
15. *Цуканов Н. В., Сколотнев С. Г., Савельев Д. П.* Новые данные о составе и строении вулканических комплексов мыса Налычева и п-ова Шипунский (Камчатка) // Вулканология и Сейсмология. 2009. № 1. С. 21–30.
16. *Шапиро М. Н., Соловьев А. В.* Кинематическая модель формирования Олюторско-Камчатской складчатой области // Геология и Геофизика. 2009. Том. 50. № 8. С. 863–880.
17. *Engebretson D. G., Cox A., Gordon R. G.* Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacifi c Basin // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 1985, Vol. 206, 59 p.
18. *Evensen N. M., Hamilton P. J., O'Nions R. K.* Rare earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1978. Vol. 42. P. 1199–1212.
19. *Ishuzuka O., Taylor R. N., Milton A., Nesbitt R. W.* Fluid-mantle interaction in an intra-oceanic arc: constraints from highprecision Pb isotopes. // Earth Planet Sci Lett. 2003. Vol. 211. P. 221–236
20. *Norton I. O.* Plate motion in the North Pacifi c: the 43 Ma Nonevent // Tectonics, 1995, Vol. 14, P. 1080-1094.
21. *Pearce J. A.* Role of the sub-continental lithosphere I magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth CJ, Norry MJ (eds). Continental Basalts and Mantle Xenoliths. Shiva Press, Natwich. 1983. P. 230-249
22. *Sun S. S., McDonough W. F.* Chemical and isotopic systimatics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. Amer. Spec. Publ. 1989. Vol. 42. P. 313–345.

Секция II

Геодинамика зоны перехода океан-континент: геофизические исследования в областях современного и четвертичного вулканизма, природные катастрофы.

УДК 550.34+551.24

А. В. Викулин

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

Кальдеры обрушения — магматические очаги — строение коры — флюид

Анализируются данные о кальдерообразующих извержениях Земли и сильных современных извержениях вулканов Курило-Камчатской дуги. Показывается, что толщины магматических очагов являются величиной постоянной около 1 км много меньшей их поперечных размеров (диаметров кальдер). В рамках концепции блоковой геосреды формулируется вывод, согласно которому магматические очаги являются независимыми от вулканического процесса образованиями, отражающими состояние земной коры и представляющими тонкие прослои между слоями земной коры. В рамках таких представлений становятся ненужными (маловероятными) модели подъёма магм из глубин мантии и ядра и представления о флюиде как движущей силе процесса магмообразования. Обсуждается природа границ слоёв земной коры и верхней мантии.

О толщине магматических очагов

Кальдеры обрушения. Кальдера обрушения является следствием опустошения магматического очага в результате извержения [18, 20]. Поэтому, если известны площадь кальдеры S и объём изверженного материала V, то вертикальный размер (толщину) магматического очага Δh можно определить из выражения:

$$\Delta h = V/S. \qquad (1)$$

Толщины магматических очагов вулканов Земли. В работе [26] приведены данные о 76 кальдерообразующих извержениях вулканов планеты за последние 27 млн лет с индексами эксплозивности $W = 4 - 8$, площадями кальдер $S = 1 - 4650$ км^2, их протяженностями (диаметрами) $D = 3 - 90$ км и объёмами изверженных пород $V = 0{,}3 - 3000$ км^3. Зависимости $S(V)$ и/или $V(S)$ не выявляются, что указывает на их достаточно равномерные распределения. Определённые по этим данным по формуле (1) толщины магматических очагов, питавших извержения, расположены в пределах $\Delta h = 0{,}004{-}6$ км. Зависимости $\Delta h(S)$ и $\Delta h(V)$ также не выявляются, что указывает на отсутствие зависимостей толщины магматического очага от параметров извержения. При этом определенное по всем данным среднее значение толщины магматического очага оказалось равным:

$$\Delta h_{\text{ср}} = 1{,}4 \pm 1{,}0 \text{ км}. \qquad (2)$$

Средний диаметр кальдер, определённый по этим данным, составляет $D_{\text{ср}} = 26$ км. Как видим, для всего объёма данных выполняется следующее сильное неравенство:

$$D_{\text{ср}} \gg \Delta h_{\text{ср}}, \qquad (3)$$

которое указывает на вполне определённую геометрию магматического очага, а именно: его объём, по сути, представляет собой достаточно тонкий слой (блин).

Рассмотренные выше данные относятся к *разному* типу вулканов и их извержениям, происходившим в *разных* регионах Земли с *разными* геотектоническими условиями (обстановками). Поэтому соотношения (2) и (3) позволяют высказать предположение о том, что тонкослойные с постоянной толщиной магматические очаги, питавшие кальдерообразующие извержения, никак не зависят от самого вулканического процесса.

Вулканические формы современных курило-камчатских вулканов

Закон повторяемости извержений. Составлен наиболее полный список извержений всех вулканов Земли за последние 12 тыс. лет [5, 27]. Для $N = 676$ извержений 70 вулканов Курило-Камчатской дуги из этого списка, извергавшихся за последние 9,5 тыс. лет, в интервале индексов эксплозивности $2 \leqslant W \leqslant 7$ был построен график повторяемости: $\text{Lg}\, N = 3{,}60 - (0{,}49 \pm 0{,}06)W$. С учётом взаимосвязи между W и объёмом изверженного материала V: $W = \text{Lg}\, V$ [км^3]$+5$, закон повторяемости извержений по величинам их объёмов перепишется в виде:

$$\text{Lg}\, N = 1{,}15 - (0{,}49 \pm 0{,}06)\text{Lg}\, V. \qquad (4)$$

Распределение вулканических форм по их сечениям (площадям). Данные о 287 вулканических современных формах (вершинах конусов и кальдер) Камчатки (109) и Курильских островов (178) использовались из [16, 17]. С использованием этих данных методом средних квадратов было построено следующее распределение чисел вулканических форм N по их сечениям S:

$$\mathrm{Lg}\, N = (2{,}32 \pm 0{,}16) - (0{,}47 \pm 0{,}14)\mathrm{Lg}\, S, \qquad (5)$$

где $[S] = \text{км}^2$. Видим, что углы наклонов распределений по объёмам V (4) и площадям соответствующих им кальдер S (5) практически совпадают, что позволяет сформулировать следующий вывод: отношение объёма изверженного материала к площади образовавшейся вулканической формы (конуса и/или кальдеры) является величиной постоянной, не зависимой от типа извержения:

$$V/S \approx const. \qquad (6)$$

Покажем справедливость соотношения (6) для достаточно сильных извержений камчатских и курильских вулканов, для каждого из которых известны и площадь образовавшейся кальдеры и объём выброшенного материала [7].

Камчатка. С помощью соотношения (1) были определены толщины для 18 ранее извергавшихся вулканов. Все значения оказались заключенными в пределах одного порядка величины: от 0,1 км (Мало-Семячинская депрессия, $S = 19 \times 13$ км^2, $V = 20 - 30$ км^3) до 2,1 км (Горелый, $S = 10^5$ км^2, $V = 200 - 250$ км^3, составляя, в среднем:

$$\Delta h_{\text{Кам}} = 0{,}8 \pm 0{,}4 \text{ км}. \qquad (7)$$

При этом для пяти извержений *одного вулкана* Ксудач (I-V), толщины очага изменялись в пределах 0,3–2,1 км, составляя, в среднем:

$$\Delta h_{\text{Кс}} = 1{,}0 \pm 0{,}7 \text{ км}. \qquad (8)$$

Для всех рассмотренных 18 извержений камчатских вулканов сечения образовавшихся кальдер, в среднем, составили $S_{\text{ср}} = 62$ км^2, при среднем поперечном её размере (диаметре) $D_{\text{ср}} = 8 \pm 4$ км.

Курилы. Аналогичным образом рассчитывались толщины магматических очагов 11 извержений вулканов Курильских островов. Толщины очагов изменялись в пределах $\Delta h_{\text{min-max}} = (0{,}8(\text{Немо III}) - 3{,}3(\text{Львиная пасть}))$ км, составляя, в среднем:

$$\Delta h_{\text{Кур}} = 1{,}4 \pm 0{,}5 \text{ км}. \qquad (9)$$

При этом для трёх извержений *одного вулкана* Немо (I-III) толщины очага изменялись в пределах 0,8–1,8 км, составляя, в среднем:

$$\Delta h_{\text{Немо}} = 1{,}2 \pm 0{,}3 \text{ км}. \qquad (10)$$

Для 11 извержений вулканов Курильских островов сечения образовавшихся кальдер, в среднем, составили $S_{\text{ср}} = 49$ км^2, при среднем поперечном размере (диаметре) $D_{\text{ср}} = 8 \pm 2$ км, как и для Камчатки.

Данные для современных извержений курило-камчатских вулканов подтверждают вывод, сформулированный выше для извержений вулканов Земли: толщина магматического очага есть величина постоянная и по своей величине значительно меньше поперечных размеров (диаметров) образовавшихся кальдер.

Магматический очаг — состояние земной коры. Все приведенные выше данные (2), (6) — (10), в совокупности, показывают, что толщины магматических очагов, определённые по разным выборкам, изменяются весьма слабо и не зависят от вулканического процесса, равняясь, в среднем:

$$\Delta h = 1{,}2 \pm 0{,}6 \text{ км}. \qquad (11)$$

В соответствии с имеющимися данными разной надёжности магматические очаги под вулканами Земли по геофизическим данным располагаются на глубинах 0–60 км в пределах земной коры и верхней мантии [18, 20]. Детальные геофизические наблюдения, проведённые на курило-камчатских вулканах, извергавшихся в последние десятилетия, показывают [1, 2, 13], что магматические очаги, как правило, располагаются в более узком диапазоне глубин в пределах коры на глубинах 5–20 км. Поэтому полученный в этой работе результат (11), по сути, определяет магматические очаги как вполне определенное состояние земной коры.

Магматический очаг как тонкий прослой земной коры

Вулканические комплексы. В соответствии с данными [16, 17] современный (до 200 тыс. лет) вулканический пояс Восточной Камчатки представлен крупными вулканическими центрами, с которыми связаны комплексы кальдер, обширные поля пемз и игнимбритов и высокотемпературные гидротермальные системы. Например, часть этого пояса общей протяжённостью 100–150 км представлена четырьмя следующими друг за другом Карымской, Большесемячинский, Узон-Гейзерной и Крашенинникова практически сливающимися между собой вулканическими системами, в каждой из которых отмечено 7–10 и более кальдер при её среднем диаметре около $D_{\text{ср}} \approx 8$ км [17]. Такие данные при тонкослойном магматическом очаге позволяют принять, что все три вулканических комплекса, скорее всего, имеет единый магматический очаг, протяжённость которого вдоль дуги составляет не менее 150 км. По сути, к близкому выводу пришли и авторы работы [17]: «причины кальдерообразующих процессов имеют не локальный, а региональный характер».

Близкие, по сути, комплексы вулканов выделены И. В. Мелекесцевым и для Курильских островов [16]: вулканы Заварицкого — Пик Прево — кальдера Броутона на о. Симушир и вулканы Менделеева — Головнина на о. Кунашир. Комплексы вулканов выделены и в пределах других регионов, например: совокупность кальдер в долине Снейк Ривер и её продолжении на юго-запад общей протяжённостью около 500 км [14], цепочка вулканов Гавайских островов, протягивающаяся вдоль центральной части Тихого океана на 800–1000 км [20] и др. [18]. Поэтому сформулированный выше вывод о едином магматическом очаге для всего вулканического комплекса является достаточно общим и его

можно считать справедливым, в целом, для многих, возможно всех, вулканически активных регионов Земли.

Курило-Камчатская дуга. Вывод о едином магматическом очаге для всего вулканического комплекса можно распространить на всю Курило-Камчатскую дугу, в целом. Действительно, диаметры кальдер достигают значительных размеров $D = 20 - 25$ км (Курильское озеро — Ильинская и Стены Соболиного на Камчатке; Севергина и Простор на Курилах) [16, 17] и даже $D = 50 - 60$ км (Карымско-Семячинская депрессия) [17, с. 13] при средних расстояниях между центрами отдельно взятых вулканов около 20 км [23].

Таким образом, в соответствии с приведёнными данными, под всеми курило-камчатскими вулканами может существовать единый тонкослойный с постоянной толщиной около 1 км магматический очаг.

Движения окраины Тихого океана. Вращение тихоокеанской плиты в течение последних 40 млн лет сопровождалось пятью перестройками регионального поля напряжений, которые характеризовались большими изменениями его величины и ориентации: плита совершала знакопеременные вращения с амплитудой до 10 градусов и величиной перемещения вдоль границы до нескольких сотен километров [21]. Используя известные данные о локализации сдвиговых напряжений вблизи границ мезоструктур и экспоненциальной зависимости скорости пластической деформации от напряжений и температуры, были смоделированы такие интенсивные движения блоковой геосреды в районе окраины Тихого океана [6, 7]. Проведённые нами оценки показали, что такое интенсивное движение, которое в окрестности тихоокеанской плиты реализуется в течение продолжительной геологической эпохи, могло привести к образованию достаточно протяжённых областей перегретого в результате пластической деформации вещества литосферы — «зародышей» вулканических островных дуг [12].

Модель магматического очага. Предложена модель магматического очага с пластическим течением [6, 12]. Суть модели сводится к следующему. В результате теплового расширения при локальных плавлениях, вокруг магматического очага создаётся поле упругих напряжений и за счёт этого появляется дополнительное давление. Под действием такого давления «твёрдое» вещество очага оказывается в перегретом (нагретом выше точки плавления) состоянии и, следовательно, способно и отражать и пропускать сквозь себя объёмные сейсмические волны. Расчёты показывают, что созданная дополнительным давлением энергия упругого поля вокруг такого «твердотельного» очага порядка 1015 Дж на 1 км^3 перегретой породы. Как видим, по величине упругой энергии перегретые «твердотельные» магматические очаги близки очагам наиболее сильных землетрясений с магнитудами $M = 8$ и более, что, в принципе, позволяет в рамках модели блоковой геосреды объяснить и взаимодействие вулканов между собой (миграцию вулканической активности [5]) и взаимодействие вулканизма и сейсмичности [4].

Обсуждение результатов

1. Полученные данные позволяют предложить такую модель магматического очага, которая отражает вполне определенное состояние земной коры. В рамках модели блоковой геосреды такое состояние определяется существованием тонких по толщине, порядка 1 км, прослоев «твёрдого» перегретого вещества, расположенных между слоями земной коры и протягивающихся вдоль всех островных дуг и континентальных окраин Тихого океана. Например, вдоль границы между кристаллическим фундаментом и осадочным слоем, которая на Камчатке располагается на глубине 5–7 км [1, 2]. Такая тонкая твёрдая перегретая прослойка при локальном снятии давления может выступить в качестве магматического очага, питающего либо вновь образованный в месте снятия давления вулкан (например, Анюйский на Чукотке [17, с. 75], трещинный Толбачинский в 1975–1976 гг. [1, 2] и в 2012 г. на Камчатке), либо уже существующий.

В рамках такой модели достаточно просто объясняется миграция вулканической активности как вдоль отдельно взятого вулканического комплекса на Камчатке [16], вдоль Гавайских островов [20] и равнины Снейк Ривер [14], так и вдоль отдельно взятых вулканических дуг и, в целом, тектонических регионов [27]. Миграция вулканической активности в рамках такого подхода не есть перетекание магматического вещества, как полагают в настоящее время, а, как и миграция сейсмической активности, по сути, является миграцией упругих напряжений, осуществляемой посредством медленных ротационных волн [4, с. 124–136].

Именно в трении вдоль поверхностей блоков и плит и, как результат, в переходе энергии упругой деформации в теплоту плавления (в нашем случае — перегрева), видел основной источник горообразования П. Н. Кропоткин [15].

Проведённые оценки показали [5], что при ротационном блоковом подходе к задачам вулканологии и геодинамики не требуется привлекать широко распространенные в настоящее время модели подъёма магм с глубин мантии и ядра. Частичное плавление, повышение давления, перегрев твёрдого вещества в прослойках за счёт пластической деформации, происходящей вдоль границ блоков и слоёв земной коры при достаточно интенсивном его движении, может приводить к появлению значительных полей упругих деформаций и, как следствие, к миграции вулканической активности и её взаимодействию с сейсмичностью.

В рамках развиваемых автором с коллегами [3–7, 27] блоковых представлений о геосреде и полученных выше данных о магматическом очаге как

тонком прослое земной коры достаточно просто объясняются так называемые палингенные магматические очаги [11] и извержения внутриплитных вулканов, например, Анюйского на Чукотке [18, с. 75]. Г. Макдональд [19, с. 370] считал маловероятным вывод о том, что магматический очаг является продолжением крупного тела жидкой магмы. Веские соображения в пользу образования жидких силикатных расплавов в пределах коры приведены В. И. Лучицким [17, с. 188–189].

2. В рамках блоковых представлений о геосреде отпадает и необходимость привлечения понятия флюида как движущей силы процесса магмообразования.

Согласно геологическому словарю 1971 г. термин флюид не имеет строго определённого значения. Действительно, из определений терминов «флюид рудоносный», «флюидальный» и «флюидизация» можно видеть, что понятие флюида включает в себя все агрегатные состояния (твёрдое, жидкое, газообразное), изотропию и анизотропию, может оказаться связанным с любым движением любого компонента геосреды или сам может инициировать движение любого компонента среды. Как видим, понятие флюида поистине всеобъемлющее. И в научных статьях и в докладах на различных мероприятиях авторы часто употребляют этот термин. Дискуссии по употреблению этого термина, как правило, не возникают. Это и понятно, у каждого свои представления о флюиде и спорить здесь бессмысленно. Часто авторы прячут за этот термин и то, что они и сами не понимают, и иногда делают они это вполне сознательно.

И абсолютно закреплено такое всеобъемлющее значение флюида для геологических процессов в последнем третьем трехтомном Геологическом словаре, изданном в 2010–2011 гг. [9]: «флюид — термин *свободного* пользования, обозначающий *любые* текучие вещества» (выделено — А.В.).

Близкий по своей неопределённости термин есть и в физике — эфир. Обзор развития концепции эфира см., например, в [3]. Впервые достаточно определенно понятие эфира как «апейрон» — вечная неопределенная материя, порождающая бесконечное многообразие сущего, было сформулировано Анаксимандром в VI в. до н. э. Для обоснования делимости вещества Бруно ввел представление о существовании между атомами эфира (XV в.). Бойль пустое пространство назвал вакуумом (1654 г.) и пытался выяснить остаётся ли в вакууме эфир при откачивании из сосуда воздух (1669 г.). Гипотезу эфира — абсолютного пространства, впервые высказал Ньютон (1672 г.). У Гюйгенса световые волны распространяются в чрезвычайно тонкой материи — эфире (1690 г.). У Эйлера эфир уже менее плотный, чем материя, но более упругий. В 19 и 20 вв. все исследователи, так или иначе, вынуждены были привлекать к рассмотрению представления об эфире. Эфир по Френелю — сплошная упругая среда, по Фарадею — совокупность силовых линий, по Максвеллу — переносчик близкодействия, по Стоксу — увлекается Землёй, по Герцу — полностью захватывается материей, в то время как по Френелю — абсолютно неподвижен. И Ньютон и Эйнштейн самым кардинальным образом неоднократно меняли свои позиции в отношении эфира, то признавали его, то полностью отвергали. В настоящее время вопрос об эфире и/или вакууме полностью так и не решен. Имеется мнение, что «согласно теории Эйнштейна физический вакуум — это пустое (без материи) пространство-время, обладающее упругими свойствами. Эти свойства проявляются тогда, когда в пустое пространство помещается некая масса» [24, с. 22]. И, тем не менее, представления об эфире на протяжении всех 28 веков оказались исключительно плодотворными для развития представлений в разных разделах физики.

Проведенная аналогия показывает наличие у флюида, по сути, таких же важных не зависимых от свойств геосреды пространственно-временных свойств, как и у эфира-вакуума. Будем надеяться, что с развитием представлений о геосреде, как о блоковой субстанции, и в геологическое понятие флюида, введенного в науку не так давно, в XVII в. [9], со временем, как и в понятия эфир → вакуум в физике, будут вноситься более определённые геофизические свойства.

Представляется, что в рамках блоковой геосреды и описанной выше модели магматического очага как тонкого твёрдого перегретого прослоя земной коры, надобность в представлении о флюиде как движущей силе процесса магмообразования, отпадает: гипотетический флюид можно заменить вполне конкретными упругими напряжениями, переносимыми посредством медленных ротационных волн.

3. Полученные выше данные о природе магматического очага как тонкого порядка 1 км прослоя перегретого твёрдого (пропускающего объёмные волны) вещества между слоями коры под отдельными вулканами, их комплексами (объединениями в группы), вулканическими дугами и, в целом, тектоническими поясами, очевидно, могут быть распространены на земную кору и верхнюю мантию всей Земли [7]. И такой подход к природе границы Мохо оказался близким модели [22].

4. К проблемам термики земли и «горячих точек» [19] возможен подход с принципиально новых позиций [5]. Во-первых, такие «тепловые» объекты можно моделировать с помощью достаточно универсального механизма, в безразмерном виде не содержащего никаких параметров рассматриваемой задачи. Во-вторых, горячие точки (они же «мигрирующие» и вулканы Гавайских островов [20] и кальдеры долины Снейк Ривер [14]) могут быть не результатом выхода на поверхность земной коры глубинного тепла, как принято считать, а зонами повышенной геодинамической активности, мигрирующие вдоль прослоев коры и окружающих их

упругих полей со скоростями медленных ротационных волн. В пределах таких прослоев кинетическая энергия вращения отдельных блоков и плит земной коры и всей Земли в целом выделяется не только при землетрясениях, извержениях вулканов и движениях тектонических плит. Такая энергия выделяется и при генерации тепла, перераспределяемого внутри Земли и выносимого на её поверхность, в том числе и с помощью описанного выше механизма ротационных волн.

Список литературы

1. *Аносов Г. И., Балеста С. Т., Утнасин В. К.* Особенности сейсмических моделей земной коры под вулканами // Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977. С. 115-122.
2. *Балеста С. Т.* Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М.: Наука, 1981. 135 с.
3. *Викулин А. В.* Мир вихревых движений. Петропавловск-Камчатский: КамГУ, 2008. 230 с.
4. *Викулин А. В.* Сейсмичность. Вулканизм. Геодинамика. Сборник трудов. Петропавловск-Камчатский: КамГУ, 2011. 463 с.
5. *Викулин А. В., Мелекесцев И. В., Акманова Д. Р. и др.* Информационно-вычислительная система моделирования сейсмического и вулканического процессов как основа изучения волновых геодинамических явлений // Вычислительные технологии. 2012. Том. 17. № 3. С. 34-54.
6. *Викулин А. В., Иванчин А. Г.* Фазовый переход твёрдое тело — жидкость в блоковой геосреде как механизм извержения // Материалы конференции, посвящено Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы». Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2012.
7. *Викулин А. В., Иванчин А. Г.* О природе Мохо как фазовой границе раздела между блоковой земной корой и неблоковой верхней мантией // Материалы 45 Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2013. С. 38-42.
8. Геологический словарь. Том. 2. М.: Недра, 1978. 456 с.
9. Геологический словарь. В 3-х Т. СПб: ВСЕГЕИ, 2010–2011.
10. *Ермаков В. А.* Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. М.: Недра, 1977. 223 с.
11. *Иванчин А. Г., Викулин А. В., Фадин В. В.* Ротационная модель теплового разогрева и проблема вулканических очагов // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Петропавловск-Камчатский: КФ ГС РАН, 2011. С. 302-306.
12. *Зубин М. И., Иванов Б. В., Штейнберг Г. С.* Глубинное строение Карымского вулкана на Камчатке и некоторые вопросы генезиса кальдер // Геология и геофизика. 1971. № 1. С. 73-81.
13. *Короновский Н.* Йеллоустонский супервулкан // Наука и жизнь. 2012. № 5. С. 110-113.
14. *Кропоткин П. Н.* основные проблемы энергетики тектонических процессов // Изв. АН СССР. 1948. № 5. С. 89-104.
15. *Лаверов Н. П.* (ред.) Новейший и современный вулканизм на территории России. М.: Наука, 2005. 604 с.
16. *Леонов В. Л., Гриб Е. Н.* Структурные позиции и вулканизм четвертичных кальдер Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 2004. 189 с.
17. *Лучицкий И. В.* Основы палеовулканологии. Т. 1. М.: Наука, 1971. 480 с.
18. *Любимова Е. А.* Термика Земли и Луны. М.: Наука, 1968. 280 с.
19. *Макдональд Г.* Вулканы. М.: Мир, 1975. 432 с.
20. *Маслов Л. А.* Геодинамика литосферы тихоокеанского подвижного пояса. Хабаровск-Владивосток: Дальнаука, 1996. 200 с.
21. *Павленкова Н. И.* Природа границы М по геофизическим данным // Материалы 45 Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2013. С. 138-141.
22. *Токарев П. И.* О связи вулканической и сейсмической активности в Курило-Камчатской зоне // Тр. лаборатории вулканологии АН СССР. 1959. Вып. 17. С. 156-182.
23. *Шипов Г. И.* Теория физического вакуума. М.: Кириллица-1, 2002. 128 с.
24. *Spera F. J., Crips J. A.* Eruption volume, periodicity, and caldera area: relationships and inferences on development of compositional zonation in silicic magma chambers // J. of Volcanology and Geothermal Research. 1981. Vol. 11. No. 1–2. P. 169-187.
25. *Vikulin A. V., Akmanova D. R., Vikulina S. A., Dolgaya A. A.* Migration of seismic and volcanic activity as display of wave geodynamic process // Geodynamics&Tectonophysics. 2012. Vol. 3. No. 1. P 1–18. DOI:10,5800/GT-2012–3-1–0058

Материалы конференции, посвящённой Дню вулканолога
«Вулканизм и связанные с ним процессы»

Петропавловск-Камчатский
ИВиС ДВО РАН, 2013 г.

УДК 551.46

Б. В. Баранов, К. А. Дозорова, О. Н. Чайкина

*Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН,
Москва, 117 977; e-mail: bbaranov@ocean.ru*

Аномалии теплового потока и геодинамика Командорской котловины

В настоящей работе для объяснения возникновения области высокого теплового потока в западной части Командорской котловины предложена модель, основанная на особенностях кинематики плит, взаимодействующих в этом регионе, и геометрии астеносферных течений под сочленением Камчатки и Алеутской дуги. Модель предполагает наличие двух осей современного растяжения, приуроченных к массиву Вулканологов и возвышенности Бета и ориентированных в северо-восточном и северо-западном направлениях, соответственно. Высокий тепловой поток в западной части котловины объясняется выплавлением магмы из астеносферного течения в условиях растяжения, обусловленного левосторонними сдвиговыми смещениями вдоль границы литосферных плит.

Введение

Командорская котловина расположена в тылу Командорского сегмента Алеутской островной дуги и ограничена с северо-запада побережьем Камчатки и Корякии и с востока хребтом Ширшова. В результате исследований, интенсивно проводимых здесь до начала 90-х годов прошлого столетия, были получены данные о рельефе, строении осадочного чехла, фундамента и геофизических полях. В том числе были выделены две области высокого теплового потока, расположенные в южной и западной частях Командорской котловины. Если происхождение первой из них связывается с тектономагматической активностью, приуроченной к оси современного растяжения, то природа второй области до настоящего времени является предметом дискуссий.

В настоящей работе наличие области высокого теплового потока в западной части Командорской котловины будет рассмотрено в рамках модели, сочетающей в себе кинематику плит, взаимодействующих в этом регионе и наличие астеносферных течений под сочленением Камчатки и Алеутской дуги. С этой целью будет дана общая характеристика основных структурных элементов Командорской котловины и её теплового потока с использованием обобщающих работ, посвящённых этим вопросам [4–7], а также приведено описание моделей, предложенных ранее для объяснения природы высокого теплового потока в западной части котловины.

Рельеф и строение фундамента Командорской котловины

Большая часть дна Командорской котловины представлена аккумулятивной равниной, поверхность которой в некоторых местах нарушена поднятиями и прогибами. К таким структурам относятся массив Вулканологов с центральным вулканом Пийпа и сопряженный с ними грабен Командор (рис. 1). Минимальная отметка глубин наиболее высокой вершины вулкана составляет 345 м, она возвышается над поверхностью аккумулятивных равнин прилегающих участков Командорской котловины более чем на 3500 м.

В юго-восточном направлении от массива Вулканологов в рельефе дна прослеживается Южно-Командорское поднятие, ориентированное параллельно склону Командорского блока Алеутского хребта. Куполообразные вершины этого поднятия ориентированы в северо-восточном — субмеридиональном направлениях; их высота относительно прилегающих аккумулятивных равнин достигает 350 м.

Следующие две структуры, которые выделяются в рельефе дна Командорской котловины — это хребет Альфа и поднятие Бета. Хребет Альфа ограничивает грабен Командор с севера и в рельефе котловины отчётливо виден вплоть до её западного борта. Поднятие Бета расположено в западной части Командорской котловины к северу от западного участка хребта Альфа и оконтуривается изобатой 3200–3300 м. Поднятие примыкает к восточному склону Камчатки, прослеживаясь от него в юго-восточном направлении на расстояние около 180 км.

В строении фундамента Командорской котловины наиболее примечательными являются зоны разломов Беринга, Альфа, Гамма и Дельта, пересекающие её с востока на запад (рис. 2). Первая из них — зона разломов Беринга проходит по подножью блока Командорских островов, отделяя его от фундамента котловины. Зона разломов Беринга является сейсмически активной. Зона разлома Альфа параллельна зоне разломов Беринга и расположена севернее на расстоянии 70–80 км. Она проявляется в рельефе и структуре фундамента как линейное поднятие или уступ. Зоны разломов Гамма и Дельта, ориен-

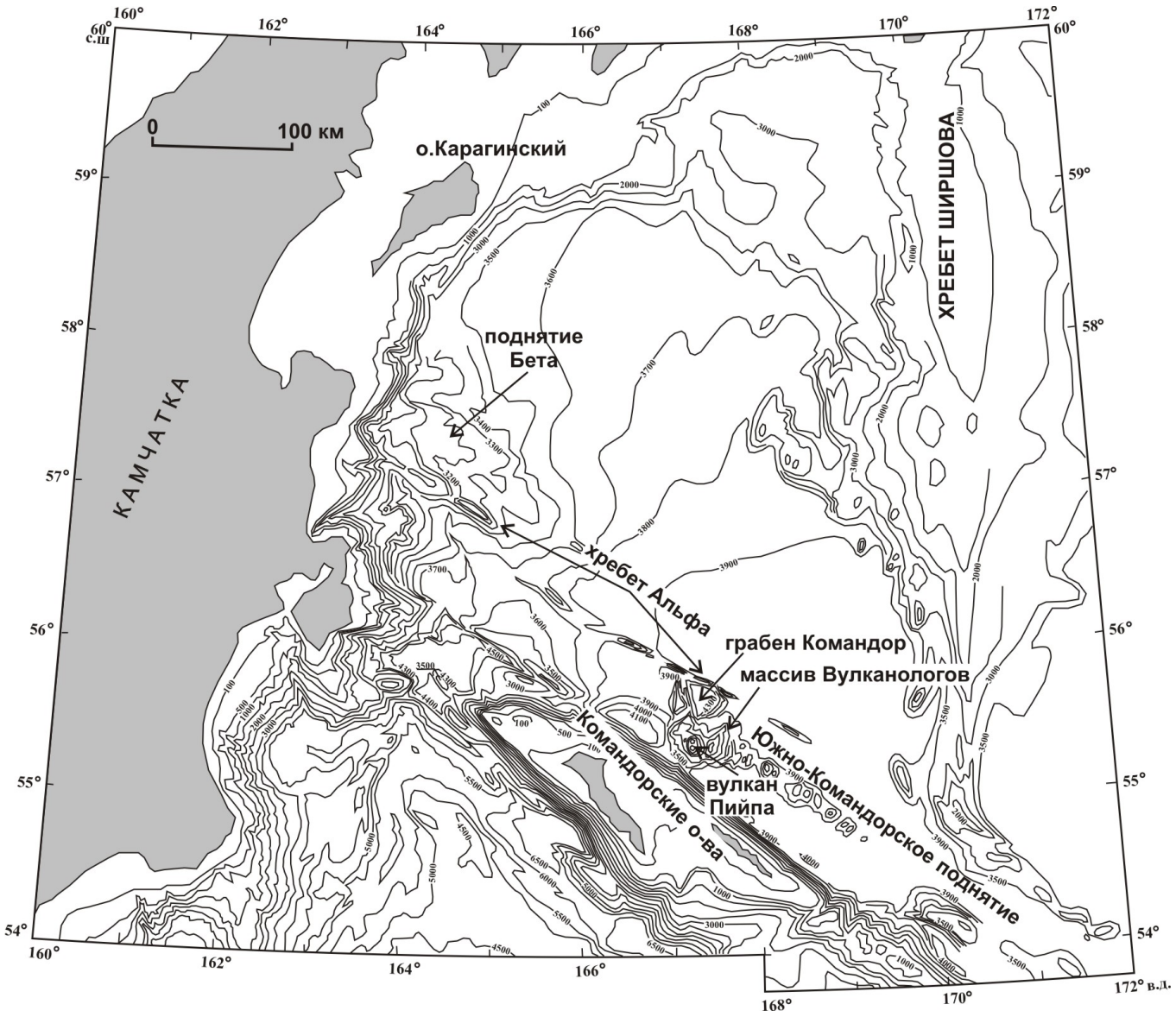


Рис. 1. Рельеф Командорской котловины по [4]. Изобаты проведены через 500 м, дополнительные изобаты — через 100 м.

тированны субпараллельно зоне разломов Альфа и удалены от неё на расстояние около 150 и 270 км, соответственно. Зона разломов Гамма отдельными фрагментами проявляется в рельефе и фундаменте от склона Восточной Камчатки у южной части о. Карагинский до подножья хребта Ширшова. Зона разломов Дельта в структуре котловины и её фундаменте выражена слабо, но на её простирании происходит смещение структур хребта Ширшова. Совокупность полученных данных по строению зон разломов даёт основание полагать, что все они являются сдвигами, образовавшимися при раскрытии Командорской котловины. Для зон разломов Беринга и Альфа установлен правосторонний характер смещения.

Между зонами разломов фундамент котловины характеризуется иным структурным планом. Наиболее отчётливо он выражен в строении массива Вулканологов с вершинной вулканической постройкой Пийпа и сопряженного с ними грабена Командор. Исследования этих структур дают основание сделать вывод, что их образование связано вулканической активностью в результате растяжения, ось которого ориентирована в северо-восточном направлении. В свою очередь обстановка растяжения была связана с правосторонними сдвиговыми смещениями по зонам разломов Беринга и Альфа.

К северу от массива Вулканологов между зонами разломов в рельефе фундамента котловины выделяется серия блоков имеющих субмеридиональное простирание и ограниченных сбросами. В ряде случаев видно, что сбросовые уступы блоков в западной и восточной частях котловины обращены навстречу друг к другу и к её центру, что является типичным для структурного рисунка океанических хребтов. Спрединговое происхождение фундамента котлови-

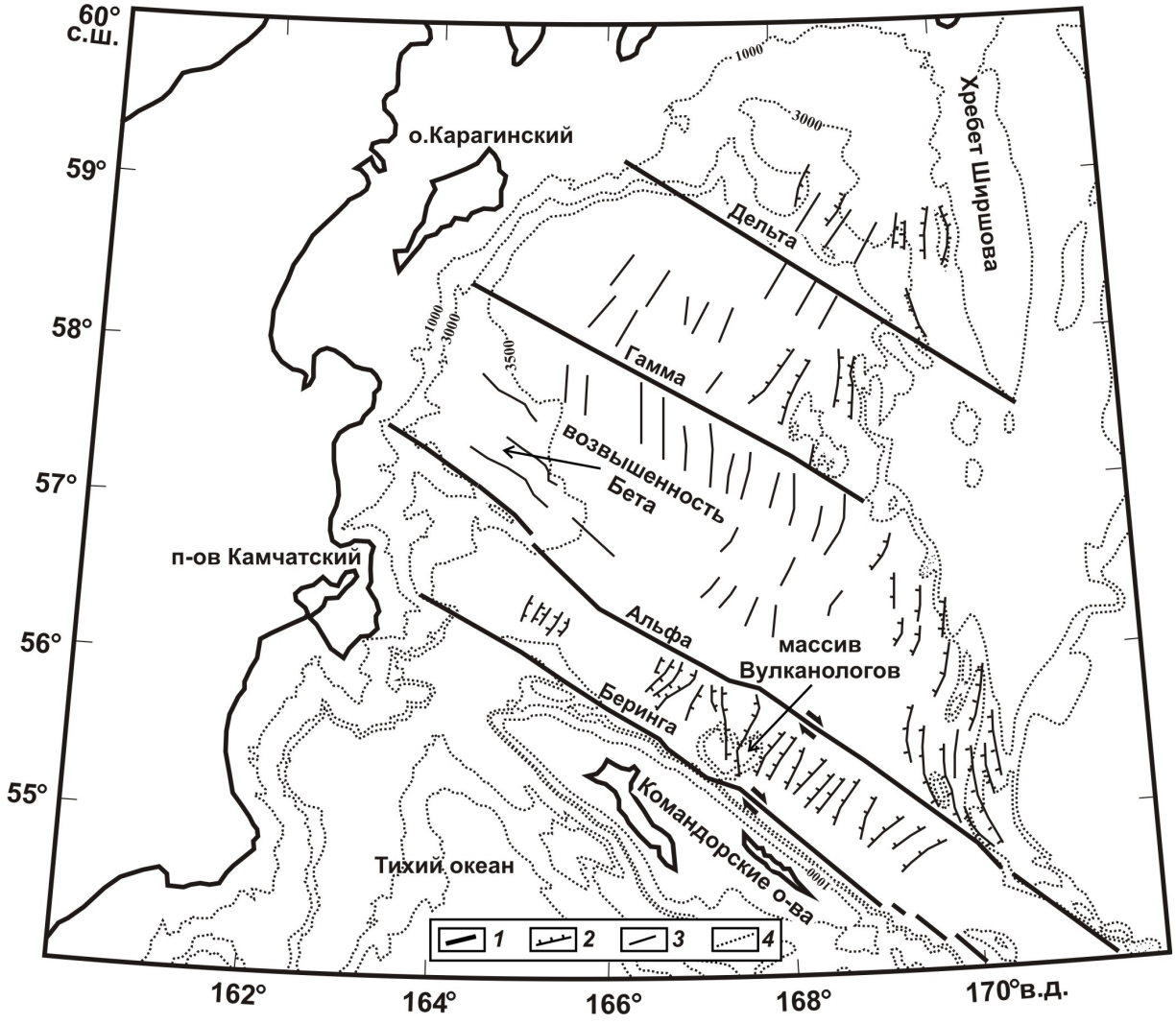


Рис. 2. Структура фундамента Командорской котловины по [4–5, 7] с изменениями: 1 — зоны разломов, стрелками показаны смещения; 2 — сбросы; 3 — оси блоков акустического фундамента; 4 — изобаты.

ны подтверждается наличием линейных магнитных аномалий с возрастом 21–9 млн лет [1].

Тепловой поток Командорской котловины

Тепловой поток котловины достаточно хорошо изучен, к настоящему времени получено более 100 измерений его значений. В распределении значений теплового потока на карте видны два максимума (рис. 3). Первый из них (до 230 мВт/м^2) находится примерно посередине между зонами разломов Беринга и Альфа. Локальные максимумы значений теплового потока, ограниченные изолинией 150 мВт/м^2, расположены симметрично относительно крупной вулканотектонической структуры — массива Вулканологов.

Вторая зона аномально высоких значений теплового потока (до 200 мВт/м^2) расположена в западной части Командорской котловины между разломами Альфа и Гамма. Она прилегает к континентальному склону Восточной Камчатки между п-овом Озерный и о-вом Карагинский и в рельефе дна котловины соответствует возвышенности Бета. Эта область по своим размерам превосходит южную область аномальных значений. Площадь участка со значениями более 150 мВт/м^2 составляет не менее 150 000 км^2, а со значениями более 175 мВт/м^2 — около 25 000 км^2.

Аномально высокие значения теплового потока в южной части Командорской котловины связывают с новейшим этапом тектономагматической активности. Она проявилась в развитии структур растяжения и внедрении магматических тел и вулканизме в зоне правосторонних сдвиговых дислокаций, ориентированной вдоль западного сектора Алеутской дуги. Для объяснения природы высоких значений теплового потока в западной части котловины были предложены две модели.

В первой модели [8] обе области высокого теплового потока соответствовали единой оси спрединга, которая в западной части котловины была ориентирована в субмеридиональном направлении, а в южной — в северо-западном (рис. 3а). После публикации работы были получены дополнительные

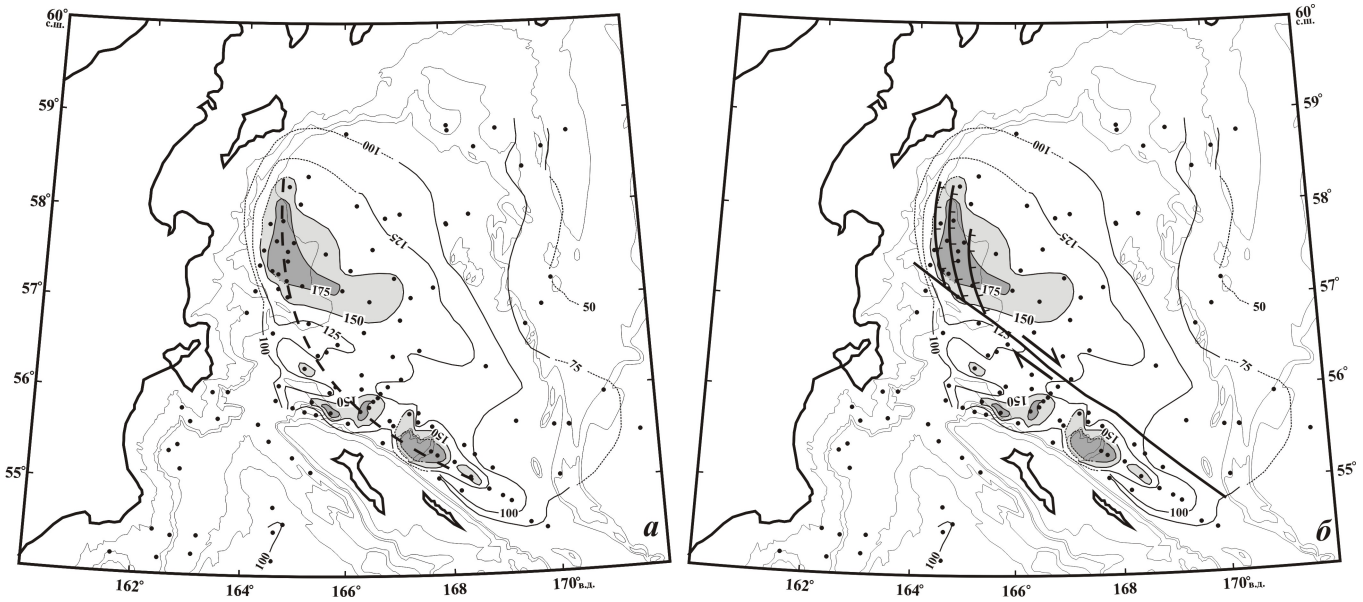


Рис. 3. Карты теплового потока (мВт/м^3) и модели, предложенные для объяснения природы его высоких значений в западной части Командорской котловины по [8] (а) и [4] (б). Пунктирной линией обозначена ось спрединга, линией со стрелками показан сдвиг, линиями с бергштрихами — сбросы. См. текст для дальнейшего пояснения.

данные по строению котловины и расположению осей растяжения/спрединга, которые явно противоречат этой модели и поэтому она не может считаться обоснованной.

Во второй модели [4] учитывались все полученные к тому времени данные, и был сделан вывод, что в западной части котловины высокие значения теплового потока соответствуют «периферийной зоне развития структур растяжения (головному чешуйчатому вееру растяжения) при реализации правосторонних сдвиговых смещений вдоль линеамента Альфа» (рис. 3б). Предлагаемая модель является более обоснованной, поэтому ниже рассмотрим данные, которые её подтверждают и данные, не укладывающиеся в предлагаемую схему.

Чисто из структурных соображений модель является очень логичной. Действительно, как следует из структурной геологии, на северо-западном окончании такого крупного правостороннего сдвига, как зона разломов Альфа могут возникать оперяющие сбросы, ориентированные в субмеридиональном направлении. Однако такого направления в структурном плане возвышенности Бета к настоящему времени пока не обнаружено.

В качестве доказательства активности северо-западного окончания зоны разломов Альфа приводится возникновение Озерновского землетрясения [4]. В очаге этого землетрясения произошли сдвиговые смещения и нодальные плоскости были ориентированы в северо-восточном и северо-западном направлениях. Если плоскостью разлома является северо-западная плоскость, то смещения будут правосторонними, что соответствует направлению смещения на разломе Альфа. Однако выбор этой плоскости не согласуется с ориентировкой очага самого землетрясения, который простирается в северо-северо-восточном направлении и с большей вероятностью может рассматриваться в качестве плоскости разлома [2]. Кроме того, северо-восточнее очага Озерновского землетрясения разлом Альфа вряд ли является активным, поскольку землетрясения на всём его протяжении практически отсутствуют и большая часть эпицентров землетрясений приурочена к зоне разломов Беринга (рис. 4а).

Предполагается [4], что южная и западная зоны аномально высоких значений теплового потока структурно связаны и отражают единую зону правосторонних сдвиговых дислокаций вдоль разлома Альфа. В связи с этим возникает вопрос, почему размеры западной области превышают размеры южной. Логичнее было бы предположить, что в южной области, где существует современная область растяжения, связанная с активным разломом Беринга, прогрев коры должен происходить на бóльших площадях.

По мнению авторов настоящей работы, рассмотренная модель является возможным, но не единственным вариантом объяснения природы западной области аномально высоких значений теплового потока. Ниже мы предлагаем другую модель, основанную на кинематике границ плит, взаимодействующих в этом регионе и наличии астеносферных течений под сочленением Камчатки с Алеутской дугой.

Кинематика границ плит и астеносферные течения

Выделение литосферных плит основано, в первую очередь, на распределении эпицентров землетрясений на их границах. Используя этот критерий,

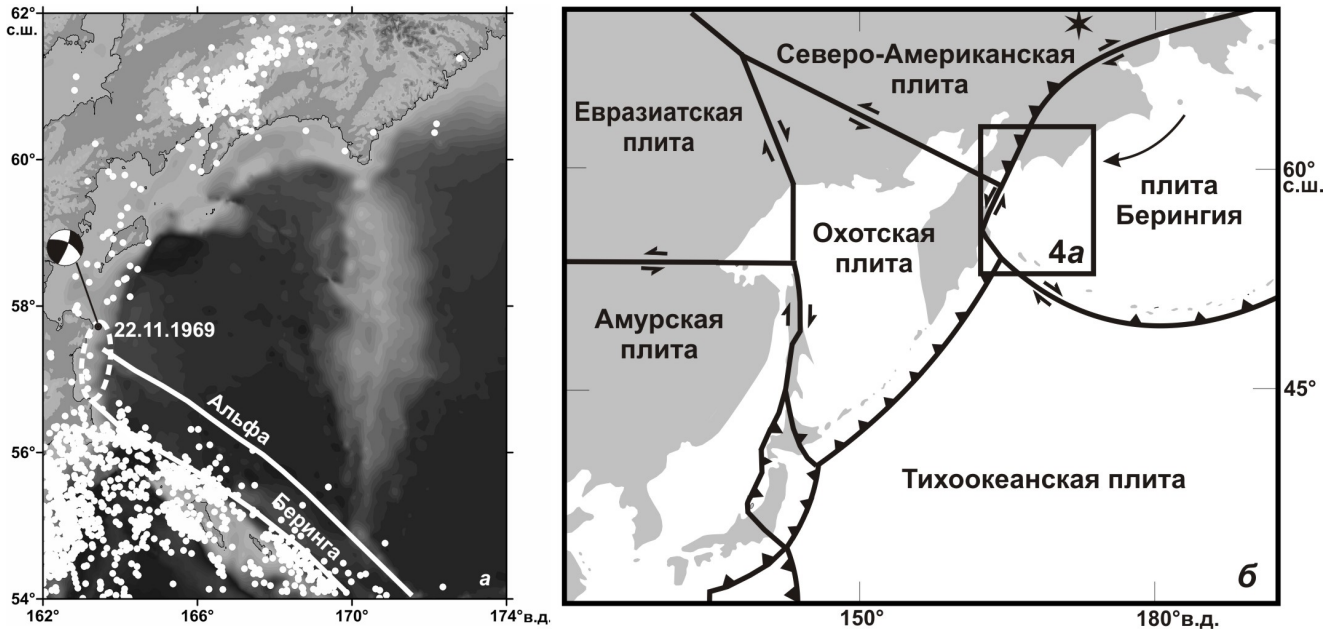


Рис. 4. Сейсмичность Командорской котловины с 1973 г. по 2013 г. (каталог PDE) (а) и границы плит северо-западной части Тихого океана (б). Показан очаг Озерновского землетрясения (белый пунктирный овал) и его механизм. Линиями со стрелками обозначены сдвиговые границы, с треугольниками — зоны субдукции и коллизии. Звездочка обозначает полюс вращения плиты Берингия, а стрелка — направление её вращения по [3].

в области сочленения Камчатки и Алеутской островной дуги были выделены [3, 11, 14] четыре плиты: Тихоокеанская, Охотская, Северо-Американская и Берингия (рис. 4 б). Наибольший интерес для нашего исследования представляет граница, протягивающаяся от сочленения Камчатки с Алеутской островной дугой на северо-восток и отделяющая плиту Берингия от Охотской и Северо-Американской плит. Данная граница не является единой, поскольку к ней в районе о. Карагинский под прямым углом подходит другая граница, которая простирается в северо-западном направлении, разделяя Охотскую и Северо-Американскую плиты.

Для участка границы, начинающегося от о. Карагинский и протягивающегося далее на северо-восток, по фокальным механизмам землетрясений и структурным данным определяется конвергентный характер смещения с правосдвиговой составляющей по плоскостям, ориентированным в северо-восточном направлении, т. е. параллельно границе [3]. Положение полюса вращения плиты Берингия даёт основание считать, что компонента сдвига уменьшается вдоль этой границы с севера на юг с соответствующим увеличением компоненты сжатия. Данные о характере смещения на границе к югу от о. Карагинский немногочисленны, но существенно отличаются от смещений на границе плит к югу от острова. По механизму очага Озерновского землетрясения, было определено, что он является левосторонним сдвигом по плоскости, ориентированной в северо-восточном направлении [2].

Возвышенность Бета с областью высокого теплового потока примыкает к этой сдвиговой границе. Есть все основания полагать, что геодинамическая обстановка аналогична здесь той обстановке, которая существует к северу от зоны разломов Беринга, сдвиговые смещения вдоль которой приводят к формированию обстановки растяжения с проявлением вулканизма, приуроченными к массиву Вулканологов и вулкану Пийпа. Поэтому природа западной зоны высокого теплового потока может быть связана с растяжением и генерацией вулканических и магматических процессов, обусловленных смещениями вдоль границы плит, расположенной западнее и имеющей северо-восточное простирание. В этом случае структурные элементы возвышенности Бета должны иметь северо-западное — юго-восточное простирание. Подтверждением этого является северо-западная ориентировка изолиний мощности осадочного чехла на карте, приведенной в работе [4], что подразумевает аналогичную ориентировку структур акустического фундамента (рис. 2). Кроме сдвиговой компоненты смещения вдоль южного отрезка западной границы плиты Берингия могут существовать и другие движущие силы, обеспечивающие тектономагматическую активность в западной части котловины. Одной из них, вероятно, являются астеносферные течения.

Изучению астеносферных течений под Камчаткой был посвящён ряд исследований, начиная с работы [13]. По данным сейсмической томографии было исследовано строение мантии до глубины 200 км и показано, что к северу от сочленения Камчатки с Алеутской островной дугой погружающаяся плита отсутствует (рис. 5а,б). В тоже время пониженные скорости сейсмических волн под сочленением

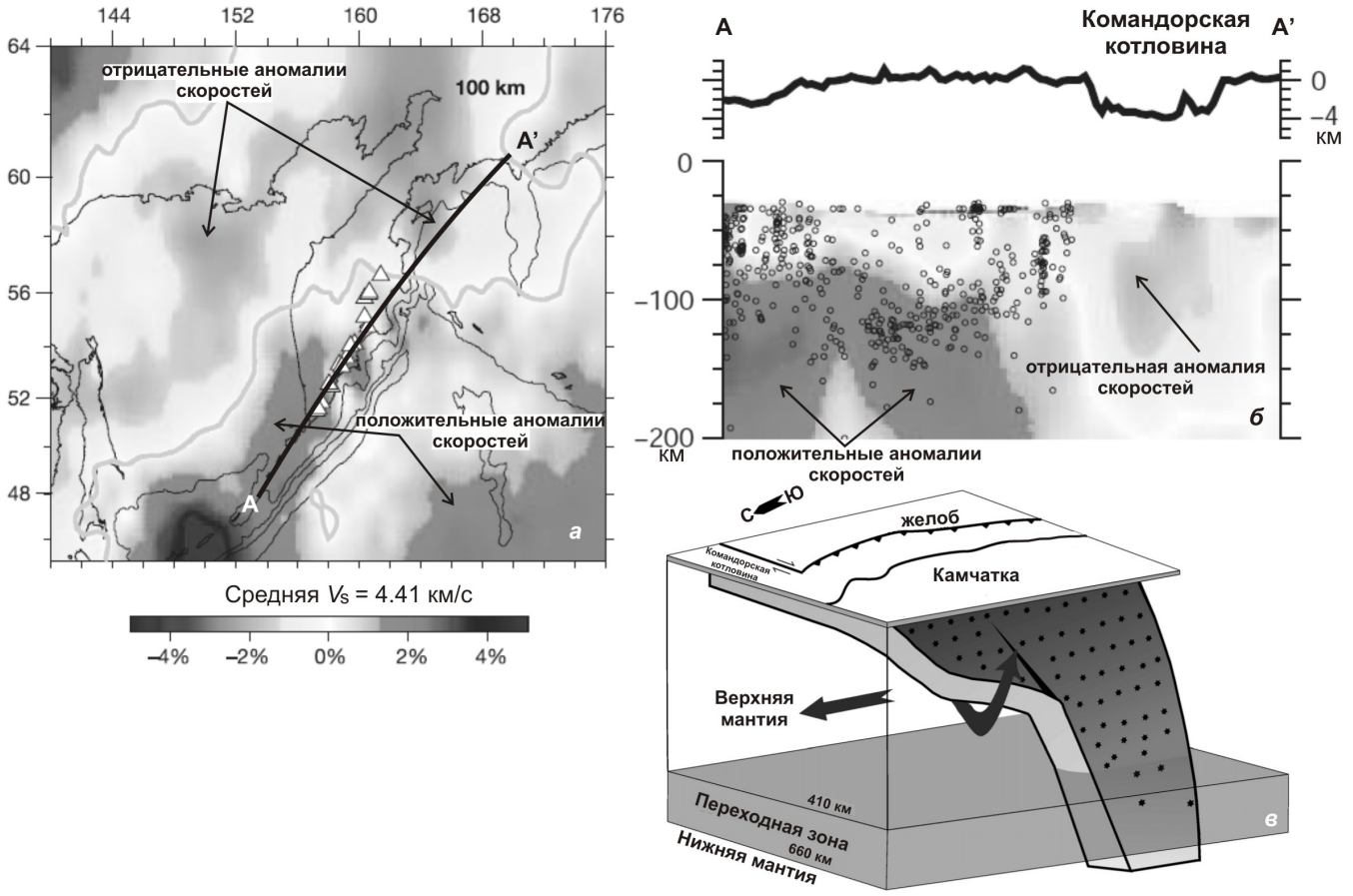


Рис. 5. Карта распределения аномалий в скоростях сейсмических волн для глубины 100 км (а) и вертикальный разрез для скоростных аномалий S-волн (б) по [13] с упрощениями. Серыми линиями на карте показаны контуры средних значений скоростей для этого региона, треугольниками — вулканы. На разрезе незалитые кружки обозначают гипоцентры землетрясений в полосе 20 км. Выше разреза приведён профиль рельефа. Положение разреза показано на рис. 5а. Трёхмерное изображение Тихоокеанской плиты, погружающейся под Камчатку, на котором стрелками показаны два астеносферных течения (в). Первое огибает часть плиты, оставшейся после отрыва её основной части, а второе проходит под Командорскую котловину по [12] с упрощениями. Звездочками схематично обозначены гипоцентры землетрясений.

и Командорской котловиной дали авторам основание предполагать наличие в мантии астеносферных течений, которые огибают погружающуюся Тихоокеанскую плиту и проникают под область Командорской котловины.

Аналогичные результаты были получены в работе [12], где скоростная структура мантии была определена до глубины 700 км. Было установлено, что глубина зоны с повышенными скоростями S-волн, которая соответствует погружающейся плите, уменьшается вдоль Камчатки с юга на север и вблизи её сочленения с Алеутской дугой полностью исчезает. В области сочленения на томографических изображениях присутствуют низкоскоростные аномалии, которые интерпретируются в качестве астеносферных течений. Авторы обеих работ приходят к выводу, что возникновение астеносферных течений, которые проходят под северную Камчатку и Командорскую котловину, происходит в результате отрыва субдуцирующей плиты на сочленении Камчатки с Алеутской дугой.

Наличие астеносферного потока под западной частью Командорской котловины может подтверждаться рельефом поверхности геоида. Поверхность геоида широко используется при геофизических исследованиях [10]. Например, моделирование аномального теплового потока, поверхности геоида и характера рельефа на поднятии о-вов Зелёного Мыса в Северной Атлантике показало, что наблюдаемые данные лучше всего соответствуют динамическому воздыманию поднятия за счёт восходящего термального плюма в подстилающей мантии [9]. Наличие аналогичного плюма/астеносферного течения можно предполагать для западного участка котловины, где область высокого теплового потока, поднятие Бета и зона максимальных высот поверхности геоида в Командорской котловине пространственно совпадают друг с другом (рис. 6).

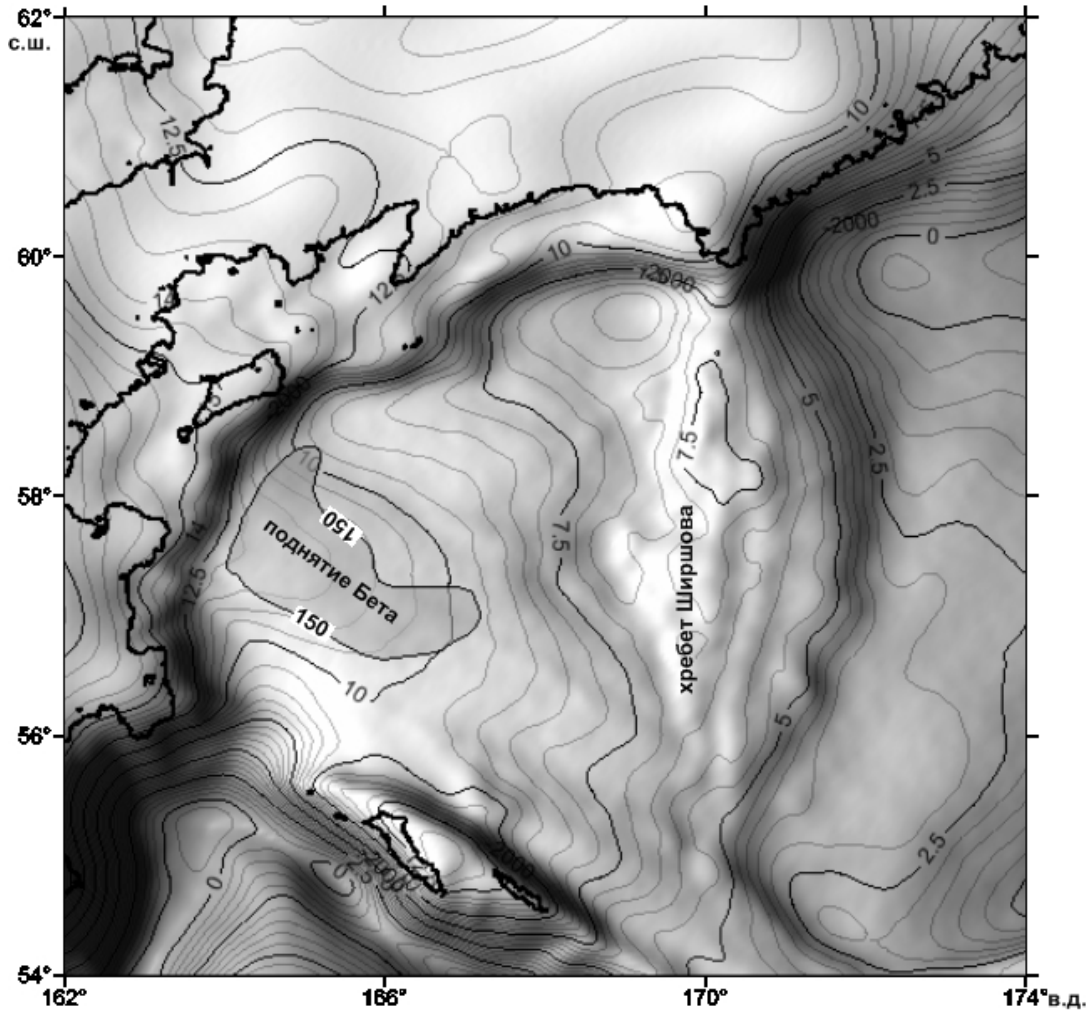


Рис. 6. Поверхность геоида Командорской котловины (м) и контур западной области высокого теплового потока со значениями выше 150 мВт/м^2.

Геодинамическая модель

Раскрытие в Командорской котловине, судя по линейным магнитным аномалиям, началось 21 млн л. н. и закончилось 9 млн л. н. [1], за исключением его южного сегмента, где на массиве Вулканологов и вулкане Пийпа тектоническая и вулканическая активность продолжается до настоящего времени.

Возраст начала активизации тектономагматических процессов в западной части котловины, по нашему мнению, соответствует возрасту возникновения астеносферных течений, связанных с отрывом плиты. Отрыв плиты Командорской котловины произошёл к северу от сочленения 10–5 млн л. н., в результате чего островодужный вулканизм к северу от точки сочленения прекратился [13]. Отрыв плиты наряду с прекращением островодужного вулканизма привёл к возникновению астеносферных течений, одно из которых было направлено в Командорскую котловину. Это астеносферное течение, вероятно, способствовало трансформации зоны субдукции в левосдвиговую границу плит. В результате на более древней коре Командорской котловины с возрастом 20 млн лет возникла система разломов, соответствующая обстановке растяжения. При этом произошёл раскол коры Командорской котловины с внедрением магматического материала и, возможно, с образованием вулканических построек. Вызванное этим процессами повышение теплового потока привело к потере естественной остаточной намагниченности. Это может служить объяснением трудностей, возникающих при корреляции линейных магнитных аномалий на возвышенности Бета [1].

Таким образом, высокий тепловой поток в западной части котловины объясняется выплавлением магмы из астеносферного течения, направленного с юга на север, в условиях растяжения, обусловленного левосторонними сдвиговыми смещениями вдоль южного участка границы плит (рис. 7). Здесь существует прямая аналогия с южной областью высокого теплового потока, образование которой также связано с растяжением, перпендикулярным сдвиговой границе, приуроченной к зоне разломов Беринга. Для западной области наличие астено-

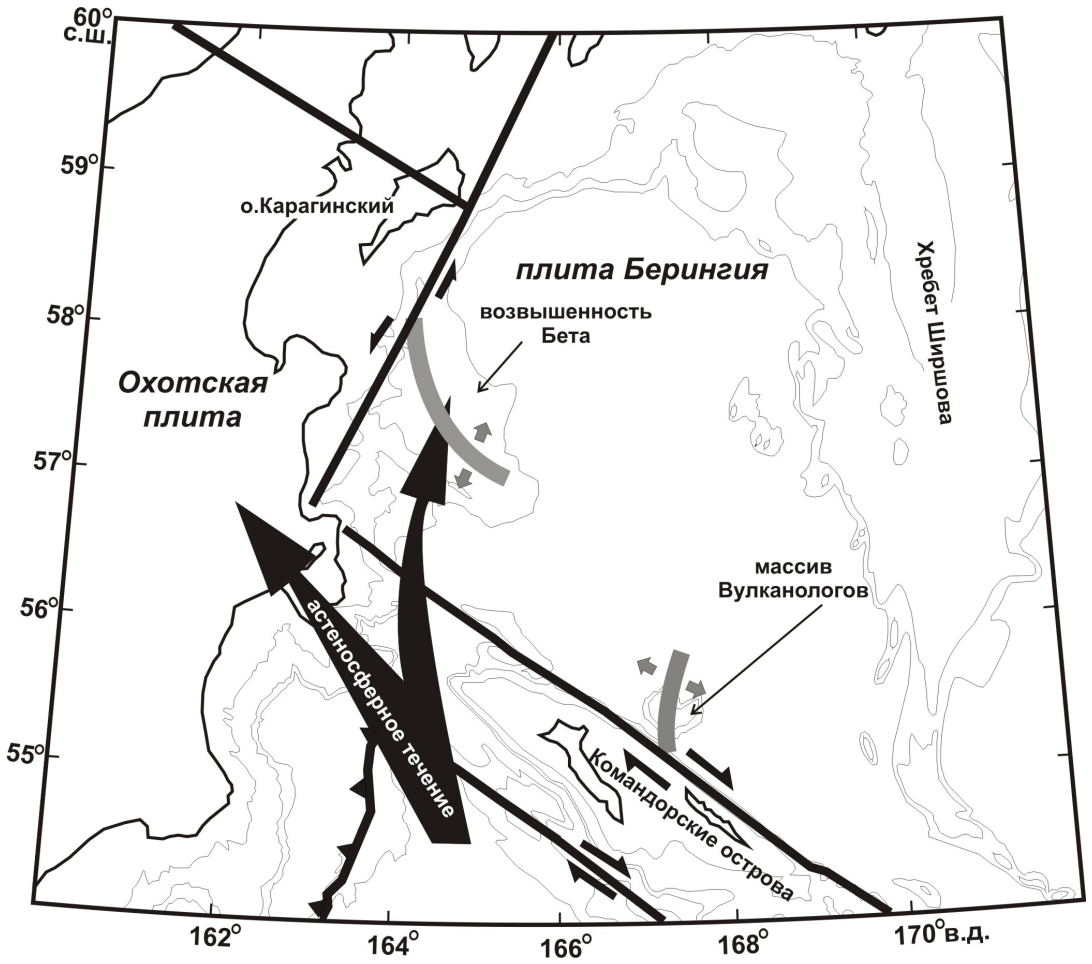


Рис. 7. Геодинамическая модель Командорской котловины с наличием двух зон растяжения с магматической/вулканической активностью, возникающих на сдвиговых границах плиты Берингия.

сферного потока приводит к тому, что эта область по своим размерам почти вдвое превышает южную область повышенного теплового потока.

Заключение

В отличие от срединно-океанических хребтов спрединг в задуговых котловинах имеет ряд специфических черт, к которым относятся перескоки его осей, наличие параллельных осей растяжения (диффузный спрединг) и т.д. Диффузный спрединг предполагается, например, для южного сектора Командорской котловины на основании моделирования теплого потока [6].

В данной работе предложена модель, предполагающая одновременное наличие двух осей современного растяжения, приуроченных к массиву Вулканологов и возвышенности Бета и ориентированных соответственно в северо-восточном и северо-западном направлениях. Подобное расположение осей растяжения обусловлено кинематикой движений на границах плиты Берингия для обоих случаев и дополнительным влиянием астеносферного течения для возвышенности Бета.

Следует отметить, что как предлагаемая модель, так и модель Селивёрстова [4] могут быть приняты или отклонены только после проведения детальных геолого-геофизических исследований на возвышенности Бета, которые дадут возможность установить её структурный план и состав пород фундамента.

Список литературы

1. *Валяшко Г.М., Чернавский Г.Б., Селивёрстов Н.И., и др.* Задуговой спрединг в Командорской котловине // Докл. АН СССР. 1993. Том. 338. №2. С. 212–216.
2. *Зобин В.М., Федотов С.А., Гордеев Е.И., Митякин В.П.* Сильные землетрясения на Камчатке и Командорских островах в 1961–1986 гг. // Вулканология и сейсмология. 1988. № 1. С. 3–23.
3. *Ландер А.В., Левина В.И., Иванова Е.И.* Олюторское землетрясение 20(21) апреля 2006 г. $M_w = 7{,}6$: сейсмическая история региона и предварительные результаты исследования серии афтершоков. Олюторское землетрясение 20(21) апреля 2006 г., Корякское нагорье. Первые результаты исследований. Петропавловск-Камчатский: ГС РАН. 2007. С. 14–33.
4. *Селивёрстов Н.И.* Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. М.: Научный мир 1998. 164 с.
5. *Селиверстов Н.И.* Геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Пет-

ропавловск-Камчатский: КамГУ им. Витуса Беринга, 2009. 191 с.

6. *Яновский Ф. А., Сугробов В. М., Селивёрстов Н. И.* Тепловое поле и геотермическая модель литосферы Командорской котловины Берингова моря // Вулканология и сейсмология. 1997. № 2. С. 16–31.
7. *Baranov, B.V., Seliverstov, N.I., Muravev, A.V., et al.* The Komandorsky Basin as a product of spreading behind a transform plate boundary // Tectonophysics. 1991. Vol. 199. P. 237–269.
8. *Bogdanov N.A., Neprochnov Yu.P.* Geology of the Bering Sea deep basins. Origin and History of the Marginal and Inland Seas. Proc. 27th Int. Geol. Congr. Utrecht: VNU Science Press. 1984. Vol. 27. P. 1–17.
9. *Courtney R. C., White R. S.* Anomalous heat flow and geoid across the Cape Verde Rise: evidence for dynamic support from a thermal plume in the mantle // Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society. 1986. Vol. 87. N 3. P. 815-867.
10. *Featherstone W. E.* On the Use of the Geoid in Geophysics: A Case Study Over the North-West Shelf of Australia // Exploration Geophysics. 1997. Vol. 28. № 1. P. 52–57.
11. *Hindle D., Mackey* K. Earthquake recurrence and magnitude and seismic deformation of the northwestern Okhotsk plate, northeast Russia // Journal of Geophysical Research. 2011. Vol. 116. B02 301. doi:10,1029/2010J B007409.
12. *Jiang G., Zhao D., Zhang G.* Seismic tomography of the Pacific slab edge under Kamchatka // Tectonophysics. 2009. Vol. 465. P. 190-203.
13. *Levin V., Shapiro N., Park J., Ritzwoller M.* Seismic evidence for catastrophic slab loss beneath Kamchatka // Nature. 2002. Vol. 418. P. 763–767.
14. *Savostin L. A., Zonenshain L. P., Baranov B. V.* Geology and plate tectonics of the Sea of Okhotsk region. Geodynamics of the West Pacific-Indonesian region. Geodyn.Ser. Boulder: AGU. 1983. Vol. 11. P. 189 — 222.

УДК 550.83:551.214(265.53):681.3

Ю. И. Блох[1], В. И. Бондаренко[2], А. С. Долгаль[3], П. Н. Новикова[3], В. А. Рашидов[4], А. А. Трусов[5]

[1] *Москва, yuri_blokh@mail.ru;*

[2] *Костромской ГУ им. Н. А. Некрасова, г. Кострома;*

[3] *Горный институт УрО РАН, г. Пермь;*

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

[5] *ЗАО «ГНПП Аэрогеофизика», г. Москва*

Комплексные геофизические исследования вулканического массива Рикорда (Курильская островная дуга)

Подводный вулканический массив Рикорда расположен в Курильской островной дуге между островами Кетой и Ушишир. Интерпретация материалов комплексных геофизических исследований массива Рикорда была выполнена с помощью разработанной авторами технологии моделирования данных гидромагнитной съёмки в комплексе с эхолотным промером, непрерывным сейсмоакустическим профилированием и анализом естественной остаточной намагниченности и химического состава драгированных горных пород. В результате выполненных исследований получены данные о морфологии подводного вулканического массива Рикорда, петромагнитных свойствах пород, слагающих вулканическую постройку и распределении аномалиеобразующих объектов в ней.

Введение

Подводный вулканический массив (подводный вулкан по [7]) Рикорда, названный в честь известного отечественного мореплавателя, исследователя Дальневосточных морей адмирала Петра Ивановича Рикорда [3], расположен в Курильской островной дуге (КОД) в центральной части одноименного пролива между островами Кетой и Ушишир (рис. 1). В «Каталог подводных вулканов КОД» он включен под номером 4.6 [7].

Массив Рикорда был исследован в рейсах Института океанологии АН СССР и в 5 рейсах Института вулканологии ДВО АН СССР на НИС «Вулканолог» в 1982–1991 гг. [3, 7]. В рейсах на НИС «Вулканолог» были выполнены эхолотный промер, непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСП), модульная гидромагнитная съёмка (ГМС) и драгирование со склонов и вершин подводного вулканического массива.

Результаты и их обсуждение

Плосковершинный подводный вулканический массив Рикорда располагается в центральной части одноименного пролива. Он вытянут в субмеридиональном направлении и отделяется от о-ов Ушишир понижением рельефа до глубины 600–700 м, а от о. Кетой — до 350–450 м. Северные, западные и восточные склоны массива очень крутые, до 20–30°. Южные склоны более пологие — 3–7°. Подножие массива располагается на глубинах 600–700 м. Мощность перекрывающих его основание осадочных отложений незначительна, что позволяет предположить плейстоценовый возраст образования массива.

Плоская вершина массива, размером 2×9 км, находится на глубинах 130–150 м (рис. 2а рис. 3). Размер основания массива Рикорда 9×19 км, а объём — около 50 км^3. Углы наклона склонов южной части массива Рикорда — 5–7°, восточных и западных — 15–20°, а северной части — 30°.

Судя по характеру сейсмоакустического изображения, в строении массива принимают участие как плотные эффузивные, так и рыхлые, по-видимому, пирокластические и осадочные образования.

Данные НСП позволяют выделить четыре сливающиеся по основанию постройки, сложенные, вероятно, преимущественно плотными вулканическими породами (рис. 4). При этом вулканы 1, 2, 4 имеют плоские вершины на глубине около 150 м, между ними отмечаются небольшие понижения в рельефе дна до 200 м. Глубина плоских вершин вулканов соответствует уровню позднеплейстоценовой подводной террасы, сформировавшейся в результате значительного понижения уровня моря во время последнего оледенения. Это позволяет предполагать доголоценовый возраст вулканических построек, слагающих массив Рикорда. Между вулканами 1 и 2 по данным НСП отмечается своеобразная толща сложно переслаивающихся отложений, характеризующихся многочисленными протяженными наклонными интенсивно отражающими грани-

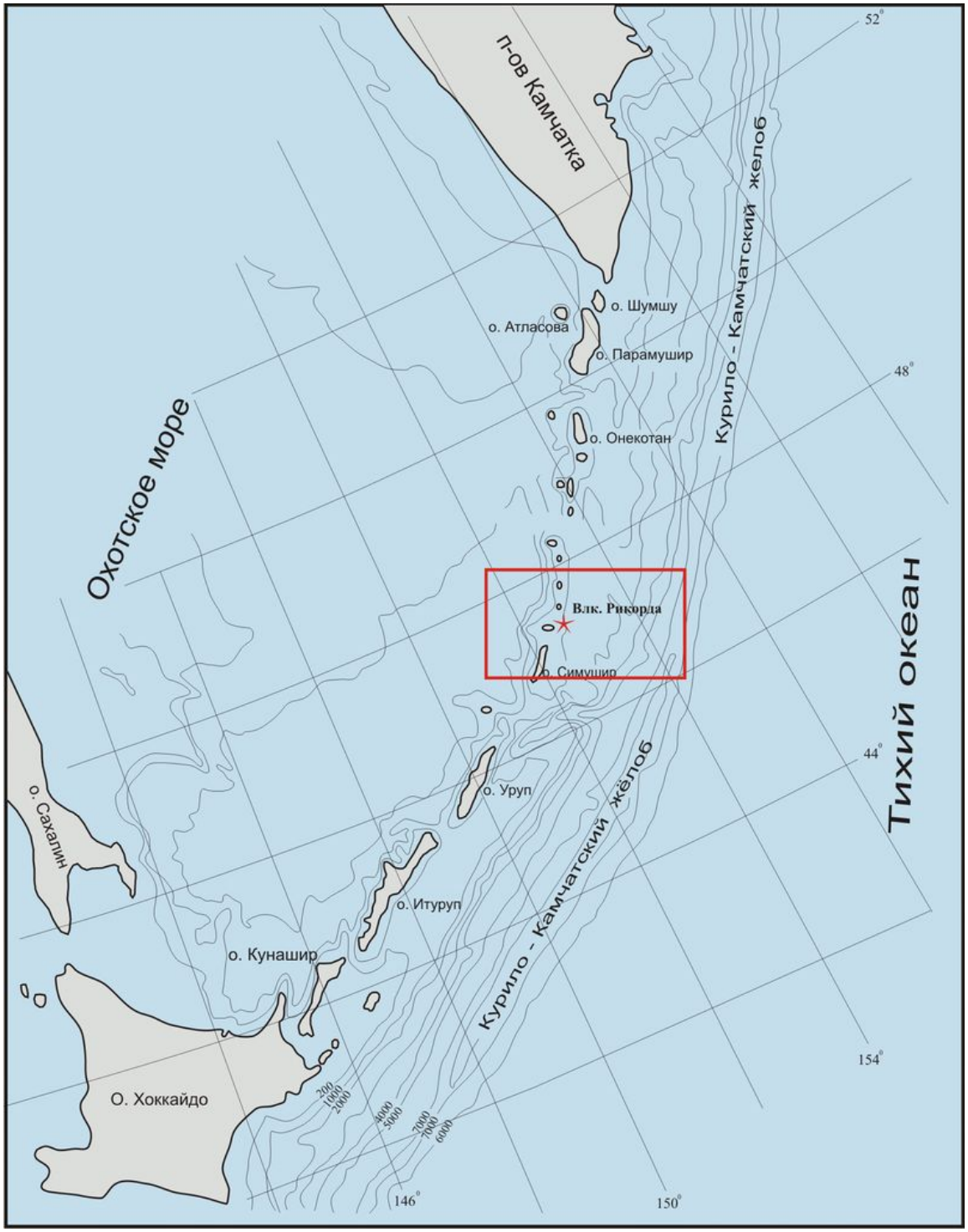


Рис. 1. Местоположение подводного вулканического массива Рикорда.

цами (рис. 4). Мощность их — порядка 0,25–0,3 с. в масштабе удвоенного времени распространения сигнала (УВ), что может соответствовать 250–300 м при скорости звука 2000 м/с. Источником материала для формирования этой толщи являлись вулканы 1 и 2, при этом материал с обоих вулканов поступал синхронно. Вероятно, эти отложения сформировались в позднем плейстоцене в результате отложения материала, образовавшегося при срезании вершин вулканов. Вулкан 3 в настоящее время полностью погребён, его вершина находится на глубине 230–250 м.

На южных относительно пологих склонах массива отчётливо дешифрируются клиноформы бокового наращивания с тангенциальной косой слоистостью (рис. 4). Суммарная мощность этого комплекса от 0,3 с. УВ в верхней части до 0,2 с. УВ у подножия массива. Наблюдаемая картина свидетель-

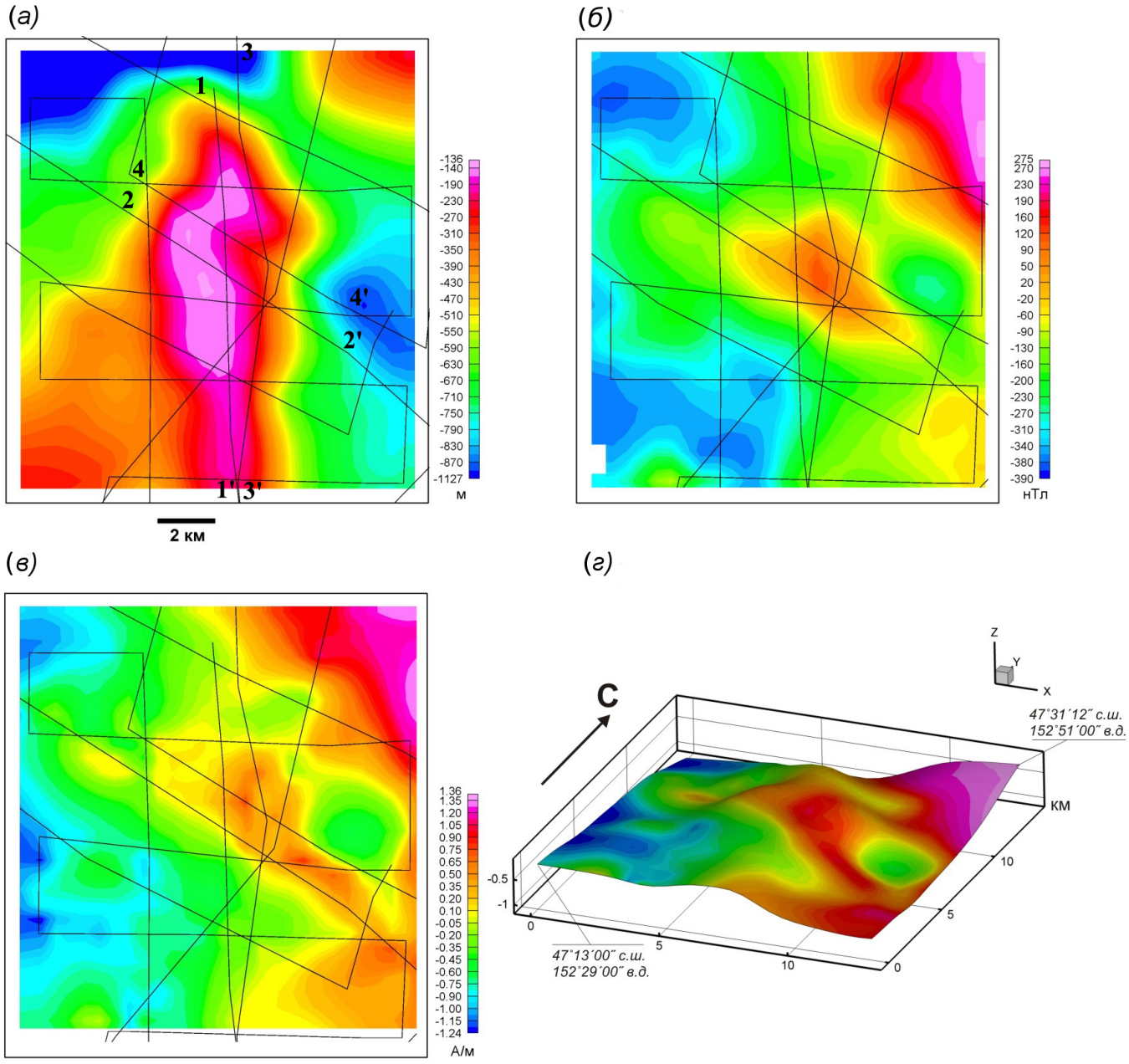


Рис. 2. Подводный вулканический массив Рикорда: а — батиметрия; б — аномальное магнитное поле ΔTa; в — распределение эффективной намагниченности вулкана; г — распределение эффективной намагниченности, изображенное на поверхности вулкана. Цифрами обозначены профили, приведенные на рис. 4, 6 и 8.

ствует о высокоэнергетической обстановке осадконакопления с интенсивным поступлением рыхлого материала, а также указывает на вулкан 4, как на главный источник материала. Вероятнее всего, этот материал также образовался в результате эрозии вершинной части массива Рикорда в позднем плейстоцене.

Рельеф прилегающих к массиву участков дна неровный. Вероятно, это обусловлено активной эрозионной деятельностью течений, особенно приливно-отливных, скорость которых в проливе может достигать 1,5–4 узлов.

При драгировании привершинной части массива были подняты разнообразные породы (рис. 5) — от базальтов до риодацитов, представленные, в основном, свежими угловатыми обломками [7].

Выполненные петромагнитные исследования показали, что среди драгированных пород наиболее магнитными оказались базальты, естественная остаточная намагниченность (ЕОН) которых достигает 10 А/м, а наименее магнитными — андезиты, ЕОН которых не превышает 0,6 А/м (ΔT_a таблица).

Аномальное магнитное поле подводного вулканического массива Рикорда имеет сложный мозаичный

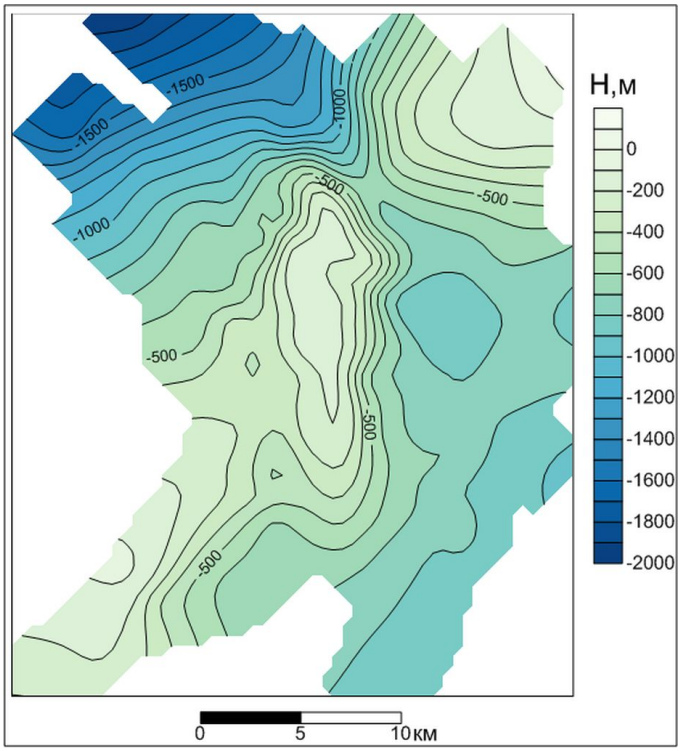


Рис. 3. Батиметрическая карта подводного вулканического массива Рикорда. Изобаты проведены через 100 м.

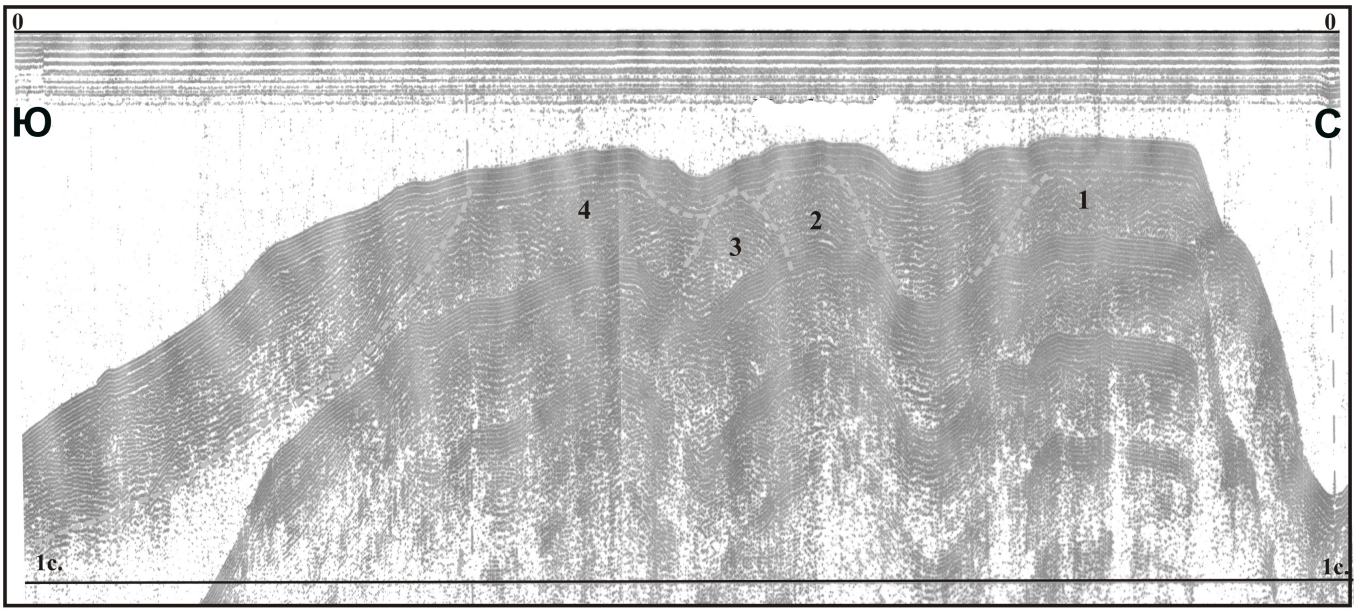


Рис. 4. Профиль 1–1' НСП через подводный вулканический массив Рикорда. Местоположение профиля приведено на рис. 2а.

характер, косвенно подтверждая его образование из нескольких вулканических конусов. Интенсивность магнитных аномалий в пределах массива изменяется в диапазоне (-500÷ +1000) нТл.

Интерпретация материалов комплексных геофизических исследований была выполнена с помощью разработанной авторами технологии моделирования данных ГМС в комплексе с эхолотным промером, НСП и анализом ЕОН и химического состава драгированных горных пород [4, 5]. При этом применялись разнообразные методы интерпретации, одни из которых ориентированы на 2D и 2.5D-анализ магнитного поля на отдельных галсах, а другие — на 3D-анализ по всему массиву наблюдений. При расчётах использовался истинный рельеф вулканических построек, с учётом погребенного под осадками осно-

. Магнитные свойства пород, драгированных на подводном вулканическом массиве Рикорда

№ п/п	Количество образцов	Горная порода	Диапазон изменения остаточной намагниченности J_n, А/м	Диапазон изменения магнитной восприимчивости $\varkappa$, $\cdot 10^{-3}$ ед. СИ
1	10	Базальт	5,02–9,97	3,08–13,40
2	5	Андезибазальт	3,83–4,09	8,92–9,2
3	4	Андезит	0,18–0,59	7,63–20,40



Рис. 5. Образцы горных пород, драгированных на подводном вулканическом массиве Рикорда.

вания, полученный по данным эхолотного промера и НСП. Для уточнения глубинного строения подводных вулканов использовался анализ особых точек, интерпретационная томография и монтажный метод решения обратной задачи магнитометрии (ОЗМ).

Анализ особых точек функций, описывающих аномальные поля на отдельных галсах, проводился с помощью интегрированной системы СИНГУЛЯР [6]. Полученные результаты показали приуроченность основных особенностей функций, описывающих аномальные поля, к верхней кромке вулканических пород (рис. 6) и подтвердили наличие четырёх вулканических построек, выделенных по данным НСП. Помимо этого, методы особых точек позволили предположить субвертикальное, юго-западное и юго-юго-восточное направления подводящих каналов и наличие на глубине ~ 2 км периферических магматических очагов.

Трёхмерное моделирование вулканической постройки с помощью программы REIST из пакета структурной интерпретации гравитационных и магнитных аномалий СИГМА-3D [1, 2] показало, что максимальная эффективная намагниченность вулканического массива Рикорда достигает 0,7 А/м (рис. 2). При этом среднеквадратическая погрешность подбора аномального магнитного поля после 70 итераций составила 30 нТл.

Исходными данными для построения куба информации послужили значения первой вертикальной производной магнитного поля $\partial \Delta T_a / \partial z$. По результатам томографических построений в пределах плосковершинной вулканической постройки выделены две зоны горных пород с повышенными магнитными свойствами, находящимися на значительном расстоянии друг от друга (рис. 7). Магнитовозмущающие объекты, отвечающие этим изометричным аномалиям, прослеживаются на глубину порядка 5–6 км.

По серии галсов была решена ОЗМ монтажным методом в смешанной постановке с определением вектора эффективной намагниченности $\mathbf{J}_{\text{эф}}$. Решение задачи проводилось для нескольких тел одновременно. В результате, для каждого профиля был получен набор эквивалентных моделей среды. Были выбраны модели, дающие среднеквадратическое расхождение с исходным полем, не превышающее 10 нТл. Оценка достоверности моделирования была выполнена с использованием вероятностно-статистического подхода.

В пределах вулканического массива Рикорда выделено три крупных магнитовозмущающих блока. Первый соответствует центральной положительной аномалии, прослеживается на глубину до 5 км, имеет наклонное падение в северо-западном направлении, о чём свидетельствует вытянутая форма аномалии магнитного поля. Средняя эффективная намагниченность блока составила 1,4 А/м с углом отклонения от вертикали вектора $\mathbf{J}_{\text{эф}}$ порядка 20–25°. Второй субвертикальный магнитовозмущающий блок расположен на небольшом удалении (~ 1 км) от первого и, возможно, является его частью. Средняя эффективная намагниченность его составила 1,4 А/м с углом намагничения, близким к вертикальному. Третий блок соответствует второй положительной аномалии, является наклонным телом с субмеридиональным падением с $\mathbf{J}_{\text{эф}} = 1{,}52$ А/м и углом намагничения, отличным от вертикального на 25–30°.

При этом наблюдается хорошее соответствие интерпретационных построений с результатами НСП и анализа особых точек функций, описывающих аномальные поля. Первый блок, выделенный в результате решения ОЗМ, соответствует вулканическим постройкам 2 и 3, второй — постройке 4, а третий — постройке 1.

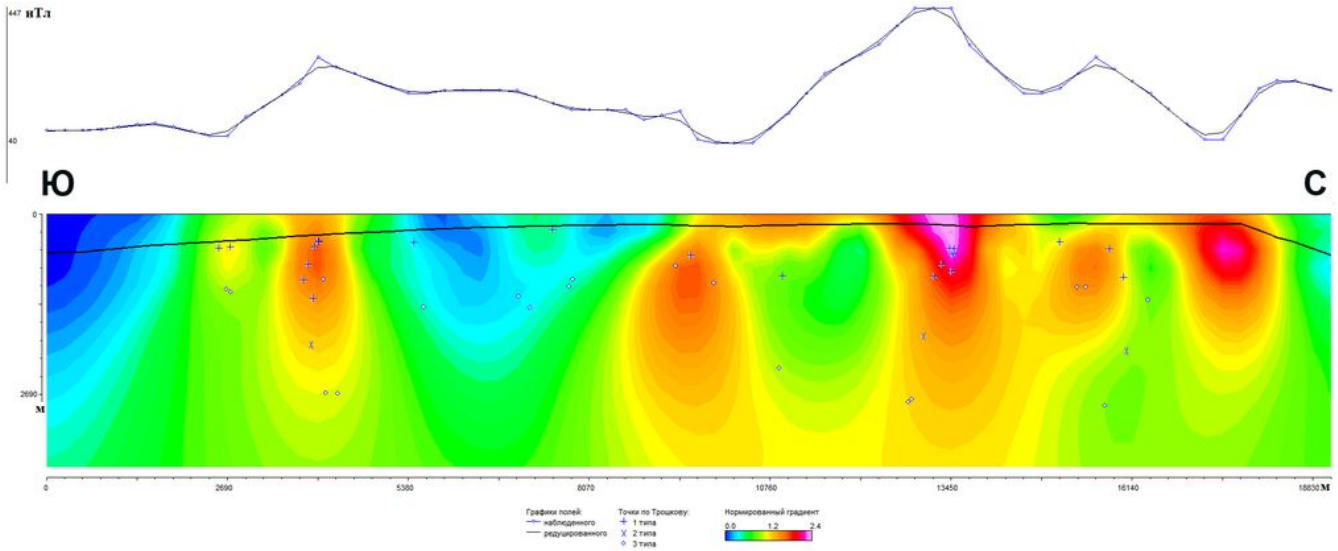


Рис. 6. Изображения, синтезированные системой СИНГУЛЯР для локализации особых точек функций, описывающих аномальное магнитное поле ΔT_a подводного вулканического массива Рикорда на профиле 1–1'. Местоположение профиля приведено на рис. 2а.

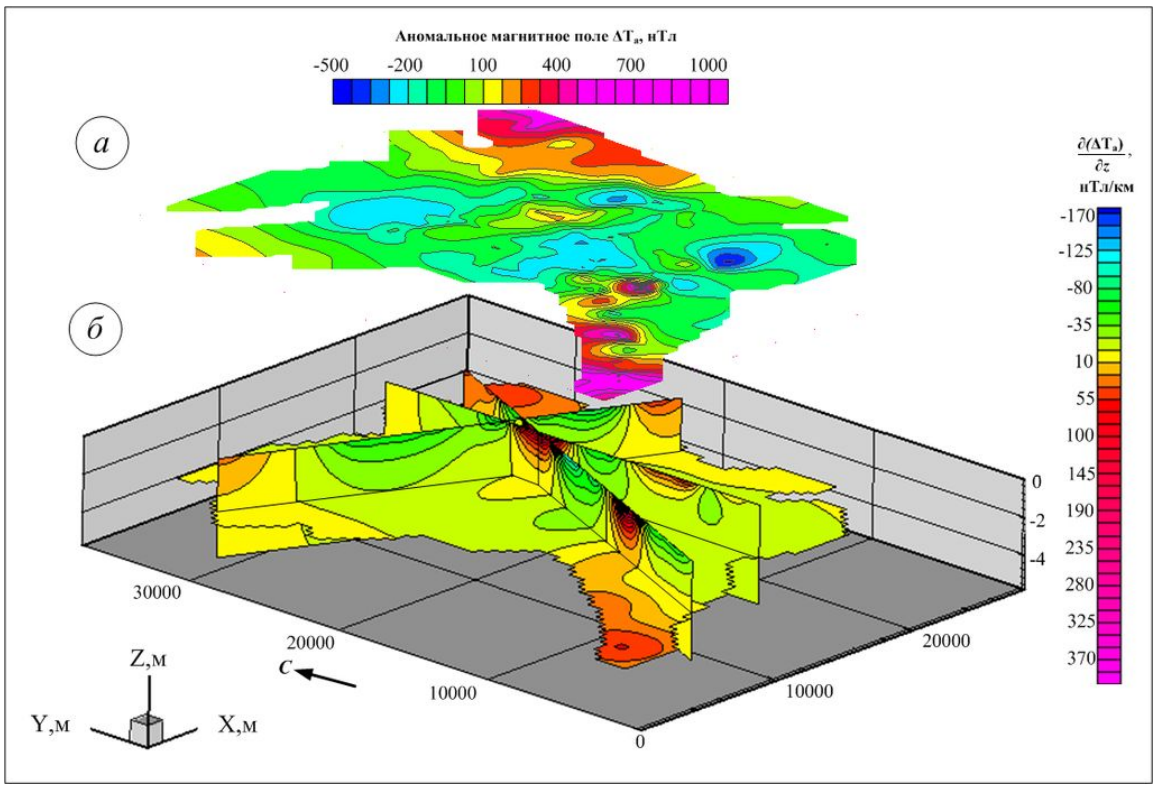


Рис. 7. Изолинии аномального магнитного поля ΔT_a (а) и 3D-диаграмма (б), отражающая пространственное распределение квазинамагниченности горных пород подводного вулканического массива Рикорда.

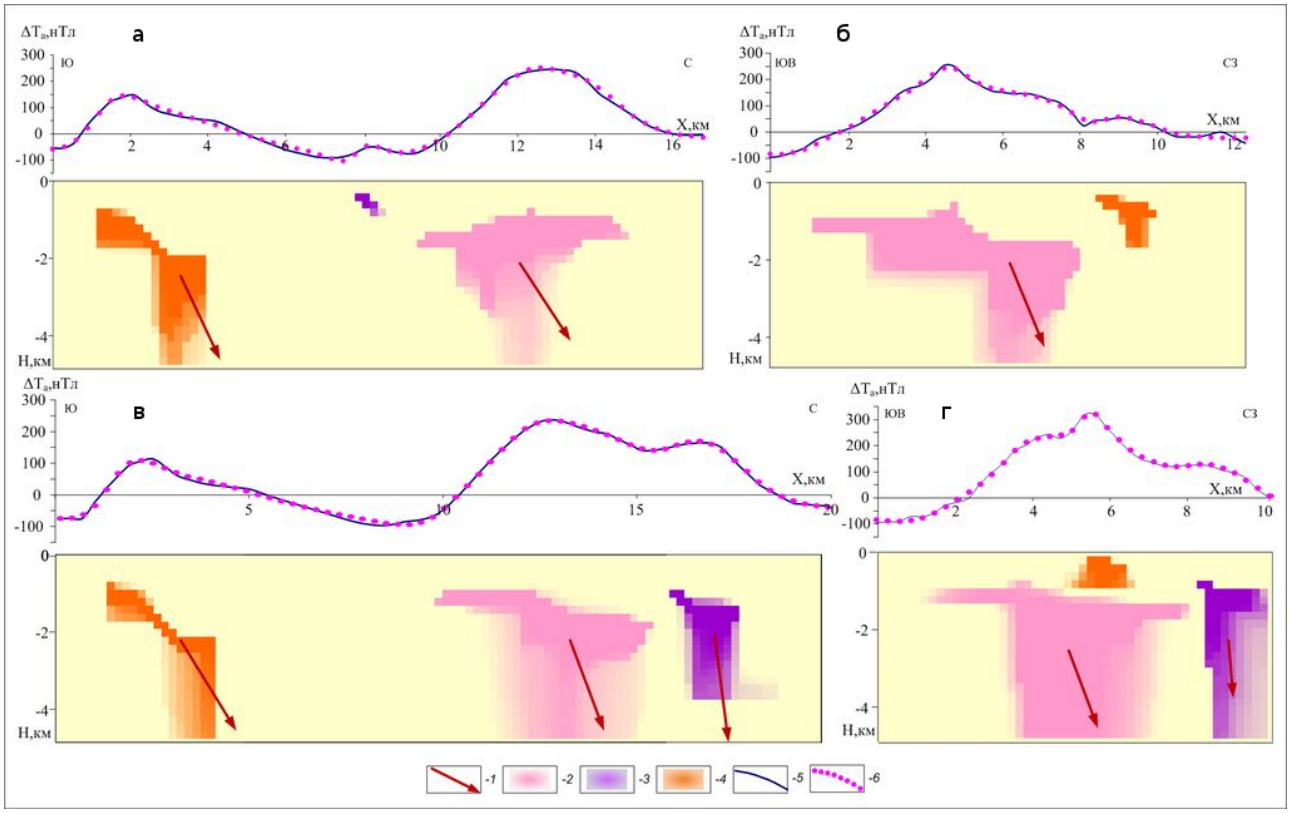


Рис. 8. Результаты решения обратной задачи магниторазведки монтажным методом для профилей 1–1’ (а), 2–2’ (б), 3–3’ (в), 4–4’ (г): 1 — вектор намагниченности $\mathbf{J}_{эф}$; 2 — блок 1; 3 — блок 2; 4 — блок 3; 5 — магнитное поле ΔT_a; 6 — модельное поле. Наиболее интенсивная раскраска для каждого объекта соответствует наибольшей вероятности наличия магнитовозмущающего источника. Местоположение профилей представлено на рис. 2а.

Заключение

Применяемая авторская технология моделирования оказалась весьма эффективной при изучении подводного вулканического массива Рикорда.

В результате выполненных исследований изучена морфология подводного вулканического массива Рикорда, состоящего из четырёх вулканических построек. Определены петромагнитные свойства горных пород, слагающих вулканический массив, и получены данные о распределении аномалиеобразующих объектов в нём.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 12–05-00 156-а, 12–05-00 414-а, 12–05-31 138-мол_а) и программе исследований ОНЗ РАН (проект 12-Т-5–1012).

Список литературы

1. *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.
2. *Бабаянц П. С., Блох Ю. И., Трусов А. А.* Интерпретационная томография по данным гравиразведки и магниторазведки в пакете программ «СИГМА-3D» // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей.. Материалы 31 сессии Междунар. семинара им. Успенского Д. Г.. М.: ОИФЗ РАН. 2004. С. 88–89.
3. *Безруков Л. П., Зенкевич Н.Л, Канаев В. Ф., Удинцев Г. Б.* Подводные горы и вулканы Курильской островной гряды // Труды лаборатории вулканологии. 1958. Вып. 13. С. 71–88.
4. *Блох Ю. И., Бондаренко В. И., Долгаль А. С. и др.* Комплексные геофизические исследования подводного вулкана 6.1 (Курильская островная дуга) // Геофизика. 2012а. № 2. С. 58–66.
5. *Блох Ю. И., Бондаренко В. И., Долгаль А. С. и др.* Современные интерпретационные технологии при комплексном моделировании подводного вулкана Макарова (Курильская островная дуга) // Геоинформатика. 2012б. № 4. С. 8–17.
6. *Блох Ю. И., Каплун Д. В., Коняев О. Н.* Возможности интерпретации потенциальных полей методами особых точек в интегрированной системе «СИНГУЛЯР» // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1993. № 6. С. 123–127.
7. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Отв. ред. Пущаровский Ю. М. М.: Наука, 1992. 528 с.

УДК 550.34:550.21

П. В. Воропаев, В. А. Салтыков, Ю. А. Кугаенко, А. А. Коновалова

Камчатский филиал Геофизической службы РАН, Петропавловск-Камчатский, 683 006, chikoli@emsd.ru

Вариации уровня сейсмичности Ключевского вулкана в 2000–2012 гг. (статистическая оценка)

Представлена работа по первому применению методики статистической оценки уровня сейсмической активности СОУС'09 для Ключевского вулкана. Оценки рассчитываются на основе использования функций распределения сейсмической энергии, выделившейся в различных временных окнах. Проанализирована динамика сейсмичности 2000–2012 гг. для двух наиболее сейсмоактивных объёмов среды под Ключевским вулканом: областью близповерхностного магматического очага (глубина до 5 км) и областью промежуточного магматического очага в коромантийном слое (диапазон глубин от 20 до 35 км). Представленные вариации уровня сейсмичности соотнесены с различными эпизодами зафиксированной эруптивной деятельности Ключевского вулкана, в том числе с процессом подготовки извержений.

Введение

Исследованиями предыдущих лет установлены пространственно-временные закономерности сейсмического процесса в земной коре на разных стадиях активности Ключевского вулкана [4–6 и др.]. С 1995 по 2002 гг. в активности Ключевского вулкана отмечалось почти полное затишье, наблюдалась лишь слабая фумарольная деятельность, изредка чередовавшаяся с пепловыми выбросами. С 2003 г. на Ключевском вулкане развивается новая серия вершинных извержений, которая началась с эксплозивного извержения (№ 1, март 2003 г. — февраль 2004 г.), когда вулканическая активность проявлялась, в основном, в форме выбросов пепла из центрального кратера. Далее последовали четыре терминальных эксплозивно-эффузивных извержения (№ 2, январь — апрель 2005 г.; № 3, декабрь 2006 г. — июль 2007 г.; № 4, июнь 2008 г. — февраль 2009 г.; № 5, июль 2009 г. — декабрь 2010 г.). С середины октября 2012 г. по конец января 2013 г. Ключевской вулкан находился в состоянии эксплозивного извержения (№ 6).

Информация о текущем состоянии сейсмичности, связанной с потенциально опасными вулканами, является востребованной структурами, по своему роду деятельности связанными с мониторингом природной среды и оценкой природных опасностей. Как следствие, весьма актуальна разработка и применение новых методов оценки уровня сейсмичности различных сейсмоактивных территорий и природных объектов, в том числе активных вулканов.

Методика оценки уровня сейсмичности

В Камчатском филиале ГС РАН для описания уровня сейсмичности разработана и внедрена шкала, привязанная к статистической функции распределения сейсмической энергии в качестве параметра, характеризующего уровень сейсмичности заданного пространственного объекта в определённый временной интервал [3] ($F(K) = P(\lg E < K)$, где E — сейсмическая энергия, выделившаяся за определённый временной интервал). Учитывая статистический характер базового параметра, предлагаемая методика получила название Статистическая Оценка Уровня Сейсмичности — СОУС'09. Интервалы между квантилями функции распределения выделившейся сейсмической энергии формируют шкалу, включающую 8 уровней сейсмичности:

– экстремально высокий: $F(0{,}995) < \lg E$,
– высокий: $F(0{,}975) < \lg E < F(0{,}995)$,
– фоновый повышенный: $F(0{,}85) < \lg E < F(0{,}975)$,
– фоновый средний: $F(0{,}15) < \lg E < F(0{,}85)$,
– фоновый пониженный: $F(0{,}025) < \lg E < F(0{,}15)$,
– низкий: $F(0{,}005) < \lg E < F(0{,}025)$,
– экстремально низкий: $\lg E < F(0{,}005)$.

Методика СОУС'09 программно реализована: разработана система вычисления уровня сейсмичности произвольного региона в виде компьютерной программы, исполняемой в семействе операционных систем MS Windows [1].

Исходные данные

В работе использован каталог Ключевской группы вулканов с 2000 по 2012 гг., полученный по данным радиотелеметрических сейсмических станций Камчатской региональной сети, расположенных в районе этой вулканической структуры. Каталог содержит данные об основных параметрах локальных тектонических и вулкано-тектонических землетрясений до глубины 40 км.

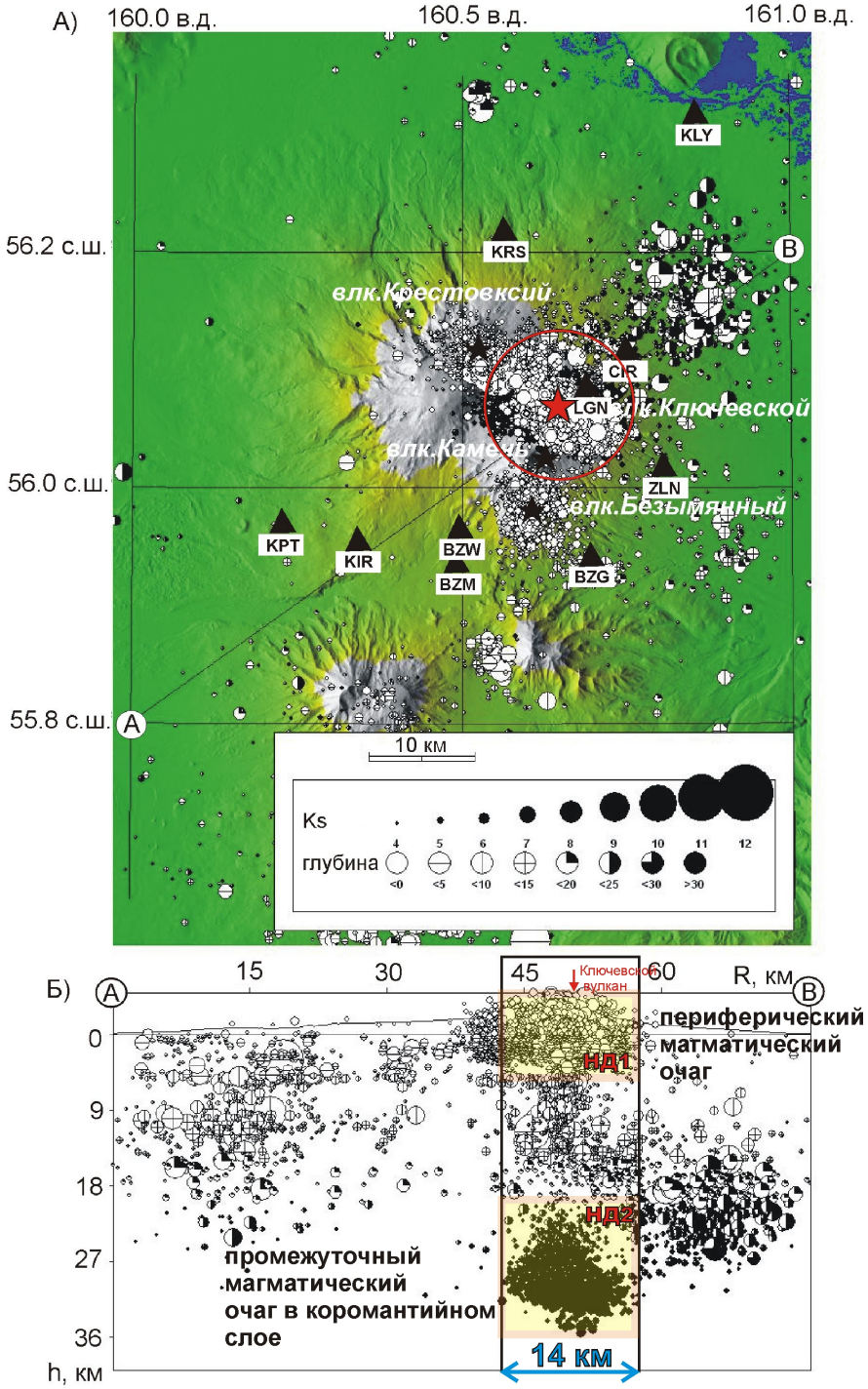


Рис. 1. Сейсмичность Ключевской группы вулканов в 1999–2010 гг. а — карта эпицентров; б — проекция гипоцентров на вертикальную плоскость по линии АБ. Выделены пространственные области, соответствующие анализируемым наборам данных НД1 и НД2

При выборе анализируемых сейсмоактивных объёмов учитывались выявленные ранее особенности поведения сейсмичности под Ключевским вулканом и элементы его магматической питающей системы [4–6]. Для построения оценок уровня сейсмичности из каталога были взяты два набора данных в радиусе 7 км от вулкана (рис. 1):

– *набор данных 1* (НД1) — область малоглубинного магматического очага (глубина до 5 км, уровень надежной регистрации землетрясений $K_{\min} = 4{,}0$);
– *набор данных 2* (НД2) — область промежуточного магматического очага в коромантийном слое (диапазон глубин от 20 до 35 км, $K_{\min} = 5{,}0$).

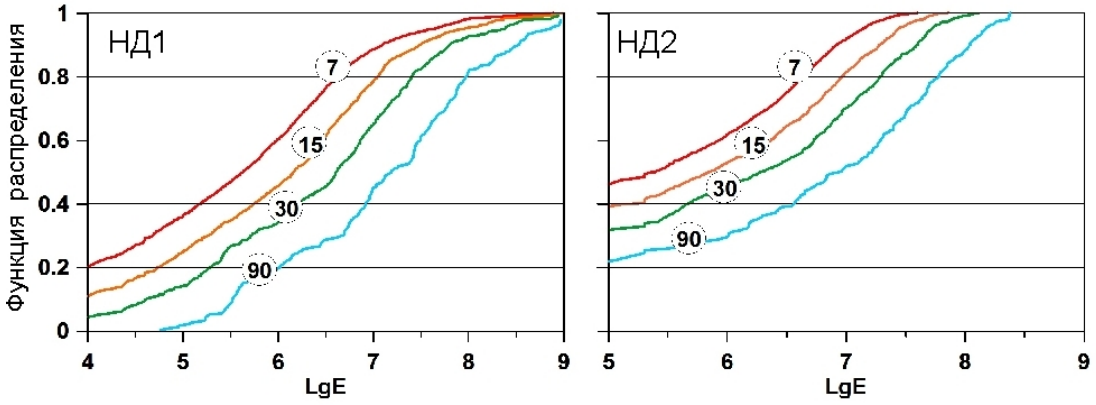


Рис. 2. Функции распределения сейсмической энергии, выделившейся во временных окнах 7, 15, 30 и 90 суток, для наборов данных НД1 и НД2.

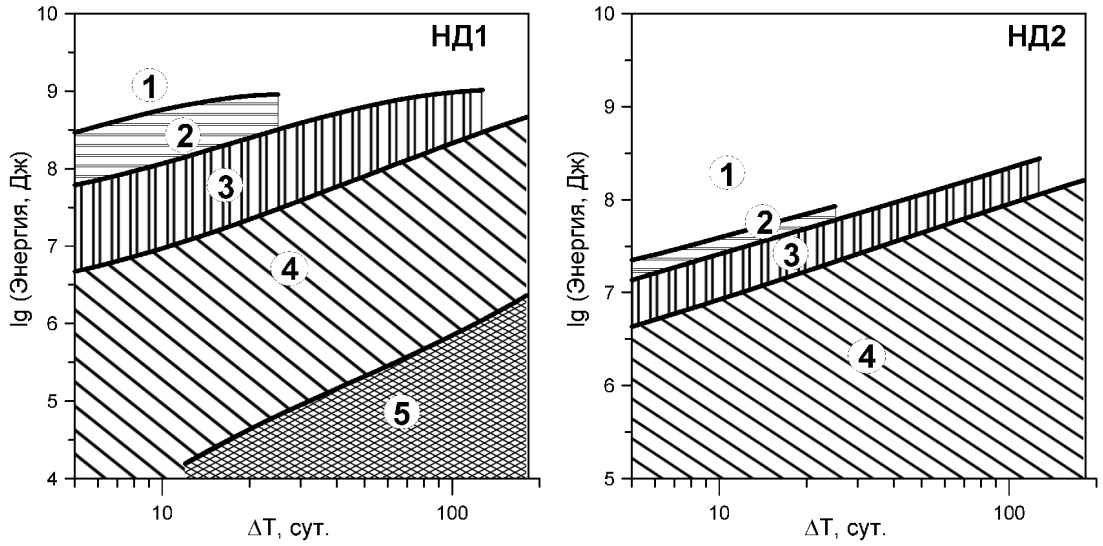


Рис. 3. Номограммы СОУС'09 для наборов данных НД1 и НД2. Различной штриховкой обозначены зоны, соответствующие различным уровням сейсмичности. 1 — экстремально высокий, 2 — высокий, 3 — фоновый повышенный, 4 — фоновый средний, 5 — фоновый пониженный.

Построение функций распределения выделившейся сейсмической энергии

Для утверждения состоятельности разбиения рассматриваемого сейсмоактивного объёма под Ключевским вулканом на подобласти НД1 и НД2, были построены функции распределения выделившейся сейсмической энергии, во временных окнах 7, 15, 30 и 90 дней (рис. 2) и проведено их сравнение с помощью критерия согласия Колмогорова-Смирнова [2]. Данный статистический критерий используется для определения того, подчиняются ли два эмпирических распределения единому закону. Критерий Колмогорова-Смирнова о проверке гипотезы об однородности двух эмпирических законов распределения является одним из основных и наиболее широко используемых непараметрических критериев, так как достаточно чувствителен к различиям в исследуемых выборках. Нулевая гипотеза H0: «Функции распределения для двух анализируемых выборок совпадают». Проведём сравнение для окон 7, 15 и 30 суток, так как они дают достаточную статистику. Число независимых временных интервалов во временном окне 7 суток составляет 730, 15 суток — 340, 30 суток — 170.

Результаты применения критерия Колмогорова-Смирнова показывают, что для НД1 и НД2 функции распределения выделившейся сейсмической энергии отличается с высоким уровнем значимости (5%). Это является основанием рассматривать сейсмичность выбранных элементов магматической питающей системы Ключевского вулкана независимо друг от друга.

Номограммы распределения сейсмической энергии для разных временных интервалов

Для НД1 и НД2 были построены номограммы СОУС'09 (рис. 3). Данные номограммы позволяют провести анализ сейсмичности каждого сейсмоактивного объёма и формализовать понятие «сейсмический фон».

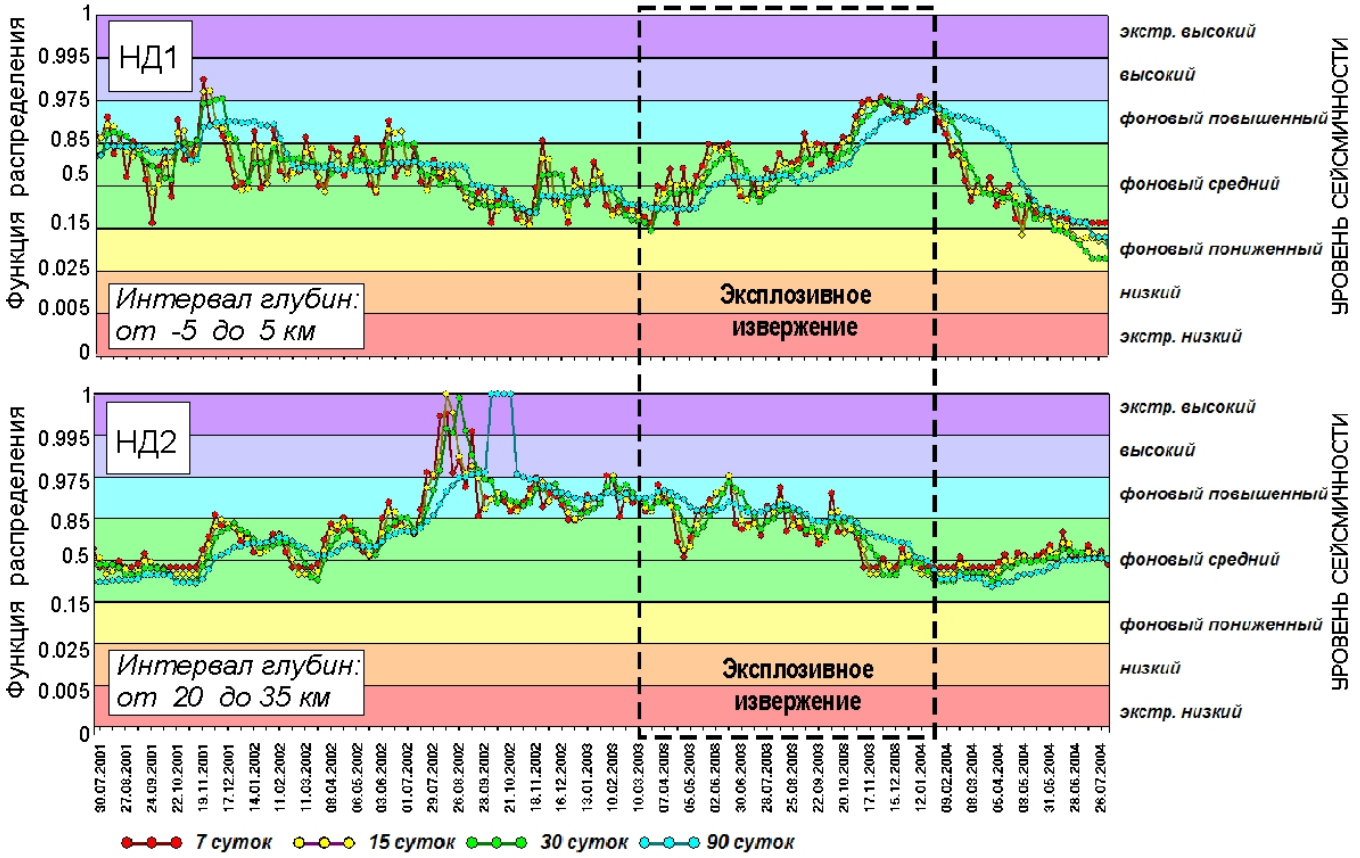


Рис. 4. Вариации уровня сейсмичности Ключевского вулкана с июля 2001 г. по июль 2004 г., включая эксплозивное извержение № 1 (март 2003 г. — февраль 2004 г.)

Фоновый средний уровень сейсмичности находится в границах $\lg E$ (Дж):

НД1: для окна 7 суток — от 4,0 до 6,8; для окна 15 суток — от 4,4 до 7,2

НД2: для окна 7 суток — от 5,0 до 6,8; для окна 15 суток — от 5,0 до 7,8

Отмеченные особенности и закономерности в вариациях уровня сейсмичности Ключевского вулкана в 1999–2012 гг.

Анализ временного хода уровня сейсмичности Ключевского вулкана в 1999–2012 гг. показывает, что новая серия извержений, начавшаяся в 2003 г., предварялась статистически значимым повышением сейсмической активности в НД2 до экстремально высокого уровня (рис. 4).

Вариации уровня сейсмичности НД1 и НД2 развивались в противофазе. Максимумы активности НД1 наблюдались в ходе извержений и соответствуют эксплозивной фазе извержений или фазе заполнения кратера лавой (для № 1). Исключение составляет извержение № 5, не сопровождавшееся выходом сейсмичности за пределы фонового среднего уровня.

Максимумы сейсмичности НД2 предваряют извержения с упреждением до 1 года. Наиболее ярко рост уровня сейсмичности проявился перед извержениями № 1 и № 3 с выходом на высокий и экстремально высокий уровни (рис. 4, 5).

Рис. 5 отражает вариации уровня сейсмичности в промежуток времени, захватывающий эксплозивно-эффузивное извержение Ключевского вулкана, происходившее с декабря 2006 г. по июль 2007 г. (№ 3). Наблюдается повышение сейсмической активности НД2 примерно за год до начала извержения с выходом сейсмичности на экстремально высокий уровень. Активность НД1 плавно нарастает и достигает экстремально высокого уровня в эффузивной фазе извержения, когда началось излияние лавовых потоков.

Приведённые примеры (рис. 4, 5) ярко демонстрирует противофазную динамику сейсмической активности в НД1 и НД2 в ходе развития вулканического процесса.

Заключение

Проведён ретроспективный анализ вариаций уровня сейсмичности Ключевского вулкана в 2000–2012 гг. Продемонстрировано применение методики статистической оценки уровня сейсмической активности СОУС'09 [4] для вулканической области. Оценки сделаны на основе использования функций распределения сейсмической энергии, выделившейся в различных временных окнах, по данным каталога Ключевской группы вулканов, полученного

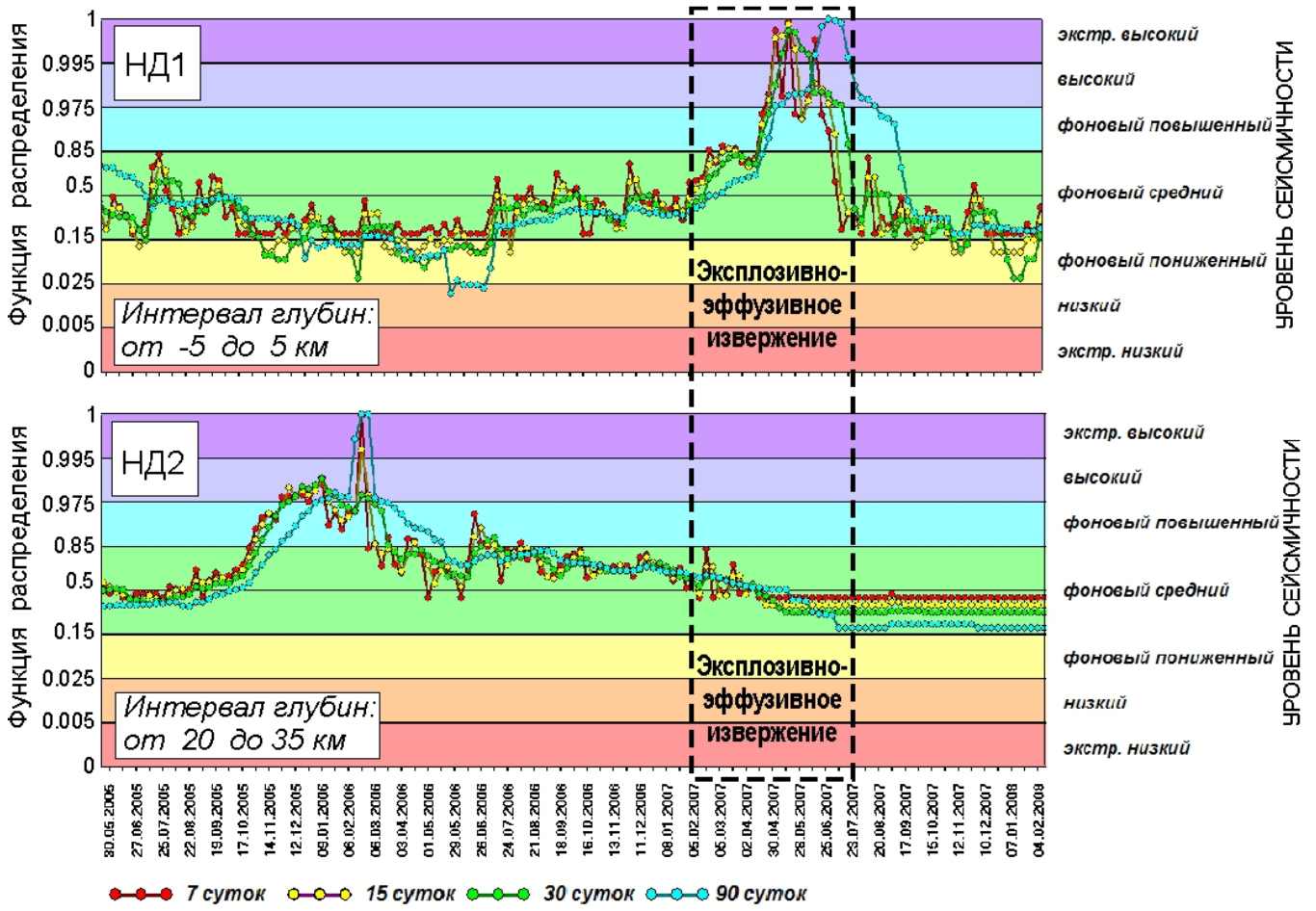


Рис. 5. Вариации уровня сейсмичности Ключевского вулкана с мая 2005 г. по февраль 2008 г., включая эксплозивно-эффузивное извержение № 3 (декабрь 2006 г. — июль 2007 г.)

КФ ГС РАН в 2000–2012 гг. Расчёты выполнены для двух различных участков питающей магматической системы Ключевского вулкана: области промежуточного и области периферического магматического очага. Статистически доказано, что сейсмичность выбранных сейсмоактивных объёмов можно рассматривать и анализировать независимо друг от друга. Построены функции распределения и номограммы уровня сейсмичности для двух указанных элементов питающей магматической системы Ключевского вулкана. Статистически обосновано и формализовано понятие «сейсмический фон». Показано, что представленные вариации уровня сейсмичности 2000–2012 гг. могут быть соотнесены с различными эпизодами зафиксированной эруптивной деятельности Ключевского вулкана, в том числе с процессом подготовки извержений.

Список литературы

1. *Воропаев П.В.* Программная реализация оценки уровня сейсмичности по методике СОУС'09 / Материалы X региональной молодёжной научной конференции 28–29 ноября 2012 г. — Петропавловск-Камчатский. ИВиС ДВО РАН. 2012. С. 101–113.
2. *Кобзарь А.И.* Прикладная математическая статистика. Для инженеров и научных работников. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2006. 816 с.
3. *Салтыков В.А.* Статистическая оценка уровня сейсмичности: методика и результаты применения на примере Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2011. № 2. С. 53–59.
4. *Сенюков С.Л., Дрознина С.Я., Нуждина И.Н., Гарбузова В.Т., Кожевникова Т.Ю.* Исследования активности вулкана Ключевской истанционными методами с 1 января 2001 г. по 31 июля 2005 г. // Вулканология и сейсмология. 2009. № 3. С. 50–59.
5. *Федотов С.А., Жаринов Н.А.* Об извержения, деформациях, сейсмичности Ключевского вулкана (Камчатка) в 1986–2005 гг. и механизме его деятельности // Вулканология и сейсмология. 2007. № 2. С. 3–31.
6. *Федотов С.А., Жаринов Н.А., Гонтовая Л.И.* Магматическая питающая система Ключевской группы вулканов (Камчатка) по данным об её извержениях, землетрясениях, деформациях и глубинном строении // Вулканология и сейсмология. 2010. № 1. С. 3–35.

УДК 004.42+550.34+551.21

А. А. Долгая, Д. Р. Акманова, А. В. Викулин

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

Комплекс информационно-вычислительных систем для анализа закономерностей сейсмической и вулканической активности

Рассматривается комплекс программных продуктов, используемых при исследовании пространственно-временных закономерностей сейсмического и вулканического процессов. Приведены функциональные характеристики информационно-вычислительных систем и даны первые полученные с их помощью результаты.

Введение

Исследование закономерностей сейсмической и вулканической активности, проводимое авторами, предполагает применение различных методов анализа распределения очагов землетрясений и извержений вулканов в пространстве и времени. Все эти методы требуют проведения большого числа достаточно сложных вычислительных экспериментов с высокой степенью точности, что предполагает применение различных средств автоматизации вычислений. Перечисленные обстоятельства обусловили необходимость разработки специализированных программных продуктов — информационно-вычислительных систем (ИВС), которые позволили бы автоматизировать расчёты в ходе изучения закономерностей сейсмической и вулканической активности.

Информационно-вычислительная система для составления и анализа сейсмического и вулканического каталогов

В лаборатории геодинамики переходных зон Института вулканологии и сейсмологии Дальневосточного отделения Российской академии наук существуют каталог сейсмических событий и каталог вулканических событий, которые представляют собой совокупность данных, хранимых в виде текстовых файлов.

В сейсмическом каталоге каждое событие характеризуется датой и временем возникновения землетрясения, координатой эпицентра, глубиной гипоцентра и магнитудой. Для каждого извержения в вулканическом каталоге приводятся дата извержения, координаты вулкана, индекс вулканической активности VEI, используемый для характеристики энергии извержения, информация о вулкане и типе его постройки. События расположены в каталоге в хронологическом порядке.

Сейсмический каталог включает все известные (датированные) землетрясения (2150 до н.э. — 2012 гг.) «до начала инструментального периода» (до XX в.) и сильнейшие (с $M \geqslant 6{,}0$) события, произошедшие в течение «инструментального периода» (с XX в. по настоящее время). В вулканическом каталоге хранятся данные о 6228 извержениях 562 вулканов планеты за последние 12 тыс. лет: 9850 до н.э. — 2012 гг. Каталоги составлены на основании анализа имеющихся доступных мировых и региональных каталогов землетрясений и извержений вулканов, список которых приведён в [2].

Сейсмический и вулканический каталоги хранятся в формате, пригодном для обработки с помощью программного продукта WinITDB [10]. Эта программа позволяет осуществлять операции фильтрации и визуализации данных, однако, функции добавления данных и обработки каталогов другими программными средствами ограничены, что создаёт значительные трудности при анализе данных в каталогах и их использовании при исследованиях пространственно-временных закономерностей, проводимых научными сотрудниками лаборатории.

Назначение и функции системы. Для решения этих проблем разрабатывается программный продукт «EQV», который реализует следующие функции:

– управление записями в таблице базы данных (создание и удаление);

– просмотр таблиц, сортировка записей таблиц, фильтрация данных в таблицах базы данных;

– импорт данных из файлов с расширением equ, xls и txt;

– экспорт данных в файлы с расширением equ и xls;

– статистический анализ данных, в том числе, построение графиков повторяемости землетрясений и извержений вулканов;

– отображение данных на карте.

База данных разработана в СУБД MySQL. Приложение реализовано в среде быстрой разработки Borland Delphi 7.

Одной из наиболее важных задач, решаемых разработанной системой, является экспорт данных. В результате экспорта создаётся книга MS Excel, состоящая из трёх листов. Первый лист содержит данные сейсмического или вулканического каталога в формате, привычном для научного сотрудника. На втором листе представлены статистические данные, характеризующие экспортированный каталог. К ним относится количество событий, временной диапазон выборки, минимальные и максимальные значения глубин, магнитуд событий, широт и долгот эпицентров. Третий лист книги содержит график повторяемости и данные, необходимые для его построения.

Разработанная автоматизированная система «EQV» реализует современные технологии хранения и доступа обработки данных, предоставляет пользователю удобный доступ к данным, облегчает проведение статистического анализа, экспорта и импорта данных, тем самым повышая эффективность работы научных сотрудников.

Информационно-вычислительная система для изучения периодичности сейсмического и вулканического процесса

Для моделирования периодичности сейсмического и вулканического процессов в данной работе используются методы спектрального и спектрально-корреляционного анализа временных рядов (СКАВРя).

Спектральный анализ временных рядов — это классический метод обработки результатов экспериментов с помощью преобразований Фурье.

Теория спектрально-корреляционного анализа основана на равносильности представления функций во временной и частотной областях с помощью преобразований Фурье [7]. Это обстоятельство позволяет построить эффективные методы получения характеристик исследуемого сигнала в частотной области в тех случаях, когда во временной области это сделать трудно.

После выполнения ряда вычислительных экспериментов с различными параметрами формирования временных рядов получают список периодов. Эти периоды группируют, например, по 10 лет и находят, сколько выявленных периодов попало в ту или иную группу. По сформированным таким образом итоговым спискам периодов и иллюстрирующим их графикам делают вывод о наиболее часто встречаемых, то есть наиболее вероятных периодах, характерных для изучаемой совокупности событий.

Для реализации описанных методик исследования была разработана информационно-вычислительная система «Quakes». В качестве среды реализации была выбрана среда Delphi.

ИВС «Quakes» выполняет следующие функции:

– формирование выборок по различным параметрам;

– сортировка каталогов событий;

– проведение Фурье-анализа;

– проведение спектрально-корреляционного анализа временных рядов («СКАВРя»);

– построение периодограммы;

– построение графика распределения событий во времени;

– экспорт данных в формат MS Excel.

Информационно-вычислительная система для исследования квазипериодичности сейсмического процесса

Методика исследования. Существует специально разработанная методика исследования квазипериодичности сейсмического процесса, описанная в работе [4], которая включает в себя пять этапов.

1) Формирование исходной совокупности землетрясений. Путём задания границ магнитудных диапазонов и пространственно-временных областей формируется исходная совокупность землетрясений.

2) Построение экспериментальной последовательности. Для построения «экспериментального» распределения по временным интервалам между землетрясениями выбранной совокупности составляется числовая последовательность, количественно характеризующая распределение интервалов времени между следующими друг за другом землетрясениями. Граничные условия для каждой из групп, составляющих данную последовательность, определяются исходя из проверяемого (оцениваемого) временного интервала ΔT.

3) Расчёт теоретической последовательности. Для анализируемой совокупности землетрясений проводится расчёт теоретической числовой последовательности, соответствующей одному из известных законов распределения (Пуассона, Парето, Вейбулла). Распределение Пуассона является классическим распределением, которое используют при анализе временных потоков. Распределение Парето используется при сравнении с распределениями с «тяжёлым хвостом» [8], так как выборки из таких распределений неэффективно характеризовать выборочным средним и дисперсией. Также для катастрофических событий весьма типичен характер распределения, соответствующий теоретическому закону распределения Вейбулла [8].

4) Сравнение экспериментальной и теоретической последовательности. Построенная экспериментальная и рассчитанные теоретические последовательности сравниваются между собой с помощью какого-либо статистического критерия, например, критерия Пирсона.

5) Далее получают оценку согласия экспериментальной и теоретической последовательности для каждой пары значений магнитуда (M) — интервал времени (ΔT). Полученные данные наносят на диаграмму с осями $M - \Delta T$. Точка на пересечении каждой пары этих значений характеризуется значением доверительной вероятности α. Взаимное расположение изолиний с одинаковыми значениями довери-

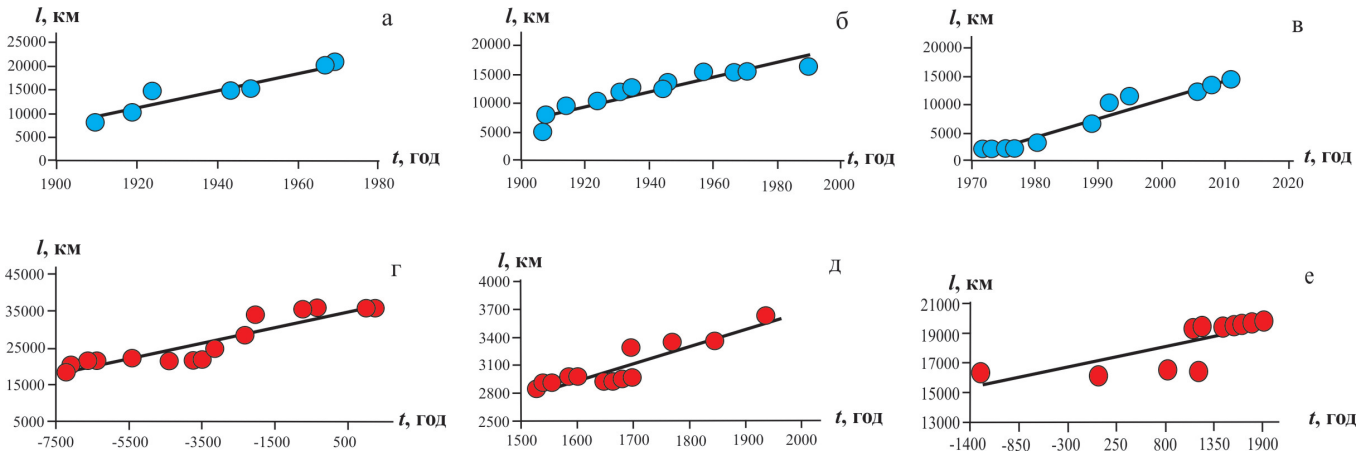


Рис. 1. Примеры миграционных цепочек: а) — очагов тихоокеанских землетрясений с $M \geqslant 8$; б) — очагов землетрясений с $M \geqslant 7$ в пределах Альпийско-Гималайского пояса; в) — очагов землетрясений с $M \geqslant 6$ Срединно-Атлантического хребта; г) — тихоокеанских вулканических извержений с $W \geqslant 5$; д) — вулканических извержений с $W \geqslant 3$ вдоль Альпийско-Гималайского пояса; е) — вулканических извержений с $W \geqslant 4$ Срединно-Атлантического хребта. Значения скоростей миграции для представленных цепочек составляют $V = 182; 129; 332; 2; 2; 1{,}3$ км/год соответственно.

тельной вероятности является объектом дальнейшего анализа.

Для автоматизации описанной методики моделирования с использованием среды быстрой разработки Borland Delphi 7 была разработана специализированная информационно-вычислительная система «KPeriod».

Функции ИВС «KPeriod»:

– формирование экспериментальной последовательности;

– построение теоретической последовательности;

– расчёт промежуточных и итоговых показателей, предусмотренных методикой исследования;

– построение итоговой диаграммы в пространстве $M - \Delta T$;

– экспорт полученных результатов в MS Excel и сохранение их в базе данных MS Access.

Информационно-вычислительная система для изучения миграции сейсмической и вулканической активности

Разработанная авторами методика исследования пространственно-временных закономерностей распределения очагов землетрясений и извержений вулканов подробно описана в работах [3, 11]. Она позволяет при исследовании пространственно-временных распределений перейти от трёх координат (географические широта и долгота и время) к двум координатам и исследовать особенности таких распределений на плоскости с осями: расстояние вдоль пояса l — время t. В результате, формируется совокупность данных, которая используется для исследования миграции сейсмических или вулканических событий в пределах рассматриваемого региона путём построения миграционных цепочек.

Алгоритм построения миграционных цепочек сейсмических и вулканических событий в пределах каждой зоны сводится к следующему: для каждого i-го события с координатой l_i и временем t_i в каталоге ищется такое $i+1$-е событие, координата и время которого удовлетворяют условиям $l_{i+1} \geqslant l_i$, $t_{i+1} \geqslant t_i$. Процесс построения миграционных цепочек осуществляется в пределах различных энергетических диапазонов для землетрясений и вулканических извержений и представляет собой многократно повторяемые вычислительные эксперименты, результаты которых подлежат дальнейшему тщательному анализу.

Пример цепочек миграции очагов землетрясений и извержений вулканов показан на рис. 1.

Для автоматизации описанной методики проведения исследований разработана информационно-вычислительная система «Migration_3», к функциям которой относится:

– формирование линии, вдоль которой затем исследуется процесс миграции;

– выбор исследуемого диапазона глубин (для землетрясений) и направления миграции;

– пересчёт координат событий из двумерной системы (широта и долгота) в одномерную (расстояние вдоль линии);

– проведение вычислительного эксперимента по заранее вводимым параметрам (энергетический диапазон, шаг изменения значения «энергии», минимальное количество событий в цепочке);

– экспорт в формат MS Excel таблиц, содержащих характеристики всех выявленных цепочек в исследуемом энергетическом диапазоне;

– построение итогового графика, отображающего зависимость энергетической характеристики исследуемого процесса от его скорости.

Результаты моделирования

I. Методом спектрального анализа были выявлены периоды в диапазоне от 3 до 500 лет для сейсмического процесса и от 60 до 800 лет для

вулканического. Периоды, полученные в результате применения метода спектрально-корреляционного анализа временных рядов (СКАВРя) лежат в пределах от 6 до 4100 лет для землетрясений и от 100 до 4500 лет для извержений вулканов.

Анализ выявленных «сейсмических» периодов показал, что все значения периодов можно разделить на две совокупности с различными по «структуре» гармониками. Периоды первой группы имеют небольшие значения $T_{C1} \approx 3, 6, 24$ и 30 лет, кратные $T_{01} = 3$ и/или 6 годам, и могут быть связаны с фор-афтершоковыми процессами и соответствующими им структурами внутри очагов сильнейших в смысле [4] землетрясений. Ко второй группе относятся «сейсмические» периоды $T_{C2} \approx 220, 420, 650$, 1000 и 2000 лет с кратным с $T_{02} \approx 200 \div 250$ лет. Граница между выявленными группами проходит на примерно $T_C = 60 - 100$ гг. и соответствует значительным изменениям в структуре гармоник периодов $T_{C1} < T_C$ и $T_{C2} > T_C$.

В результате анализа данных о периодах вулканического процесса для всех изучаемых совокупностей данных выявлены общие периоды $T_B \approx$ $\approx 62, 220, 450, 1000, 1400, 2000$ и 3300 лет, которые согласуются с полученными авторами ранее результатами [6]. Приведенные данные подтверждают вывод, сделанный в работе [9], о наличии, среди прочих, 60-летнего цикла повторяемости извержений.

Общими для сейсмического и вулканического процесса являются периоды, равные $T_0 \approx 250 \pm 25$, $2T_0 \approx 450 \pm 50$, $4T_0 \approx 1000 \pm 100$ и $8T_0 \approx 2000 \pm 200$, что представляется неслучайным и может являться подтверждением следующего вывода: сейсмичность и вулканизм являются проявлениями единого волнового геодинамического процесса. Необходимо отметить, что все общие значения периодов относятся ко второй группе периодов сейсмического процесса. Малые значения периодов вулканического процесса выявлены не были, что может быть обусловлено отсутствием (или невозможностью регистрации) «короткопериодной» стадии для вулканического процесса, являющейся аналогом фор-афтершоковых сейсмических процессов.

Необходимо отметить, что анализ мирового сейсмического и вулканического каталога показал наличие общего периода ≈ 125 лет, близкого $1/2T_0$. Наличие только чётных гармоник может являться следствием замкнутости активных поясов планеты «друг на друга».

Таким образом, приведённые данные доказывают, что периодичность является характерным свойством сейсмической и вулканической активности как Земли в целом, так и отдельных её регионов, а близость выявляемых периодов обоих процессов свидетельствует об их взаимосвязи и подтверждает вывод о том, что сейсмичность и вулканизм являются проявлениями единого волнового геодинамического процесса [3, 11].

II. В соответствии с описанной методикой исследования квазипериодичности с помощью ИВС «Kperiod» исследовались временные закономерности сейсмического процесса, протекающего в пределах северо-западной окраины Тихого океана: вдоль тихоокеанского побережья Японии, Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Исследуемая совокупность данных содержит сведения о 2950 землетрясениях с магнитудами $6{,}0 \leqslant M \leqslant 9{,}1$.

Результаты расчётов с использованием в качестве теоретического — закона распределения Пуассона (Ps) представлены на рис. 2, из которого видно, что вся область исследования $M - \Delta T$ содержит три замкнутые области, ограниченные изолиниями одинаковых значений уровня значимости.

В результате проведения вычислительных экспериментов с использованием в качестве теоретического — закона распределения Парето (Pt) и Вейбулла (Vb) были построены диаграммы $M - \Delta T$, которые также представляют собой системы непересекающихся вложенных друг в друга концентрических изолиний

Наличие замкнутой траектории на фазовой плоскости, как известно, физически соответствует периодичности процесса. Сейсмический процесс, в свою очередь, как известно, является циклическим [4, 5]. В то же время абсцисса (M) и ордината (ΔT) на итоговых диаграммах (рис. 2) по своему смыслу близки энергии и времени — координатам на фазовой плоскости. Поэтому плоскости $M - \Delta T$ могут рассматриваться как фазовые, а выделенные на них замкнутые области — как подтверждение квазипериодичности сейсмического процесса.

Выполненные расчёты подтверждают результаты проведённых ранее исследований [4], в ходе которых было показано соответствие замкнутой линии доверительной вероятности сейсмическому циклу продолжительностью около 200 лет. Таким образом, рассматриваемая методика получила своё дальнейшее физическое обоснование.

Аналогичные исследования, проведённые на материале тихоокеанского побережья вблизи Южной Америки, также показали наличие двух систем замкнутых изолиний значений доверительной вероятности. Это позволяет сформулированный вывод о квазипериодическом (циклическом) характере сейсмического процесса для северо-западной окраины Тихого океана и побережья Южной Америки распространить на всю окраину Тихого океана.

III. В процессе исследования миграции сейсмической и вулканической активности авторами были получены следующие наиболее важные выводы:

1. Явление миграции очагов коровых землетрясений и извержений вулканов является статистически значимым. Процесс миграции можно считать характерным свойством коровой сейсмической и вулканической активности Земли.

2. Для каждого из рассмотренных и сейсмических, и вулканических поясов Полученные данные

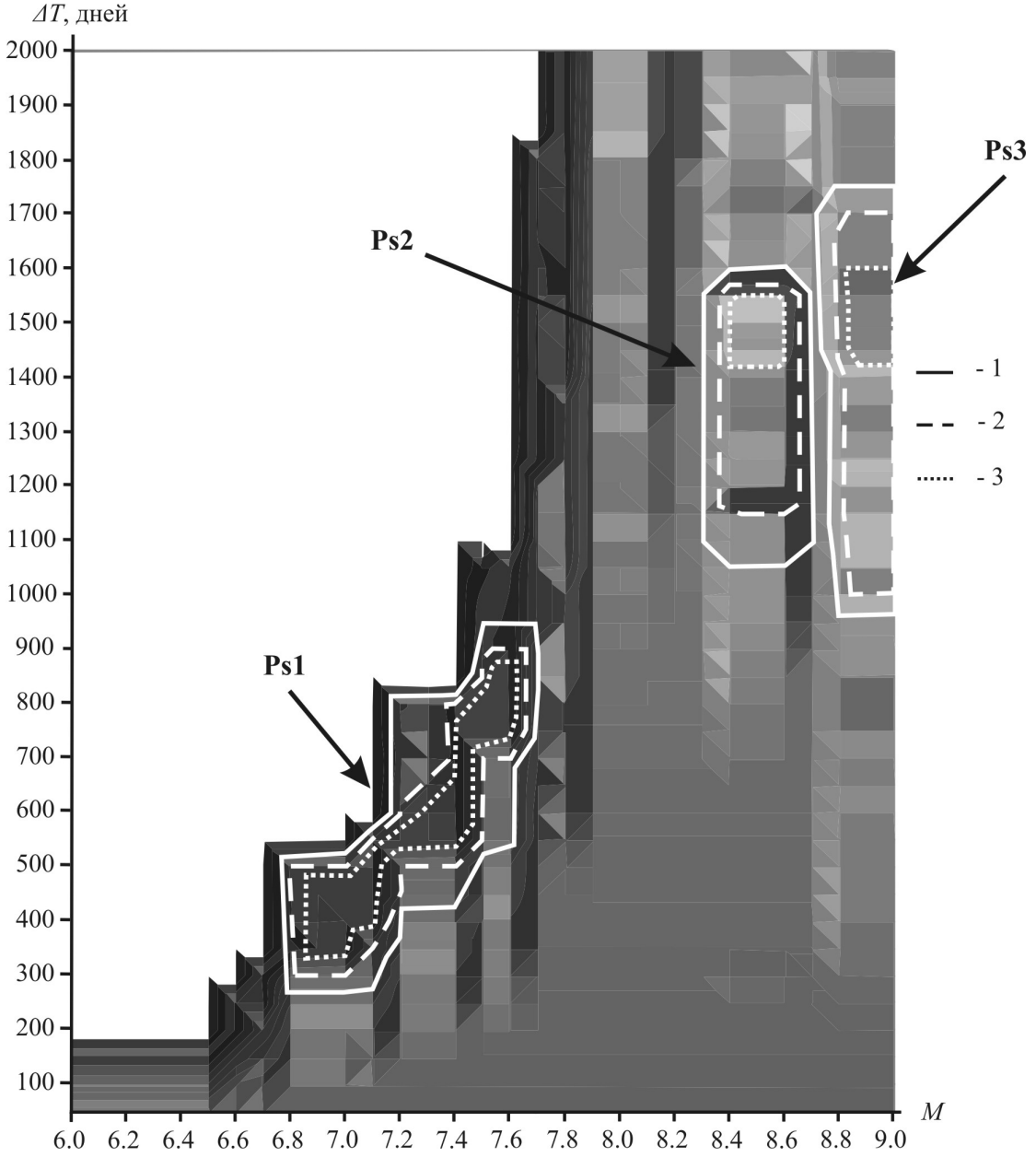


Рис. 2. Диаграмма $M - \Delta T$, построенная по землетрясениям Северо-Западной окраины Тихого океана; в качестве теоретического использовалось распределение Пуассона. 1 — граница доверительной вероятности 0,9, 2 — граница доверительной вероятности 0,7, 3 — граница доверительной вероятности 0,5.

указали на существование вполне определённых изменений скоростей миграции, величины которых пропорциональны значениям магнитуды и индекса вулканической активности VEI рассматриваемых совокупностей событий [3, 11]. При этом наклоны зависимостей (рис. 3), определяющих взаимосвязь между скоростями миграции очагов землетрясений и извержений вулканов, оказались «чувствительными» к тектоническим обстановкам в зонах. Такой результат позволяет волновые, по сути, сейсмический и вулканический миграционные процессы считать отражением единого волнового геодинамического процесса, протекающего в пределах земной коры и её подошвы во всех активных зонах Земли [11].

3. Анализ очагов землетрясений, соответствующих отдельным максимумам на глубинах 0–20 км и 20–50 км (подошва коры), показал наличие таких же сейсмических закономерностей между скоростными и энергетическими характеристиками событий, что и для всей коры, в целом. Это позволяет миграцию очагов землетрясений считать характерным свойством земной коры в целом [1].

4. Анализ зависимостей скоростей миграции от магнитуды для глубоких землетрясений показал, что, в отличие коровой сейсмичности, характер геодинамических движений, отражением которых являются наклоны, изменяется с глубиной. При этом зависимости, полученные для событий с глубинами

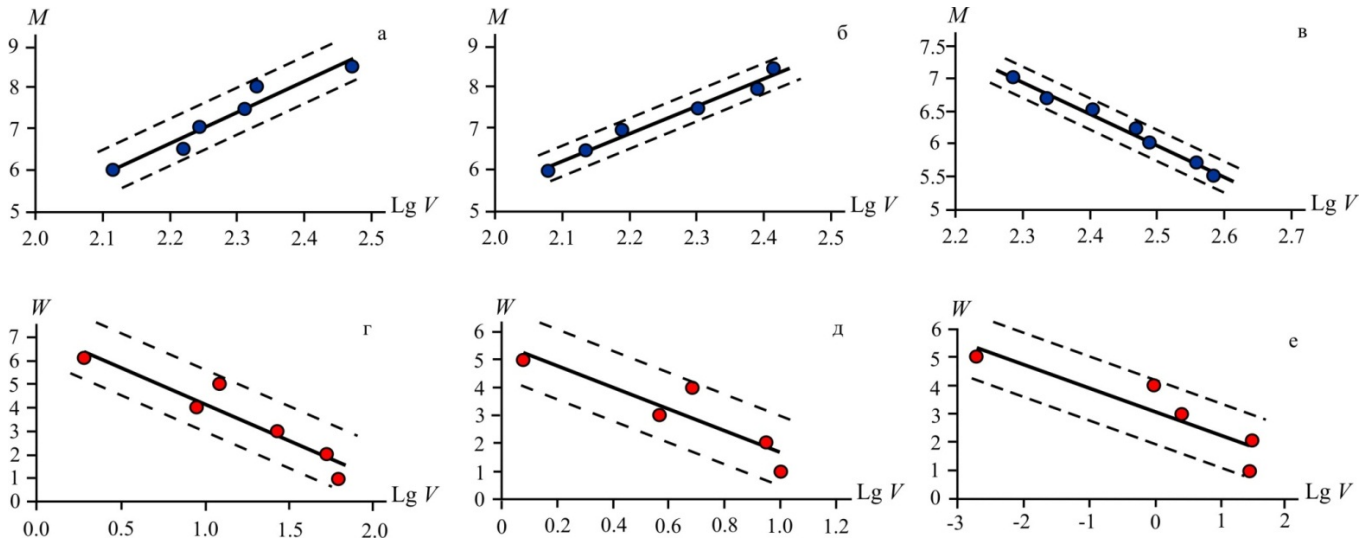


Рис. 3. Зависимости скоростей миграции V очагов землетрясений (а, б, в) и вулканических извержений (г, д, е) от энергетических характеристик событий M и W: а), г) — для окраины Тихого океана; б), д) — для Альпийско-Гималайского пояса; в), е) — для Срединно-Атлантического хребта.

до 300 км, с учётом погрешности их определения, близки значениям, полученным для коровой сейсмичности. С увеличением же глубины наклоны в большинстве своём уменьшаются, то есть ослабевает интенсивность геодинамических движений.

Заключение

Рассмотренные информационно-вычислительные системы позволяют проводить комплексный анализ и моделирование пространственно-временных закономерностей распределения очагов землетрясений и извержений вулканов и в дальнейшем войдут в состав единой информационной системы.

Разработка рассмотренных программных продуктов велась с привлечением студентов 5 курса ФГБОУ ВПО «КамчатГТУ», специальность «Прикладная информатика». В Федеральный институт промышленной собственности направлены заявления на регистрацию рассмотренных программных продуктов.

Авторы выражают благодарность Г. М. Водинчару за консультации по теме исследования.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН 12-III-A-08–164, гранта РФФИ 12–07-31215.

Список литературы

1. *Акманова Д. Р., Долгая А. А., Викулин А. В.* Миграция сейсмической и вулканической активности как волновые движения земной коры // Геологическая история, возможные механизмы и проблемы формирования впадин с субокеанической и аномально тонкой корой в провинциях с континентальной литосферой. Материалы 45 Тектонического совещания. М.:ГЕОС, 2013. С. 6–9.
2. *Акманова Д. Р., Осипова Н. А.* О взаимосвязи сейсмического и вулканического процессов на примере окраин Тихого океана // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007. № 2. С. 144–155.
3. *Викулин А. В., Мелекесцев И. В., Акманова Д. Р. и др.* Информационно-вычислительная система моделирования сейсмического и вулканического процессов как основа изучения волновых геодинамических явлений // Вычислительные технологии. Том. 17, № 3, 2012. С 34–54.
4. *Викулин А. В.* Физика волнового сейсмического процесса. Петропавловск-Камчатский: КГПИ, 2003. 150 с.
5. *Викулин А. В.* Физика Земли и геодинамика. Петропавловск-Камчатский: КамГУ им. Витуса Беринга, 2009. 463 с.
6. *Викулин А. В., Акманова Д. Р., Осипова Н.А и др.* Периодичность катастрофических извержений и их миграция вдоль окраины Тихого океана // ВЕСТНИК КамчатГТУ, 2009. №10. С. 7–17.
7. *Витязев В. В.* Спектрально-корреляционный анализ равномерных временных рядов: учеб. пособие. СПб.: Изд-во С. -Петерб. ун-та, 2001. 48 с.
8. *Писаренко В. Ф., Родкин М. В.* Распределения с тяжелыми хвостами: приложения к анализу катастроф. М.: ГОЕС, 2007. 242 с. (Вычислительная сейсмология; Вып. 38).
9. *Хаин В. Е., Халилов Э. Н.* Пространственно-временные закономерности сейсмической активности. Бургас: SWB, 2008. 304 с.
10. ITDB/WLD — Integrated Tsunami Database for the World Ocean, Version 5,16 *of* July 31, 2007. — 2007 (CD-ROM, Tsunami Laboratory, ICMMG *SB* RAS, Novosibirsk).
11. *Vikulin A. V., Akmanova D. R., Vikulina S. A., Dolgaya A. A.* Migration of seismic and volcanic activity as display of wave geodynamic process // Geodynamics & Tectonophysics. Vol. 3. Issue 1. 2012. P. 1–18.

УДК 550.34+551.21

В. А. Дрознин[1], С. Я. Дрознина[2]

[1] *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский e-mail: dva@emsd.ru*

[2] *Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский e-mail: sva07@emsd.ru*

Пространственно временное распределение землетрясений при трещинном Толбачинском извержении им. 50-летия ИВиС

По данным Лаборатории исследований сейсмической и вулканической активности КФ ГС РАН извержение началось 27 ноября 2012 г. 5:15:00 UTC. Демонстрируется, что пространственно-временное распределение эпицентров землетрясений в районе вулкана Плоский Толбачик с 1 августа 2012 г. по 28 февраля 2013 г. может быть описано в виде 4-х, практически не перекрывающихся, областей: 1 — основная, 2 — конусная, 3 — южная, 4 — северная. Для этого в периоде наблюдений выделен интервал времени за 27 ноября 2012 г. с 7:24 по 8:24 UTC. Эпицентры землетрясений до этого интервала располагаются в первой области, в течение интервала — во второй, а после интервала в третьей и четвёртой. Первая и вторая области вытянуты на СЗ, как и направление вулканического хребта вулкана Толбачик; третья и четвёртая расположены параллельно направлению ареальной зоны.

Ранний опыт предсказания извержений вулканов Толбачик и Ключевской по сейсмическим данным

Предыдущее извержение в этом районе началось в 21ч 45 мин 5 июля 1975 г. Место и время его начала было успешно предсказано [1, 7]. В ходе этого Большого Трещинного Толбачинского извержения были выполнены оправданные прогнозы ряда новых прорывов по сейсмическим данным.

Результаты исследований БТТИ и побочных извержений Ключевского вулкана позволили П. И. Токареву[1, 8] сделать вывод, что основными прогностическими признаками начала побочного и ареального извержения базальтовых вулканов является предваряющий рост числа землетрясений в месте прорыва и снижение количества и энергии землетрясений в рое за 1–3 дня до извержения. Так, например, по П. И. Токареву[1, 7] с 27 июня — 5 июля 1975 г. в течение 9 суток наблюдался предваряющий рой вулканических землетрясений. В некоторые дни регистрировалось более 50 событий с $K_S > 7{,}5$. В период с 21 ч 4 июля до 21ч 45 мин 5 июля на фоне слабого уровня сейсмической активности не было зарегистрировано ни одного землетрясения класса 7,5 и выше.

Сейсмичность района вулкана Плоский Толбачик в период 1 августа 2012 г. -28 февраля 2013 г.

По данным Лаборатории исследований сейсмической и вулканической активности КФ ГС РАН 26 ноября $\sim$ в 14:00 UTC начался рой землетрясений в районе вулкана Плоский Толбачик. 27 ноября в 05:15 стали регистрироваться сейсмические события, которые ассоциировали с началом Толбачинского извержения, с 08:00 UTC — вулканическое дрожание — возможное появление лавового потока. В 10:00 UTC из п. Козыревск сквозь облачность наблюдалось свечение и пепловые выбросы над кратером, пепел распространялся на Север, северо-запад.

Сейсмическая обстановка описываемого извержения не соответствовала предложенному П. И. Токаревым алгоритму прогноза. Первое усиление сейсмической активности замечено 9 сентября 2012 г., когда в районе вулкана Плоский Толбачик была зарегистрирована повышенная (или выше фонового уровня) сейсмичность. Понятия «фоновая» сейсмичность и «выше фона», используемые в КФ ГС для оценки состояния вулканов пояснены в работах [5, 6][1]. Далее в течение сентября –октября сейсмичность была на фоновом уровне. Следующее усиление было зафиксировано 10, 12, 13, 17 ноября, и после небольшого перерыва, повышенная сейсмичность, зарегистрированная 25 ноября, плавно переросла в рой вулканических землетрясений и далее никакой сейсмической паузы, предваряющей извержение, отмечено не было.

Землетрясения определяются временем, координатами эпицентра, глубиной гипоцентра, энергией. Землетрясения характеризуют некоторые области изменения свойств и поля напряжений. Например, на стыках тектонических плит, в геотермальных

[1] Ежедневно обновляемая информация об активности вулканов доступна по адресу http://www.emsd.ru/~ssl/monitoring/main.htm

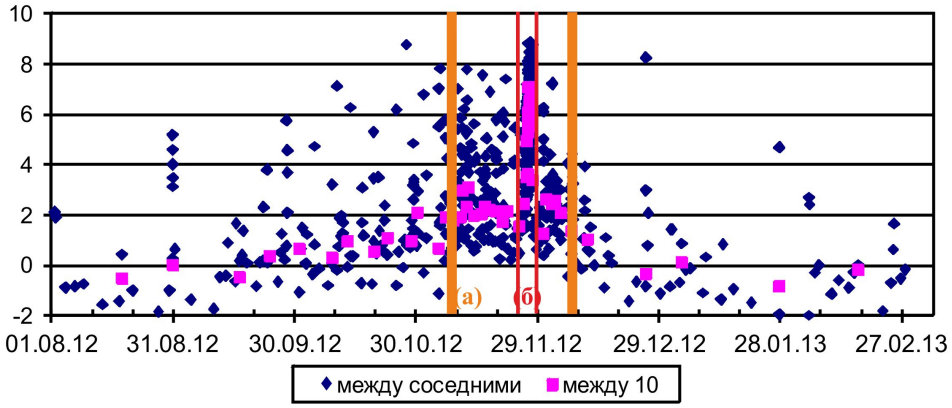


Рис. 1. Логарифм частоты землетрясений (величина обратная времени между каждым или между каждым десятым землетрясением). Выделяются два интервала изменения параметра: а) (большой) — с 08 ноября 2012 г по 07 декабря 2012 г.; б) (маленький) — с 26 ноября 2012 г. по 27 ноября 2012 г.

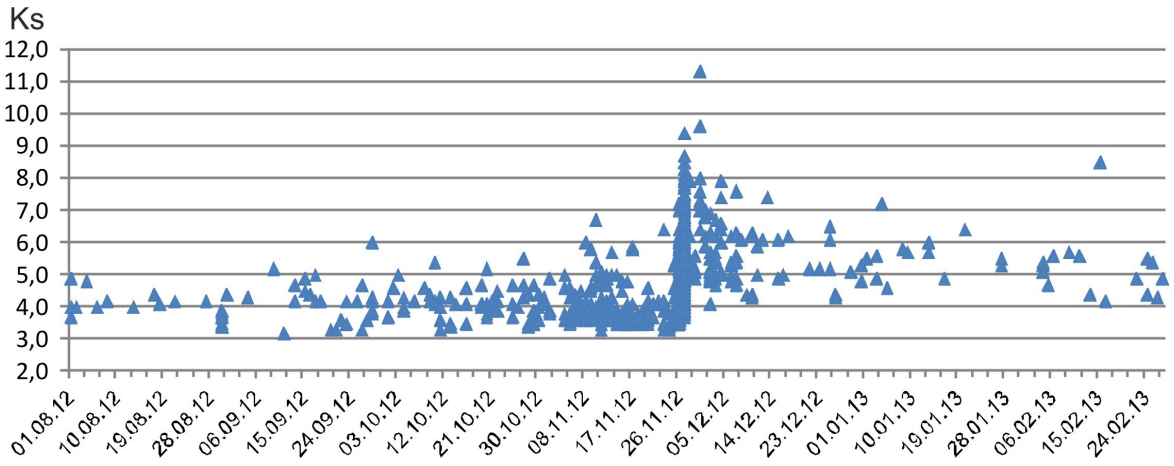


Рис. 2. Класс землетрясений.

резервуарах или в районах водохранилищ и т. п. При извержениях землетрясения предлагается коррелировать с движением, активизацией магмы.

Заметим, что нет автоматического алгоритма группировки землетрясений по месту и времени и их объединение зависит от воли интерпретатора.

Для сопоставления с подготовкой и ходом вулканического извержения во временном ряде выделяются отдельные интервалы времени, демонстрирующие существенное изменение параметра. Чаще всего используется частота извержений (или число извержений в сутки), перегибы в графике суммарной сейсмической энергии и т. п. На рис. 1 показано изменение логарифма частоты землетрясений (величина обратная времени между землетрясениями) со временем. На этом графике можно выделить интервал а) — 08 ноября 2012 г. – 07 декабря 2012 г. и интервал б) — 26 ноября 2012 г. – 27 ноября 2012 г. (рой землетрясений) как зоны существенного изменения параметра. До 8 ноября в районе вулкана Плоский Толбачик (в радиусе 20 км от вулкана) в основном происходили землетрясения с энергетическим классом $K_S = 4{,}0 \pm 1$ [9], рис. 2. К моменту начала извержения $\sim$ 05:15 27 ноября 2012 г. — наблюдался рост класса землетрясений. Наиболее сильное землетрясение с $K_S = 11{,}3$ произошло в Южной зоне (3) 30 ноября 2012 г.

Рассмотрим более подробно изменение логарифма частоты землетрясений в коротком промежутке времени — около трёх суток с начала роя вулканических землетрясений, рис. 3. Момент начала регистрации роя землетрясений показан чертой с цифрой 1, возможное начало извержения — чертой с цифрой 2, интервал времени, когда землетрясения регистрировались в межконусной области, показан цифрой 3. Наибольшее землетрясение ($K_S = 8{,}1$) в межконусной области произошло вне выделенного для данной зоны временного интервала в 05–38 UTC, рис. 4.

Для характеристики сейсмической обстановки в данной работе мы выделили интервал времени 1 августа 2012 г. — 28 февраля 2013 г., т. е. рассматривали четыре месяца до извержения и три месяца после его начала. На рис. 5 представлена карта эпицентров землетрясений, зарегистрированных в этот период и проекция гипоцентров на вертикальный разрез вдоль линии АВ. Для исследования выбран район с координатами: широта — 55,62–56,0°;

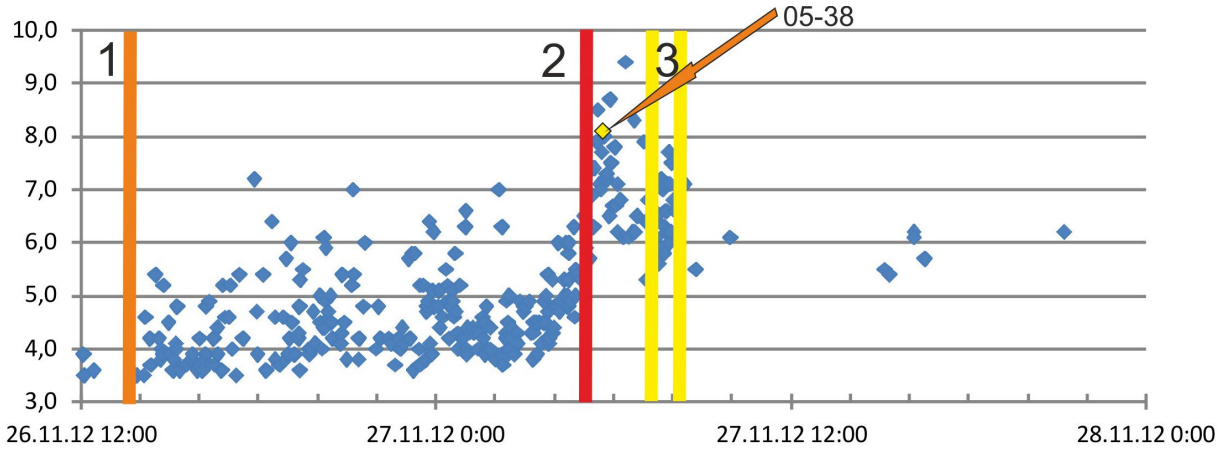


Рис. 3. Логарифм частоты землетрясений. 1 — начало роя землетрясений; 2 возможное начало извержения по сейсмическим данным; 3 — интервал времени, когда землетрясения регистрировались в конусной области 27 ноября 2012 г. 07:24 – 08:04 UTC.

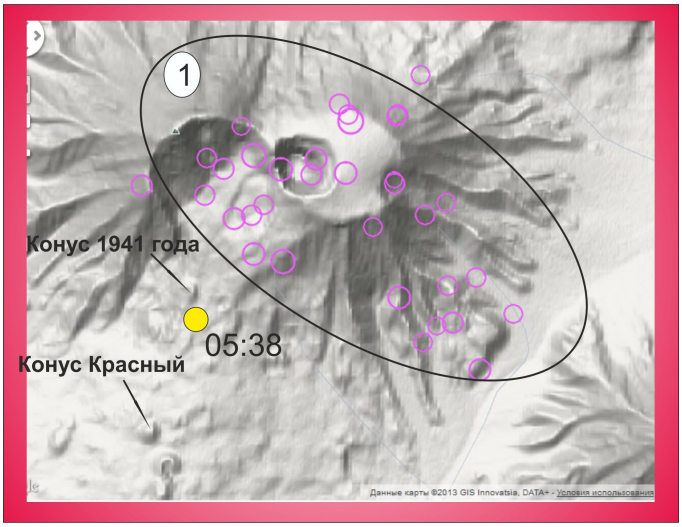


Рис. 4. Карта эпицентров землетрясений за 27 ноября 05:00–07:23 UTC.

Число землетрясений, зарегистрированных в выделенных областях в разные интервалы времени.

		основная	**межко-нусная**	**северная**	**южная**	**прочие**
до	август	16 (76%)	2	1	1	1
	сентябрь	26 (100%)	–	–	–	–
	октябрь	54 (80%)	1	6	3	3
	ноябрь (рой 26 ноября 2012 г. с 14:00)	446 (98%) (в т.ч. 270)	2 –	4 –	2 –	–
27 ноября 2012 г. 07:24–08:04		–	19 (82%)	4		1
после	ноябрь с 27 ноября 2012 г.	4	1	8 (40%)	7 (35%)	–
	декабрь 2012	1	2	28 (51%)	24 (44%)	5

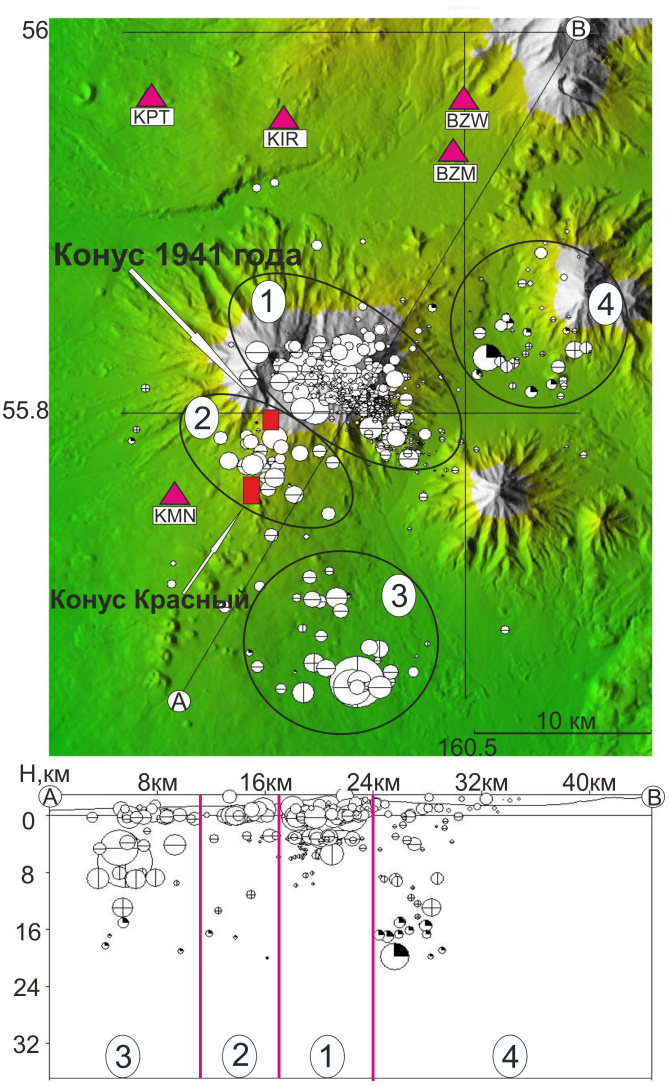


Рис. 5. А) Карта эпицентров землетрясений, зарегистрированных в районе вулкана Плоский Толбачик за период с 1 августа 2012 г. — 28 февраля 2013 г.; цифрами отмечены четыре выделенные зоны, треугольниками показаны сейсмические станции; Б) проекция гипоцентров на вертикальный разрез вдоль линии АВ.

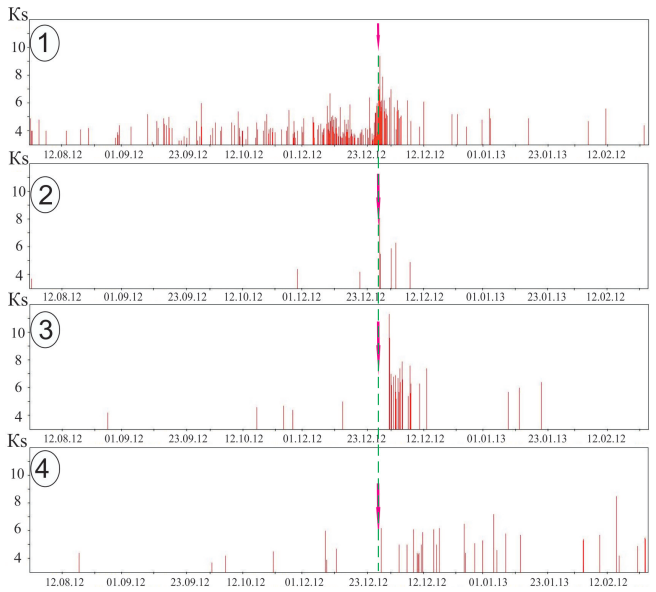


Рис. 6. Энергетический класс землетрясений для каждой выделенной на карте — рис. 5 зоны. Стрелкой отмечен момент времени 27,11.12 05:15 UTC — возможное начало извержения по сейсмическим данным.

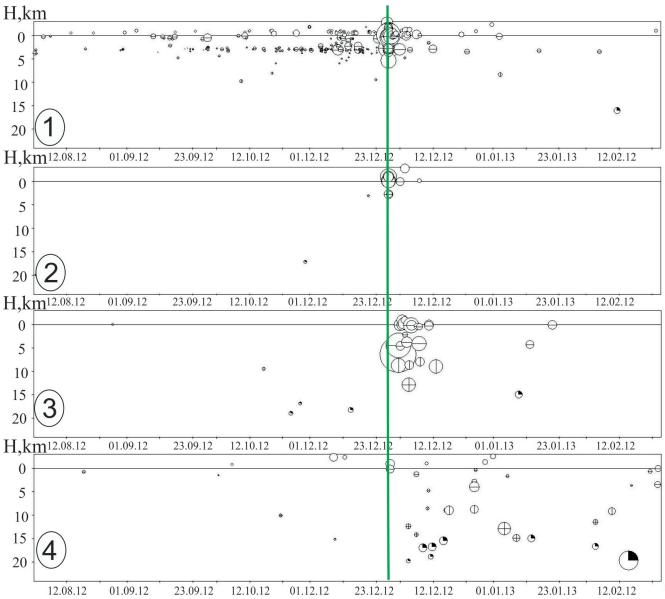


Рис. 7. Глубина землетрясений для каждой выделенной на карте — рис. 5 зоны. Чертой отмечен момент времени 27,11.12 05:15 UTC — возможное начало извержения по сейсмическим данным.

долгота — 160,15–160,7°. Пространственно-временное распределение эпицентров землетрясений в районе вулкана Плоский Толбачик нами описано в виде 4-х, практически не перекрывающихся, областей: 1 — основная, 2 — межконусная, 3 — южная, 4 — северная. Для этого в периоде наблюдений выделен интервал времени за 27 ноября 2012 г. с 07:24 по 08:04 UTC. Эпицентры землетрясений до этого интервала располагаются в первой области, в течение интервала — во второй, а после интервала в третьей и четвёртой. Первая и вторая области вытянуты на СЗ, как и направление вулканического хребта вулкана Толбачик [4]; третья и четвёртая расположены параллельно направлению ареальной зоны. В табл. 27 показано число землетрясений, которые не отвечают установленной закономерности: их эпицентры попадают в чужую зону. На рис. 6 и 7 представлены класс землетрясений, и глубина во времени отдельно для каждой выделенной зоны. Сами зоны отмечены кругами на карте (рис. 5) и обозначены цифрами. На графиках хорошо видно, что каждой зоне соответствует свой временной интервал.

Представляет интерес сейсмичность в выделенных зонах за более длительный период.

Сейсмичность района вулкана Плоский Толбачик в период 1 января 1999 г. -31 июля 2012 г.

В 1996–1998 гг. были существенно улучшены условия сейсмологических наблюдений на Камчатке, в том числе и в районах действующих вулканов [2, 5, 6]. В результате в КФ ГС РАН с 1999 г. существует каталог вулканических землетрясений, который в настоящее время дополняется в режиме близком к реальному времени.

Карта общей сейсмичности за рассматриваемый период представлена на рис. 8. Для исследования выбран район с координатами: широта — 55,62–56,0°; долгота — 160,15–160,7°. Также показано расположение сейсмических станций и положение активных конусов: конус, образовавшийся при извержении в 1941 г. и конус Красный. Далее более подробно рассмотрим сейсмичность в каждой выделенной нами ранее зоне. На рис. 9 показана карта эпицентров землетрясений, проекция гипоцентров на вертикальный разрез вдоль линии АВ и графики сейсмической активности для основной зоны (1). На протяжении всего периода наблюдается постепенное накопление энергии. Слабая сейсмичность в межконусной зоне (2) наблюдалась до 2005 г., рис. 10, далее регистрировались единичные землетрясения. Сейсмичность в южной зоне (3) представлена на рис. 11. В этот период там постоянно регистрируются землетрясения в диапазоне глубин от 0 до 24 км. Северная область (4) отличается компактным расположением эпицентров землетрясений, рис. 12. Усиление сейсмической активности на глубине 0–5 км наблюдалось в октябре 2006. На вертикальной проекции очагов отмечается некоторый наклон в сторону Плоского Толбачика.

Интерпретация

Следствием вулканических извержений является продуцирование на дневную поверхность глубинного вещества. Наличие такого, направленного вверх, да ещё иногда с большой (в сотни метров в секунду) скоростью выноса, предопределило поиск механизмов возникновения избыточного давления. Сжатие очага магмы тектоническими причинам можно назвать предположением о прямом возникновении избыточного давления. С. А. Академиком Федотовым развивается положение о возникновении избыточного давления при уменьшении плотности вещества во время плавления [10] (в т.ч., например, разогрев кислого очага инъекцией основной магмы). В рамках модели газлифта [3], также как и модели термолифта, общего избыточного давление не требуется.

В вертикальных потоках, в отличие от горизонтальных, необходимо в общем давлении не только учитывать потери на трение, но и нивелирную составляющую (аналог гидростатического давления). Так, при том же общем давлении нивелирующая составляющая может быть уменьшена, например, за счёт появления свободного газа, тогда перепад давления на трение может быть увеличен и обеспечит наличие вертикального потока. Очевидно, что такая модель процесса без роста давления существенно меняет представления о возможных деформациях на вулканах до и после извержения.

В рамках модели газлифта можно оценить соотношение наблюдаемой продукции и требуемого объёма очага. Заметим, что определение «жидкая лава» или «жидкий» лавовый поток не точен. По-видимому, многим при этом представляется течение расплавленного силикатного вещества. На самом деле происходит течение газированного расплава, вспененного расплава — суспензии. Запишем удельный вес γ газированного расплава в виде $\gamma = \gamma_ж(1-\varphi) + \gamma''\varphi$ через $\gamma_ж$ — плотность расплава, γ'' — плотность газа и φ — объёмную доля газа. Далее удельный вес газированного расплава γ будем выражать в виде $\gamma = \gamma_ж(1-\varphi)$, считая, что второе слагаемое незначительно. Будем полагать, что φ_0 — объёмная доля газа на поверхности. Изменение объёмной доли газа с глубиной, точнее с давлением P, выражается через атмосферное давление P_a: $\varphi = \varphi_0 P_a/P$. Полагая, что в результате извержения происходит выделение газа из расплава в свободную фазу, удельный вес уменьшается, на поверхности появится избыточный объём. Увеличение высоты колонны расплава при газировании можно записать в виде:

$$h_i = \frac{1}{g}\int\limits_{P_a}^{P_i+P_a}\left[\frac{1}{\gamma_ж\left(1-\varphi_0\frac{P_a}{P}\right)} - \frac{1}{\gamma_ж}\right]dP$$

или

$$h = \varphi_0 H_0 \ln\left[1 + \frac{H}{H_0(1-h_0)}\right]$$

где H_0 — высота слоя расплава, соответствующая атмосферному давлению. Например, при плотности расплава 2,5 г/см^3 — $H_0 = 4$ м; при 2,8 г/см^3 — $H_0 = 3{,}57$ м Объёмная доля газа в лаве на истоке, имеющей плотность 2,2 г/см^3, $\varphi_0 = 0{,}12 - 0{,}215$.

На рис. **??** показан расчёт увеличения высоты колонны расплава в зависимости от его положения: А) кривая h_1 получена при $\varphi_0 = 0{,}12$, $H_0 = 4$ м; кривая h_2 при $\varphi_0 = 0{,}215$, $H_0 = 3.57$ м. Увеличение высоты составляет всего 3–6 м. Причём увеличение колонны в основном происходит на первом километре. Если полагать, что то же объёмное содержание достигается не на поверхности, а глубже, например, при 10 атм, тогда интегрирование ведётся от уровня сепарации H_0 и увеличение высоты составит 20–40 м, рис. **??** Б). Так как требуется 4 м, то магматический очаг может быть представлен в виде интрузии, расположенной на выбранном уровне.

Площадь основной зоны распределения землетрясений ~ 75 км^2, а объём продукции извержения $\sim 0{,}3$ км^3. Если полагать, что область землетрясений соответствует области вспенивания расплава, то высота колонны должна увеличиться на 0,3/75 км = 4 м. Таким образом, по порядку соответствует расчёту.

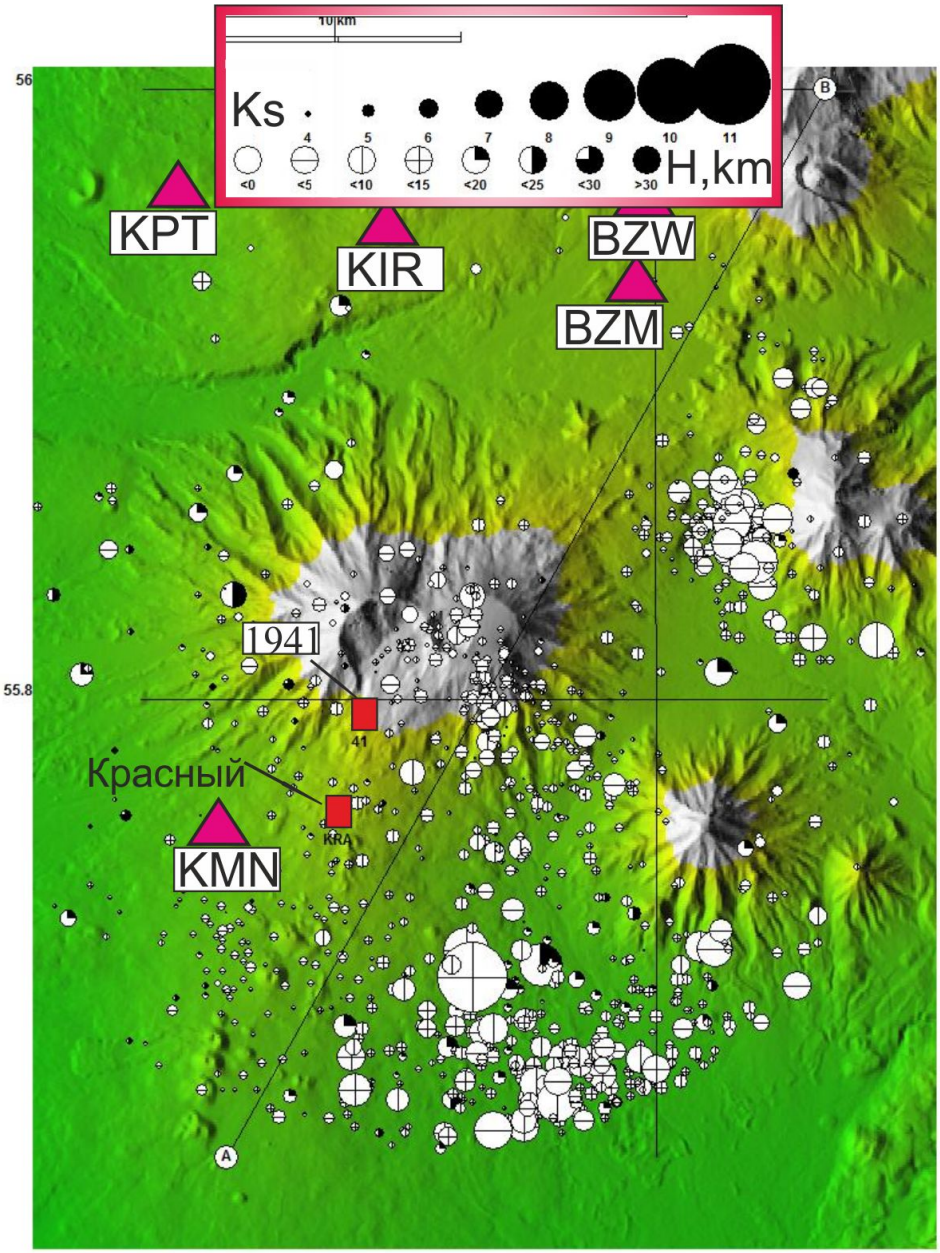


Рис. 8. Сейсмичность в районе вулкана Плоский Толбачик. Период наблюдений 1 января 1999 г. – 31 июля 2012 г. Треугольниками обозначены сейсмические станции, прямоугольниками — положение конусов 1941-го года и конуса Красный.

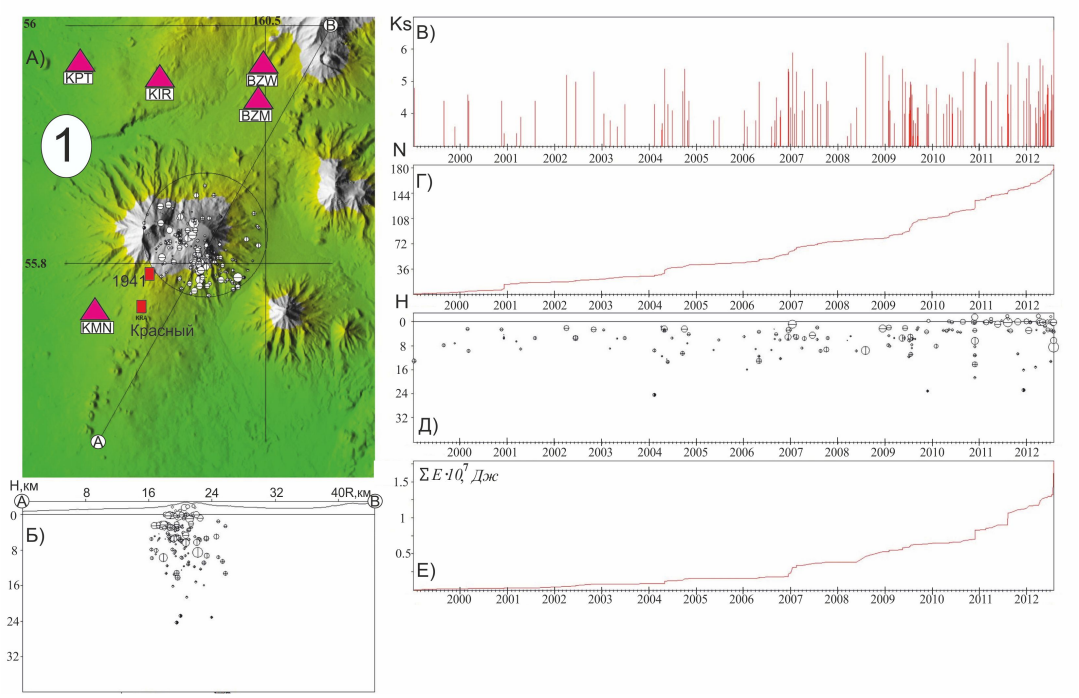


Рис. 9. Сейсмичность в основной (1) области за период 1 января 1999 г. — 31 июля 2012 г. А) Карта эпицентров землетрясений; Б) проекция гипоцентров на вертикальный разрез вдоль линии АВ; В) энергетический класс по S-волне; Г) кумулятивное количество землетрясений; Д) глубина гипоцентров, км; Е) кумулятивная энергия, Дж.

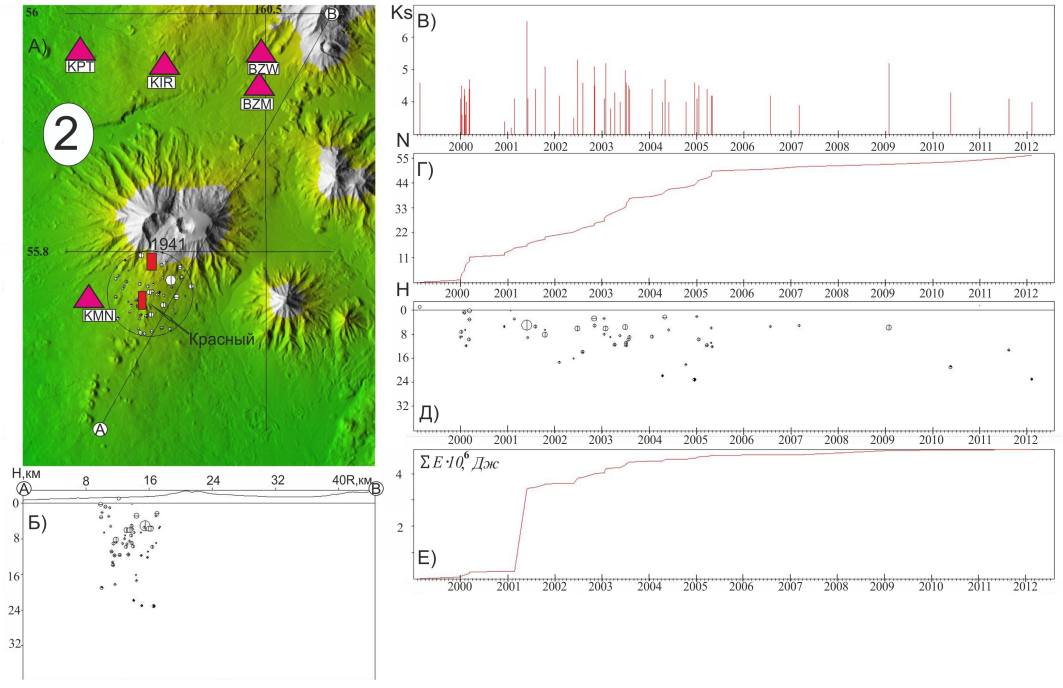


Рис. 10. Сейсмичность в конусной (2) области за период 1 января 1999 г. — 31 июля 2012 г. А) Карта эпицентров землетрясений; Б) проекция гипоцентров на вертикальный разрез вдоль линии АВ; В) энергетический класс по S-волне; Г) кумулятивное количество землетрясений; Д) глубина гипоцентров, км; Е) кумулятивная энергия, Дж.

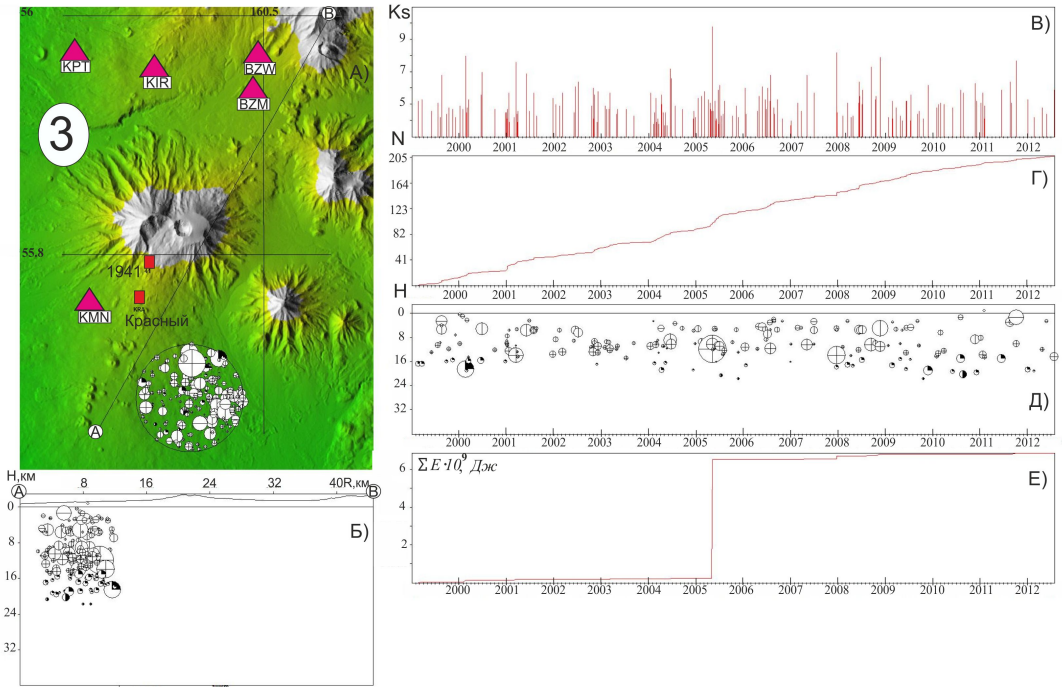


Рис. 11. Сейсмичность в южной (3) области за период 1 января 1999 г. — 31 июля 2012 г. А) Карта эпицентров землетрясений; Б) проекция гипоцентров на вертикальный разрез вдоль линии АВ; В) энергетический класс по S-волне; Г) кумулятивное количество землетрясений; Д) глубина гипоцентров, км; Е) кумулятивная энергия, Дж.

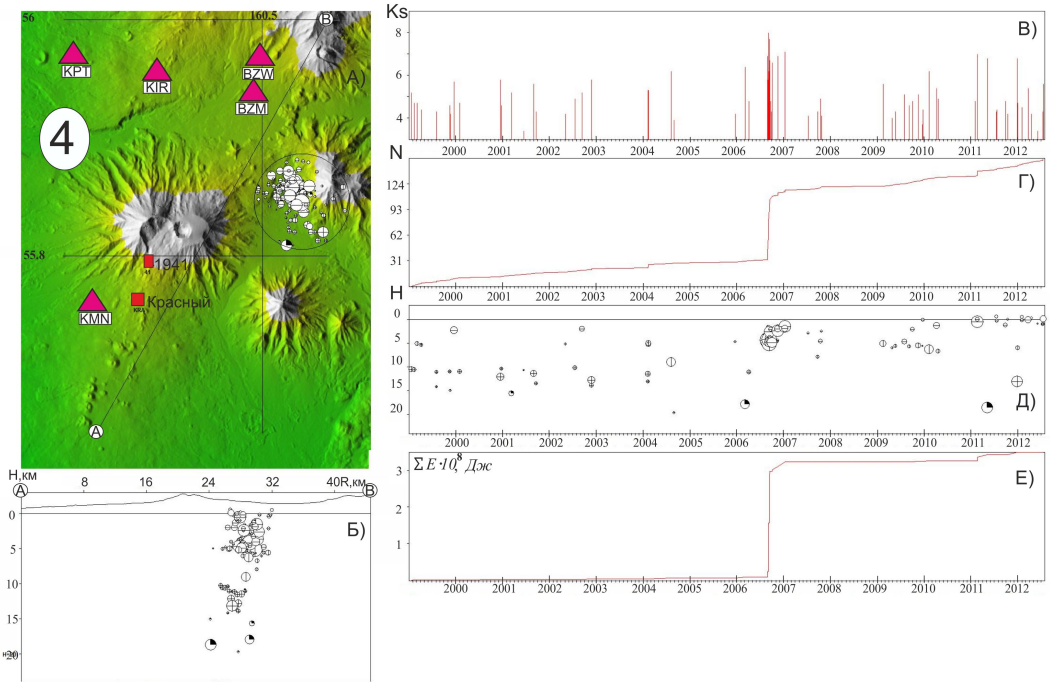


Рис. 12. Сейсмичность в северной (4) области за период 1 января 1999 г. — 31 июля 2012 г. А) Карта эпицентров землетрясений; Б) проекция гипоцентров на вертикальный разрез вдоль линии АВ; В) энергетический класс по S-волне; Г) кумулятивное количество землетрясений; Д) глубина гипоцентров, км; Е) кумулятивная энергия, Дж.

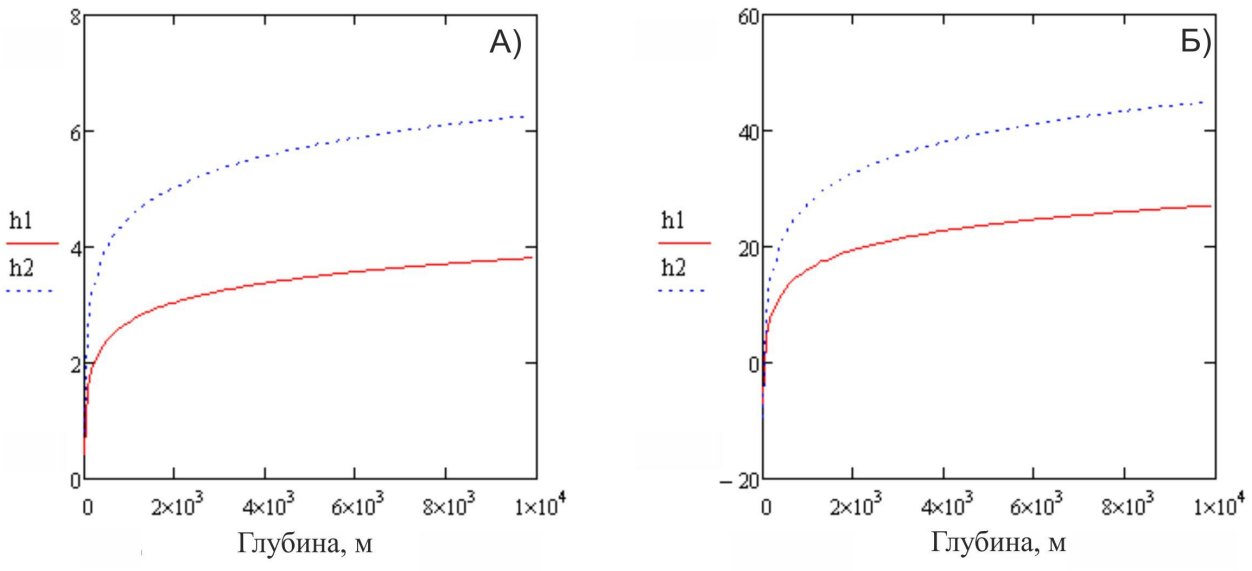


Рис. 13. Увеличение высоты колонны расплава в зависимости от уровня сепарации Но. А) $h1$ — при $\varphi_0 = 0{,}12$, $H_0 = 4$ м; $h2$ — при $\varphi_0 = 0{,}215$, $H_0 = 3.57$ м.; Б) $h1$ при $\varphi_0 = 0{,}12$, $H_0 = 40$ м; $h2$ при $\varphi_0 = 0{,}215$, $H_0 = 35{,}7$ м.

Заключение

В распределении эпицентров землетрясений, связанных с трещинным Толбачинским извержением им. 50-летия ИВиС, выделены четыре зоны: основная — предваряющая извержение и, по-видимому, определяющая область магматического питания; межконусная — характеризующая динамические процессы образования эруптивных центров; южная и северная — вероятно связаны с региональной сейсмической активностью.

Список литературы

1. Большое трещинное Толбачинское извержение (1975–1976 гг., Камчатка). М.: Наука, 1984. 638 с.
2. *Гордеев Е. И., Чебров В. Н., Дрознин Д. В. и др.* Сбор, обработка и хранение сейсмологической информации // Комплексные сейсмологические и геофизические наблюдения на Камчатке. Петропавловск-Камчатский: КОМСП ГС РАН, 2004. С. 43–61.
3. *Дрознин В. А.* Физика вулканического процесса. М.: Наука. 1980. 92 с.
4. *Леонов В. Л.* Вулканические хребты: морфология, ориентировка, значение для геотермии // Геотермальные и минеральные ресурсы областей современного вулканизма (материалы Междунар. полевого Курило-Камчатского семинара, 16 июля — 6 августа 2005 г.) / Гл. ред. Рычагов С. Н.. — Петропавловск-Камчатский, «ОТТИСК», 2005. С. 171–180
5. *Сенюков С. Л.* Мониторинг активности вулканов Камчатки дистанционными средствами наблюдений // Комплексные сейсмологические и геофизические исследования на Камчатке. Петропавловск-Камчатский, 2004. С. 279–291.
6. *Сенюков С. Л.* Мониторинг и прогноз активности вулканов Камчатки по сейсмологическим данным в 2000–2010 гг. //Вулканология и сейсмология. 2013. № 1. С. 96–108.
7. *Токарев П. И.* Предсказание места и времени начала Большого трещинного Толбачинского извержения в июле 1975 г. // ДАН. 1976. Том. 229. № 2. С. 439-442.
8. *Токарев П. И.* Прогноз побочного извержения вулкана Ключевской в марте 1983 г. // Вулканология и сейсмология. 1983. № 5. С. 3-8.
9. *Федотов С. А.* Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М.: Наука, 1972. 117 с.
10. *Федотов С. А.* Магматические питающие системы и механизм извержений вулканов. М.: Наука 2006, 455 с.

Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога
«Вулканизм и связанные с ним процессы»

Петропавловск-Камчатский
ИВиС ДВО РАН, 2013

УДК 550.382.3, 551.21

А. Г. Зубов, В. В. Ананьев

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

О методике определения глубин магматических палеоочагов по составу и магнитным свойствам титаномагнетитов

На двух вулканах испробован титаномагнетитовый метод определения глубин магматических очагов. По температуре Кюри образцов тефры Авачинского вулкана выявлено, что андезитовый магматический очаг $\sim$ 5 т. л. н. предположительно имел глубину 18 ± 7 км, а андезибазальтовый $\sim$ 3 т. л. н. — 32 ± 6 км. Глубина очага, определённая тем же методом по лаве Трещинного Толбачинского извержения им. 50-летия ИВиС — 47 ± 5 км. Это несколько отличается от результата, полученного нами по микрозондовому элементному составу лавового образца, отобранного с этого извержения несколько ранее — 35 ± 6 км. Различие возможно либо из-за дифференциации магмы, либо это ошибка метода, связанная с недостаточной представительностью отбора образцов. Приводятся данные других авторов по Камчатке и Курильским островам.

Введение

Как известно, в большинстве случаев магма поступает из глубин на поверхность не сразу, а с остановками в промежуточных камерах — магматических очагах. Выстаиваясь какое-то время в этих очагах, магма приходит в новое термодинамическое и химическое равновесие в другом окружении и условиях. Таких очагов на пути магмы может быть несколько. Магматические очаги недоступны для прямых наблюдений, но они являются частью вулканического аппарата, и вулканология очень нуждается в информации о них по каждому конкретному вулкану для понимания механизмов извержений и прогноза. Наиболее применяемые способы определения наличия и глубин расположения современных магматических очагов — геофизические. Петрологические же методы могут дать информацию не только о современных, но и о древних, даже давно остывших очагах, используя сведения о составе продуктов извержения. При этом учитывается, что этот состав непосредственно связан с условиями пребывания в последнем магматическом очаге.

С целью определения глубины магматических очагов в этой работе изучаются магнитные свойства и состав титаномагнетитов (ТМ), присутствующих в вулканических породах. Любой петрологический (в т.ч. и петромагнитный) метод определения глубин очагов основывается на допущении сохранения в отобранных образцах породы информации о глубинных параметрах, «записанных» в составе и свойствах пришедшего из глубин вещества. Поэтому необходимо каким-то образом учитывать и, по-возможности, контролировать соблюдение некоторых важных очевидных допущений [2]:

1) магма в последнем перед выходом на поверхность очаге успела прийти в устойчивое термодинамическое состояние и химический баланс с окружающей средой;

2) магма из последнего равновесного очага поднялась на поверхность достаточно быстро, не успев при транзите изменить свой химический состав;

3) на поверхности вытекшая лава достаточно быстро остыла, законсервировав своё минералогическое состояние;

4) за время до момента отбора остывшая лава сумела сохранить свой минералогический состав.

Первые два пункта напрямую проконтролировать невозможно. Третий пункт может нарушаться в лавовых потоках (озёрах), остывавших медленно из-за очень больших объёмов. Для контроля влияния окислительных процессов при остывании используется сравнительный петрологический анализ образцов одного извержения, остывших в разных окислительных условиях, то есть разного происхождения и залегания. Для контроля четвёртого пункта детально анализируется минералогический состав вещества на предмет выявления структур распада или других признаков нарушения минералогической сохранности ТМ.

ТМ представляет собой изоморфный твёрдый раствор, основными компонентами которого являются магнетит и ульвошпинель. Подобные твёрдые растворы с падением температуры могут становиться неустойчивыми и распадаться на другие более устойчивые компоненты. Для изучения глубин очагов в случае неглубокого распада обычно

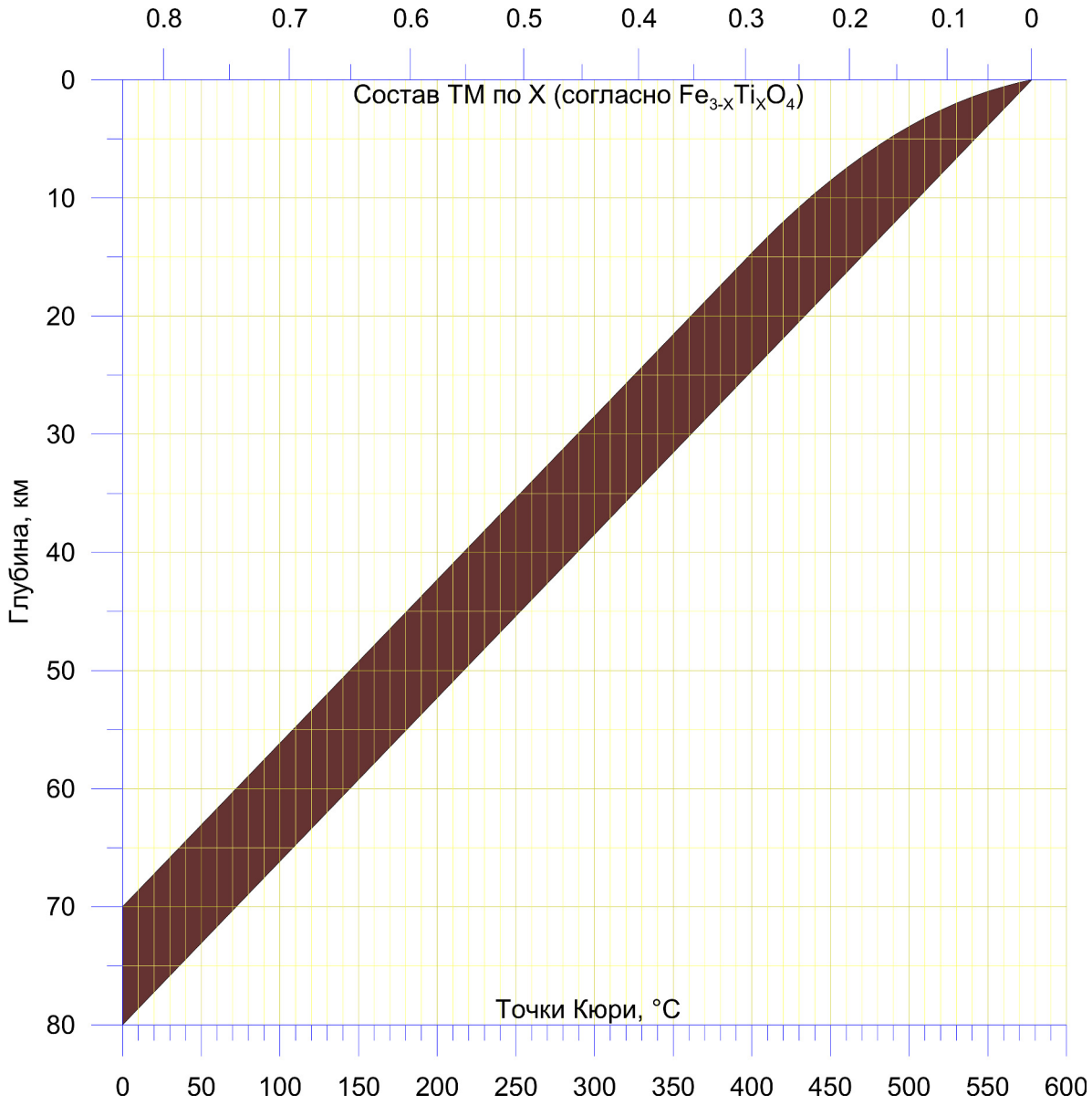


Рис. 1. Номограмма для определения глубины магматического очага по магнитным свойствам T_C и составу X первично-магматических титаномагнетитов вулканических пород [14].

используется процедура гомогенизации твёрдого раствора путём выдержки образцов в аргоне при Т ~1000° С [9]. Это позволяет вернуться к состоянию ТМ, близкому к исходному. После извержения в процессе своего дальнейшего существования ТМ в породах нередко подвергается окислению, которое может быть как однофазным (с переходом части двухвалентного железа в трёхвалентное при сохранении структуры), так и гетерофазным (с распадом твёрдого раствора). При окислении информация о глубинных условиях искажается. Окисленные образцы лучше исключать из анализа, но в некоторых случаях и для них ситуация поддаётся коррекции.

Основой для разработки описываемой методики определения глубин магматических очагов стали лабораторные исследования в разных лабораториях физико-химических свойств ТМ и гемоильменитов при различных термодинамических условиях: высоких температурах, варьирующих окислительных условиях fO_2 и содержаниях влаги [11]. Выявленную возможность называют «геотермометр — кислородный барометр Баддингтона-Линсли». Поскольку, как правило, по мере уменьшения глубины окислительная обстановка меняется, то наиболее зависимым в этом случае параметром является fO_2. Менее зависимы от глубины температура поднимающейся магмы и другие не столь важные параметры. По сочетанию лабораторных и геофизических данных была получена зависимость температуры Кюри (T_C) или химического состава ТМ через параметр X от глубины очага (рис. 1)[13, 14, 15]. Правда, точность определений глубин невелика, поскольку в географически разных местах главный зависимый от глубины параметр fO_2 может существенно ва-

рьировать из-за разной проницаемости среды для жидких или газообразных окисляющих флюидов, да и остальные параметры могут меняться по-разному. Но в целом закономерность уменьшения содержания титана в ТМ с уменьшением глубины залегания резервуара с равновесной магмой в некоторых границах соблюдается, и такая информация весьма ценна.

Авачинский вулкан

С целью поиска петромагнитных признаков идентификации маркирующих горизонтов района Авачинско-Корякской группы вулканов был проведён термомагнитный анализ (ТМА) нескольких образцов тефры Авачинского вулкана, любезно предоставленных нам Л. И. Базановой. По сравнению с лавой тефра имеет преимущество в том, что она остывает несравнимо быстрее, что способствует сохранению глубинного химического состава из-за более короткого контакта с атмосферным кислородом в нагретом состоянии. С другой стороны, повышенная газопроницаемость тефры улучшает условия для окисления минералов. Практика показала, что при ТМА мелкого (<0,1 мм) вулканического пепла фиксируется в основном магнетит, как продукт разрушения ТМ [7, 10]. То есть влияние атмосферного кислорода пагубно для ТМ остывающих мелких вулканических продуктов. В нашем эксперименте изучалась тефра естественного гранулометрического состава. Лишь в некоторых случаях пришлось слегка раздробить образцы со слишком крупной фракцией, чтобы порошок поместился в пространстве измерительного контейнера прибора. Очень мелкой фракции практически не было, поскольку образцы отбирались достаточно близко от вулкана, где из-за гравитационно-эоловой дифференциации выпадает грубая составляющая.

Это и отразилось на температурных графиках магнитной восприимчивости, полученных во ВНИГРИ на чешском каппа-мосте с печью. В результате вырисовалась чёткая картина однофазного состава исходного ферримагнитного материала (рис. 2). Для большинства образцов магнитная компонента оказалась устойчивой к нагревам, что видно по близости кривых нагрева и охлаждения при первом нагреве. При повторном нагреве из-за химической стабилизации минерального состава близость кривых ещё заметнее. Менее устойчивые к нагревам образцы 0940/3, 09152/14 и 6630/9 были отобраны в разных местах. Они были взяты на испытание именно с целью попробовать найти характерные свойства, подтверждающие их общее происхождение от одного извержения. По графикам ТМА все образцы разбились на две группы с довольно кучными результатами. T_C определялись как точки максимальной крутизны спада на кривой ТМА первого нагрева. В одной группе T_C = 305–320° С, в другой T_C = 400–425° С. Выяснилось, что и по составу эти образцы существенно отличаются. В первую группу попали андезибазальты извержений, произошедших 2,4–3,0 т. л. н., согласно радиоуглеродным данным, во вторую — андезиты с возрастом 5,2–5,3 т. л. н. по радиоуглеродному датированию [3, 5].

Кроме ТМА, других анализов ферромагнитных материалов не проводилось. Тем не менее малый разброс T_C в группах говорит об однородности и гомогенности магнетиков, образовавшихся в равновесной среде каждого из двух разных очагов. Процессы распада или окисления ТМ не могут происходить синхронно и должны были бы дать более широкий разброс данных. Следовательно, в нашем случае можно рассчитывать на сохранение в изученных образцах информации о глубинных условиях. Воспользовавшись рис. 1, получаем расчётные глубины магматических очагов для изученных андезитов $H = 18 \pm 7$ км и для более молодых андезибазальтов $H = 32 \pm 6$ км.

Трещинное Толбачинское извержение имени 50-летия ИВиС ДВО РАН

Когда на традиционной конференции 2013 г., посвящённой Дню вулканолога, была озвучена информация о том, что в лаве происходящего Трещинного Толбачинского извержения им. 50-летия ИВиС (ТТИ50) обнаружены алмазы и включения самородных металлов: меди, железа и алюминия, стало понятно, что в лаве среда имеет восстановительный потенциал, характерный для больших глубин. Учитывая, что по современным представлениям алмазы могут образовываться при давлениях, которые присутствуют на глубинах больших 50 км, получаем ещё один довод в пользу глубинности происхождения магмы. Появилась идея проверить как сработает титаномагнетитовый метод определения глубины последнего магматического очага.

С этой целью был проведён ТМА образца (отбор 11 января 2013 г., N55.75 792°, E160.32 050°), отобранного из текущего лавового потока ТТИ50. Температурная кривая магнитной восприимчивости, снятая В. В. Поповым во ВНИГРИ, показывает практическую стабильность магнитных минералов при нагреве до 350° С (рис. 3a). При более высоких температурах заметны сильные химические изменения магнитных минералов в процессе нагрева на воздухе (рис. 3a и 3b). Благодаря эффекту Гопкинсона, очень чётко определяется температура Кюри исходного ферромагнетика $T_C = 206 \pm 2°$ С. К сожалению, это пока наш единственный результат ТМА по этому извержению. Согласно ему глубина магматического очага, которой соответствует состав ТМ данного образца $H = 47 \pm 6$ км. В пределах точности ТМА в образце не обнаружено присутствия самородного железа.

С этим результатом можно сравнить данные микрозондового анализа ТМ из другого, более раннего потока этого же извержения (отбор 9 декабря 2012 г., N55.74 561°, E160.13 208°). Изображения в электронном микроскопе дают картину однородных зёрен ТМ без признаков

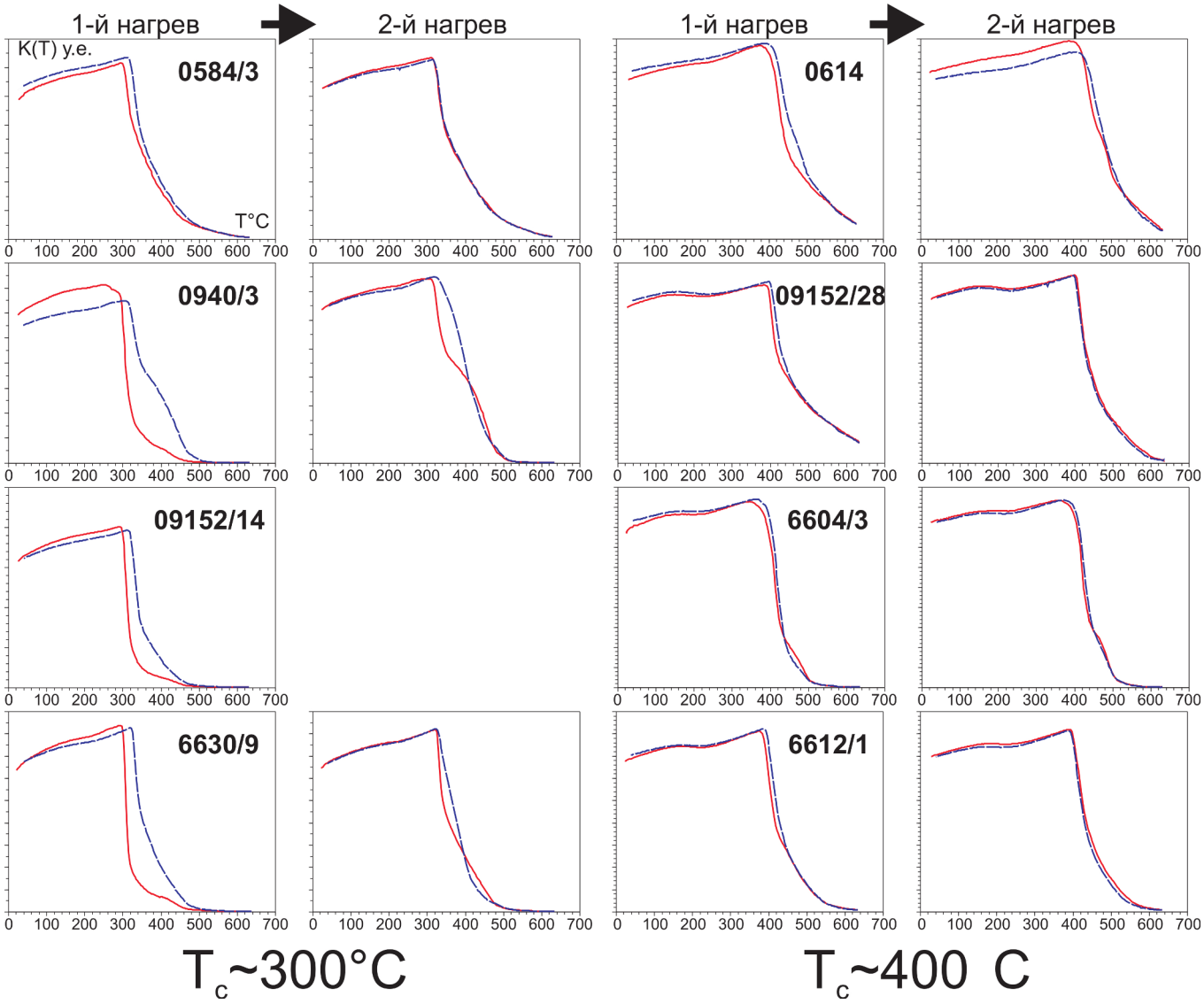


Рис. 2. Температурная зависимость магнитной восприимчивости для андезибазальтов ($T_C \sim 300^\circ$ C) и андезитов ($T_C \sim 400^\circ$ C) Авачинского вулкана. Сплошная линия — нагрев, прерывистая — охлаждение.

разложения или окисления. В табл. 1 представлены довольно кучные данные химического состава 9 зёрен ТМ. Расчёт трёхвалентного железа сделан в соответствие со стехиометрией ТМ.

Поскольку в ТМ состав и T_C однозначно связаны [12], по составу ТМ тоже можно определить глубину магматического очага, воспользовавшись всё той же номограммой на рис. 1. Параметр X, характеризующий состав ТМ, входит в общую формулу ТМ: $Fe_{3-X}Ti_XO_4$. Подсчитать X по составу ТМ можно разными способами: 1) по относительному весовому количеству TiO_2 (или просто Ti), 2) по соотношению весов TiO_2/FeO^* (здесь общее железо, пересчитанное на FeO) или 3) по модели твёрдого раствора ТМ с учётом изоморфного замещения Fe^{2+} на Mg^{2+} или Mn^{2+}, а Fe^{3+} на Al^{3+} и Cr^{3+}.

Номограмма для подсчёта X первым и вторым способом приводится в работе [12]. Проще посчитать этот параметр по формулам:

1) $X = 28{,}9/(10/RW(TiO_2) + 1)$, где $RW(TiO_2)$ — относительный вес TiO_2 в зерне ТМ.

2) $X = 3/(1{,}111/K + 1)$, где K — соотношение весов TiO_2/FeO^*, $K = W(TiO_2)/W(FeO^*)$.

Если первый способ основывается на модели идеального кристалла ТМ без учёта изоморфных примесей, т. е. только из ульвошпинели $Fe_2^{2+}TiO_4$ и магнетита $Fe^{2+}Fe_2^{3+}O_4$, то в третьем принимается во внимание наличие в структуре шпинели других изоморфных катионов, прежде всего Mg, Mn и Al, Cr, наличие которых изменяет соотношение магнетитового и ульвошпинелевого миналов. Используя формульные единицы и исходя из количества Ti, вычисляем количество Fe^{2+}, которое связано с миналом ульвошпинели. Вычисляем остаток Fe^{2+}, и сравниваем его с количеством Fe^{3+}, проверяя какое железо находится в избытке при построении магнетитового минала по стехиометрии. Если в избытке Fe^{2+}, его избыток соотносим с присутствующими Al и Cr

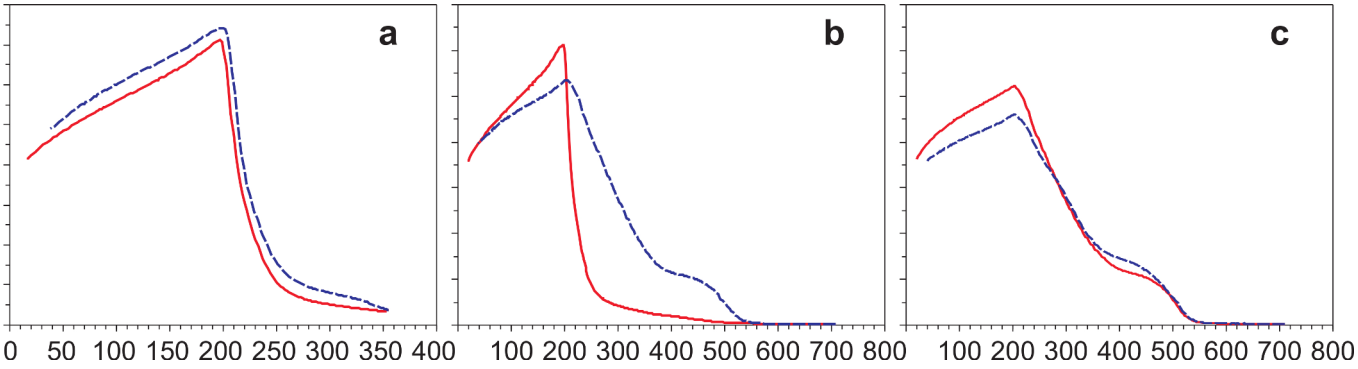


Рис. 3. Температурная зависимость магнитной восприимчивости для образца лавового потока ТТИ50. *a* — нагрев до 350° С, *b* — первый нагрев новой порции до 700° С, *c* — второй нагрев до 700° С. Условные обозначения линий как на рис. 2.

Таблица 1. Химический состав зёрен ТМ образца по микрозондовому анализу. Разделение Fe по валентностям вычислено по стехиометрии ТМ.

зерно	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	**Sum**
3S5	0,00	11,48	6,84	1,51	39,83	34,96	0,42	4,89	0,00	0,00	0,00	99,93
6S4	0,00	10,69	6,34	3,33	39,05	33,86	0,38	4,82	0,00	0,00	0,00	98,47
6S5	0,00	10,62	5,94	3,49	39,46	34,31	0,43	4,46	0,00	0,00	0,00	98,70
7S3	0,00	12,00	5,92	1,45	39,97	35,92	0,50	4,49	0,00	0,00	0,00	100,24
12S3	0,00	15,21	3,43	0,00	38,08	39,12	0,46	4,11	0,00	0,00	0,00	100,40
17S3	0,00	13,65	4,45	0,00	40,37	37,79	0,40	4,30	0,00	0,00	0,00	100,95
19S4	0,00	13,40	4,58	0,00	40,94	37,25	0,35	4,57	0,00	0,00	0,00	101,09
20S4	0,00	12,63	4,92	0,00	41,61	36,33	0,32	4,63	0,00	0,00	0,00	100,45
23S3	0,00	13,01	4,69	0,00	40,36	36,67	0,30	4,43	0,00	0,00	0,00	99,46
среднее	0	12,5	5,2	1,1	40,0	36,2	0,40	4,52	0	0	0	99,96
ср.кв. откл.	±0	±0,5	±0,3	±0,5	±0,3	±0,5	±0,02	±0,08	±0	±0	±0	±0,29

и ведём расчёт магнетитового минала по количеству Fe^{3+}. В другом случае избыток Fe^{3+} соотносим с Mg и Mn и минал расчитываем по Fe^{2+}. Подсчитываем по стехиометрии количество кислорода, связанного с вычисленным количеством железа и титана в ульвошпинели и магнетите. Далее нормируем полученные формульные единицы на 4 атома кислорода. Тогда количества общего железа и титана будут соотноситься как $3 - X$ и X. Отсюда находим искомое X.

Мы рассчитали величину X всеми тремя способами и получили такие результаты: 1) $X = 0{,}35 \pm 0{,}01$; 2) $X = 0{,}40 \pm 0{,}01$; 3) $X = 0{,}45 \pm 0{,}01$. В последнем варианте по стехиометрии учтён избыток Fe^{3+} во всех зёрнах, и расчёт проведён по количеству Fe^{2+}. Учитывая связь T_C с составом ТМ [12], можно получить значение X для образца, прошедшего ТМА: $X = 0{,}56 \pm 0{,}01$. В чём же причины такого расхождения данных по составу зёрен? Разброс результатов можно объяснить несовершенством применяемых моделей. Из всех вариантов наиболее правильным, скорей всего, является третий, учитывающий влияние примесей. А существенное отличие его от данных ТМА может объясняться тем, что образцы на самом деле разные. Хотя они вынесены на поверхность одним извержением, но принадлежат разным потокам, вытекшим в разное время. То есть и порции магмы, породившие эти образцы, могли появиться из разных глубин или их лавовые потоки могли по-разному окислиться на поверхности. Поэтому для определения глубин магматических очагов оставляем третий вариант расчёта X и результат ТМА.

Итак, $H_X = 35 \pm 6$ км и $H_{TMA} = 47 \pm 6$ км.

Обсуждение результатов

Хотя петрологические способы оценки глубин магматических очагов не обещают высокой точности, но даже такая информация весьма востребована. А как метод изучения палеоочагов эти способы не имеет конкурентов.

В этих исследованиях в результате ТМА образцов тефры Авачинского вулкана выявлены возможные магматические очаги, разные для андезитового и андезибазальтового периодов действия вулкана. Ранее комплексом геофизических методов [8] было

Таблица 2. Глубины очагов камчатских и курильских вулканов по петромагнитным данным других авторов.

Место отбора	T_C, $^\circ$**C [источник]**	**Глубина очага в оригинале, км**	**Глубина очага по рис. 1, км**
в. Ильинский, ранние извержения	250–275 [2]	—	32–45
в. Кошелева, поздние извержения	300–400 [2]	20–40	15–38
о. Парамушир	350–375 [2]	—	18–32
о. Симушир	250 [2]	45–55	35–45
о. Кунашир (Тятя, Головнина, Менделеева)	250 [2]	45–55	35–45
в. Толбачик	275 [9]	—	32–42
	250–275 [1]	—	32–45
БТТИ Северный прорыв	350 [9]	30–40	22–32
БТТИ Южный прорыв	220 [9]	30–40	40–50
в. Ключевской, главный конус	275 [9]	—	32–42
в. Ключевской, по пеплам	350–400 [7]	—	15–32
в. Шивелуч, по пеплам	430–450 [7]	—	9–20

установлено наличие периферического магматического очага на глубине 1,5–3 км под Авачинским вулканом. Так как петрологический метод даёт информацию о последнем перед излиянием магматическом очаге, это означает, что согласно нашим данным ещё 2,4 т. л. н. периферического очага не было, либо он был транзитным, кратковременным. С учётом планов практического использования периферического очага под Авачинским вулканом для добычи тепла и полезных ископаемых следует уделить большее внимание изучению природы выявленной неоднородности под вулканом. В свете этого петромагнитное изучение лавы извержения Авачинского вулкана 1991 г. для выяснения глубины её источника кажется совершенно необходимым.

Геофизические методы также выделяют под Авачинским вулканом на глубине 10–16 км аномальную зону с пониженным скоростным градиентом, что трактуется авторами как ослабленный слой с многочисленными трещинами. Не исключено, что это связано с существованием когда-то андезитового очага (или очагов), впоследствии частично опустошённого и обвалившегося.

Петромагнитное и петрологическое изучение лавовых образцов ТТИ50 подтвердило возможную глубинность магматического очага. Правда, результаты, полученные разными методами на разных образцах дали различные результаты. Это скорей всего связано с различием свойств опробованных лавовых потоков. Связано ли это с дифференциацией магмы, или это следствие искажения глубинной информации, пока не ясно. Для получения более корректных результатов требуется изучение большего количества образцов различного залегания и происхождения с совместным применением петромагнитного и микрозондового способа на каждом образце. Интерес представляет также сравнение свойств магнитных минералов лавы и тефры на предмет пригодности использования в методике определения глубин очагов.

Для сравнения приведём петромагнитные данные других авторов по некоторым камчатским вулканам (табл. 2).

Можно заметить, что T_C нашего образца лавы ТТИ50 очень близка T_C лав Южного прорыва БТТИ. Геофизические методы [4] указывают на существование периферического очага на глубине 2–3 км под Северным прорывом. В том же районе выявлено также аномальное тело на глубине 7–8 км. И действительно, T_C лав Северного прорыва заметно выше, чем у лав Южного, что говорит о более мелком очаге первого. Правда, не настолько мелком, чтобы соответствовать равновесному состоянию очага на такой небольшой близповерхностной глубине. Согласно номограмме магма с такими свойствами должна уравновесить свой состав на глубине 27 ± 5 км. Однако известно [16], что почти под местом образования первого конуса перед началом БТТИ были отмечены глубокие (20–30 км) землетрясения, которые сейсмологи связывают с глубинным очагом.

Мы благодарим Л. И. Базанову за предоставленные для изучения образцы тефры Авачинского вулкана и за консультации по их хронологии. Мы также благодарны В. В. Попову за помощь и содействие при ТМА наших образцов. Особая благодарность Д. М. Печерскому за консультации по основам методики изучения магматических очагов по свойствам ТМ.

Список литературы

1. *Алыпова О. М.* Термомагнитное изучение вулканических пород Камчатки // Бюлл. Вулканологических станций. 1969. №45. С. 61–66
2. *Багин В. И., Бродская С. Ю., Петрова Г. Н., Печерский Д. М.* Глубина очагов вулканов Курило-Кам-

чатской островной дуги по данным термомагнитных исследований вулканических пород // Изв. АН СССР, Физика Земли № 5, 1971. С. 57–68

3. *Базанова Л. И., Брайцева О. А., Дирксен О. В., Сулержицкий Л. Д., Данхара Т.* Пеплопады крупнейших голоценовых извержений на траверсе Усть-Большерецк — Петропавловск-Камчатский: источники, хронология, частота // Вулканология и сейсмология. 2005. № 6. С. 30–46
4. *Балеста С. Т., Каргопольцев А. А., Григорян Г. Б.* Сейсмические данные о магматических очагах Большого трещинного Толбачинского извержения // Вулканология и сейсмология. 1979. № 2. С. 4–11
5. *Брайцева О. А., Базанова Л. И., Мелекесцев И. В., Сулержицкий Л. Д.* Крупнейшие голоценовые извержения вулкана Авачинский на Камчатке (этап 7250–3700 14 с. л. н.) // Вулканология и сейсмология. 1998. № 1. С. 3–24
6. *Бродская С. Ю., Ножаров П. Б.* Глубина источников магмы по данным термомагнитных исследований плиоценовых базальтов Болгарии // Изв. АН СССР, Физика Земли № 2, 1972. С. 87–91
7. *Гендлер Т. С., Диденко А. Н., Кирьянов В. Ю., Земцов А. Н.* Магнитная минералогия пеплов Камчатки; возможность идентификации вулканических событий // Тез. Докладов VI международной конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». Москва, 3–5 октября 2005 г. М.: ИФЗ, 2005. С. 16–18
8. *Гонтовая Л. И., Ризниченко О. Ю., Нуждина И. Н., Федорченко И. А.* Авачинская группа вулканов: глубинное строение и особенности сейсмичности // Материалы конференции, посвящённой Дню вулканолога, «Современный вулканизм и связанные с ним процессы», 29–30 марта 2010 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2011 г. С. 50–58
9. *Ермаков В. А., Печерский Д. М., Шаронова З. В.* Петромагнитная характеристика четвертичных вулканических пород Центральной Камчатки // Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, № 12, 1982, С. 76–87
10. *Зубов А. Г., Кирьянов В. Ю.* О возможности использования термомагнитных параметров для идентификации вулканических пеплов // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 2001. С. 267–273.
11. *Лыков А. В., Печерский Д. М.* Экспериментальное исследование связи магнитных свойств базальтов с условиями их образования // Изв. АН СССР, сер. Физика Земли. 1977 г. № 4. С. 65–74.
12. *Нагата Т.* Магнетизм горных пород. М.: Мир, 348 с.
13. *Печерский Д. М., Багин В. И., Бродская С. Ю., Шаронова З. В.* Магнетизм и условия образования изверженных горных пород // Наука, М., 1975
14. *Печерский Д. М., Диденко А. Н.* Палеоазиатский океан; петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН, 1995, 298 с.
15. *Печерский Д. М., Попов А. А., Шаронова З. В.* Петромагнитная характеристика четвертичных лав вулкана Эльбрус // Изв.АН СССР, сер. Геологическая, № 9, 1980, С. 37–48
16. *Федотов С. А., Горельчик В. И., Степанов В. В.* Сейсмические данные о магматических очагах, механизме и развитии базальтового трещинного Толбачинского извержения в 1975 г. на Камчатке // ДАН СССР. 1976. Том. 228, № 6. С. 1407–1410.

УДК 556.33:550.348

Г. Н. Копылова, Е. Г. Сизова

Камчатский филиал Геофизической службы РАН,
г. Петропавловск-Камчатский
e-mail: gala@emsd.ru

Вариации уровня воды в скважинах ЮЗ-5 и Е-1, Камчатка, вызванные сейсмическим событием 28 февраля 2013 г., M = 6,9

Представлены данные по изменениям уровня, температуры и электропроводимости воды в пьезометрических скважинах ЮЗ-5 и Е-1, Камчатка, зарегистрированные в период землетрясения 28 февраля 2013 г., M = 6,9, произошедшем на эпицентральном расстоянии 290 км. В изменениях уровня воды в скважине Е-1 последовательно проявились гидрогеодинамический предвестник в форме понижения уровня воды с повышенной скоростью и постсейсмический эффект. Предвестник был выявлен в режиме близком к реальному времени. На его основе был составлен прогноз землетрясения и передан в Камчатский филиал Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений, оценке сейсмической опасности риска 1 февраля 2013 г. Прогноз сопровождался вероятностными оценками его реализации в отношении землетрясений с различными величинами магнитуды.

Введение

28 февраля 2013 г. у юго-восточного побережья Камчатки на глубине около 50 км произошло землетрясение с магнитудой 6,9, которое сопровождалось сотрясениями интенсивностью 4–5 баллов в г. Петропавловске-Камчатском, расположенном на эпицентральном расстоянии 290 км. Это землетрясение было первым из серии землетрясений в этом районе, произошедших 28 февраля — 9 марта 2013 г., наиболее сильные из которых имели магнитуды M = 6,1–6,8.

Сейсмические события такой интенсивности не происходили в относительной близости от г. Петропавловска-Камчатского — столицы Камчатского края, в течение 14-ти последних лет после землетрясения 8 марта 1999 г., M = 7,0. Поэтому анализ материалов различных видов наблюдений на предмет выделения эффектов, предшествующих и сопутствующих произошедшему сейсмическому событию, представляет большой научный интерес.

В связи с землетрясением 28 февраля 2013 г. в скважинах ЮЗ-5 и Е-1 с использованием аппаратурного комплекса Кедр ДМ-У (ООО Полином, г. Хабаровск), оборудованного прецизионными датчиками уровня, атмосферного давления, температуры и электропроводности воды, были зарегистрированы разнообразные вариации параметров режима подземных вод, вызванные воздействием сейсмических волн. Перед землетрясением в скважине Е-1 развивалось понижение уровня воды с повышенной скоростью, которое рассматривается как предвестник (признак подготовки) сильного землетрясения. Прогнозное заключение о возможности сильного землетрясения с вероятностными оценками надёжности прогноза по ретроспективным данным было подано 1 февраля 2013 г. в Камчатский филиал Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений (КФ РЭС).

В докладе рассматриваются вариации уровня воды и других наблюдаемых параметров подземных вод, вызванные землетрясением 28 февраля 2013 г., а также ситуация с прогнозированием этого сейсмического события по данным уровнемерных наблюдений на скважине Е-1.

Система наблюдений

Камчатский филиал Геофизической службы РАН (КФ ГС РАН) проводит регистрацию уровня, температуры и электропроводимости воды в двух глубоких скважинах Е-1 (глубина 665 м, уровень на глубине 27 м ниже оголовка) и ЮЗ-5 (глубина 800 м. уровень на глубине 1 м). Данные о строении скважин и локальных гидрогеологических условиях приводятся в [2–3], а также на сайте РАН.[1,2]

В скв. Е-1 в интервале 625–647 м выполнена перфорация обсадной колонны. В скв. ЮЗ-5 в диапазоне глубин 310–800 м обсадка отсутствует, и ствол скважины связан напрямую с водовмещающими породами. Скважины расположены на расстоянии около 290 км от эпицентра землетрясения 28 февраля 2013 г. (рис. 1).

В обеих скважинах наблюдения проводятся с использованием аппаратурного комплекса Кедр-ДМ-У с телеметрической передачей данных в КФ ГС РАН по каналам сотовой связи общего пользования [1]. В состав Кедр-ДМ-У входят высокочувствительный

[1] http://emsd.ru/lgi/places/e1
[2] http://emsd.ru/lgi/places/uz5

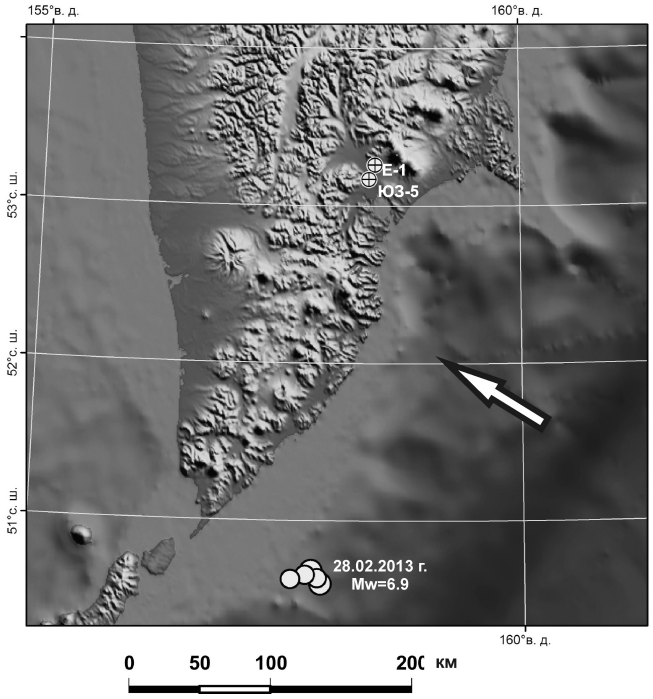


Рис. 1. Схема расположения скважин Е-1 и ЮЗ-5, эпицентров землетрясения 28 февраля 2013 г. и его сильнейших афтершоков. Стрелкой показано направление движения Тихоокеанской океанической плиты.

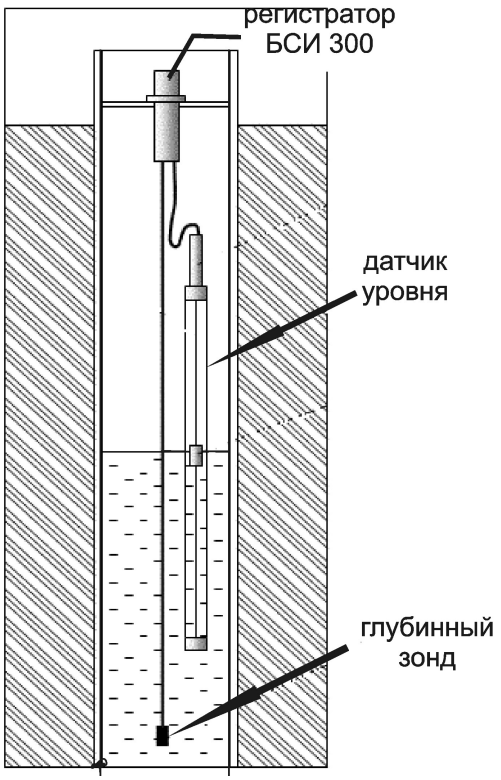


Рис. 2. Схема установки измерительного комплекса Кедр-ДМ-У и его компонентов в скважине. БСИ 300 — блок сбора информации, включающий датчики атмосферного давления и температуры воздуха.

ультразвуковой датчик уровня воды, позволяющий регистрировать изменения уровня воды с точностью ±0,1 мм, и глубинный зонд для измерений электропроводимости и температуры подземной воды. В скв. ЮЗ-5 зонд находится на глубине 97 м ниже оголовка, в скв. Е-1 — на глубине 20 м ниже уровня воды. Датчики атмосферного давления и температуры воздуха входят в состав блока регистрации БСИ 300, который устанавливается над оголовком скважины. Схема установки измерительного комплекса на скважинах приводится на рис. 2.

Измерения гидрогеологических и метеорологических параметров проводятся с интервалом 5 минут. Передача данных в КФ ГС РАН осуществляется один раз в час, обработка данных проводится в лаборатории геофизических исследований КФ ГС РАН ежедневно по будним дням. Результаты обработки в виде графиков временных рядов изменений уровня воды (исходных и очищенных от влияния факторов-помех) представляются на сайте КФ ГС РАН.[3] Графики обновляются ежедневно.

Описание методики обработки данных уровнемерных наблюдений для выделения вариаций уровня воды, связанных с влиянием сейсмичности (гидрогеосейсмических вариаций), приводится в [5], а также в других публикациях авторов настоящего доклада.[4]

Используемая система наблюдений позволяет выделять гидрогеосейсмические вариации в изменениях уровня, температуры и электропроводимости подземной воды в режиме близком к реальному времени с задержкой между измерением параметров и отображением временных рядов обработанных уровнемерных данных на мониторе оператора от часов — одних суток до 2,5–3 суток. Максимальная задержка между получением данных и их обработкой и визуализацией происходит по понедельникам.

Гидрогеосейсмические вариации уровня, температуры и электропроводимости воды, зарегистрированные в связи с землетрясением 28 февраля 2013 г.

В скважине ЮЗ-5 после вступления сейсмических волн (14:07) в течение 45 минут происходило повышение уровня с амплитудой 2,2 см (рис. 3). Мы полагаем, что такой эффект мог быть вызван наложением косейсмического скачка повышения уровня вследствие изменения напряженного состояния водовмещающих пород при образовании разрыва в очаге землетрясения (их объёмного сжатия) и кратковременного повышении порового давления в системе «скважина – водовмещающая порода» при прохождении сейсмических волн. Более обоснованные выводы относительно механизма формирования наблюдённого эффекта в изменениях уровня воды будут сделаны по результатам моделирования.

После землетрясения в среднечасовых изменениях уровня воды проявилось его интенсивное по-

[3] http://emsd.ru/lgi/observations
[4] http://emsd.ru/lgi/result/hydro

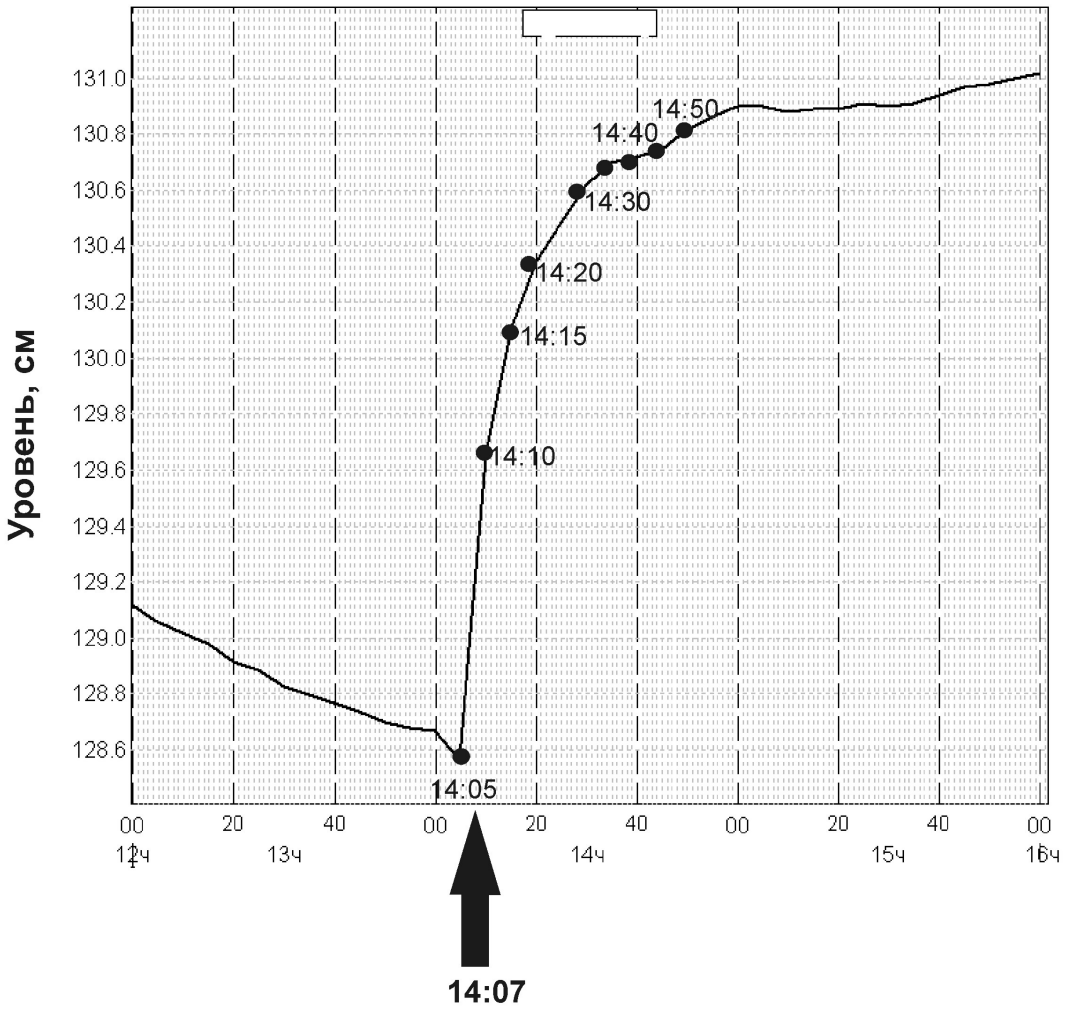


Рис. 3. Кратковременное повышение уровня воды в скважине ЮЗ-5 после вступления сейсмических волн от землетрясения 28 февраля 2013 г. (показано стрелкой).

нижение (рис. 4), которое развивалось до середины апреля. Амплитуда понижения уровня в течение 1,5 месяцев составила 35 см. Следует отметить, что эффект постсейсмического понижения уровня воды наблюдался ранее в скв. ЮЗ-5 лишь однажды, после Кроноцкого землетрясения 5 декабря 1997 г., Mw = 7,8, произошедшего на эпицентральном расстоянии 310 км от скважины ЮЗ-5. В случае Кроноцкого землетрясения понижение уровня с амплитудой около 1 м продолжалось три месяца [3].

В среднечасовых изменениях уровня воды, максимально очищенных от влияния основных факторов-помех, к которым относятся барометрические, приливные вариации и сезонный тренд (график 4 на рис. 4), аномалии в диапазоне периодов сутки – десятки суток с амплитудами не менее 5 см перед землетрясением 28 февраля не фиксировались. Это указывает на отсутствие значимого проявления процессов подготовки этого сейсмического события в изменениях уровня воды в скв. ЮЗ-5 в течение суток – первых месяцев перед землетрясением.

На рис. 5 представлены изменения температуры и электропроводимости воды в скв. ЮЗ-5. После землетрясения 28 февраля 2013 г. произошло заметное понижение температуры воды (график 1) и повышение электропроводимости (график 2). Эти изменения можно отнести к постсейсмическим вариациям в режиме подземных вод. Резкое повышение электропроводимости воды с амплитудой 6 мСм/м было зарегистрировано 7 января, т. е. примерно за 8 недель до землетрясения. Возможное значение этого эффекта для прогноза землетрясений можно будет оценить по результатам дальнейших наблюдений.

Изменение уровня воды в скважине Е-1 в период землетрясения 28 февраля: понижение с повышенной скоростью в течение 44 сут перед землетрясением и его повышение с амплитудой около 2 см после землетрясения (рис. 6), является типичным для периодов возникновения сильных ($M \geqslant 6{,}6$) местных землетрясений на расстояниях до 300 км [2]. В соответствии с известной закономерностью, установ-

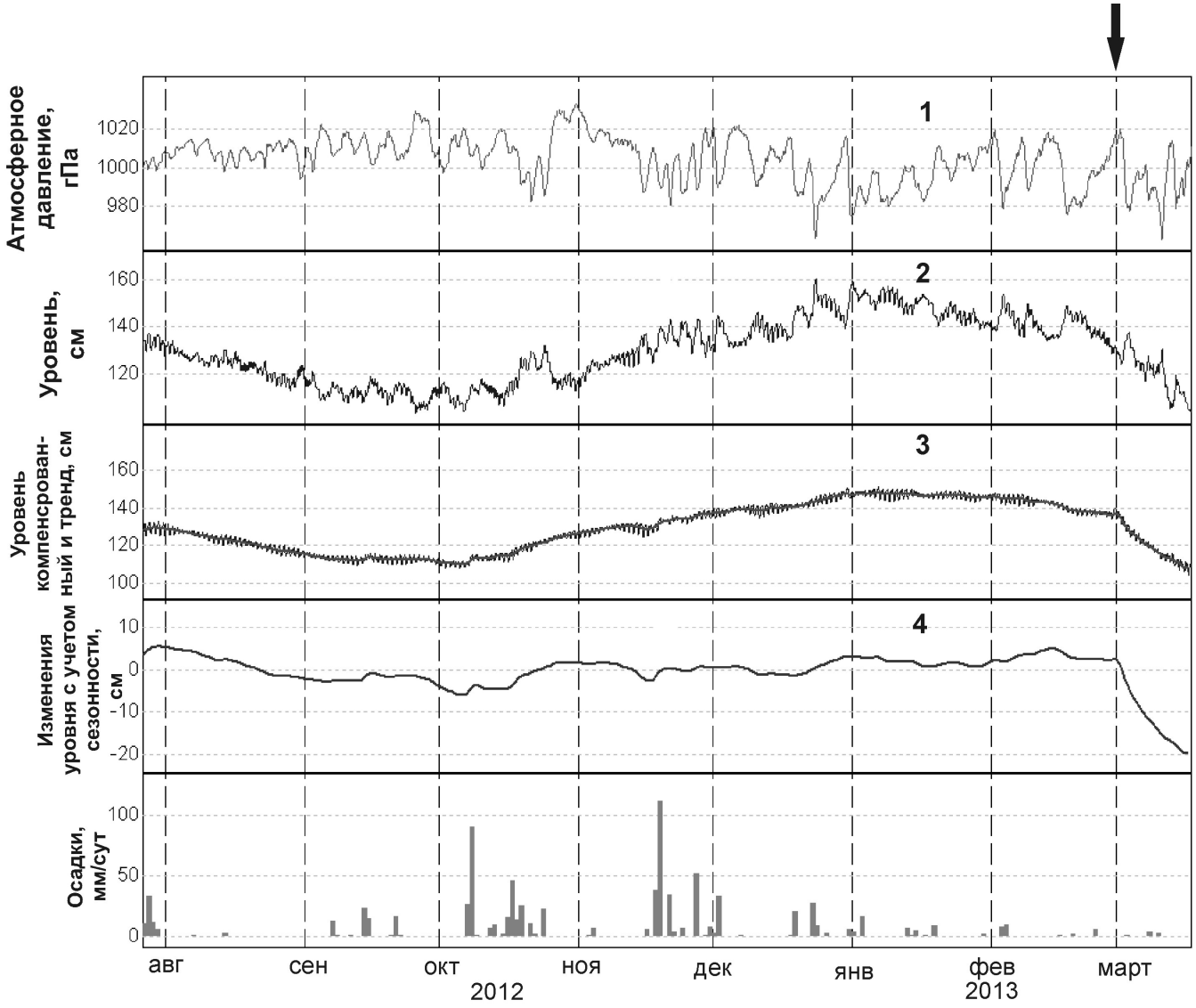


Рис. 4. Изменения уровня воды в скважине ЮЗ-5 с 27 июля 2012 г. по 17 марта 2013 г., включающие длительное постсейсмическое понижение после землетрясения 28 февраля 2013 г. (момент землетрясения показан стрелкой): 1 и 2 — данные 5-минутной регистрации атмосферного давления и уровня воды, 3 — среднечасовые изменения уровня воды с компенсированными бароваріациями и выделенным трендом, 4 — среднечасовые изменения уровня воды, очищенные от барометрических, приливных вариаций и сезонного тренда.

ленной по результатами многолетних уровнемерных наблюдений, в скважине Е-1 было зарегистрировано последовательное проявление гидрогеодинамического предвестника и постсейсмическое повышение в изменениях уровня воды. Гидрогеодинамический предвестник в форме понижения уровня воды с повышенной скоростью ранее был описан в [2, 4, 6–7]. Важными особенностями этого вида предвестника являются:

– относительно регулярная повторяемость предвестника перед землетрясениями с величинами магнитуд $M \geqslant 5{,}0$ на расстояниях до 350 км (более 70% случаев), что позволяет использовать его для прогнозирования сильных местных землетрясений;

– увеличение связи предвестника и землетрясений с ростом величины их магнитуды [6], указывающее на то, что перед более сильными сейсмическими событиями предвестник в изменениях уровня воды в скв. Е-1 проявляется с большей регулярностью.

С использованием этого вида предвестника по текущим данным уровнемерных наблюдений на скв. Е-1 осуществляется оценка опасности возникновения сильных землетрясений в районе г. Петропавловска-Камчатского с предоставлением прогнозных заключений в Камчатский филиал Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений, оценке сейсмической опасности и риска (КФ РЭС).

По данным регистрации физико-химических параметров подземных вод в скв. Е-1 с использованием глубинного зонда было обнаружено слабое по-

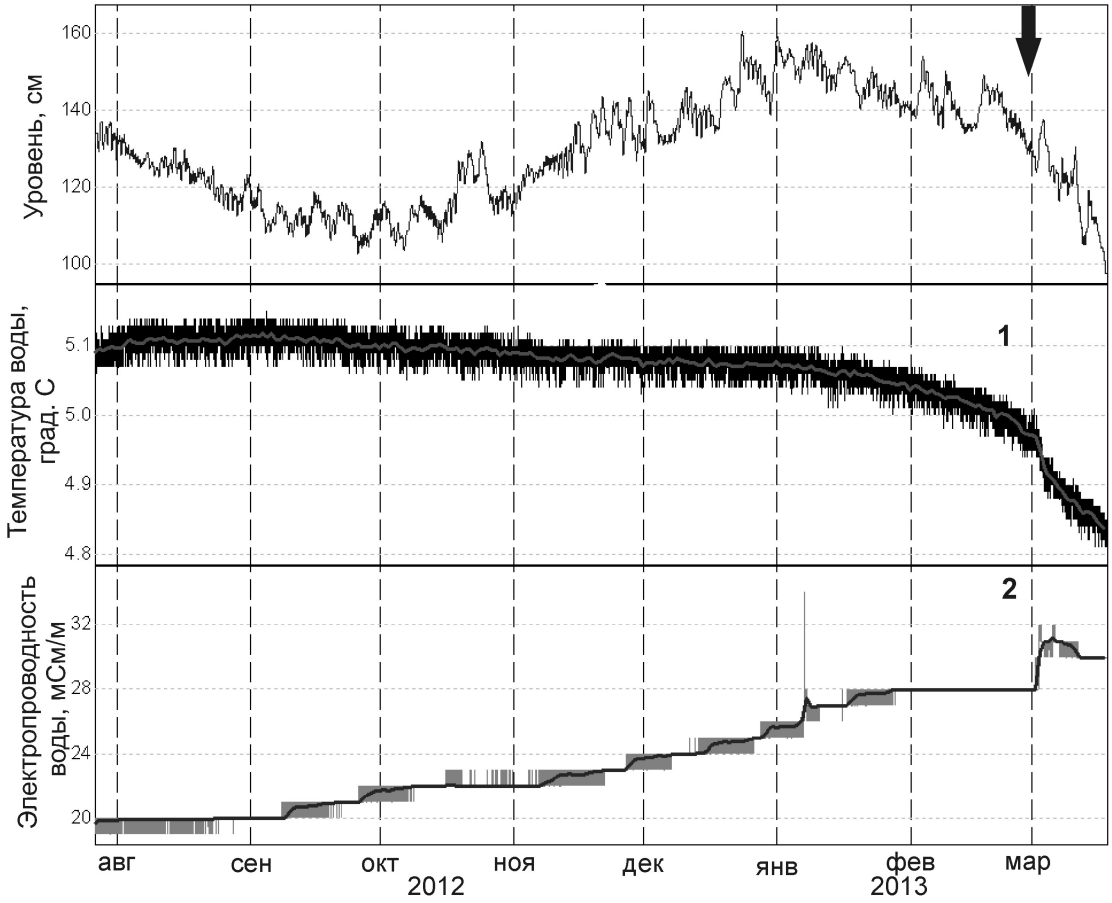


Рис. 5. Изменения температуры (1) и электропроводимости (2) воды в скважине ЮЗ-5 на глубине 97 м с 27 июля 2012 г. по 17 марта 2013 г., включающие постсейсмические вариации после землетрясения 28 февраля 2013 г. (момент землетрясения показан стрелкой).

вышение электропроводимости воды с амплитудой 1–2 мСм/м в течение двух суток после землетрясения. В изменениях температуры воды гидрогеосейсмические вариации не проявлялись.

Прогнозирование землетрясения 28 февраля 2013 г. по данным уровнемерных наблюдений

В прогнозном заключении от 1 февраля 2013 г., поданном в КФ РЭС, указывалось, что «в течение времени 1–2 месяца повышена вероятность возникновения землетрясения с $M \geqslant 5{,}0$ на расстоянии до 350 км от скважины». В заключении также были приведены оценки надёжности прогноза для землетрясений с различными величинами магнитуды, основывающиеся на результатах ретроспективного анализа проявлений гидрогеодинамического предвестника за период многолетних наблюдений [6]: «вероятность события с $M \geqslant 5{,}0$ $P = 0{,}45$, прогнозная эффективность предвестника $I = 1{,}4$; вероятность события с $M \geqslant 5{,}9$ $P = 0{,}73$, прогнозная эффективность предвестника $I = 2{,}2$».

Произошедшее 28 февраля землетрясение с $M = 6{,}9$ на расстоянии 290 км от скважины соответствовало прогнозу от 1 февраля по величине магнитуды, по времени и по местоположению. Поэтому мы считаем прогноз, поданный 1 февраля в КФ РЭС, успешным. Поданный прогноз также является вероятностным, т. к. сопровождался оценками вероятности его реализации в отношении событий с различными величинами магнитуды. Это стало возможным благодаря тому, что была выполнена систематизация данных о проявлении гидрогеодинамического предвестника для периода многолетних (1987 г. — настоящее время) наблюдений на скв. Е-1 и тем самым было обеспечено его параметрическое описание [2, 4, 6–7].

Заключение

Пример землетрясения 28 февраля 2013 г. показал:

– используемая в КФ ГС РАН система специализированных наблюдений за режимом подземных вод в пьезометрических скважинах позволяет диагностировать различные типы гидрогеосейсмических вариаций уровня, температуры и электропроводимости воды, в т. ч. гидрогеодинамические предвестники сильных землетрясений, в режиме близком к реальному времени;

– предложенный ранее в [2, 4, 6] метод вероятностного среднесрочного прогноза времени сильных

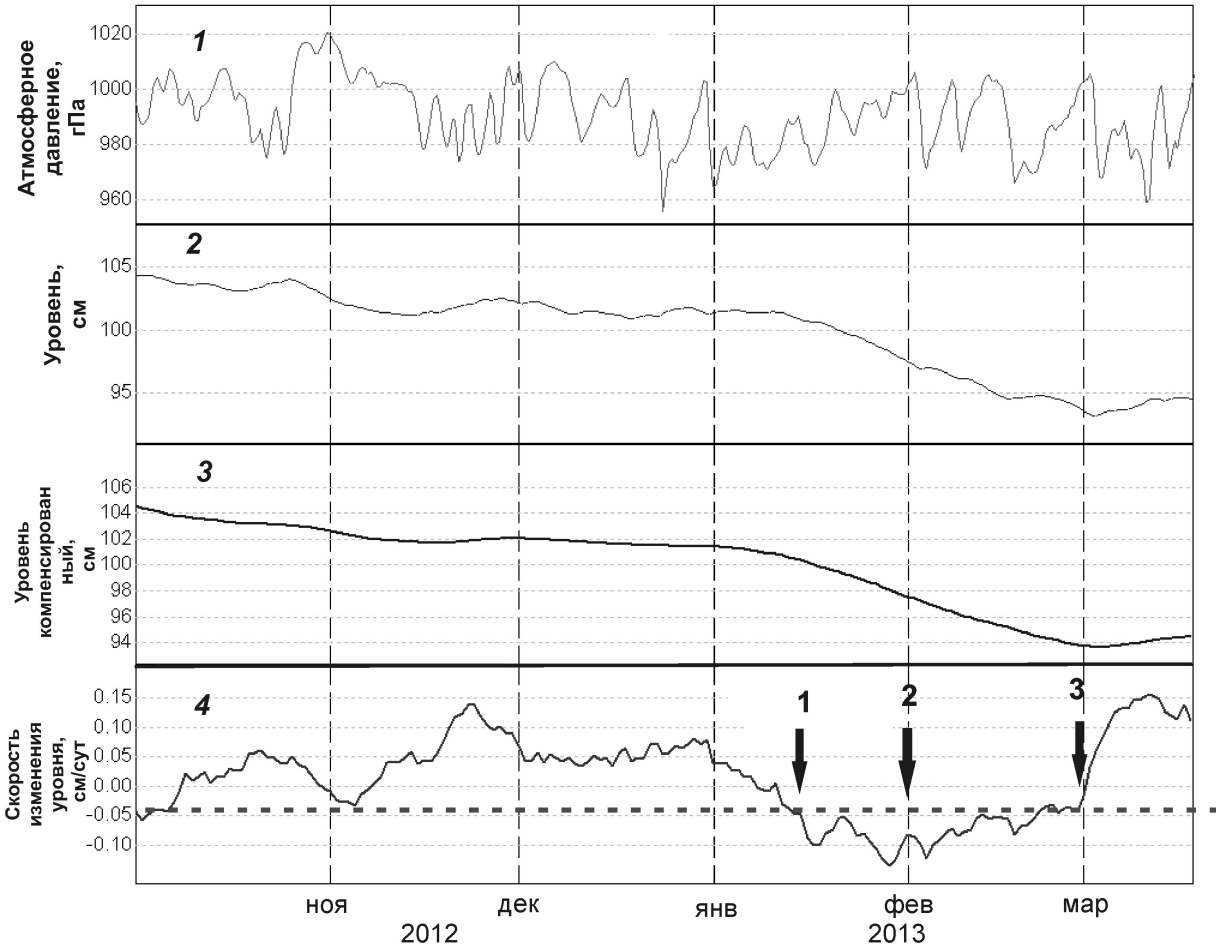


Рис. 6. Изменения уровня воды в скважине Е-1 с 1 октября 2012 г. по 18 марта 2013 г., включающие проявление гидрогеодинамического предвестника и постсейсмическое повышение в связи с землетрясением 28 февраля 2013 г.: 1 и 2 — данные 5-минутной регистрации атмосферного давления и уровня воды, 3 — среднесуточные изменения уровня воды с компенсированными бароваріациями, 4 — суточная скорость изменения уровня воды с учётом скорости нисходящего тренда. На графике 4 стрелками показаны: 1–16 января 2013 г., начало проявления гидрогеодинамического предвестника; 2–1 февраля 2013 г., дата подачи прогнозного заключения в КФ РЭС; 3–28 февраля 2013 г., дата землетрясения. Горизонтальная пунктирная линия — пороговое значение суточной скорости изменений уровня воды.

землетрясений Камчатки с заблаговременностью месяцы – недели, основывающийся на данных уровнемерных наблюдений на скважине Е-1, продемонстрировал свою практическую полезность в системе прогнозирования сейсмической опасности в Камчатском крае.

Список литературы

1. *Калинов Г. А., Лысаков А. В., Римлянд В. И. и др.* Автоматизированная система сбора гидрологической информации // Измерительная техника. 2012. № 2 (32). С. 92–99.
2. *Копылова Г. Н.* Изменения уровня воды в скважине Елизовская-1, Камчатка, вызванные сильными землетрясениями (по данным наблюдений в 1987–1998 гг.) // Вулканология и сейсмология. 2001. № 2. С. 39–52.
3. *Копылова Г. Н.* Изменения уровня воды в скважине ЮЗ-5, Камчатка, вызванные землетрясениями // Вулканология и сейсмология. 2006. № 6. С. 52–64.
4. *Копылова Г. Н.* Оценка сейсмопрогностической информативности данных уровнемерных наблюдений на скважине Е1, Камчатка (по данным наблюдений 1996–2007 гг.) // Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока. Т. 2. Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2008. С. 24–28.
5. *Копылова Г. Н., Куликов Г. В., Тимофеев В. М.* Оценка состояния и перспективы развития гидрогеодеформационного мониторинга сейсмоактивных регионов России // Разведка и охрана недр. 2007. № 11. С. 75–83.
6. *Копылова Г. Н., Сизова Е. Г.* О предвестнике землетрясений, проявляющемся в изменениях уровня воды в скважине Е-1, Камчатка // Вулканизм и связанные с ним процессы. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2012. С. 116–125.
7. *Копылова Г. Н., Болдина С. В.* О связи изменений уровня воды в скважине Е-1, Восточная Камчатка, с активизацией вулкана Корякский в 2008–2009 гг. и сильными ($M \geqslant 5$) землетрясениями // Вулканология и сейсмология. 2012. № 5. С. 41–54.

УДК 550.837

О ВОЗМОЖНОЙ ПРИРОДЕ ИЗМЕНЕНИЙ ВЕКОВОГО ХОДА ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ НА КАМЧАТКЕ

Ю.Ф. Мороз[1,2], С.Э. Смирнов[3], З.А Назарова[4]

[1]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,683006; e-mail: morozyf@kscnet.ru
[2] Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ.
[3]Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, пос. Паратунка Камчатский край.
[4] Камчатский филиал Геофизической службы РАН, Петропавловск-Камчатский.

Рассмотрены вековые вариации вертикального геомагнитного поля в обсерваториях Паратунка (Петропавловск-Камчатский), Какиока (о. Хонсю), Мамамбецу (о. Хоккайдо) и Патроны (Иркутск) с 1968 по 2014гг. Сравнительный анализ вековых ходов показал, что с 1968 по 2001 гг. во всех четырёх обсерваториях выражены подобные вариации напряжённостью в первые сотни нТл. В последующее время с 2001 по 2014 гг. ситуация изменилась. В обсерватории Паратунка вековой ход отличается от других обсерваторий. В ней не проявилась вариация подобная вариациям в трёх других обсерваториях. Это отклонение векового геомагнитного хода в обсерватории Паратунка во времени приурочено к усилению сейсмичности на глубинах 400-700 км в районе Южной Камчатки. Здесь произошло сильнейшее Охотоморское землетрясение с M_w = 8.3. Предполагается, что в связи с усилением сейсмичности в области перехода от верхней к нижней мантии активизировались физико-химические процессы, которые привели к возникновению крупной геозлектрической неоднородности, оказавшей влияние на поведение вертикальной составляющей геомагнитного поля.

Анализ вековых вариаций геомагнитного поля

Вековые вариации характеризуют изменения средних годовых значений составляющих геомагнитного поля во времени. Вековой ход геомагнитного поля определяют по данным геомагнитных обсерваторий, осуществляющих мониторинг геомагнитного поля очень длительное время. Результаты показывают, что вековой ход не остаётся постоянной величиной, а меняется во времени. Так как измерения в обсерваториях производятся на протяжении 100-150 лет, то во временном ходе могут быть выделены вариации с периодом несколько десятков лет. Важным вопросом геофизики является изучение вариаций векового хода и их возможной связи с глубинными геодинамическими процессами.

Большой научный интерес представляет поведение векового хода геомагнитного поля в обсерваториях, расположенных на материке (Иркутск), на островах Хонсю (Какиока), Хоккайдо (Мамамбецу) и п-ове Камчатка (Паратунка), которые приведены на рис. 1. В этих обсерваториях имеются непрерывные наблюдения геомагнитного поля на протяжении многих лет (http://intermagnet.org/imos). По временным рядам выделены синхронные интервалы наблюдений с 1968 по 2014 гг. Анализ выполнен по трём составляющим геомагнитного поля

H,D,Z. При этом основное внимание уделено компоненте Z, которая более чувствительна к геоэлектрическим неоднородностям среды.

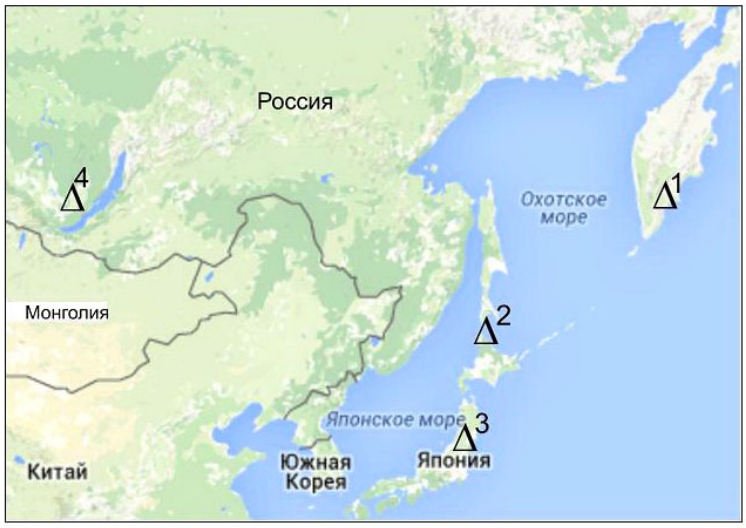


Рис. 1. Схема расположения геомагнитных обсерваторий.
1-Паратунка; 2-Мамамбецу; 3-Какиока; 4-Патроны (Иркутск).

Сравнительный анализ вековых ходов вертикальной составляющей в обс. Паратунка, Какиока, Мамамбецу и Иркутск свидетельствует о следующем. В поведении вековых ходов в период с 1968 до 2001 гг. на всех четырёх обсерваториях выражены подобные вариации (рис.2). Интенсивность вариаций составляет первые сотни нТл. Важно отметить, что с 2001 по 2014 гг. в поведении годовых ходов только в обс. Иркутск, Какиоки и Мамамбецу проявились вариация с интенсивностью около 100 нТл. Однако в обс. Паратунка данная вариация практически не выражена. Возникает вопрос, почему вековой ход в обс. Паратунка отличается за последние 14 лет от вековых ходов в обс. Патроны, Какиока и Мамамбецу.

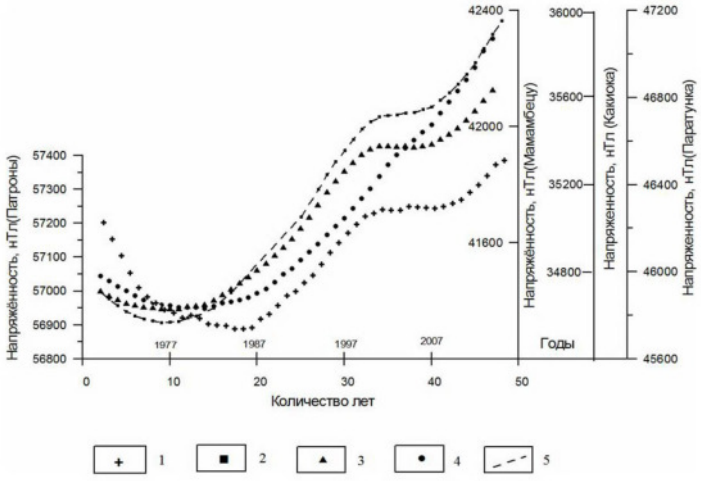


Рис. 2. Вековые хода напряжённости вертикальной составляющей геомагнитного поля в обсерваториях Паратунка (1), Мамамбецу (2), Какиока (3); Патроны (4). 5-отсутствие значений напряжённости поля в обсерватории Мамамбецу.

Обсуждение результатов

Обратимся к возможной природе вариаций векового хода. В поведении магнитного поля проявляются вековые вариации, связанные с изменением внешних ионосферных, магнито-

сферных, коровых и магнитогидродинамических источников, расположенных в жидкой части ядра [6, 10]. Изменения поля коровых источников невелики и составляют первые нТл. Они наблюдаются в основном в сейсмоактивных регионах. Вековые вариации внешних источников по амплитуде оцениваются в первые десятки нТл. Они по интенсивности существенно меньше вариаций магнитогидродинамических источников. Ранее предполагалось, что вариации с периодами 11 лет и менее могут существовать у глубинных источников, но из-за экранирующего влияния верхней хорошо проводящей мантии не проникают к поверхности Земли. Вариации с такими периодами связаны только с внешними источниками. Также механизмы магнитогидродинамической генерации поля не допускали возникновение вариаций с периодами менее 10000-100000 лет. Однако, Брагинский [3] на основе работ Карри [11] доказывает, что вариации с периодами от 4 до 33 лет могут быть связаны с турбулентными пульсациями в жидкой части ядра. Согласно [11], такие вариации недипольного поля могут иметь региональный характер и проявляться не обязательно на всей поверхности Земли.

Исходя из этого, можно полагать, что вариации интенсивностью в первые сотни нТл в вековых ходах в обсерваториях Паратунка, Патроны, Какиока и Мамамбецу являются региональными. Вариации, как было отмечено раньше, подобны в период с 1968 по 2001 гг., а в последующий период вариация в обс. Паратунка практически не проявилась.

Предполагается, что выявленные особенности могут быть обусловлены изменением физического состояния мантии. Информацию о динамике физических свойств пород на больших глубинах (400-700 км) дают данные многолетнего сейсмического мониторинга по мировой и региональным сетям сейсмологических станций (http://www.globalcmt.org/CMTsearch/html; http://data.emsd.iks.ru/dbquaketxt_min). Сейсмичность рассмотрена на расстояниях от обсерваторий соизмеримых с расстояниями до гипоцентров сильных глубоких землетрясений, которые могли оказать существенное влияние на физическое состояние верхней мантии. Анализ показал, что в районах Японии и Байкальского рифта сильных землетрясений (M≥6) на указанных глубинах за последние 35 лет не было. Сильные глубокие землетрясения (H≥600 км) в рассматриваемый период произошли только в районе Южной Камчатки. Они сопровождались многочисленными афтершоками на глубинах 400 - 700км (рис. 3).

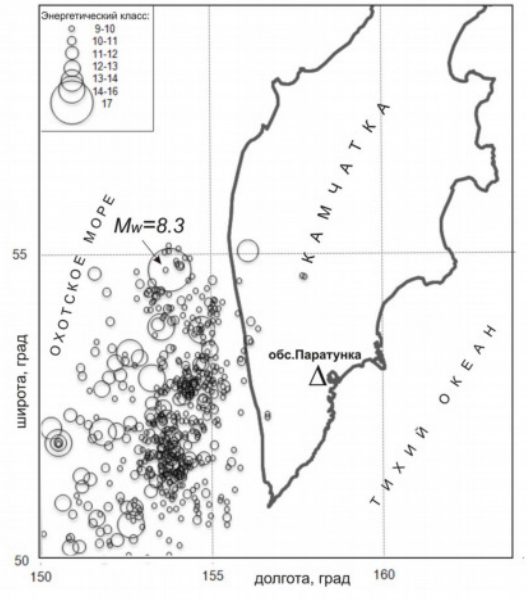


Рис. 3. Схема расположения эпицентров глубоких землетрясений (400-700 км) в районе Южной Камчатки за период с 1968 по 2015 гг.
Треугольником на схеме Камчатки обозначено местоположение геомагнитной обсерватории Паратунка.

Сильнейшим из них является Охотоморское землетрясение на глубине около 630 км с магнитудой Mw = 8.3 (Global GMT), По данным регионального каталога Камчатского филиала Геофизической службы РАН энергетический класс землетрясения K_s= 7 (http://data.emsd.iks.ru/dbquaketxt_min). Эпицентр его располагался на расстоянии примерно 100 км к западу от побережья Южной Камчатки. Землетрясение ощущалось на расстояниях до 9500 км [9].

Представление о динамике сейсмичности на глубинах 400-700 км даёт гистограмма землетрясений с К > 9, на которой видно, что усиление сейсмичности начинается примерно с 2001 года (рис. 4). С этого же времени отмечается расхождение вековых ходов вертикального геомагнитного поля в обсерваториях. Паратунка и Патроны, Какиока, Мамамбецу. Как мы уже отмечали, данное расхождение обусловлено тем, что в обс. Паратунка вариация в 2001-2014 гг. практически не проявилась в вековом ходе.

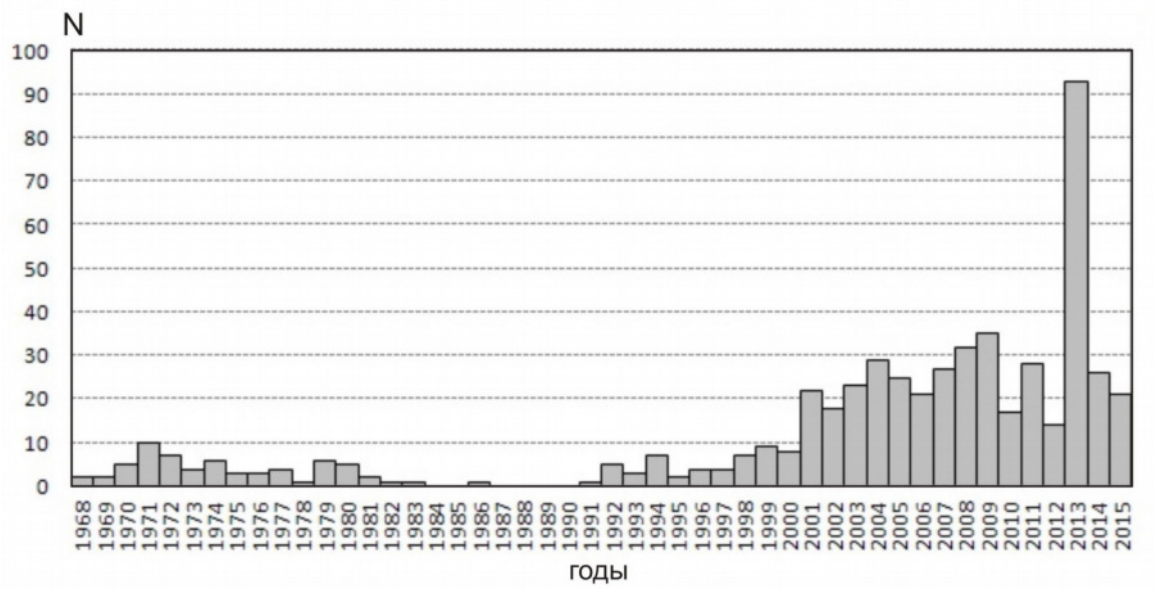


Рис. 4. Гистограмма глубоких (400-700 км) землетрясений энергетического класса К= 9-17 в районе Южной Камчатки (см. рис. 3).

О возможной природе аномального поведения векового хода в обс. Паратунка судить крайне трудно, так как крайне мало сведений о точном механизме проводимости в мантии. По данным сейсмической томографии зона перехода от верхней к нижней мантии в районе Южной Камчатки отличается пониженной скоростью сейсмических волн по сравнению с Японскими островами [4, 12]. Можно предположить следующее. В результате землетрясений на глубинах 400-700 км выделилась энергия, изменились температура и давление. Это привело к усилению физико - химических процессов пород в зоне перехода от верхней к нижней мантии. Последние исследования в области физики минералов указывают на возможность глубинной дегидратации слэба в переходной зоне мантии и выделения водосодержащего флюида [5].

Согласно [7, 8], удельное электрическое сопротивление пород на глубинах 400-700 км составляет 100 - 5 Ом·м, соответственно. Предполагается, что жидкая фаза имеет электрическое сопротивление сотые - тысячные доли Ом·м [2]. Появление жидкой фазы в гальванически связанном состоянии даже в объёме сотых долей процента приведёт к сильному увеличению электропроводности пород [1, 13]. Интегральная проводимость толщи пород на глубинах 400-700 км возрастёт на несколько порядков. Появление такой проводящей глубинной неоднородности в районе Южной Камчатки, по-видимому, оказало сильное влияние на поведение вековой вариации геомагнитного поля. Можно полагать, что вековые вариации геомагнитного поля содержат информацию о динамике электропроводности мантии.

Литература

1. *Ваньян Л.Л.* Электромагнитные зондирования. М.: Научный мир. 1997. 219 с.
2. *Гордиенко В.В., Логинов И.М.,* О глобальной астеносфере // Физика Земли. 2011. № 2. С. 35 – 42.
3. *Брагинский С.И.* Геомагнетизм и аэрономия. 1970. 10. № 2. С. 221-233.
4. *Жао Д., Пирайно Ф., Лиу Л.* Структура и динамика мантии под Восточной Россией и прилегающими регионами // Геология и геофизика. 2010.Т. 51. № 9. С. 1188-1203.
5. *Отани Э., Чжао Д.* Роль воды в глубинных процессах в верхней мантии и переходном слое: дегидратация стагнирующих субдукционных плит и её значение для «большого мантийного клина»// Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1385 – 1392.
6. *Паркинсон У.* Введение в геомагнетизм. М.: Мир. 1986. 528 с.
7. *Ротанова Н.М., Пушков А.Н.* Глубинная электропроводность Земли. М.: Наука. 1982. 148 с.
8. *Семёнов В.Ю.* Оценка электропроводности мантии под континентами северного полушария // Изв.АН СССР, Физика Земли. 1989. №3.С.60-67.
9. *Чеброва А.Ю., Чебров В.Н., Гусев А.А., Ландер А.В., Гусева Е.М., Митюшкина С.В., Раевская А.А.* Воздействие Охотоморского землетрясения 24 мая 2013 г. (M=8.3) // Вулканология и сейсмология. 2015. № 4. С. 3-22.
10. *Янковский Б.М.* Земной магнетизм. Л.: Изд-во ЛГУ, 1978.591 с.
11. *Currie R.G.* Geomagnetic spectrum of internal origin and lower mantle. J.Geophys. Res. 1968.73.№ 8. P. 2779-2786.
12. *Huang J., Zhao D.* High-resolution mantle tovography of China and surrounding regions // I. Phys. Planet. Inter. 2006. V. 155. P. 1-15.
13. *Shankland T.I., Waff H.S.* Conductivity in fluid-bearing rocks. – I Geophys. Res., 1977. Vol. 82. P. 5409-5417

УДК 550.8

ГЕОРАДИОЛОКАЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОБВАЛЬНО-ВЗРЫВНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АВАЧИНСКОГО ВУЛКАНА НА БЕРЕГУ БУХТЫ МОХОВАЯ (КАМЧАТКА)

В.Ю. Павлова [1,2], И.Ф. Делемень [1,2]

[1]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
Петропавловск-Камчатский, 683006;
e-mail: sacura17041988@mail.ru, delemen@kscnet.ru
[2]Камчатский государственный университет имени Витуса Беринга,
Петропавловск-Камчатский

В работе представлены результаты георадиолокационных исследований на берегу бухты Моховая, которые выполнялись с целью выявления особенностей строения приповерхностной части обвально-взрывных рыхлых отложений Древнего Авачинского вулкана с привлечением результатов буровых работ.

Введение

Северная часть города Петропавловска-Камчатского и населенные пункты между краевым центром и г. Елизово расположены на лавинных отложениях обвально-взрывного происхождения, сформировавшихся в конце плейстоцена при разрушении постройки Древнего Авачинского вулкана (рис. 1). Значительные объем (16 – 20 км^3), высота скатывания H (> 3 км) и длина пробега L (около 30 км) при обычном для таких обломочных лавин значении отношения H/L = ~ 0,10 вызывают большой интерес к исследованию их строения и состава. Хотя эти отложения достаточно хорошо изучены (работы И.В. Мелекесцева, В.В. Пономаревой, О.В. Дирксена и др.), однако имеется ряд нерешенных вопросов, в том числе вопрос о пространственном распределении различных литологических типов отложений, слагающих холмы и западины на поверхности лавины. Помимо теоретического значения (уточнение генетических особенностей формирования отложений), решение этого вопроса имеет важное практическое значение, т.к. определяет планировочные ограничения в размещении зданий и сооружений.

Исследования проведены на берегу бухты Моховая (рис. 2, 3).

Метод исследования

Георадиолокационное исследование проведено с помощью георадара «ОКО-250», разработанного в НИИ приборостроения им. В.В. Тихомирова с центральной частотой 250 МГц (разрешающая способность 0,25 м) [1]. Использование этого метода позволило получить представление о строении приповерхностной толщи отложений до глубины 6 м.

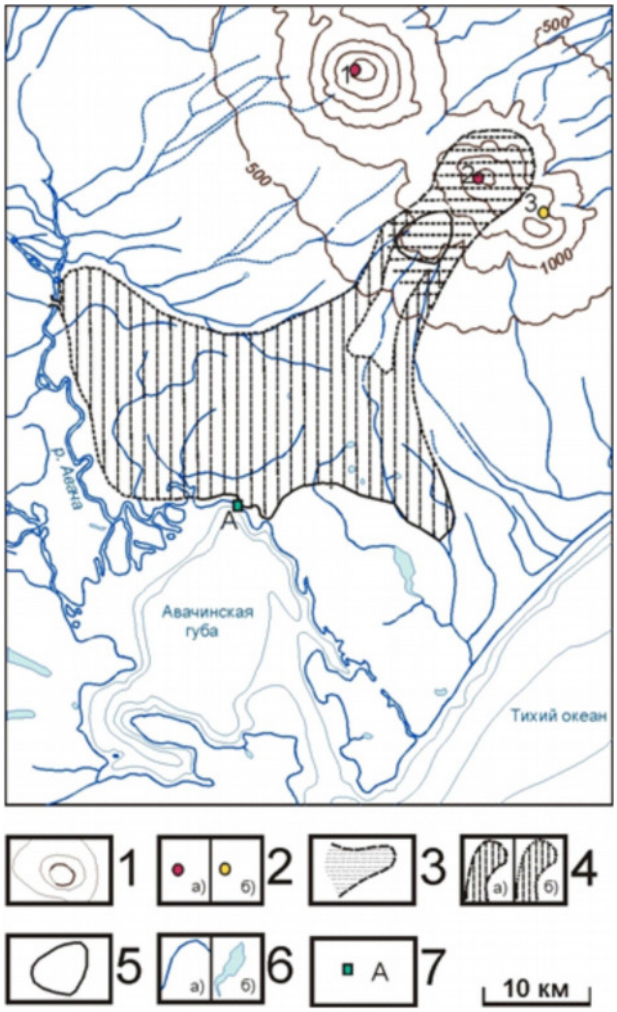


Рис. 1. Схема площадного распространения обвально-взрывных отложений Древнего Авачинского вулкана.

Условные обозначения: 1 – рельеф Авачинско-Корякской группы вулканов (1 – Корякский вулкан, 2 – Авачинский вулкан, 3 – Козельский вулкан); 2 – кратеры вулканов действующих (а) и угасших (б); 3 – обвально-взрывной кратер Древнего Авачинского вулкана; 4 – обвально-взрывные отложения Древнего Авачинского вулкана, выходящие на поверхность (а) и перекрытые более молодыми рыхлыми отложениями (б); 5 – скальный оползень, сползший при обрушении вершины Древнего Авачинского вулкана; 6 – изобаты, реки (а) и озёра (б); 7 – границы площадки детальных работ.

Результаты и их обсуждение

Профиль 1 (протяженность 120 м) (рис. 4): На рисунке 5 проведено сопоставление георадиолокационного разреза по профилю 1 со скважинами №1777 (пробурена 16.01.2015)[1] и 1776 (пробурена 16.01.2015), что позволяет говорить о геологической интерпретации радарограммы[2].

До глубины 1,20 м, мощностью 1,20 м залегает насыпной грунт (дресва, щебень, глыбы) с песчаным заполнителем, уплотненный. К концу профиля (120 м) мощность этих отложений увеличивается до глубины 4,60 м. Возраст и генезис пород – Q_4t. На радарограмме отмечается в виде горизонтального расположения осей синфазности. На глубине 1,50 м – грунтовые

1Эта скважина и все последующие, приведенные в статье, пробурены ИП «А.Е. Караваев» по заказу ООО «Красноярск».

2Радарограмма - волновая картина, совокупность трасс вдоль профиля съемки, протяженные по глубине оси синфазности отраженного сигнала, белые (отрицательные полуволны) и черные (положительные полуволны).

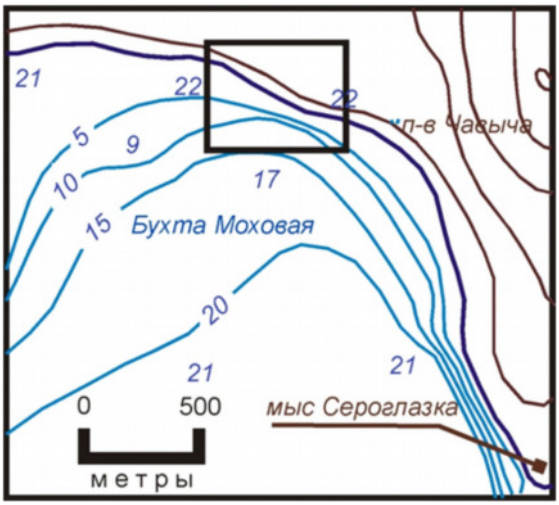


Рис. 2. Расположение площадки детальных исследований на берегу бухты Моховая.



Рис. 3. Общая схема расположения района исследований (космический снимок Image Landsat, Data SIO, NOAA, U.S. Navy, NGA, GEBCO www.eart.google).

воды. К концу профиля (120 м) уровень грунтовых вод наблюдается на глубине 2,50 м. Следующий слой, до глубины 4,70 м, мощностью 3,50 – торф слабо разложившийся, светло-коричневого цвета, водонасыщенный. Возраст и генезис пород – Q_4b. Водонасыщенность данного слоя на радарограмме отмечается в виде затухания отраженных волн. Далее, до глубины 10,50 м, мощностью 5,80 залегает щебенистый грунт, мощность его на в конце профиля увеличивается до 9,20 м, заполнитель – песок пылеватый (15-20 %), маловлажный, с включениями глыб (15-20 %). Возраст и генезис пород – Q_4el. До глубины 16 м, мощностью 5,50 м

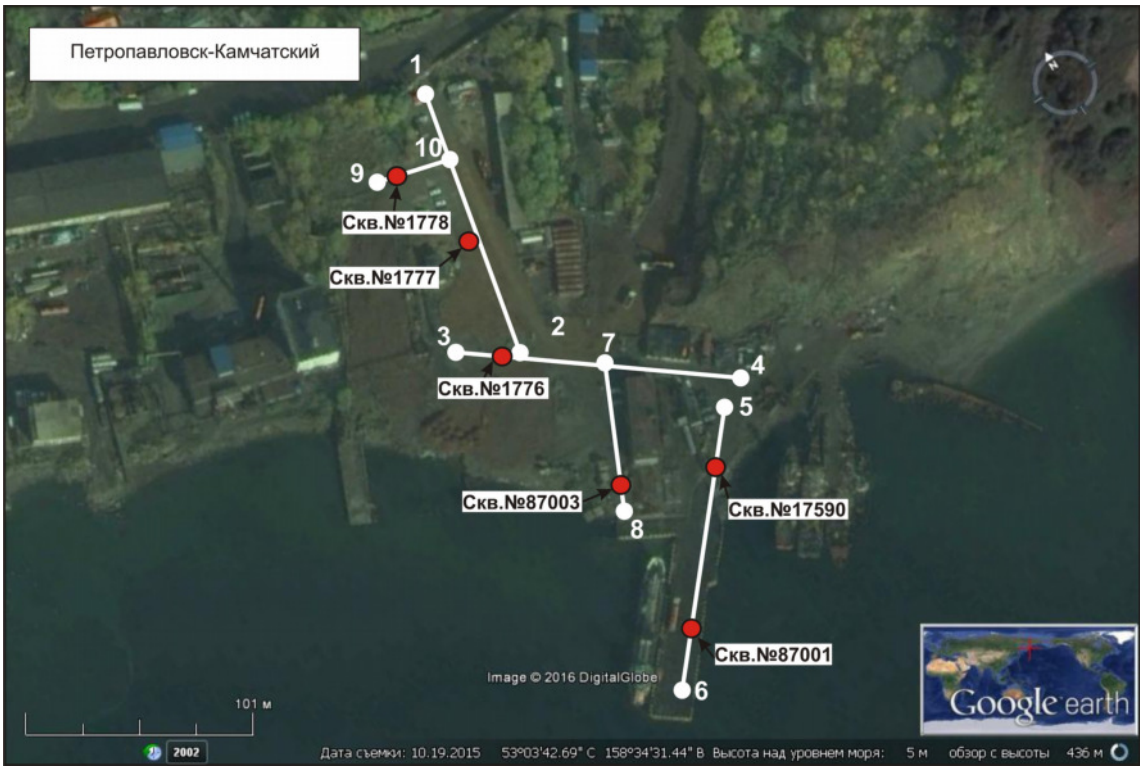


Рис. 4. Детальная схема района работ (космический снимок Image Landsat, Data SIO, NOAA, U.S. Navy, NGA, GEBCO www.eart.google). Условные обозначения: 1-2 – георадиолокационный профиль 1; 3-4 – георадиолокационный профиль 2; 5-6 – георадиолокационный профиль 3; 7-8 – георадиолокационный профиль 4; 9-10 – георадиолокационный профиль 5; скв.№1778 и т.п. – скважина и ее номер.

обнаружен скальный грунт – сильно трещиноватый, выветрелый, средней прочности, неразмягчаемый. Возраст и генезис пород – N_2-Q_{2-3}. Стоит отметить по данным скважины №1776, до глубины 5,90 м, мощностью 1,30 залегает гравийный грунт, заполнитель – песок средней крупности 30 – 35 %, серого цвета, водонасыщенный. Возраст и генезис пород – Q_4m-al.

Профиль 2 (протяженностью 120 м) (рис. 4): На рисунке 6 проведено сопоставление георадиолокационного разреза по профилю 2 со скважиной №1776. На поверхности залегает насыпной щебенистый грунт (песок, дресва, щебень) с супесчаным заполнителем, уплотненный.

Профиль 3 (протяженностью 120 м) (рис. 4): На рисунке 7 проведено сопоставление георадиолокационного разреза по профилю 3 со скважинами №17590 (пробурена 29.07.1981) и 87001 (пробурена 06.01.1987).

До глубины 7,00 м, мощностью 7,00 м залегает насыпной грунт – валуны андезита с песком до 5%. Возраст и генезис пород – Q_4t. Данные слой на радарограмме выделяется только до около 2,5 м. На глубине 1,50 м – грунтовые воды. Следующий слой, до глубины 15,00 м, мощностью 8,00 – щебенистый грунт с супесью желтой, твердой, с глыбами андезитов и

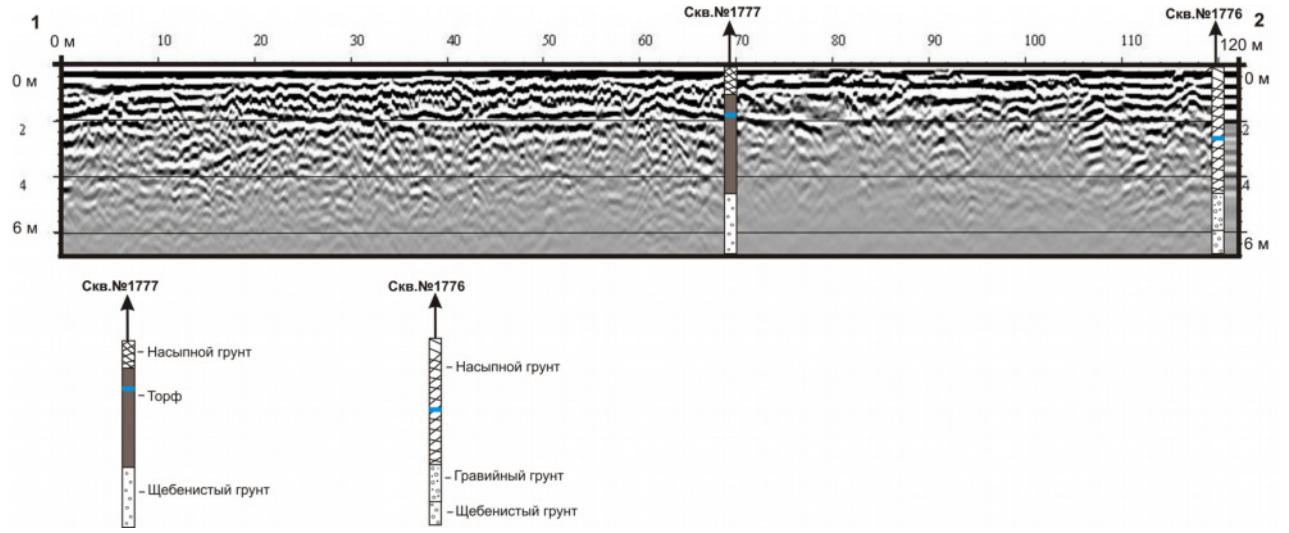


Рис. 5. Георадиолокационный профиль 1. Условные обозначения: цифры 1 и 2 – направление профиля (смотрите рис. 4); горизонтальная шкала 0 – 120 м – расстояние в метрах; вертикальная шкала 0 – 6 м – глубина в метрах; скв.№1777 и 1776 – номера скважин (смотрите пояснения в тексте).

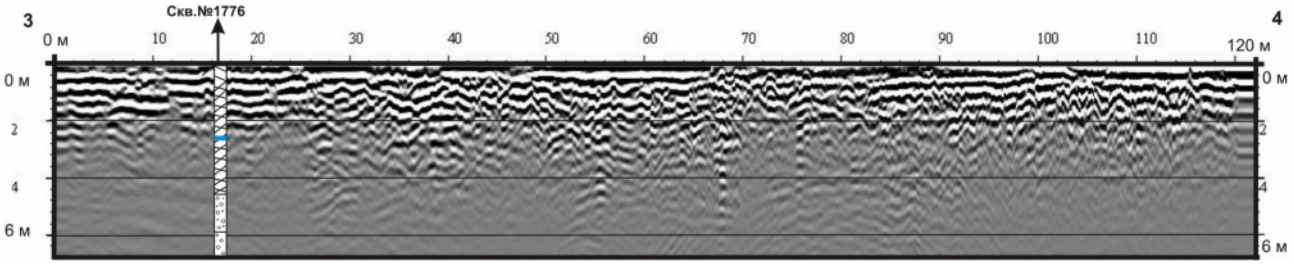


Рис. 6. Георадиолокационный профиль 2. Условные обозначения: цифры 3 и 4 – направление профиля (смотрите рис. 4); горизонтальная шкала 0 – 120 м – расстояние в метрах; вертикальная шкала 0 – 6 м – глубина в метрах; скв.№1776 – номер скважины (смотрите пояснения в тексте).

кремнистых сланцев размером 0,3 – 0,4 м. Возраст и генезис пород – K_2e-d. На расстоянии около 100 м до глубины 6,20 м, мощностью 6,20 м залегает насыпной щебенистый грунт с супесью, 15 – 30 %, с отдельными глыбами пород. С глубины 0,9 м грунт водонасыщенный. Возраст и генезис пород – Q_4t. На глубине 0,90 м – грунтовые воды. Следующий слой, до глубины 7,40 м, мощностью 1,20 – насыпной щебенистый грунт с отдельными глыбами пород, с прослоями ила суглинистого и песка мелкого. Возраст и генезис пород – Q_4t. Далее, до глубины 10,20 м, мощностью 2,80 залегает песок пылеватый, заиленный, водонасыщенный. Возраст и генезис пород – Q_4m. До глубины 13,20 м, мощностью 3,00 м обнаружен крупноглыбовый грунт с супесью 10%, с включениями щебня и дресвы. Возраст и генезис пород – K_2e.

Профиль 4 (протяженностью 65 м) (рис. 4): На рисунке 8 проведено сопоставление георадиолокационного разреза по профилю 4 со скважиной №87003 (пробурена 09.01.1987).

До глубины 4,80 м, мощностью 4,80 м залегает насыпной щебенистый грунт – щебень, металл, мусор. Грунт перемешан с морскими отложениями. Возраст и генезис пород – Q_4t. На

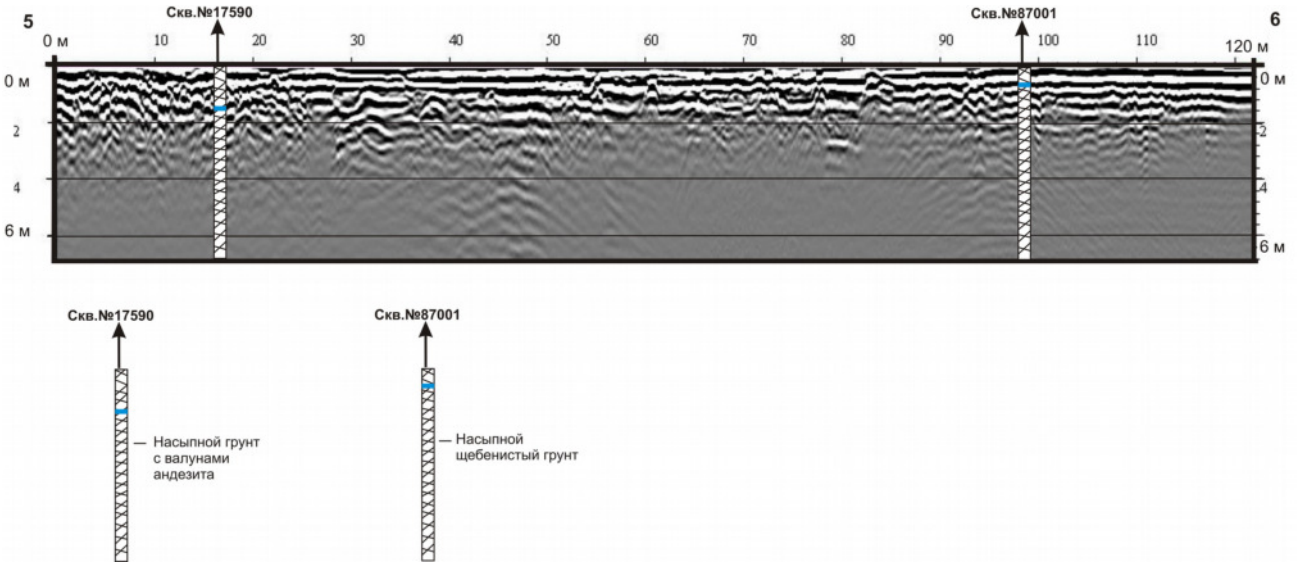


Рис. 7. Георадиолокационный профиль 3. Условные обозначения: цифры 5 и 6 – направление профиля (смотрите рис. 4); горизонтальная шкала 0 – 120 м – расстояние в метрах; вертикальная шкала 0 – 6 м – глубина в метрах; скв.№17590 и 87001 – номера скважин (смотрите пояснения в тексте).

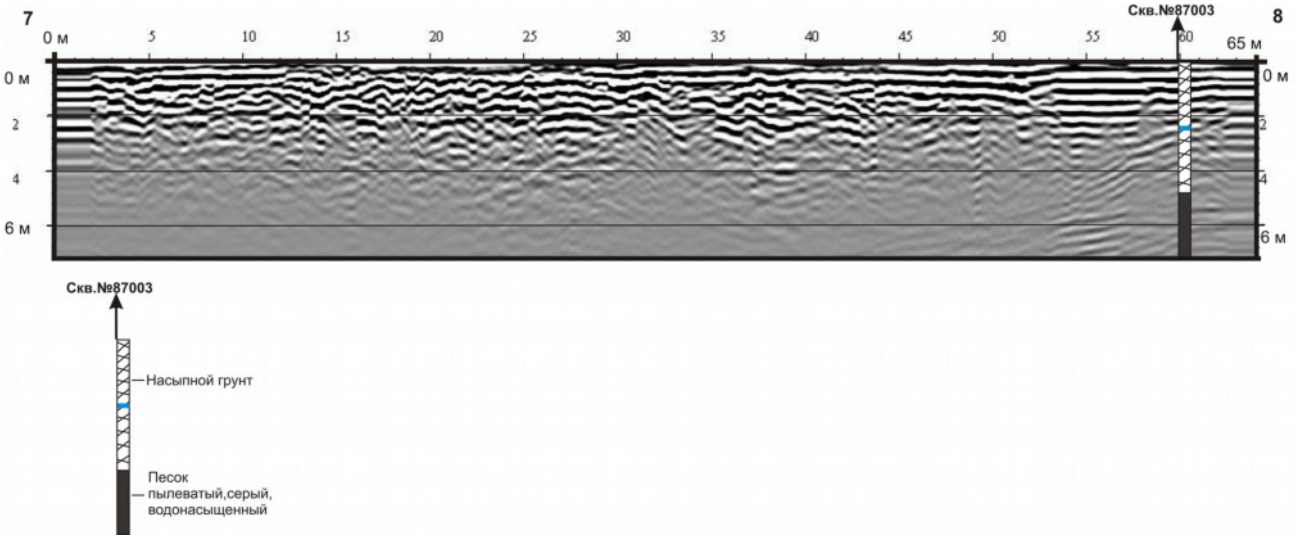


Рис. 8. Георадиолокационный профиль 4. Условные обозначения: цифры 7 и 8 – направление профиля (смотрите рис. 4); горизонтальная шкала 0 – 65 м – расстояние в метрах; вертикальная шкала 0 – 6 м – глубина в метрах; скв.№87003 – номер скважины (смотрите пояснения в тексте).

глубине 2,80 м – грунтовые воды. Следующий слой, до глубины 7,50 м, мощностью 2,70 – песок пылеватый, серый, водонасыщенный. Возраст и генезис пород – Q_4m. До глубины 16,50 м, мощностью 10,00 м обнаружен дресвяный грунт с прослоями суглинка. Возраст и генезис пород – K_2e.

Профиль 5 (протяженностью 23 м) (рис. 4): На рисунке 9 проведено сопоставление георадиолокационного разреза по профилю 5 со скважинами №1778 (пробурена 16.01.2015).

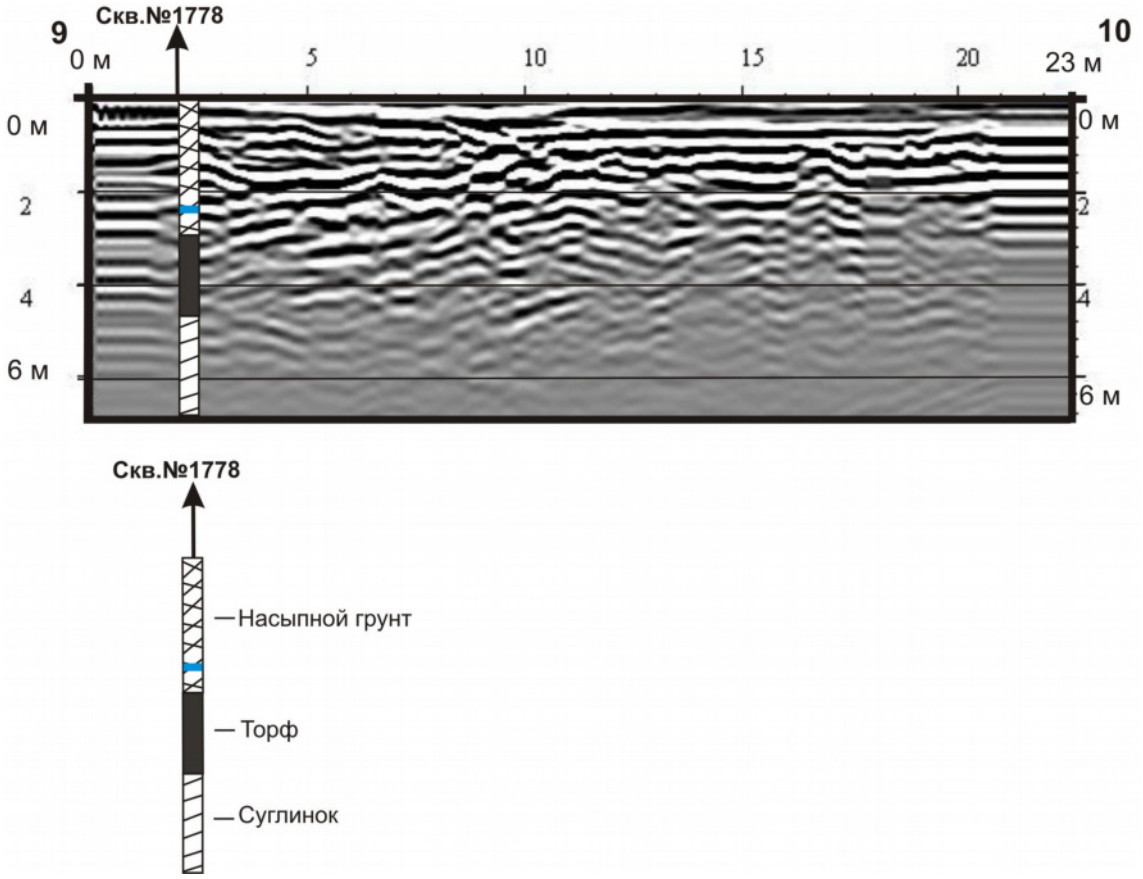


Рис. 9. Георадиолокационный профиль 5. Условные обозначения: цифры 9 и 10 – направление профиля (смотрите рис. 4); горизонтальная шкала 0 – 23 м – расстояние в метрах; вертикальная шкала 0 – 6 м – глубина в метрах; скв.№1778 – номер скважины (смотрите пояснения в тексте).

До глубины 3,00 м, мощностью 3,00 м залегает насыпной грунт (дресва, щебень, глыбы) с песчаным заполнителем, уплотненный. Возраст и генезис пород – Q_4t. На глубине 2,50 м – грунтовые воды. Следующий слой, до глубины 4,60 м, мощностью 1,60 – торф слабо разложившийся, светло-коричневого цвета, водонасыщенный. Возраст и генезис пород – Q_4b. До глубины 7,80 м, мощностью 1,30 м находится суглинок мягкопластичный, слабо заторфованный, светло-коричневого цвета. Возраст и генезис пород – Q_4al. До глубины 7,80 м, мощностью 1,30 м – гравийный грунт, с включениями валунов (5-10 %), заполнитель – песок средней крупности 30 – 35 %, серого цвета, водонасыщенный. Возраст и генезис пород – Q4m-al. Далее, до глубины 11,80 м, мощностью 4,00 залегает щебенистый грунт, заполнитель – песок пылеватый (15-20 %), маловлажный, с включениями глыб (15-20 %). Возраст и генезис пород – Q_4el. До глубины 16 м, мощностью 5,00 м обнаружен скальный грунт – сильно трещиноватый, выветрелый, средней прочности, неразмягчаемый. Возраст и генезис пород – N_2-$Q_{2\text{-}3}$.

Вывод

Практически повсеместно рассматриваемые отложения перекрыты чехлом (мощностью от 0,5 до около 10 м) более молодых четвертичных отложений, которые хорошо выделяются на радарограммах. В строении западин участвуют преимущественно дресвяно-щебенистые отложения с включением отдельных глыб. В долине ручьев обнажились отложения торфа.

Исследования выполнены по теме 1 Программы ФНИ государственных академий наук на 2014-2016 гг. по направлению исследований в части 67 «Фундаментальные проблемы развития литогенетических, магматических, метаморфических и минералообразующих систем» (ИВиС ДВО РАН) и при финансовой поддержке Минобрнауки России, в рамках программы стратегического развития ФГБУ ВПО «Камчатский государственный университет имени Витуса Беринга» на 2012 – 2016 г.

Список литературы

1. *Владов М.Л., Старовойтов А.В.* Введение в георадиолокацию. М.: МГУ, 2004. 153 с.

УДК 550.837

РЕГИОНАЛЬНЫЙ И ЛОКАЛЬНЫЙ БЕРЕГОВОЙ ЭФФЕКТЫ В МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОМ ПОЛЕ

Ю.Ф. Мороз, О.М. Самойлова

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

В работе рассматриваются результаты численного трехмерного моделирования магнитотеллурического поля Камчатки с целью изучения трехмерного берегового эффекта. Предпринята попытка разделения данного эффекта на региональную и локальную составляющие. Приводится подробное описание поведения модельных амплитудных и фазовых кривых магнитотеллурического зондирования (МТЗ), полученных в западном, центральном, южном и восточном районах Камчатки.

Введение

Одним из наиболее сложных вопросов в интерпретации магнитотеллурических полей в прибрежных зонах морей и океанов является береговой эффект, который связан с контрастом в электропроводности между хорошо проводящей морской водой и относительно высокоомным побережьем. Во второй половине прошлого века изучению берегового эффекта было посвящено много работ отечественных и зарубежных ученых [1, 12, 13]. Их труды базировались на экспериментальных данных, полученных на побережьях Австралии, Новой Зеландии, Калифорнии, Западной Канады, Южной Америки, Японии и России. Благодаря таким широкомасштабным исследованиям удалось теоретически изучить береговой эффект с использованием двумерных моделей [1]. На Камчатке данный вопрос исследован в рамках двумерной модели в работе [6]. Однако зондирования, проводимые в прибрежных районах со сложной конфигурацией береговой линии указывают на существование трехмерного берегового эффекта. Также сложную трехмерную ситуацию усугубляют островные дуги и глубоководные желоба. Все это приводит к возникновению сильных аномальных электромагнитных полей, искажающих глубинную информацию. Изучение данного эффекта стало возможным с разработкой программ трехмерного численного моделирования, позволяющего определить наиболее эффективные подходы к решению обратной задачи – интерпретации материала. Так на Камчатке были предприняты попытки изучения поведения магнитотеллурического поля в трехмерном варианте с помощью физического и численного моделирования [7]. Однако в этой работе использованы упрощенные модели в связи с ограничениями, существующими в физических и пленочных моделях. В дальнейшем было выполнено численное трехмерное моделирование магнитотеллурического поля [8], и выявлены основные особенности в поведении магнитных типперов и кривых МТЗ. Проведенное исследование показало, что магнитотеллурические параметры подвержены влиянию трехмерного берегового эффекта, который проявляется в западных, центральных и восточных районах Камчатки. Причем на кривых зондирования он выражен в разной степени на разных периодах вариаций в зависимости от очертаний береговой линии Камчатки и удаленности от нее и от

глубоководных желобов. В этой связи береговой эффект имеет региональные и локальные особенности, которые требуют более глубокого изучения. Этой проблеме и посвящена настоящая статья.

Методика численного моделирования магнитотеллурического поля Камчатки

Береговой эффект изучен в пробной модели, созданной на основе данных батиметрии [9], отраженных на рисунке 1. Геоэлектрические параметры верхнего слоя на суше приняты средними для Камчатки из работы [3]. Мощность осадочно-вулканогенного чехла составляет 3 км, а удельное электрическое сопротивление – 30 Ом·м. Удельное электрическое сопротивление морской принято 0,25 Ом·м. Глубинные геоэлектрические разрезы континента и дна океана приняты из работы [2] для теплового потока, изучаемой территории в 60 мВт/м2 и возраста дна омывающих морей и океана в 40 миллионов лет [4, 5, 10]. Сетка модели охватывает регион с координатами 51° до 62° северной широты и от 155° до 170° восточной долготы. Количество блоков по оси X составило 60, по оси У – 150, по оси Z – 12. При этом размер блоков по оси X на суше меняются от 15 км до 7,5 км, а по мере удаления в Охотское море и Тихий океан от 15 км до 200 км. Размер блоков оп оси У меняется в этих же пределах, только увеличение задано в крайних северных ячейках и за южной оконечностью Камчатки. Осадочно-вулканогенный чехол подстилается “нормальным” глубинным геоэлектрическим разрезом, которому соответствует распределение удельного сопротивления с глубиной, характерное для наиболее стабильных регионов Земли, например, Восточно-Европейской платформы [3]. Мощности и значения удельного сопротивления слоев заданного разреза приводятся в таблице.

Для решения прямой задачи мы применили программу Макки [11]. Численное моделирование осуществлялось в диапазоне периодов от 0.1 с. до 10000 с. На рисунке 1 показаны пункты, в которых были получены модельные амплитудные и фазовые кривые МТЗ. Необходимо отметить, что кривые отвечают двум взаимно перпендикулярным направлениям ХУ и УХ. Для удобства назовем кривые в направлении ХУ поперечными, а в направлении УХ – продольными. Также в каждом пункте моделирования получена локально-нормальная кривая, отображающая геоэлектрический разрез, неискаженный влиянием Охотского моря и Тихого океана.

Параметры “нормального” геоэлектрического разреза, на основании которого построена модель.

Континент		Океан	
Мощность, м	Удельное электрическое сопротивление, Ом·м	Мощность, м	Удельное электрическое сопротивление, Ом·м
$H_1 = 65000$	$\rho_1 = 1000$	$H_1 = 20000$	$\rho_1 = 1000$
$H_2 = 40000$	$\rho_2 = 500$	$H_2 = 20000$	$\rho_2 = 500$
$H_3 = 40000$	$\rho_3 = 100$	$H_3 = 25000$	$\rho_3 = 100$
$H_4 = 100000$	$\rho_4 = 50$	$H_4 = 40000$	$\rho_4 = 50$
$H_5 = 200000$	$\rho_5 = 20$	$H_5 = 340000$	$\rho_5 = 20$
$H_6 = 300000$	$\rho_6 = 10$	$H_6 = 300000$	$\rho_6 = 10$

Для изучения трехмерного регионального эффекта проанализированы кривые на удалении от береговой черты, на западном побережье и на восточных полуостровах. Также выполнено моделирование по горизонтальному профилю, пересекающему Камчатку от Охотского моря до Тихого океана (рис. 1).

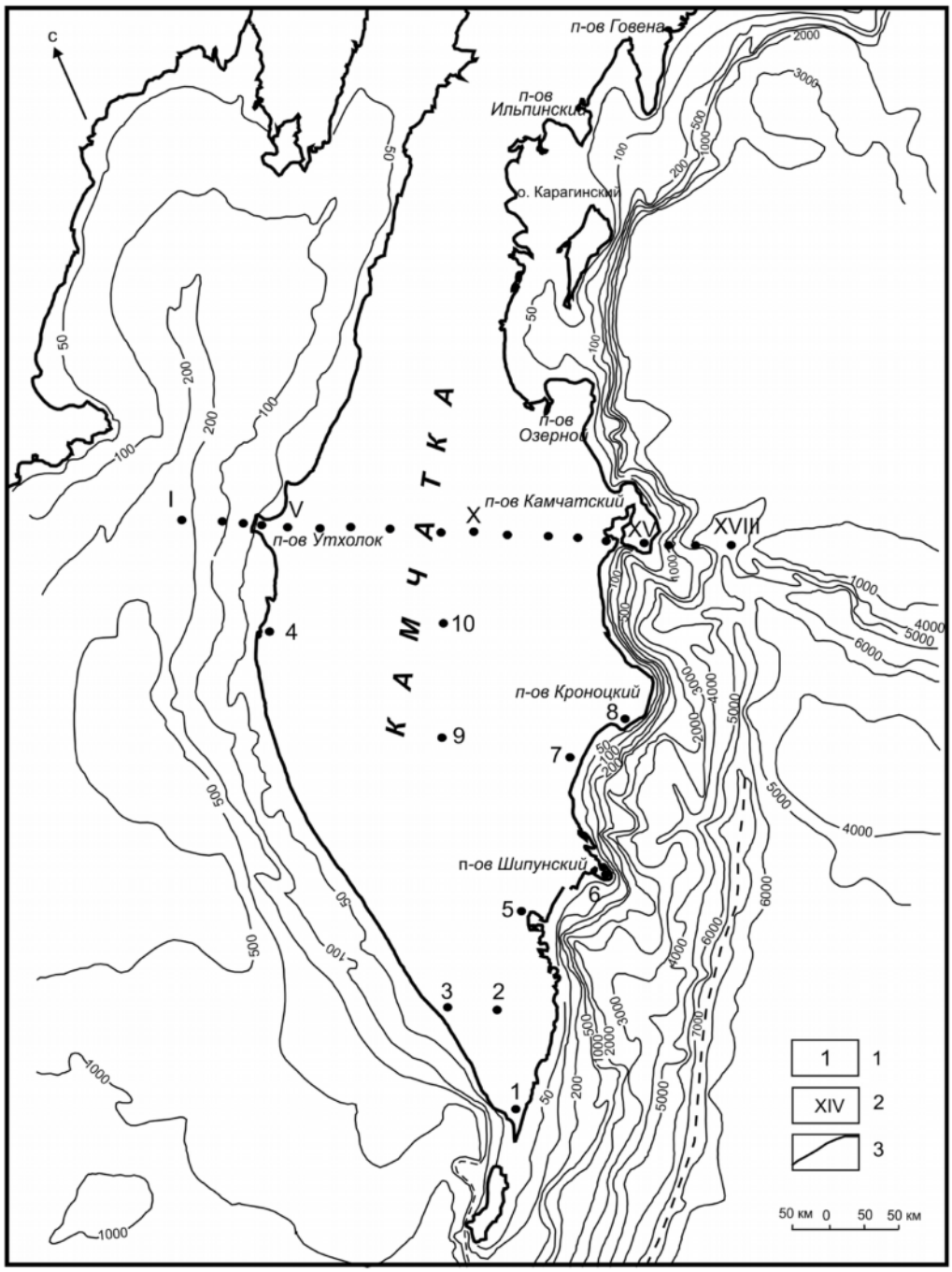


Рис. 1. Карта батиметрии с изображением пунктов МТЗ, для которых получены модельные кривые МТЗ. 1 – номера пунктов моделирования в южном, западном, восточном и центральном районах Камчатки; 2 – номера пунктов моделирования по субширотному профилю п-ов Утхолок – п-ов Камчатский; 3 – изобаты.

Региональный береговой эффект

На рисунке 1 видно, что в районе западного побережья Камчатки (в акватории Охотского моря) глубины морского дна не превышают 500 м. В акватории Тихого океана глубины морского дна достигают 7 км. Здесь располагается Курило-Камчатский глубоководный желоб, вытянутый вдоль Камчатки на расстоянии почти 700 км. Он в своей северной части сочленяется с Алеутским глубоководным желобом. Необходимо отметить особенности формы Камчатского региона. Полуостров представляет собой вытянутую в северо-восточном направлении трехмерную неоднородность, максимальная ширина которой составляет 430 км. На Северо-востоке она сужается до 100 км, образуя так называемый Камчатский перешеек, а на Юге замыкается в виде угла. Западная береговая линия имеет плавную форму (здесь выделяется лишь небольшой полуостров Утхолок), а восточная – имеет весьма сложную конфигурацию. В ее поведении выделяются полуострова Говена, Ильпинский, Озерной, Камчатский, Кроноцкий, Шипунский, между которыми располагаются заливы.

О влиянии регионального трехмерного эффекта, связанного с очертаниями береговой линии полуострова Камчатка и присутствием глубоководных желобов, можно судить по модельным кривым МТЗ, полученным в пунктах 9 и 10, которые располагаются на удалении от побережья Охотского моря и Тихого океана, т.е. в средней части полуострова (рис. 2).

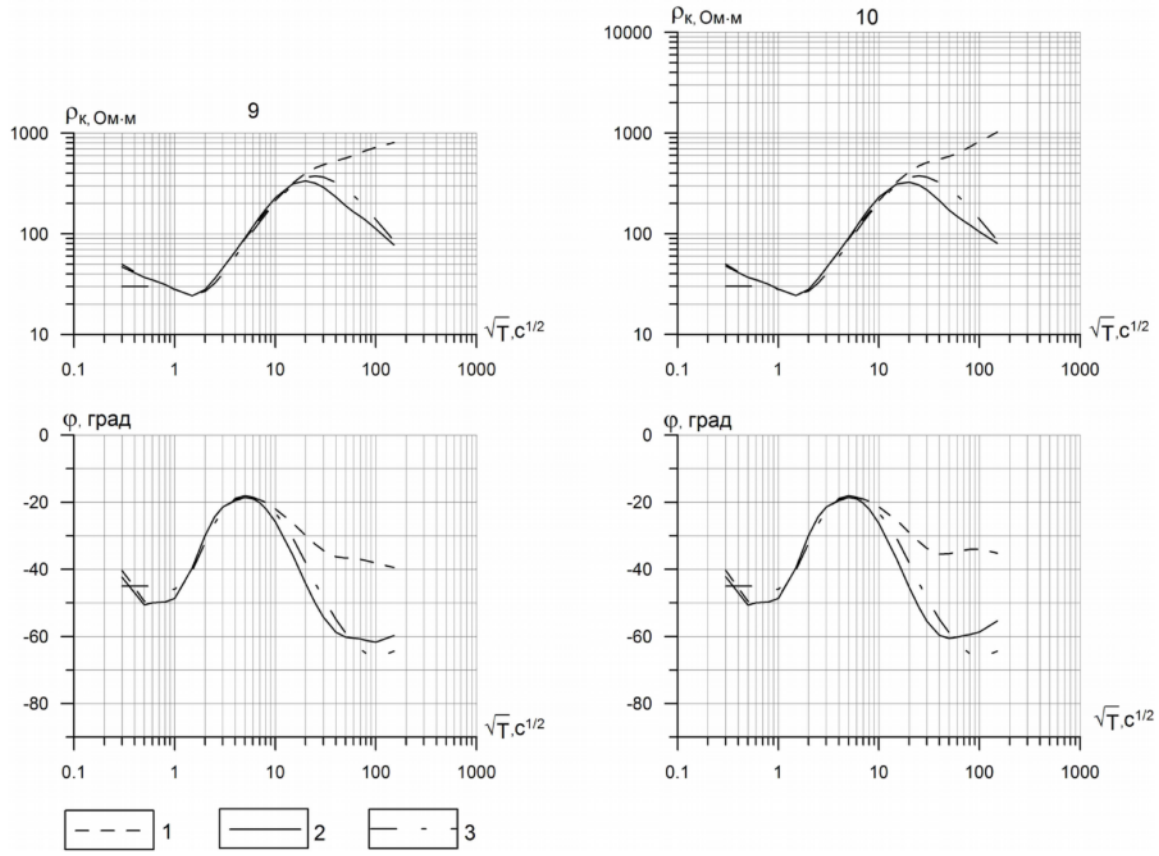


Рис. 2. Модельные кривые МТЗ в центральной части Камчатки в пунктах № 9, 10. 1 – поперечная, 2 – продольная, 3 – локально-нормальная.

Видно, что поперечная и продольная кривые МТЗ почти совпадают с локально-нормальной кривой в высокочастотном диапазоне периодов. Отклонение обеих кривых от локально-нормальной начинается с периодов 200-300 с. При этом поперечная кривая с увеличением периода вариаций “затягивается” вверх по уровню сопротивлений. Расхождение амплитудной поперечной и локально-нормальной кривых на периоде 10000 с достигает почти половину порядка. Фазовая поперечная кривая отклоняется от локально-нормальной на периоде 30-40 с. Примечательно, что продольная амплитудная и фазовая кривые в низкочастотной области подобны локально-нормальным кривым. Перечисленные особенности характерны для берегового эффекта в двумерных моделях.

В пунктах 9 и 10, расположенных южнее широтного профиля (в области влияния берегового эффекта от глубоководного желоба), на продольной амплитудной и фазовой кривых в области низких частот проявился минимум (рис. 2). При этом фазовая кривая на периодах более 1000 с отличается наличием восходящей ветви, пересекающей локально-нормальную кривую, что связано с влиянием регионального трехмерного эффекта. Еще большее влияние трехмерного берегового эффекта можно наблюдать на кривых, полученных в южном районе Камчатки (МТЗ № 1,2). Об этом говорит еще более крутой угол наклона восходящих ветвей поперечных кривых на больших периодах и ярко выраженный минимум на продольных амплитудных и фазовых кривых на периодах 3600 с и 1600 с соответственно (рис. 3).

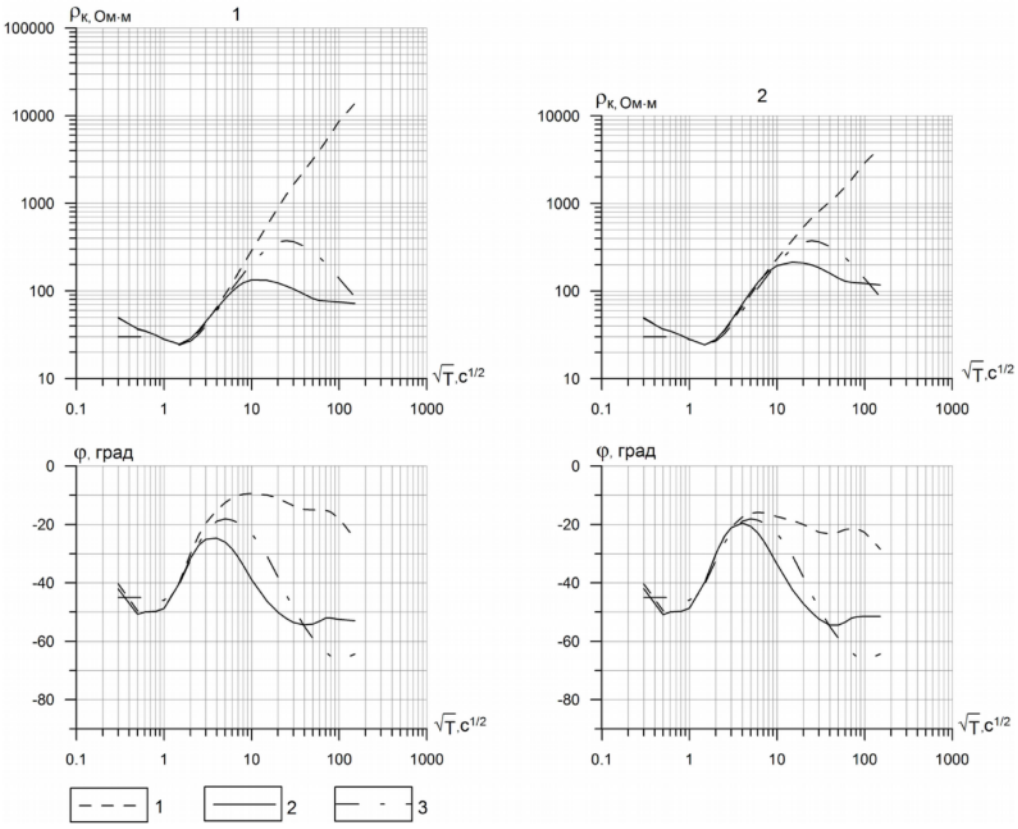


Рис. 3. Модельные кривые МТЗ в южной части Камчатки в пунктах № 1, 2. 1 – поперечная, 2 – продольная, 3 – локально-нормальная.

Вблизи береговой черты западного побережья Камчатки (МТЗ № 3, 4) на амплитудных продольных и поперечных кривых проявились гальванические эффекты, выраженные смещением кривых кажущегося удельного электрического сопротивления относительно локально-нормальной кривой (рис. 4). При этом фазовые продольные и поперечные кривые в высокочастотном диапазоне практически совпадают. Характерно, что в этой части Камчатки трехмерный региональный береговой эффект заметно усиливается и проявляется на периодах 2500 с на амплитудных и на фазовых кривых.

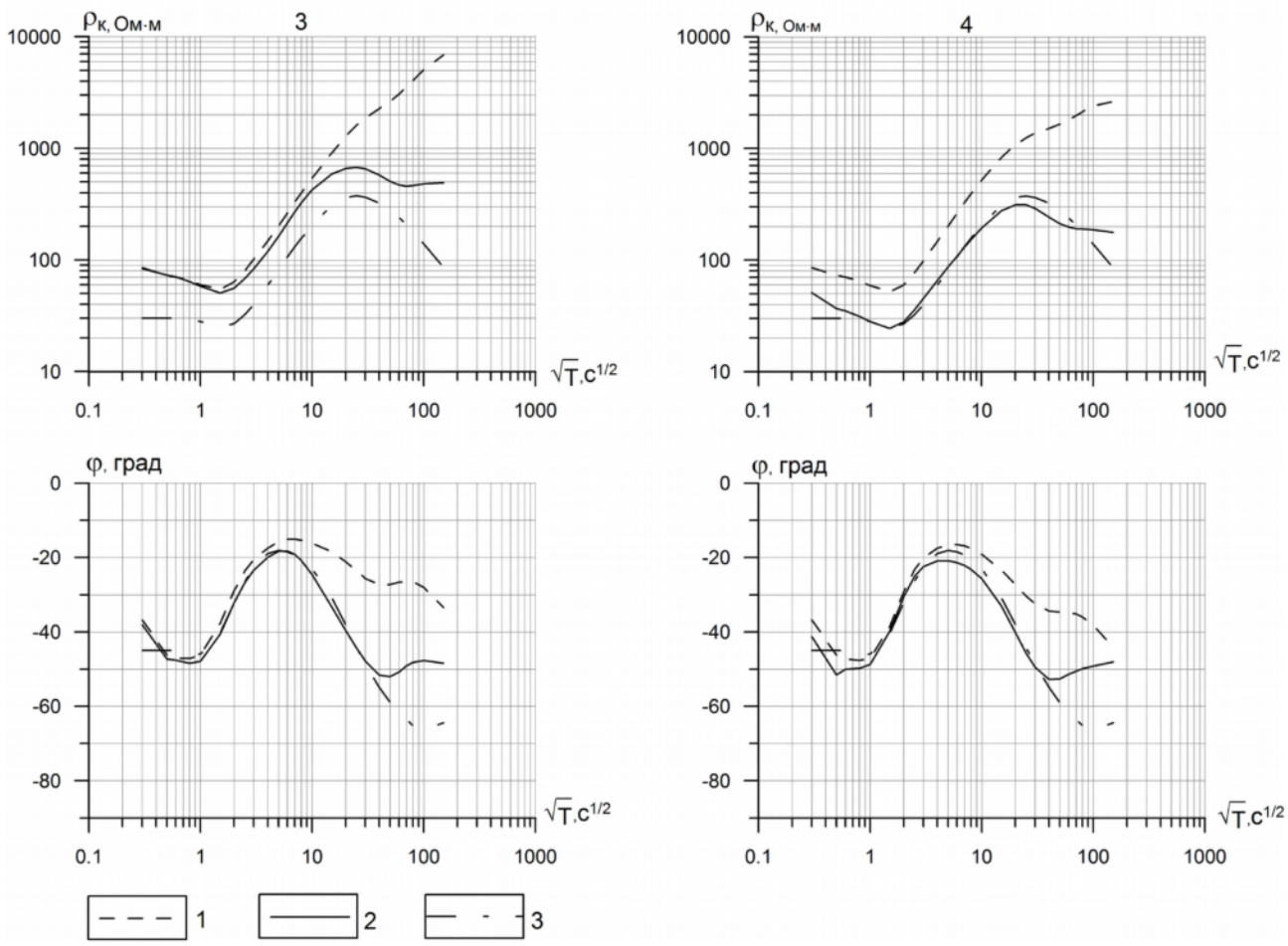


Рис. 4. Модельные кривые МТЗ в западной части Камчатки в пунктах № 3, 4. 1 – поперечная, 2 – продольная, 3 – локально-нормальная.

Локальный береговой эффект

Восточные полуострова Камчатки характеризуются сложными очертаниями береговой линии. Индуцированные морские электрические токи обтекают полуострова и концентрируются в морских заливах, создавая локальные трехмерные эффекты, которые в различной форме проявляются на продольных и поперечных кривых в зависимости от того, в каком месте ведутся наблюдения. В качестве примера приведены кривые в пунктах 5, 6, 7 и 8, (рис. 5). Влияние локального берегового эффекта начинается с периодов в первые де-сятки секунд. Оно проявляется в отклонении продольной и поперечной кривых от локально-

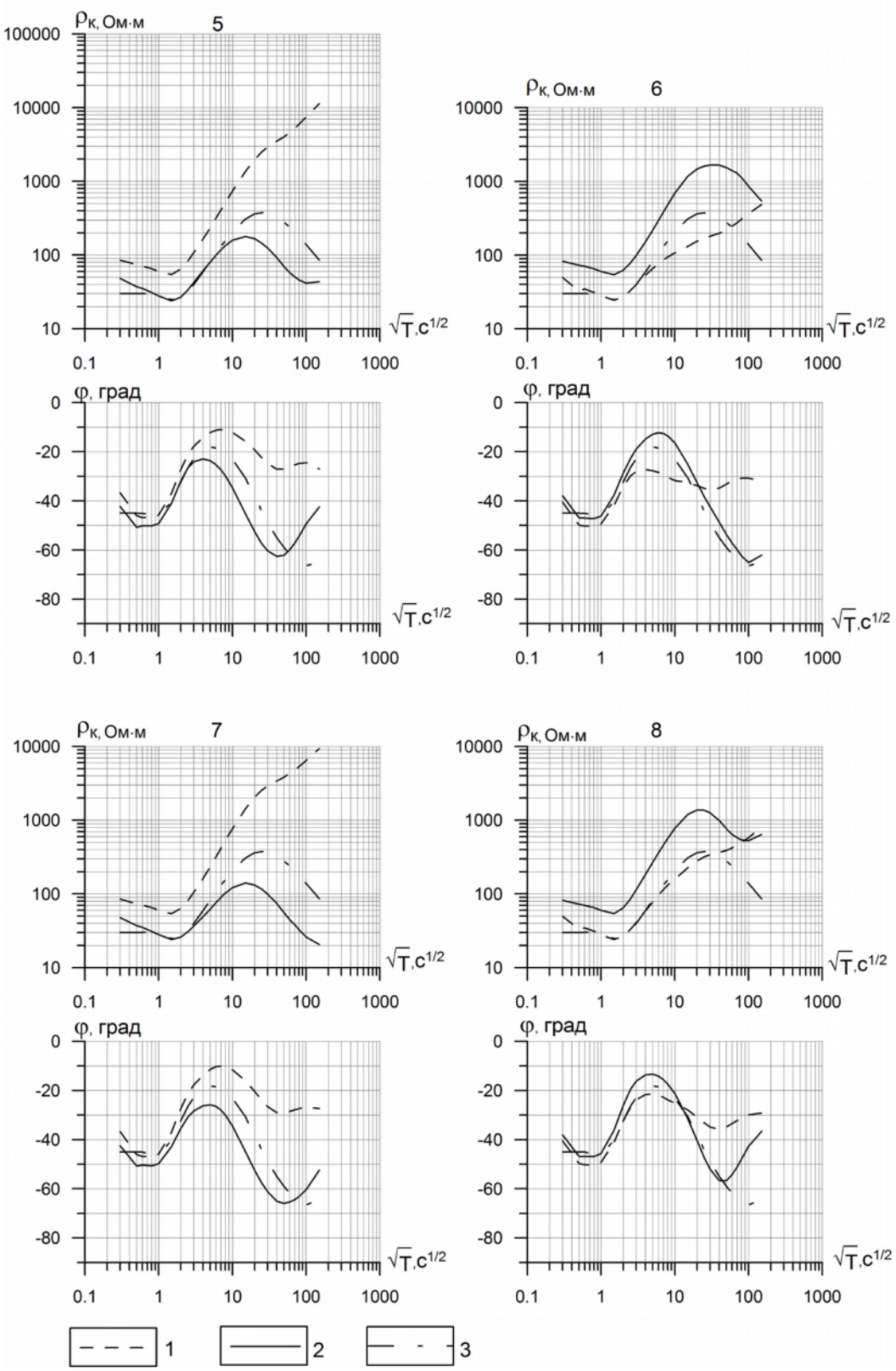


Рис. 5. Модельные кривые МТЗ в восточной части Камчатки в пунктах № 5, 6, 7 и 8. 1 – поперечная, 2 – продольная, 3 – локально-нормальная.

нормальной. На восточных полуостровах поперечная кривая в низкочастотном диапазоне расположена ниже по уровню сопротивлений относительно локально-нормальной кривой. Это связано с действием индукционного эффекта электрических токов, обтекающих полуостров. В заливах поперечная кривая в области больших периодов занимает более высокий уровень, что обусловлено действием токов, концентрирующихся в заливах. За счет этих токов усиливается индукционный эффект, выраженный в отклонении продольных кривых от локально-нормальной. Следует обратить внимание на то, что в районе восточных полуостровов и заливов также проявился региональный береговой эффект, который выражен на низких частотах (8000-15000 с) отклонением продольных или поперечных амплитудных и фазовых кривых от локально-нормальных значений. Видно, что в районе восточных полуостровов в большинстве случаев продольные кривые МТЗ по своей форме близки к локально-нормальной кривой, что допускает возможность получить приближенную информацию о распределении электропроводности с глубиной по экспериментальным кривым.

Анализ кривых МТЗ, полученных по субширотному профилю

Более полное представление о влиянии берегового эффекта со стороны Охотского моря и Тихого океана дает рис. 6, на котором изображены кривые МТЗ по профилю, пересекающему Камчатку и выходящему в близлежащие акватории в районах западной и восточной Камчатки. Рассмотрим основные особенности этих кривых по направлению профиля с Запада на Восток.

В области шельфа Охотского моря (МТЗ № II) продольные и поперечные кривые практически совпадают с локально-нормальной кривой в высокочастотном диапазоне. Действие регионального берегового эффекта проявляется в поведении поперечной кривой, которая занимает более низкий уровень относительно локально-нормальной, что связано с перераспределением индуцированного электрического тока в зоне шельфа в связи с высокой проводимостью верхнего слоя, включающего толщу морской воды и осадочного чехла.

На полуострове Утхолок (МТЗ № IV) амплитудные кривые подвержены локальному гальваническому эффекту, выраженному в смещении уровня значений кажущегося электрического сопротивления относительно локально-нормальных значений. При этом продольная и поперечная фазовые кривые совпадают с локально-нормальной кривой в области высоких частот. В низкочастотном диапазоне проявился локальный береговой эффект, приводящий к изменению формы продольной кривой относительно локально-нормальной. Региональный береговой эффект заметно выражен в поведении поперечной кривой, “затянутой” вверх по уровню сопротивления на большей части профиля.

С Запада на Восток (МТЗ № V-XIV) мы наблюдаем влияние только регионального берегового эффекта. Он проявился в виде восходящей ветви поперечной кривой в области низких частот, что связано с кондуктивным взаимодействием токов, выраженном в их перетекании из океана, где концентрируется океанический ток, в осадочно-вулканогенный чехол континента. Эффект начинает проявляться примерно с периодов 400-500 с. Продольная кривая,

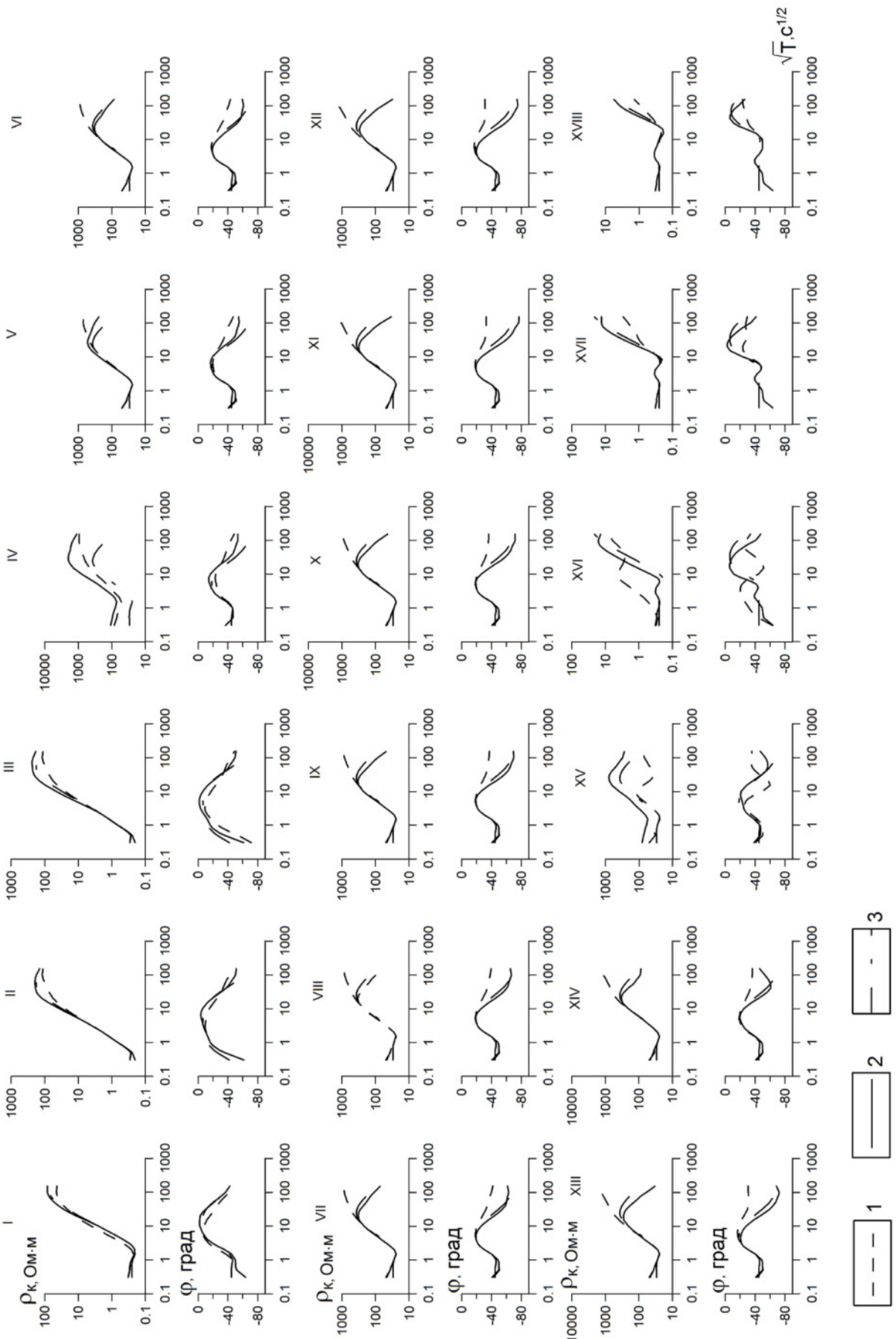


Рис. 6. Модельные кривые МТЗ, полученные по субширотному профилю в пунктах № I-XVIII. 1 – поперечная, 2 – продольная, 3 – локально-нормальная.

начиная с указанных периодов, начинает отклоняться от локально-нормальной кривой в сторону уменьшения кажущегося удельного сопротивления. Этот эффект связан с индуктивным взаимодействием токов через их магнитное поле. В прибрежной зоне Камчатки магнитное поле возрастает, а электрическое убывает, заметно понижая ветвь продольной кривой в диапазоне периодов 400-10000 с. По направлению к побережью Тихого океана влияние регионального берегового эффекта усиливается, что проявляется в большим отклонением продольной и поперечной кривых за счет действия эффекта “S” и индукционного эффекта. Важно указать, что поведение кривых МТЗ в пределах большей части профиля, за исключением полуостровов Утхолок и Камчатский, является подобным для двумерно-неоднородной модели Камчатки [6]. Продольные кривые близки к локально-нормальной кривой и дают более корректное представление о распределении электропроводности с глубиной.

На полуострове Камчатский (МТЗ № XV) в поведении кривых выражен локальный береговой эффект. Он связан с обтеканием индукционным электрическим токов этого полуострова. За счет действия эффекта “S” значения кажущихся сопротивлений в области низких частот становятся в несколько раз больше в максимуме продольной кривой. В то же время на этой же кривой формируется минимум из-за влияния индукционного эффекта, токов, текущих в субширотном направлении.

В районе шельфа форма поперечной кривой (МТЗ № XVI) подобна форме поперечной кривой на полуострове Камчатский, что связано с локальным береговым эффектом, вызванным индуцированным электрическим током. Продольная кривая является сравнительно близкой к локально-нормальной кривой, за исключением правой части низкочастотного диапазона. Здесь она пересекается с локально-нормальной кривой, что может быть связано с региональным трехмерным береговым эффектом, обусловленным влиянием геоэлектрической неоднородности области сочленения Курило-Камчатского и Алеутского желобов. Также не исключается трехмерность, которая объясняется вынужденным ограничением модели Камчатки и глубоководных желобов из-за ограниченных размеров сетки при моделировании магнитотеллурического поля. При удалении пунктов наблюдений в океан (МТЗ № XVI-XVIII) локальный береговой эффект гаснет, а региональный – усиливается, что наглядно иллюстрируется в поведении фазовых кривых.

Рассмотрим поведение кривых МТЗ в модели Камчатки, содержащей коровый проводящий слой на глубине 25 км мощностью 20 км и удельным электрическим сопротивлением 20 Ом·м. На рис. 7 приведены продольные, поперечные и локально-нормальные амплитудные и фазовые кривые. На большинстве из них (МТЗ № I-XVI) в той или иной степени в видимой форме выражен коровый слой в диапазоне периодов 30-500 с. Исключением являются кривые в шельфовой зоне Тихого океана, где в рассматриваемом частотном диапазоне коровый слой не проявился из-за высокой проводимости толщи морской воды. На большей части сухопутного профиля продольные кривые (МТЗ № V-XV) в диапазоне периодов от 1 до 500 с практически совпадают с локально-нормальной кривой. Это обусловлено тем, что индукционный эффект от влияния электрических токов в Охотском море и Тихом океане по

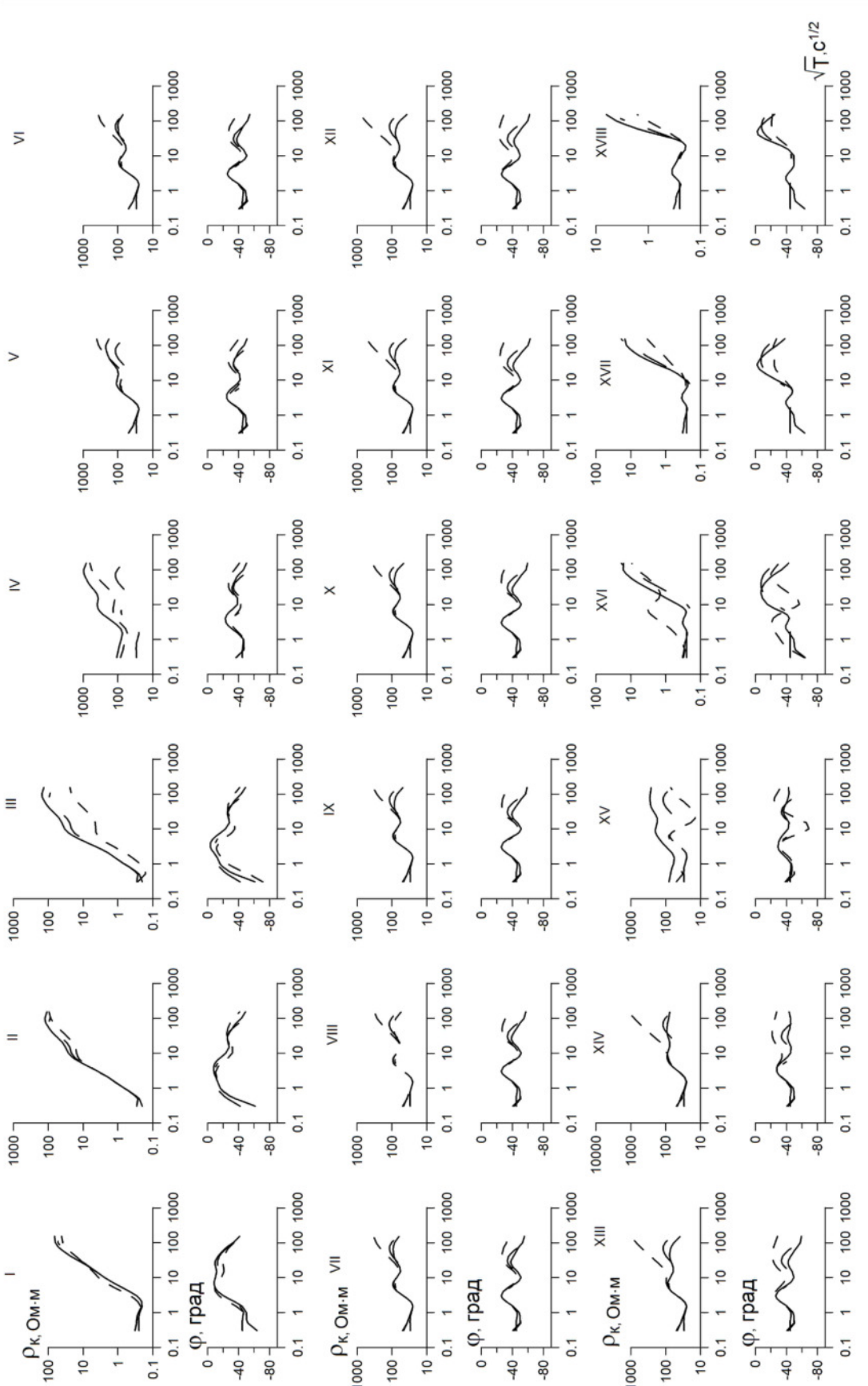


Рис. 7. Модельные кривые МТЗ, полученные по субширотному профилю в пунктах № I-XVIII при добавлении в модель слоя повышенной электропроводности с сопротивлением 20 Омм, мощностью 20 км и глубиной залегания кровли 25 км.
1 – поперечная, 2 – продольная, 3 – локально-нормальная.

существу гаснет на фоне более сильного индукционного влияния электрических токов в коровом проводящем слое. Поперечные кривые в западно-центральной части сухопутного профиля (МТЗ № VII-XII) также близки в этой области частот к локально-нормальной кривой, благодаря кондуктивному взаимодействию электрических токов, индуцированных в толще морской воды и коровом проводнике.

При приближении пунктов наблюдения к побережьям Охотского моря и Тихого океана усиливается региональный береговой эффект, за счет которого поперечные и продольные кривые отклоняются от локально-нормальной кривой. При этом, чем ближе к береговой линии, тем на более ранних периодах поперечные кривые отклоняются от локально-нормальных значений. На продольных кривых региональный береговой эффект выражен на периодах более 1500 с. Характерно, что на полуостровах Утхолок и Камчатский локальный береговой эффект при наличии корового слоя не затухает и выражен в поведении как продольной так и поперечной кривых МТЗ.

Заключение

Как показали результаты численного трехмерного моделирования магнитотеллурического поля Камчатки кривые МТЗ в сильной степени подвержены влиянию трехмерного берегового эффекта, возникающему благодаря контрасту электропроводности суши и морской воды. В рамках настоящей работы удалось разделить эффекты, имеющие разную природу – региональный и локальный береговые эффекты. Главное отличие между ними заключается в частотном диапазоне, в котором происходит их влияние. Так искажение амплитудных и фазовых кривых при региональном эффекте наблюдается в области больших периодов от 400 с и выше. При этом на кривых он проявляется в отклонении продольных и поперечных амплитудных и фазовых значений от локально-нормальных. Поперечные кривые в низкочастотной области сильно “затянуты” вверх по уровню удельного электрического сопротивления, а продольные отклоняются от локально-нормальной кривой в сторону уменьшения кажущегося удельного сопротивления.

Локальный эффект, в свою очередь, начинает действовать в высокочастотном диапазоне периодов от первых десятков секунд. Он проявляется и в виде отклонений продольных и поперечных кривых от локально-нормальных, и в виде разного положения поперечных кривых относительно локально-нормальных кривых в районе полуостровов и заливов. Так на полуостровах поперечная кривая в низкочастотном диапазоне расположена ниже локально-нормальной кривой по уровню сопротивлений, а в заливах она занимает более высокий уровень. Важно отметить, что при локальном береговом эффекте возможно изменение формы амплитудных и фазовых кривых относительно локально-нормальной.

Анализ кривых МТЗ, полученных после введения в модель слоя повышенной электропроводности показал, что влияние регионального берегового эффекта заметно ослабевает, но по мере приближения к береговой линии снова усиливается в поведении поперечной кривой.

Локальный эффект не затухает и проявляется в поведении кривых зондирования как поперечных так и продольных.

В средней части Камчатки поведение продольной и поперечной кривых является подобным для двумерно-неоднородной модели. Это дает основание для изучения глубинной электропроводности использовать численное двумерное моделирование. В прибрежной зоне Камчатки со сложным очертанием береговой линии для интерпретации МТЗ необходимо привлечение модели с трехмерным распределением электропроводности верхнего слоя.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 16-35-00088; 16-05-00059).

Список литературы

1. *Бердичевский М.Н., Колдаев Д.С., Яковлев А.Г.* Магнитотеллурическое зондирование на берегу океана // Физика Земли. 1992. № 6. с. 87-96.
2. *Ваньян Л.Л.* Электромагнитные зондирования. М.: Научный мир, 1977. 219 с.
3. *Ваньян Л.Л., Шиловский П.П.* Глубинная электропроводность океанов и континентов. М.: Наука, 1983. 88 с.
4. Геология СССР. Северо-Восток СССР. Геологическое описание. Т. 30. Кн. I. М.: Недра. 1970а. 547 с.
5. Геология СССР. Северо-Восток СССР. Геологическое описание. Т. 30. Кн. II. М.: Недра. 1970б. 536 с.
6. *Мороз Ю.Ф.* Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки. М.: Наука, 1991. 181 с.
7. *Мороз Ю.Ф., Кобзова В.М.* Физическое и численное моделирование магнитотеллурического поля Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1994. № 2. С. 86- 98.
8. *Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А.* Численное трехмерное моделирование магнитотеллурического поля Камчатки // Физика Земли. 2011. № 2. С. 64-71.
9. *Селиверстов Н.И.* Подводные морфоструктуры Кулило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2013. 162 с.
10. *Смирнов Я.Б.* Карта глубинных температур территории СССР и сопредельный районов в масштабе 1 : 100000. М.: ГУГЛ, 1980. 150с.
11. *Mackie K.L., Smith J.T. and Madden T.R.* Three-dimensional electromagnetic modeling using finite difference equations: the magnetotelluric example // Radio Science. 1994. № 4. P. 923-935.
12. *Parkinson W.D.* The influence of continents and oceans on geomagnetic variations: Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 1962. V. 6. P. 441-449.
13. *Parkinson W.D., Jones F.W.* The geomagnetic coast effect // Reviews of geophysics and space physics. 1979. Vol. 17. № 8. P. 1999-2015.

УДК. 551.34

ПРОБЛЕМА НАВЕДЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ

Т.А. Ташлыкова [1]***, А.В. Викулин*** [2]

[1] *Институт земной коры СО РАН, Иркутск;*
e-mail: tta1964@mail.ru
[2] *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,*
Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: vik@kscnet.ru

Во второй половине XX века в мире резко возросло количество возводимых высоких плотин с образованием крупных водохранилищ. Было замечено, что на прилегающих к водохранилищам территориях увеличилось количество регистрируемых землетрясений, природу возникновения которых было сложно установить. Во второй половине XX века в мире резко возросло количество возводимых высоких плотин с наполнением при них крупных водохранилищ. Было замечено, что на прилегающих территориях увеличивается числе регистрируемых землетрясений, природу возникновения которых было сложно установить. Разрушительное землетрясение 10.12.1967 г. в районе плотины Койна, Индия, послужило причиной для начала детального изучения нового процесса. Проанализированы материалы по землетрясениям в районах созданных водохранилищ по зарубежным источникам (от середины прошлого столетия по настоящее время), в которых установлена связь уровня воды с землетрясениями на прилегающих территориях. Проведены исследования на предмет возникновения наведенных/техногенных землетрясений от эксплуатации ангарских глубоководных водохранилищ, где выявлена связь между уровнем воды и происходящими землетрясениями.

Введение

С увеличением числа создаваемых водохранилищ (особенно больших и средних) во второй половине XX века, появились материалы, позволяющие предположить, что образование некоторых из них инициировало сейсмический процесс на прилегающей территории. Первые сильные сейсмические толчки в районах образованных новых водохранилищ не привлекали особого внимания исследователей и считались фоновыми. Однако со временем исследователи все чаще стали отмечать их концентрацию именно в районах вновь созданных водохранилищ, и данное явление уже не могло рассматриваться как случайное [4, 12]. Со временем по мере изучения наведенной сейсмичности при строительстве крупных плотин, а также при добыче нефти, газа, при закачке воды в скважины накопился большой объем инструментальных данных. В соответствии с [9]: «Официальная» российская (советская) сейсмология довольно долго (в течение 20-30 лет) вообще не признавала явление техногенной (наведенной) сейсмичности. Некоторые сейсмологи, признавая ее, относились к ней как к некоему побочному явлению (сейсмичности «второго сорта»), которое только мешает изучать «настоящую» сейсмичность в полной мере».

В середине XX века началось освоение природных ресурсов Восточной Сибири с активным развитием экономики края и перемещения из центра страны ряда энергоемких отраслей

промышленности, так как в Восточной Сибири наблюдалось благоприятное сочетание природных условий для развития производства и экономики края на базе недорогой в то время электроэнергии. Был создан каскад объемных водохранилищ на р. Ангара, впоследствии ставший одним из крупнейших в мире. За время его эксплуатации на прилегающей к каскаду территории стали регистрироваться землетрясения, природа которых остается непонятной.

Характеристика глубоководных ангарских водохранилищ

Одним из ведущих факторов изменения природной среды служат наполняемые водохранилища, которые необходимы человеку в процессе его жизнедеятельности. Создаваемые на разных территориях, в разных регионах и климатических зонах они могут быть многоцелевыми и иметь несколько разных типов назначений. Среди них выделяются водохранилища энергетического назначения, эксплуатация которых приводит к специфическому активному техногенному воздействию на верхний слой земной коры, ранее не осуществляемому и потому своевременно не оцененному.

Образованные путем перекрытия р. Ангары высоконапорными плотинами Братское и Усть-Илимское водохранилища, а теперь и Богучанское, принадлежат к крупнейшим глубоководным водохранилищам мира, расположенным последовательно в цепочке каскада. Так, Братское водохранилище занимает второе место в мире среди всех антропогенных водоемов, водный объем которого равен 169,3 км^3 на занимаемой площади в 5470 км^2 [14]. Примыкающее с севера Усть-Илимское водохранилище – в три раза меньше по площади и по объему Братского. В настоящее время завершается наполнение IV ступени ангарского каскада – Богучанского водохранилища, которое по водному объему на 1,2 км^3 будет меньше Усть-Илимского, а по площади водного зеркала – на 450 км^2 наоборот, больше.

Точки зрения на природу наведенной сейсмичности

С наполнением глубоководных Братского и Усть-Илимского водохранилищ, нарушилась геодинамическая обстановка территории Средней Ангары. Местные жители все чаще стали слышать гул из-под земли в районе наполняющегося Братского водохранилища. За период 1968-2009 гг. Байкальским филиалом геофизической службы СО РАН зарегистрировано около 150 землетрясений разных энергетических классов (К = 7–13,3). Однако убедительных фактов в пользу появления в районе наведенной сейсмичности до настоящего времени нет, несмотря на регистрацию нескольких достаточно крупных землетрясений с энергетическим классом К > 10. На природу возникновения таких землетрясений существует две точки зрения: тектоническое происхождение и промышленные взрывы [6, 8, 17]. По результатам изучения зарегистрированных землетрясений на Средней Ангаре (включая крупное Окинское 26.02.1996 г.) был сделал вывод «об отсутствии в районах ангарских водохранилищ каких-либо признаков проявлений наведённой сейсмичности» [5, с. 68].

Результаты наших исследований

В результате проведенных Т.А. Ташлыковой [19-22, 28] исследований формирования наведенной сейсмичности на Средней Ангаре был детально изучен уровенный режим созданных ангарских водохранилищ в сезонном и многолетнем срезе времени, проанализированы режимы эксплуатации по определенным периодам, оценена боковая приточность водоемов, исследована геология территории. Все эти данные были проанализированы и сопоставлены с характеристиками произошедших землетрясений на прилегающих территориях, в результате получены, на наш взгляд, интересные выводы, указывающие в пользу точки зрения – наведенной сейсмичности.

Проанализировав представленные материалы [18], были найдены аргументы в пользу техногенной природы самого сильного за все время наблюдений землетрясения 17.1.2014 г. в 16.01:26 с К = 13,3. В частности, отмечается, что имели место «в очаге сдвиговые смещения, сопровождавшиеся небольшой сбросовой компонентой…» [18, с. 265]. По нашему мнению, этот факт, как и ряд других, с учетом зимней сработки водохранилища, выступает одними из важных аргументов в пользу того, что такие землетрясения являются «наведенными» в результате создания водохранилищ.

Дальнейший анализ полученного материала позволил выяснить следующий очень интересный результат: в уровенном режиме Братского водохранилища выделяется 0,5-метровый интервал на уровне 398-399 м, являющийся, по сути, критическим для инициации сейсмической активности. В этот интервал попал ряд землетрясений с разными *K*, и самое важное – в этот ряд попали все последние крупные землетрясения 26.02.1996, 9.08.2002 и 15.12.2005. Таким образом, обнаруженный нами в ходе исследования важный аргумент подтверждает техногенный характер и появившихся землетрясений и развития процесса наведенной сейсмичности на Средней Ангаре в результате создания водохранилищ.

Для Братского водохранилища Т.А. Ташлыковой определен интервал в эксплуатационных значениях, являющийся критическим для инициации сейсмической активности, куда попали все последние крупные землетрясения, что, на наш взгляд, только подтверждает их техногенную природу – наведенную сейсмичность. Установлено, что гидродинамическая нагрузка в совокупности с геологическими условиями выступает одним из важных факторов, запускающих механизм наведения землетрясений в результате создания водохранилищ.

Современные факты наведенной сейсмичности по зарубежным источникам

В Индии по данным [24] насчитывается восемь водохранилищ (Койна, Варна, Bhatsa, Dhamni и др.), в районе которых установлено существование наведенной сейсмичности. Случай наведенной сейсмичности отмечен на водохранилище Govind Ballav Pant (Центральная Индия), вторым по величине водоеме Индии. Отмечается хорошая корреляция между временным изменением уровня воды и сейсмичности (с запаздыванием около месяца), что означает, что водохранилище генерирует землетрясения [23]. Наблюдения на водохранилище Насер (Египет) показали увеличение количества микроземлетрясений после его наполнения,

многие из которых произошли в непосредственной близости от водоема. Примененный метод кросс-корреляции дает представление о существующей тесной связи между уровнем воды и сейсмичностью периода 1982–1985 гг., слабее за период 1992–1998 гг. По мнению исследователей «недавняя сейсмическая активность вокруг водохранилища – случай индуцированной сейсмичности» [27]. Результаты исследования сейсмичности в районе водохранилища Тарбела (Пакистан) показывают, что сейсмичность в радиусе 20 км коррелирует с уровнем воды; активные периоды происходят примерно спустя 250 дней после появления низкого уровня воды. Согласно недавно проведенному исследованию [25], сейсмичность в районе Тарбела становится активной, когда уровень воды снижается. Этот полученный при исследовании результат согласуется и с выводами ученых по водохранилищу Насер [27]. До создания водохранилища Danyiangkou (Центральный Китай) отмечались очень низкие уровни естественной сейсмической активности. С началом наполнения водоема в 1967 г. на прилегающей территории частота и интенсивность сейсмичности сначала увеличились после разрушительного землетрясения 29 ноября 1973, M=4,7, а потом снизились [26].

Для изучения поведения сейсмичности во времени, авторы проанализировали историю заполнения водоемов за 20-летний период (с 1967 по 1987 гг.) и установили, что землетрясения произошли вскоре после того как уровень водохранилищ стал превышать самое высокое положение предыдущего сезона. Таким образом, рост «максимальных величин землетрясений был непосредственно коррелируемым с увеличением максимальных уровней водохранилищ» [26].

Промежуточные выводы

Приведенные данные показывают, что некоторые исследователи полагают, что при землетрясениях в районах созданных водохранилищ высвобождаются тектонические напряжения, накопленные в геосреде до вмешательства человека. Инженерной деятельности отводится роль спускового механизма (триггера) для высвобождения накопленной энергии. Следствием такой позиции является вывод о том, что энергия наведенного землетрясения не может превышать энергию природных тектонических землетрясений, обусловленных естественными тектоническими процессами в данной области.

Согласно имеющимся представлениям, наиболее вероятными причинами наведенных землетрясений могут быть несколько факторов. Предполагается, что проникновение воды по трещинам в породы может вызвать снижение прочности их свойств за счет физико-химических процессов. Есть данные о снижении внутреннего трения на 15 % при обводнении трещин с глинистым наполнителем и о понижении сколовой прочности на 50%. Причинами техногенных толчков также могут быть неустойчивая гидродинамическая конвекция трещинных вод или изменение поля термоупругих напряжений [7, с. 14]. Главным фактором в ряду «стимуляторов» разрядки напряжений и генерации наведенных землетрясений большинство специалистов считает механическую причину, так как упругие напряжения имеют тенденцию увеличиваться с ростом глубины водохранилища.

Заключение

К оценке природы наведенной сейсмичности по-новому можно подойти с позиций ротационной модели геодинамического процесс. В основе модели заложены представления о блоковом строении земной коры, которая тектонически перемещается по поверхности вращающейся Земли [1-3].

Как известно, угловая скорость Ω, с которой вращается в данный момент времени жестко связанная с телом (Землей) система координат, не зависит от этой системы. Каждый элемент земной коры и/или блок независимо от его размера можно характеризовать одним и тем же моментом импульса **M**, направленным параллельно оси вращения Земли: **M**= IΩ. Здесь I – момент инерции блока, который для простоты стаем шаровым. Движение земной коры вдоль поверхности Земли приводит к изменению направления момента импульса блока, что в соответствии с законом его сохранения приводит к появлению момента силы **K**, прикладываемому к блоку со стороны окружающей его среды – земной коры. Важно, что в рамках такой ротационной «кусковатой» [15] постановки задачи упругие напряжения с моментом силы **K** прикладываются к блоку через его поверхность со стороны окружающей его среды – земной коры. Именно напряжения с моментом силы, прикладываемые к блоку земной коры, и определяют природу сейсмичесукого момента землетрясения с очагов в этом блоке [3].

«Внутренний» [10], или собственный [16] момент **M** обладает специфическим для геодинамики свойством: он не может в силу закона сохранения момента исчезнуть, в том числе и за счет пластической деформации земной коры. Поэтому ротационные напряжения с моментом силы в результате трансляционного движения блока будут в земной коре накапливаться [2], чем и можно объяснить такое известное свойство геосреды, как ее энергонасыщенность [11]. По-видимому, со свойством энергонасыщенности геологической среды может быть связано и явление сейсмической эмиссии, присущей Земле в широком диапазоне глубин и во всем разнообразии геологических и тектонических условий [13].

Именно возможность объяснения свойства энергонасыщенности геосреды и позволяет в рамках ротационной модели по-новому подойти к изцчению природы наведенной сейсмичности, возникающей в районах водохранилищ и эксплуатируемых месторождений нефти и газа. Действительно, в рамках ротационной модели появление наведенной сейсмичности является не результатом генерации «новых» напряжений, вызванных вмешательством человека в геологическую среду. Появление наведенной сейсмичности, по сути, может являться перераспределением накопленных за протяженный геологический период напряжений в блоковой земной коре в результате ее тектонического движения и связанной с этим процессом сейсмической эмиссией.

Список литературы

1. *Викулин А.В*. Энергия и момент силы упругого ротационного поля геофизической среды // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 6. С. 559–570.

2. *Викулин А.В., Иванчин А.Г.* О современной концепции блочно-иерархического строения геосреды и некоторых ее следствиях // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых (ФТПРПИ). 2013. № 3. С. 67–84.
3. *Викулин А.В., Махмудов Х.Ф., Иванчин А.Г., Герус А.И., Долгая А.А*. О волновых и реидных свойствах земной коры // Физика твердого тела. 2016, Т. 58. Вып. 3. С. 547–557.
4. Водохранилища и их воздействие на окружающую среду. М.: Наука, 1986. 368 с.
5. *Голенецкий С.И*. Землетрясения юга Сибирской платформы по инструментальным сейсмологическим наблюдениям // Вулканология и сейсмология. 2001. № 6. С. 68–77.
6. *Голенецкий С.И*. Редкое землетрясение на юге Сибирской платформы // Доклады Академии наук. 1998. Т. 363, № 3. С. 392–395.
7. *Кузин И.П., Калинин Н.И*. Особенности сейсмичности в зоне водохранилища Ингури ГЭС в связи с его заполнением // Геологогеофизические исследования в районе Ингури ГЭС. Тбилиси: Мецниереба, 1981. 213 с.
8. *Павленов В.А*. Проблемы сейсмической безопасности каскада ГЭС на р. Ангаре // Исток. Водохозяйственная газета. 1999. № 4–5. С. 10–11.
9. *Панфилов В.С*. Техногенная сейсмичность в гидротехническом строительстве // Гидротехническое строительство. 2008. № 4. С. 60–64.
10. *Пейве А.В*. Тектоника и магматизм // Изв. АН СССР. Сер. Геологическая. 1961. № 3. С. 36–54.
11. *Пономарев В.С*. Энергонасыщенность геологической среды. М.: Наука 2008. 379 с.
12. Природные опасности России. Т. 2. Сейсмические опасности. М: «КРУК», 2000. 296 с.
13. *Рыкуснов Л.Н., Хаврошкин О.Б., Цыплаков В.В*. Временные вариации высокочастотных сейсмических шумов // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 11. С. 72–77.
14. *Савельев В.А*. Современные проблемы и будущее гидроэнергетики Сибири. Новосибирск: Наука, 2000. 200 с.
15. *Садовский М.А*. О естественной кусковатости горных пород // Докл. АН СССР. 1979. № 4. С. 829–832.
16. *Седов Л.И*. Механика сплошной среды. Т. 2. М.: Наука, 1973. 584 с.
17. *Семинский К.Ж., Радзиминович Я.Б*. Сейсмичность юга Сибирской платформы: пространственно-временная характеристика и генезис // Физика Земли. 2007. № 9. С. 18–30.
18. *Середкина А.И., Мельникова В.И., Гилева Н.А., Радзиминович Я.Б*. Геолого-геофизические предпосылки формирования очага землетрясения 14 января 2014 г. на Сибирской платформе // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 12. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2014. С. 264–266.
19. *Ташлыкова Т.А*. Индуцированные землетрясения в районе Братского водохранилища // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Т.2. М.: ИФЗ РАН, 2012. С. 331–334.
20. *Ташлыкова Т.А*. Наведенная сейсмичность Ангарского каскада: миф или реальность? // IX Российско-Монгольская конф по астрономии и геофизике. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2011. С. 24.
21. *Ташлыкова Т.А*. Триггерные эффекты активизации сейсмичности при заполнении и эксплуатации водохранилищ Ангарского каскада // Триггерные эффекты в геосистемах. М.: ИФЗ РАН, 2010. С. 97–98.

22. *Ташлыкова Т.А*. Экологическая опасность, возникшая с созданием некоторых крупных водохранилищ // «Экологический риск и экологическая безопасность». Иркутск: Изд-во ИГ, 2012. С. 265-267.
23. *Gahalaut K*., *V.K. Gahalaut and M.R. Pandey*. A new case of reservoir triggered seismicity: Govind Ballav Pant reservoir (Rihand dam), central India. Tectonophisics. 2007. V. 439. N (1-4). P. 171-178.
24. *Gupta H.K*. A review of recent studies of triggered earthquakes by artificial water reservoirs with special emphasis on earthquakes in Koyna, India. Earth-Sci. Rev. 2002. V. 58. P. 279–310.
25. *Imoto, M*. Point process modeling of reservoir induced seismicity. Journal of Applied Probability. 2001. V. 38A.
26. *Liu S., Xu L., and Talwani P*. Reservoir-induced seismicity in Danjiangkou Resevoir: a quantitative analysis. Geophys. J. Int. 2011. V. 185. P. 514-528.
27. *Selim, M. M., M. Imoto, and N. Hurukawa*. 2002, Statistical investigation of reservoir-induced seismicity in Aswan area, Egypt. Earth, Planetary Space. 2002. V. 54. P. 349-356.
28. *Tashlykova T.A*. Specific features of manifestation of induced seismicity in the Bratsk reservoir // Book of abetracts European Seism. Commission 33-sd General Assambly. Moscov, 19–24 August 2012. Moscow–Obninsk. 2012. P. 233–234.

УДК 557.341

ДОЛГОСРОЧНЫЙ СЕЙСМИЧЕСКИЙ ПРОГНОЗ ДЛЯ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ДУГИ НА IX 2015 – VIII 2020 гг., ДОПОЛНЕНИЯ К НЕМУ, ОБОСНОВАНИЕ НЕОБХОДИМЫХ МЕР ПО СЕЙСМОУКРЕПЛЕНИЮ В КАМЧАТСКОМ КРАЕ

С.А. Федотов[1, 2], А.В. Соломатин[1]

[1] Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: fedotov@kscnet.ru, alf55@mail.ru
[2] Институт физики Земли РАН, Москва, 123810; e-mail: karetn@list.ru

В статье приведены основные сведения об успешно ведущихся в течение полувека работах по прогнозу сильнейших Курило-Камчатских землетрясений. Предложенный С.А. Федотовым в 1965 г. метод долгосрочного сейсмического прогноза (ДССП) с тех пор непрерывно развивался, совершенствовался и показал высокую оправдываемость. В настоящее время накоплен значительный опыт его практического применения в Курило-Камчатском регионе и в Северо-Восточной Японии. Представлены основные положения метода ДССП, его основные возможности, а также сведения о практических результатах, полученных на его основе за последние 30 лет. Важнейшей частью статьи являются данные последнего сейсмического прогноза для Курило-Камчатской дуги на период IX 2015 − VIII 2020 гг. В качестве его дополнения и уточнения рассмотрены особенности сейсмичности в регионе предшествовавшего периода. Отмечена их связь с сильнейшими глубокими землетрясениями под Охотским морем 2008–2013 гг., а также гигантским землетрясением Тохоку 11.III 2011 г. Полученные результаты подтверждают существующую высокую сейсмическую опасность в районе г. Петропавловск-Камчатский и полную необходимость продолжения и увеличения проводимых в Камчатском крае работ по сейсмоукреплению и сейсмобезопасности.

Введение

В основе метода долгосрочного сейсмического прогноза (ДССП) С.А. Федотова лежат представления о ряде фундаментальных свойств сейсмического процесса: об однородности наиболее масштабных сейсмотектонических процессов Курило-Камчатской сейсмогенной зоны; наивысшей вероятности заполнения следующими сильнейшими ($M \geq 7{,}7$) землетрясениями сейсмических брешей – участков между очагами предшествовавших таких землетрясений; а также цикличности развития сейсмичности в очагах сильнейших землетрясений [2] и др.

На основе указанных представлений в методе ДССП выделяются три основные последовательные стадии циклического развития очагов сильнейших землетрясений общей продолжительностью в среднем 120–140 лет: I – стадия афтершоков предыдущего сильнейшего землетрясения; II – стадия накопления сейсмической энергии; III – форшоковая, заключительная стадия подготовки очага землетрясения.

Пятилетний сейсмический прогноз рассчитывается для 20-ти участков наиболее активной части сейсмогенной зоны от Южных Курил до Камчатского залива на Камчатке. В расчетах используются пятилетние значения следующих параметров: сейсмическая актив-

ность A_{10} – нормированное число землетрясений энергетического класса $K_S = 10$ ($M = 3,6$); параметр D – относительная, нормированная на долговременную среднюю, величина выделившейся сейсмической энергии. Для уточнения используется также параметр A_{11}, аналогичный A_{10}, но определяемый за 15 лет по данным о землетрясениях средней силы ($K_S \sim 11–12$, $M \sim 4–5$) [5].

Многолетние исследования показали, что интенсивность сейсмического процесса в области очага готовящегося сильнейшего землетрясения в среднем возрастает на III, заключительной, стадии его развития [1, 2] и др. Основой для определения степени активизации участков, предположительно проходящих эту стадию сейсмического цикла, и отнесенных к сейсмическим брешам, являются оценки вероятности случайного появления наблюдаемых значений A_{10}, A_{11} и D на II, стабильной стадии сейсмического цикла $P(A_{10})$, $P(A_{11})$, P(D):

$$B(A_{10}, D, A_{11}) = P(A_{10})\cdot P(D)\cdot P(A_{11}) \quad (1)$$

Принимается, что условная вероятность возникновения землетрясения с $M \geq 7,7$ в сейсмических брешах пропорциональна (1-B) и длине участка L при суммарной вероятности такого землетрясения во всей зоне прогноза равной 100% [2] и др.:

$$P(M \geq 7,7) = L\cdot(1-B) \quad (2)$$

Таким образом успешно выделяются 2–3 наиболее опасные сейсмические бреши региона. В целом, прогнозы, составленные для Курило-Камчатской островной дуги по применяемому методу с 1965 г., выполнялись с вероятностью 0,8–0,9 [2–5].

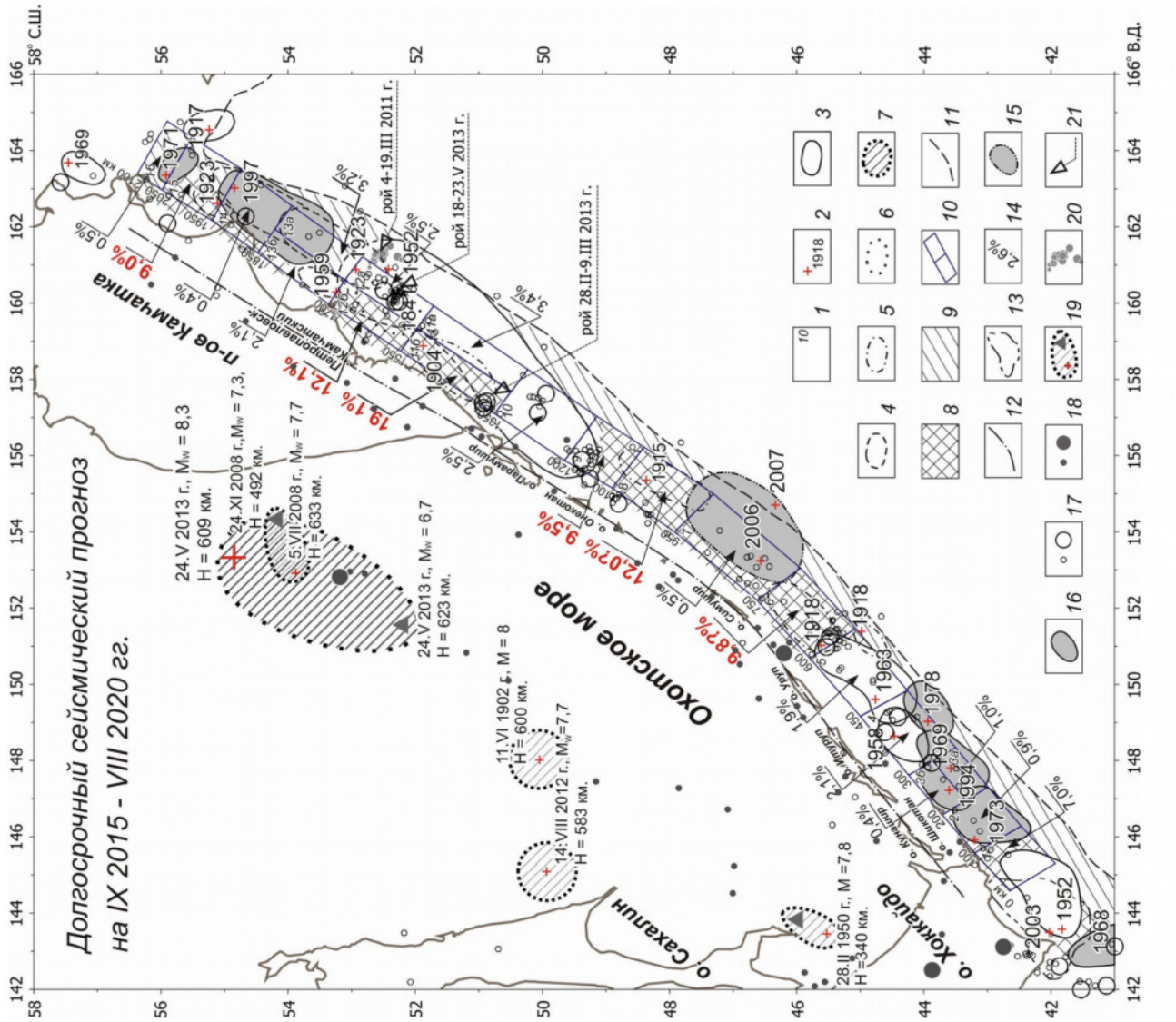
При анализе полученных прогнозов проводятся также сопоставления с результатами широкого круга других работ. Более подробно этот вопрос рассмотрен в [4]. Применение метода возможно и в других регионах мира со сходным строением, геодинамикой и сейсмичностью, а также для долгосрочного прогноза цунами.

Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на IX 2015 – VIII 2020 гг. (по оценкам на сентябрь 2015 г.)

Представляемый долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги построен по данным региональных каталогов КФ и СФ ГС РАН (ftp://ftp.gsras.ru/pub/) до 5.VIII 2015 г. Основные результаты прогноза, приведены в таблице и на рисунке и заключаются в следующем.

Наиболее вероятными местами следующих сильнейших ($M \geq 7,7$) землетрясений с глубиной очагов $H \leq 80$ км на период IX 2015 – VIII 2020 гг. остаются участки в районе г. Петропавловск-Камчатский: 12*б* – $P(M \geq 7,7) = 12,1$ % и 11*б* – $P(M \geq 7,7) = 19.1$ %. Таким образом, пятилетняя суммарная вероятность 8–9-балльных землетрясений в г. Петропавловск-Камчатский, произошедших в участках сейсмической бреши: Южная Камчатка – Авачинский залив длиной 350 км, рисунке, равна 31,2 %.

Вероятность же 9-балльных землетрясений в г. Петропавловск-Камчатский в этот период равна 12,1 %, что в 3–4 раза превышает среднюю долговременную вероятность по всей Курило-Камчатской сейсмогенной зоне.



Карта долгосрочного сейсмического прогноза для Курило-Камчатской дуги, очагов курило-камчатских землетрясений 1902–2015 гг. с $M \geq 7,7$ и вероятностей возникновения неглубоких ($H < 80$ км) таких землетрясений в IX 2015 – VIII 2020 гг: 1 – номера участков; 2 – инструментальные эпицентры главных толчков землетрясений с $M \geq 7,7$; 3–7 – границы очагов землетрясений с $M \geq 7,7$, проведенные с различной точностью; 8–9 – наиболее вероятные и возможные места следующих землетрясений с $M \geq 7,7$; 10 – границы участков прогноза; 11 – оси глубоководных желобов; 12 – ось вулканического пояса Ку-рило-Камчатской дуги; 13 – предварительное определение границы очага землетрясения у Хоккайдо 25.IX 2003 г., M = 8,1; 14 – вероятности землетрясений $M \geq 7,7$ в IX 2015 – VIII 2020 гг., табл.; 15 – область очага предсказанного землетрясения 15.XI 2006 г., M = 8,2; 16 – области очагов других землетрясений с $M \geq 7.7$, которые произошли после 1965 г. в предсказанных сейсмических брешах; 17 – эпицентры неглубоких землетрясений, произошедших в период 6.VIII 2010 – 5.VIII 2015 гг., меньший кружок, соответствует M = 5,0–5,9, больший – M = 6,0–7,4, $H < 80$ км; 18 – то же с $H \geq 80$ км; 19 – эпицентры и предположительные области очагов глубоких ($H > 300$ км) сильнейших землетрясений, треугольники – положение их главных афтершоков; 20 – рой землетрясений 4–19.III 2011 г., Mmax ≤ 5,2, $H < 80$ км; 21 – рои землетрясений 28.II – 9.III 2013 г., Mmax = 6,9, и 18–23.V 2013 г., Mmax = 6,1, $H < 80$ км. Средняя вероятность возникновения курило-камчатских землетрясений с $M \geq 7.7$ в одном месте в течение 5 лет равна 3,6–4,2%.

Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на IX 2015 – VIII 2020 гг. (H ≥ 80 км), полученный с использованием параметров A_{10}, D, A_{11}.

Участок	Δ, км	Район	Стадия цикла и ее оценка по данным 2010-2015 гг. (VIII 2010 г. – VIII 2015 г.)					Прогноз на IX 2015 – VIII 2020 гг.									Вероятная очередность
			Стадия	$P_1=P(A_{10})$	$P_2=P(D)$	$P_3^{11}=P(A_{11})$	B = $(P_1*P_2*P_3)$	A_{10}(P~0,7) A_{10}	A_{10}(P~0,7) A_{10} тр	P~0,8	P~0,5	P~0,15	M_{MAX}	P(M≥7,7)%		
1	0 – 100	Мыс Сириха - п-ов Немуро	III?	0,71	0,72	0,53	0,27	1,2 - 3	0,8 - 4,5	6,0	6,5	7,0	7,8	**7,0**	(6,2)	**7**	(7)
2	100 – 200	П-ов Немуро - о-в Зелёный	II					1,2	0,8 - 1,9	5,8	6,3	6,8		**0,9**	(0,9)		
3а	200 – 300	О-в Шикотан, Ю-В	II					1,2	0,8 - 1,9	5,7	6,2	6,7		**1,0**	(1,0)		
3б	200 – 300	О-в Шикотан, С-З	II					1,2	0,8 - 1,9	5,7	6,2	6,7		**0,4**	(0,4)		
4	300 – 450	О-в Итуруп	II					1,2	0,8 - 1,9	5,9	6,4	6,9		**2,1**	(2,1)		
5	450 – 600	Пролив Фриза - о-в Уруп	II					1,2	0,8 - 1,9	5,9	6,4	6,9		**1,9**	(1,9)		
6	600 – 750	Мыс Кастрикум - пр. Буссоль	III?	0,97	0,50	0,66	0,32	1,2 - 3	0,8 - 4,5	6,0	6,5	7,0	8,0	**9,8?**	(9,9?)	**4-6?**	(4-6?)
7	750 – 950	О-в Симушир - пр. Крузенштерна	I					2,0	1,3 - 3,0	6,1	6,6	7,1		**0,5**	(0,5)		
8	950 - 1100	О-в Шиашкотан	III?	0,59	0,34	0,79	0,16	1,2 - 3	0,8 - 4,5	6,0	6,5	7,0	8,0	**12,0?**	(12,4?)	**2-3?**	(2-3?)
9	1100 - 1200	О-в Онекотан - пр. 3-й Курильский	III	0,23	0,04	0,52	0,005	1,2 - 3	0,8 - 4,5	6,0	6,5	7,0	7,9	**9,5**	(9,6)	**4-6**	(4-6)
10	1200 - 1350	О-в Парамушир - мыс Лопатка	II					1,2	0,8 - 1,9	5,9	6,4	6,9		**2,5**	(2,5)		
11а	1350 - 1550	Юг Камчатки, Ю-В	II					0,8	0,6 - 1,1	5,8	6,3	6,8		**3,4**	(3,4)		
11б	1350 - 1550	Юг Камчатки, С-З	III	0,55	0,01	0,27	0,002	1,3 – 3	0,8 - 4,5	6,0	6,5	7,0	8,0	**19,1**	(19,3)	**1**	(1)
12а	1550 - 1700	Зап. Авачинский - п-ов Шипунский, Ю-В	II					1,2	0,8 - 1,9	5,7	6,2	6,7		**2,5**	(2,5)		
12б	1550 - 1700	Зап. Авачинский - п-ов Шипунский, С-З	III	0,79	0,90	0,22	0,15	1,2 – 3	0,8 - 4,5	5,9	6,4	6,9	8,0	**12,1**	(11,9)	**2-3**	(2-3)
13а	1700 - 1850	Залив Кроноцкий, Ю-В	III?	0,95	0,98	0,83	0,77	1,2 – 3	0,8 - 4,5	5,9	6,4	6,9	8,0	**3,2**	(3,2)	**8**	(8)
13б	1700 - 1850	Залив Кроноцкий, С-З	II					1,2	0,8 - 1,9	5,9	6,4	6,9		**2,1**	(2,1)		
14	1850 - 1950	П-ов Кроноцкий	II					1,2	0,8 - 1,9	5,8	6,3	6,8		**0,4**	(0,4)		
15	1950 - 2050	Зап. Камчатский	III	0,51	0,84	0,14	0,06	1,2 - 3	0,8 - 4,5	6,0	6,5	7,0	7,9	**9,0**	(9,3)	**4-6**	(4-6)
16	2050 - 2100	П-ов Камчатский	II					0,8	0,6 - 1,1	5,7	6,2	6,7		**0,5**	(0,5)		
Оценка критических значений вероятностей				0,062	0,308	0,354	0,007							Σ = 100,0			

Примечание. Даны прогнозы восьми характеристик сейсмичности Курило-Камчатской на IX 2015 – VIII 2020 гг. Для всех ее участков указываются вероятные стадии сейсмического цикла. Индексом III отмечены те участки, в которых землетрясения с M ≥ 7,7 не происходили в течение последних 80 лет и где значительна вероятность прихода заключительной, III стадии сейсмического цикла. Знаками вопроса отмечены те из участков, в которых вероятность такого события меньше, 1-B – параметр, показывающий относительную опасность сейсмических брешей; A_{10} – сейсмическая активность; P ~ 0,8, 0,5, 0,15 – вероятности землетрясений с M = 5,7-7,2; M_{MAX} – максимальная возможная магнитуда; P(M ≥ 7,7) – прогнозируемые вероятности сильнейших землетрясений. Выделены оценки вероятности сильнейших землетрясений P(M ≥ 7,7) и их очередность. Фигурными скобками показаны наиболее опасные районы – район г. Петропавловск-Камчатский и район Средних Курильских островов. Серым фоном выделены наиболее опасные участки. Значения вероятности P(M ≥ 7,7) и вероятной очередности, указанные в скобках, соответствуют их величинам на IV 2015 – III 2020 гг. Средняя долговременная величина P(M ≥ 7,7) = 3,6-4,2%.

На Курильских островах наиболее высока сейсмическая опасность в районе Средних Курильских о-вов (6, 8 и 9 участки, рис. , табл.). Общая вероятность $P(M \geq 7,7)$ для данного района составляет 31,3 %. Вероятность сильнейшего землетрясения в 8 участке на период IX 2015 – VIII 2020 гг. является второй-третьей по величине на Курило-Камчатской дуге и равна 12,0?[1] %, а в 6 участке – 9,8? %.

В остальных участках сейсмогенной зоны Курило-Камчатской дуги вероятность возникновения сильнейших землетрясений в целом близка к средней пятилетней (3,6–4,2 %) или существенно, до 10–15 раз, ниже ее.

Особенности сейсмичности Курило-Камчатского региона в 2008 – 2013 гг.

Наиболее яркой особенностью сейсмического процесса региона в предыдущие годы является уникальная серия трех глубоких (H ~ 600 км) землетрясений под Охотским морем 2008–2013 гг., а также гигантское катастрофическое землетрясение у о. Хонсю, Северо-Восточная Япония, 11.III 2011 г., $M_W = 9$. Далее выделены основные результаты исследования влияния этих событий на сейсмичность Курило-Камчатской сейсмогенной зоны. Более полные данные приведены в [3].

Глубокое землетрясение под Охотским морем 5.VII 2008 г., $M_W = 7,7$, H = 633 км, произошло к северо-западу от наиболее опасной сейсмической бреши, образованной участками 11 и 12, и к северу от второй по опасности области, участки 6 и 8, рисунок. После него 6–16.VII и 24.VII 2008 г. последовали активизации в участках 6 и 11*б*, а также извержение вулкана Корякский вблизи г. Петропавловск-Камчатский.

Землетрясение Тохоку, 11.III 2011 г., $M_W = 9,0$, H = 29 км, произошло в прилегающем регионе – Северо-Восточной Японии. Тем не менее, это землетрясение оказало заметное влияние на сейсмичность Курило-Камчатской сейсмогенной зоны. В период времени 30.IX 2010 –1.IX 2011 гг. в ней наблюдалось 8 землетрясений с $M_W \geq 5,5$. Показательно, что одна из предшествовавших землетрясению Тохоку активизаций с $M_W \leq 5,2$ (указана магнитуда наиболее сильного землетрясения) имела максимум 4–9.III 2011 г. и возникла также в Авачинском заливе, участок 12, рисунок.

14.VIII 2012 г. под Охотским морем к северо-западу от Средних Курильских островов произошло новое глубокое землетрясение с $M_W = 7,7$, H = 583 км, рисунок. В течение нескольких месяцев до, а также после него в участках 6, 8, 9 (сейсмические бреши) происходили землетрясения с $M_W \leq 6,5$, рисунок.

Глубокое Охотоморское землетрясение 24.V 2013 г., $M_W = 8,3$, H = 598 км, было сильнейшим глубоким землетрясением региона за весь период инструментальных наблюдений [7]. Перед ним 28.II – 9.III 2013 г. у мыса Лопатка на юге Камчатки (граница участков 10 и 11) наблюдался сильный рой неглубоких землетрясений. Наиболее сильное землетрясение этого

[1] Знак вопроса для участков 6 и 8 поставлен потому, что уровень сейсмичности здесь может быть завышен вследствие продолжающегося влияния концов главных разрывов близкого Средне-Курильского, Симуширского землетрясения 15.XI 2006 г., M = 8,2, а также вследствие откликов на сильнейшее глубокое землетрясение 14.VIII 2012 г., $M_W = 7,7$, H = 583 км, произошедшее у восточного побережья о. Сахалин, рис. 1.

роя с $M_W = 6,9$ произошло 28.II 2013 г. в сейсмической бреши – в участке 11*б* у мыса Лопатка на южной оконечности Камчатки, рисунок. По сценарию форшоков [2, 6], сейсмическая опасность в сейсмических брешах резко возрастает после возникновения в них землетрясений с $M \geq 6$ – вероятных форшоков. На основе этого сценария был дан прогноз повышения опасности землетрясений с $M \geq 7,7$ в районе г. Петропавловск-Камчатский на начало марта 2013 г.

В марте–апреле 2013 г. в участках 10–11 произошли новые рои неглубоких землетрясений с максимальными магнитудами $M_W = 5,9$ и 6,1, а 18–23.V 2013 г., возникло наиболее показательное событие – рой землетрясений в Авачинском заливе, участок 12, непосредственно предварявший глубокое Охотоморское землетрясение 24.V 2013 г., $M_W = 8,3$, в нижней части того же сегмента сейсмофокальной зоны, рисунок.

Таким образом, наибольший отклик на сильнейшие сейсмические события региона происходил в наиболее опасном участке – Южная Камчатка – Авачинский залив, а также во втором по опасности районе Средних Курильских о-вов, что подтверждает приведенный долгосрочный сейсмический прогноз. Оставшаяся часть наиболее значимых откликов также произошла в сейсмической бреши – участке 6.

Практическое применение метода. 30 лет обоснования необходимых государственных мер по сейсмоукреплению в Камчатском крае (1985–2015 гг.)

Сейсмическая защита Камчатки и Курильских островов, в районе наивысшего в России уровня сейсмичности и сейсмической опасности, является проблемой государственной важности. Этим определяется роль работ ИВиС ДВО РАН по методу ДССП, как одной из наиболее важных работ РАН на ДВ России.

На протяжении 30 лет, с 1985 г. долгосрочные сейсмические прогнозы для Курило-Камчатской дуги являются основанием государственных мер по сейсмоукреплению в регионе. Данные этих прогнозов послужили обоснованием шести распоряжений и постановлений Совета Министров СССР, РСФСР, а также Правительства Российской Федерации о подготовке Камчатской области (края) к сильным землетрясениям [2] и др. Основные результаты этих мер представлены ниже.

В 1990–2004 гг. в г. Петропавловск-Камчатский было проведено сейсмоусиление, при котором получила защиту 1/10 часть населения города.

В 2009 г. Правительство РФ утвердило ФЦП «Повышение устойчивости жилых домов, основных объектов и систем жизнеобеспечения в сейсмических районах Российской Федерации на 2009–2018 годы». Для ее выполнения в Камчатском крае Постановлением от 30.07.2009 г. № 615 выделены 8,1 млрд. рублей на 2009–2013 гг.

На продолжение этих работ Правительством Камчатского края в рамках долгосрочной целевой программы «Повышение устойчивости жилых домов, основных объектов и систем

жизнеобеспечения в Камчатском крае на 2013–2015 годы» выделено 4,3 млрд. рублей. Ожидаемый предотвращенный ущерб составляет 43 млрд. руб.

К настоящему времени указанные мероприятия, научным обоснованием которых стали данные долгосрочных сейсмических прогнозов, позволили предотвратить ущерб в общей сложности более 400 млрд. рублей. 75 % жилых домов района г. Петропавловск-Камчатский уже имеют необходимую прочность.

Тем не менее, учитывая наивысший в России уровень сейсмичности региона, нужно отметить, что сильнейшее землетрясение в районе г. Петропавловск-Камчатский до сих пор угрожает стать тяжелым стихийным бедствием: при нем могут пострадать 100 тыс. человек, а ущерб превысить 2 трлн. рублей. В таких условиях работы по сейсмоукреплению и новому сейсмостойкому строительству в г. Петропавловск-Камчатский должны в возможно большей мере расширяться и в последующие годы.

В 2015 г. академиком С.А. Федотовым были представлены и рассматривались руководством РАН, ОНЗ и ДВО, другими учреждениями РАН, губернатором и Правительством Камчатского края, МЧС десятки сообщений и документов по этой проблеме, часть из которых перечислена далее:

Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги по применяемому апробированному методу на апрель 2015 – март 2020 гг., зарегистрированный Советом ИВиС ДВО и КФ ГС РАН по прогнозу землетрясений и извержений вулканов 10.04.2015 г.

Письмо губернатору Камчатского края В.И. Илюхину о наивысшей сейсмической опасности в районе г. Петропавловск-Камчатский и полной необходимости увеличения мер по сейсмоусилению от 14.04.2015 г. На основании этих данных губернатор 07.05.2015 г. обратился к президенту РФ В.В. Путину с просьбой о выделении субсидии на сейсмоукрепление в размере более 1,5 млрд. рублей ежегодно. 13.05.2015 г. президент РФ В.В. Путин дал поручение рассмотреть эту просьбу.

Зарегистрированный Советом долгосрочный сейсмический прогноз на октябрь 2015 – сентябрь 2020 гг. (приведен выше в статье) и письмо губернатору Камчатского края от 17.10.2015 г., подтверждающие полную необходимость увеличения работ по сейсмо-укреплению.

В течение всего 2015 г. в РЭС МЧС и РАН, РГ РАН «Риск и безопасность», ИФЗ и ОНЗ РАН и ЭС МЧС по предложению С.А. Федотова рассматривался важный вопрос о поддержке МЧС России работ по сейсмоукреплению в Камчатском крае. 26.11.2015 г. на заседании НТС ВНИИ ГОЧС МЧС России был заслушан доклад С.А. Федотова, Н.А. Махутова, А.В. Николаева и Е.А. Рогожина «О наибольшей сейсмической опасности и необходимости увеличения мер по сейсмоусилению в Камчатском крае». После него было принято решение НТС: «Поддержать представленное обоснование необходимости проведения мероприятий сейсмозащиты на полуострове Камчатка», и Камчатским краем были запрошены в 2015 г. субсидии на дальнейшее сейсмоукрепление с предотвращением ущерба размером более 15 млрд. рублей ежегодно.

В 2016 г. и последующие годы необходимо продолжение и развитие работ по долгосрочному сейсмическому прогнозу, другим методам сейсмического прогноза и оценке сейсмического риска – всего комплекса необходимых работ по научному обоснованию мер обеспечения сейсмобезопасности в регионе.

Заключение

На протяжении 30 лет работы по долгосрочному прогнозу сильнейших землетрясений Курило-Камчатской дуги служат обоснованием мер по обеспечению сейсмобезопасности в Камчатском крае, и относятся к наиболее важным работам РАН на Дальнем Востоке России. На основании этих работ проведены крупные мероприятия по сейсмоукреплению домов, зданий и сооружений.

Последние полученные результаты долгосрочного сейсмического прогноза Курило-Камчатской дуги на период IX 2015 – VIII 2020 гг. подтверждают существующую сейсмическую опасность в регионе. В 9-балльной зоне Курильских о-вов и тихоокеанского побережья Камчатки возникновение сильнейших землетрясений в ближайшие годы наиболее вероятно в районах Авачинского залива и Юга Камчатки – самой большой, длиной 350 км, сейсмической бреши Курило-Камчатской дуги. Вероятность того, что в этом районе произойдет землетрясение с $M \geq 7{,}7$, которое будет иметь силу 9 баллов в г. Петропавловск-Камчатский и катастрофические последствия в настоящее время в 3–4 раза больше средней в полосе прогноза. В указанной бреши возможно также гигантское землетрясение $M \geq 8{,}3$ с началом разрыва в Авачинском заливе, в непосредственной близости от города, рисунок.

Вторым по уровню сейсмической опасности на IX 2013 – VIII 2018 гг. сегментом Курило-Камчатской дуги являются участки дуги на Курильских островах, один из которых расположен к юго-западу от области очага Средне-Курильского (Симуширского) землетрясения 15.XI 2006 г., $M_W = 8{,}2$, а два остальных – к северо-востоку от него, рисунок.

Наибольшие отклики на серию трех глубоких ($H \sim 600$ км) землетрясений под Охотским морем 2008–2013 гг., а также гигантское землетрясение 11.III 2011 г. Тохоку, Северо-Восточная Япония, проявились в местах предполагаемых разрывов вблизи границ Симуширского землетрясения 15.XI 2006 г., а также в Авачинском заливе – возле эпицентра Камчатского землетрясения 4.XI 1952 г., $M = 8{,}5$, рисунок. Указанные активизации могут быть связаны с формированием границ очагов сильнейших землетрясений, наибольшее из которых возможно в проекции на область очага 1952 г. глубокого землетрясения 24.V 2013 г., что независимым образом указывает на высокую сейсмическую опасность этих участков, отмеченную результатами долгосрочного сейсмического прогноза. В таких условиях работы по обеспечению сейсмобезопасности в г. Петропавловск-Камчатский должны расширяться.

Исследования велись по Проекту ДВО РАН № 15-I-2-035 «Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги: продолжение прогноза, обоснование мер по повышению сейсмостойкости, развитие метода и применение в других регионах мира».

Благодарности. В предыдущие годы президент РАН академик Ю.С. Осипов, вице-президент РАН академик Н.П. Лаверов, председатель ДВО РАН академик В.И. Сергиенко, академик-секретарь ОНЗ РАН академик А.О. Глико, губернатор Камчатского края В.И. Илюхин неизменно поддерживали исследования и выдвигали необходимые предложения. Авторы выражают глубокую признательность Л.С. Шумилиной и другим участникам исследований по долгосрочному сейсмическому прогнозу, а также коллективам сейсмологов ТСЭ ИФЗ АН СССР, ИВ – ИВиС ДВО РАН, КОМСП – КФ ГС РАН, чьи данные использовались при составлении прогнозов в 1965–2015 гг.

Список литературы

1. *Родкин М.В.* Сейсмический режим в обобщенной окрестности сильного землетрясения // Вулканология и сейсмология. 2008. № 6. С. 66–77.
2. *Федотов С.А.* Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги. М.: Наука, 2005. 303 с.
3. *Федотов С.А., Соломатин А.В.* Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на IX 2013 – VIII 2018 гг.; особенности сейсмичности дуги в период предшествовавших глубоких охотоморских землетрясений 2008, 2012 и 2013 гг. с M = 7.7, 7.7 и 8.3 // Вулканология и сейсмология. 2015. № 2. С. 3–19.
4. *Федотов С.А., Соломатин А.В., Чернышев С.Д.* Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на IX 2010 – VIII 2015 гг., достоверность предыдущих прогнозов и их применение // Вулканология и сейсмология. 2011. № 2. С. 1–25.
5. *Федотов С. А., Соломатин А.В., Чернышев С.Д.* Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на IX 2011 – VIII 2016 гг.; вероятные место, время и развитие следующего сильнейшего землетрясения Камчатки с M ≥ 7.7 // Вулканология и сейсмология. 2012. № 2. С. 3–26.
6. *Федотов С.А., Чернышева Г.В., Шумилина Л.С.* Оценка сейсмической опасности землетрясений с M ≥ 6, сопровождающих сильнейшие (M = 8) тихоокеанские землетрясения // Вулканология и сейсмология. 1993. № 6. С. 3–12.
7. *Чебров В.Н., Кугаенко Ю.А., Викулина С.А. и др.* Глубокое охотоморское землетрясение 24.05.2013 г. с магнитудой Mw = 8.3 – сильнейшее сейсмическое событие у берегов Камчатки за период детальных сейсмологических наблюдений // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. Вып. 21. № 1. С. 17–24.
8.

УДК 553.078.2

СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНО-ПАУЖЕТСКОГО ТЕРМАЛЬНОГО ПОЛЯ НА ОСНОВАНИИ КОМПЛЕКСНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

С.О. Феофилактов, Ю.Ю. Букатов, И.А. Нуждаев, А.А. Нуждаев, Д.К. Денисов

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
Петропавловск-Камчатский,
683006; e-mail: serg415@kscnet.ru

Проведено детальное изучение Восточно-Паужетского термального поля на основании использования комплекса методов: магнитометрии, электроразведки (ВЭЗ и ЕП), высокоточной гравиметрии и термометрии грунтов. Выделена система субгоризонтальных и вертикальных блоков пород, контролирующих водоупорные горизонты, минеральные рудные зоны, паро- и водонасыщенные области, участки разгрузки восходящих гидротермальных растворов.

Введение

Геотермальные месторождения представляют повышенный интерес для фундаментальной науки в связи с тем, что они формируются на особых участках земной коры: в зонах сочленения региональных тектонических блоков, над глубинными разломами, в апикальных частях интрузивных тел, в крупных кальдерах. В структуре Паужетского геотермального месторождения (Южная Камчатка) выделяются приподнятые тектонические (тектоно-магматические ?) блоки, с которыми связана разгрузка парогидротерм на дневной поверхности [10]. К одному из таких блоков, овально-кольцевых в плане диаметром ≥ 500 м, приурочено Восточно-Паужетское термальное поле (т/п). Оно расположено на удалении до 1-2 км от эксплуатационных участков месторождения, что отразилось на степени его изученности. На площади поля проводились термометрические и различные геохимические исследования, в т.ч. режимные наблюдения, поле выделяется аномальными значениями ΔZ и другими геофизическими характеристиками (см. ниже), но сведений о его глубинном строении практически нет. Вместе с тем, выделение системы тектонических нарушений, контролирующих потоки восходящих гидротермальных растворов, получение данных о положении и природе источников тепла и деформационных напряжений в структуре блока – все это имеет не только теоретическое значение, но и весьма актуально в последние годы для Паужетского месторождения в связи со снижением параметров теплоносителя (P, T) на эксплуатационных участках. Отмеченное определило интерес авторского коллектива к исследованию Восточно-Паужетского т/п комплексом геофизических методов.

Восточно-Паужетское т/п: изученность, местоположение

Впервые это т/п было обнаружено в 1950 г. В.В. Ивановым и Г.А. Гонсовской [2], а описание сделано С.И. Набоко, которая дала ему не совсем корректное название «Гидросольфатары Дикого гребня» [3] (безусловно, к экструзии Дикий Гребень это термопроявление никако-

го отношения, пространственного или генетического, не имеет). В следующей работе эта разгрузка парогидротерм названа «Древне-сольфатарным полем» и описывалась как выходы маломощных паровых струй с температурой до 100 ^{0}C на небольшом участке, расположенном за пределами Паужетской гидротермальной системы [9]. Изучение Паужетского месторождения и постановка режимных геотермических исследований под руководством В.В. Аверьева и В.М. Сугробова показали, что эта термоаномалия входит в структуру Паужетской гидротермальной системы. Ей было дано название «Восточно-Паужетское термальное поле» [1], используемое и в настоящее время.

Геофизические исследования на площади Паужетского геотермального месторождения относятся к 1960-м годам. Под руководством И.М. Зайцева выполнены площадные температурные, магнитометрические, электроразведочные и гравиметрические работы в масштабе 1:10 000 (результаты исследований приведены только в фондовых материалах **). Район Восточно-Паужетского т/п выделяется повышенными температурами грунтов и локализованной положительной аномалией ΔZ. Область низких значений ΔZ и высоких температур прослежена по долине ручья Быстрый от Верхне- к Восточно-Паужетскому термальным полям. По результатам ВЭЗ горизонт низкого сопротивления 3-10 Ом*м, соответствующий обводненным псефитовым туфам, увеличивает свою мощность до 500 м в районе Восточно-Паужетского т/п. Е.А. Вакиным и Ю.М. Хаткевичем под руководством В.М. Сугробова выполнены гидрогеотермические режимные наблюдения на т/п**. Одним из важнейших результатов этих работ является заключение об отсутствии влияния эксплуатации геотермального месторождения на разгрузку парогидротерм в районе т/п.

Восточно-Паужетское т/п относится к флангу Паужетской гидротермальной системы и одноименного геотермального месторождения, получивших мировую известность благодаря строительству первой в СССР ГеоЭС [1, 5]. Оно приурочено к западному склону Камбального вулканического хребта, который описывается как резургентное тектоно-магматическое поднятие в Паужетской кальдере четвертичного возраста [10]. Т/п локализовано на пологом склоне в долине рч. Лучший (правый приток рч. Быстрый) на абсолютных отметках 270 – 300 м (рис. 1). Центральный участок размером 120 × 60 м выделяется парящими грунтами, прогретыми до 105 ºС на глубине 0.5 – 0.8 м; парогазовыми струями (до 98 – 100 ºС на устьях); грязе-водными кипящими котлами и мелкими теплыми озерами [8]. На удалении 150 – 300 м от участка вниз по ручью отмечаются отдельные термальные площадки с грязе-водными котлами, общий размер поля составляет около 150 × 500 м. Разгружающиеся термальные воды кислые сульфатные и гидрокарбонатно-сульфатные с широким катионным составом, общая минерализация не превышает 0.5 – 0.8 г/л. Конденсат пара имеет близкий химический состав. Т/п (изучен Центральный участок) перекрыто единым чехлом гидротермальных глин мощностью от 1.5 до ≥ 4.0 м [8], но мощность глин может быть больше за пределами активной разгрузки парогидротерм (на остывших участках).

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

** Сугробов В.М., Вакин Е.А., Хаткевич Ю.М. Режимные наблюдения на Паужетском месторождении парогидротерм в 1968-1970 гг. Фонды ИВиС ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 1971. 28 с.

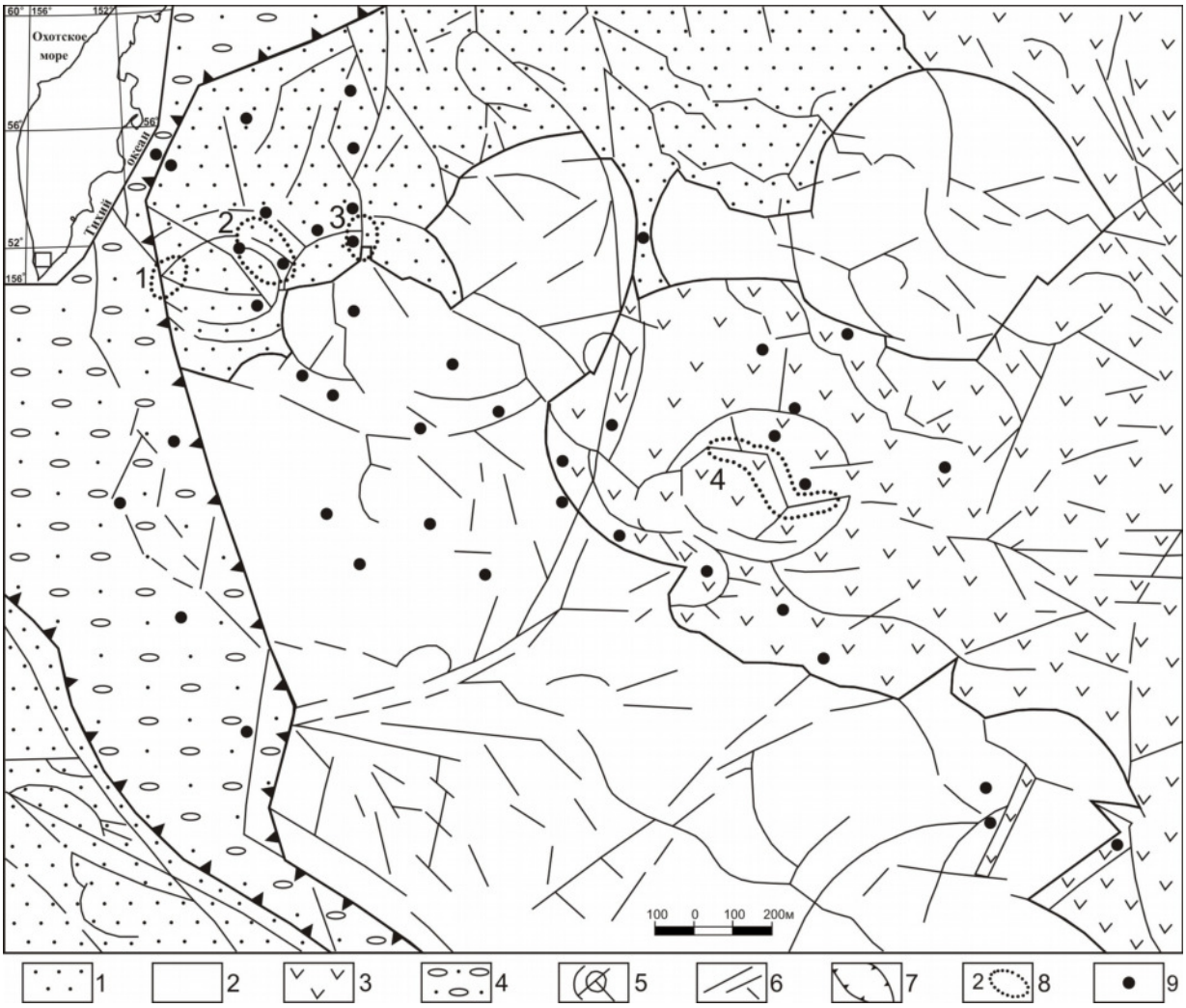


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Паужетской гидротермальной системы. Составлена С.Н. Рычаговым на основании обобщения данных поисково-разведочных работ и тематических научных исследований. 1 – туффиты и туфы Верхне-Паужетской подсвиты верхний неоген-нижнечетвертичного возраста; 2 – лаво-экструзивный комплекс пород кислого состава среднечетвертичного возраста; 3 – андезиты и андезибазальты среднечетвертичного возраста; 4 – аллювиальные валунно-галечные отложения; 5 – кольцевые тектонические нарушения; 6 – линейные тектонические нарушения; 7 – Паужетский грабен верхнечетвертичного возраста; 8 – термальные поля: 1 – Южно-Паужетское, 2 – Верхне-Паужетское, 3 – Нижне-Паужетское, 4 – Восточно-Паужетское; 9 – скважины

В последние годы сотрудниками ИВиС ДВО РАН с коллегами из других организаций в рамках Южнокамчатско–Курильской экспедиции проводятся различные тематические исследования Паужетской гидротермальной системы [6, 7, 11]. Ниже приведены основные результаты изучения строения Восточно-Паужетского т/п геофизическими методами.

Методика геофизических исследований

Электроразведочные работы проводились в центральной части Восточно-Паужетского т/п методами ВЭЗ и ЕП в марте 2015 г.

Вертикальные электрические зондирования (ВЭЗ) выполнялись симметричной четырехэлектродной расстановкой AMNB. Величина разноса ограничивалась глубиной снежного покрова. Максимальный полуразнос питающей линии (AB/2) в центральной части составил 52 м, в крайних пунктах измерения – 20 м. На каждом пункте зондирования было проведено от 8 до 12 измерений, что позволило получить достаточно детальную кривую зондирования. В связи с хорошими условиями проводимости поверхностного глинистого чехла термальной площадки все наблюдения выполнялись на минимально возможном токе 10 мА и одной приемной линии (MN) 2 м. Необходимые измерения проводились многофункциональным электроразведочным измерителем МЭРИ-24, с помощью электроразведочного генератора ВП-1000 и инверторного генератора Yamaha EF2000iS.

Зондирования выполнены в 9 точках по простиранию поля (показано треугольниками на рис. 2а) с шагом 10 м. Длина профиля составила 80 м и является максимально возможной в зимний период. Пунктирной линией на рисунке обозначена видимая граница термальной разгрузки. Расчеты и нормировка кривых зондирований проводились в пакете Excel. Построение геоэлектрического разреза проводилось в специализированном программном пакете IPI2win.

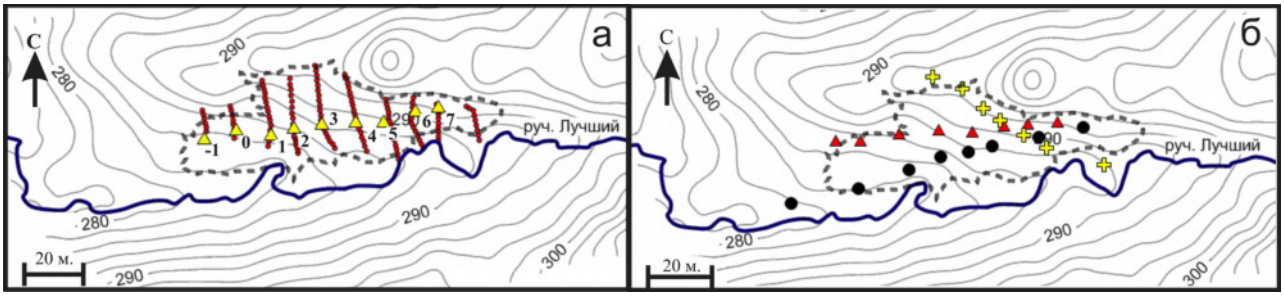


Рис. 2. Схема расположения точек ВЭЗ и профилей ЕП (а) и схема расположения профилей высокоточной гравиметрической съемки (б). Пунктиром обведена наиболее прогретая часть термопроявления, выделенная по отсутствию растительности и примерно совпадающая с 20-градусной изотермой на глубине 1 м

Измерения методом *естественного электрического поля* (ЕП) выполнялись потенциал установкой по профилям. Вся территория, не покрытая снегом, была покрыта съемкой из 10 профилей с интервалом 10 м и шагом измерений по профилю 2.5 м (показано точками на рис. 2а). Для проведения измерений, использовалось два неполяризующихся электрода, один находился все время стационарно, а второй перемещался по точкам наблюдения. Время выстаивания электрода на точке измерения определялось стабильностью разности потенциалов на измерителе МЭРИ-24 и составляло не менее 2 минут. Определенные сложности возникали при измерениях в непосредственной близости выходов паровых струй и на сильно прогретых участках: приходилось дольше выстаивать электроды на точках. В северной части поля лунки для измерений затапливало водой, добавлялся грунт. Результаты измерений заносились в память измерителя и дублировались в полевом журнале. Контрольные измерения были выпол-

нены в количестве 25 %. Средняя разность между основными и повторными наблюдениями составила 2.44 мВ для всего планшета съемки. Обработка материалов проводилась в пакете Excel. Подготовленный массив данных использовался для геофизических построений в программе Surfer.

Высокоточная гравиметрическая съемка проводилась по профилям в 2014 и 2015 гг. Работы велись высокоточным гравиметром CG-5 Autograv канадской фирмы Scintrex. Прибор представляет собой автоматический микропроцессорный гравиметр, диапазон измерений которого превышает 7000 мГал, а разрешающая способность при снятии показаний составляет 0,001 мГал. Показания в системе Autograv получаются путем постоянного усреднения замеров, взятых в течение секунды. На площади Восточно-Паужетского т/п было пройдено 3 профиля, общее количество точек - 22.

Шаг по первому профилю 2014 г. составил 20 м (на рис. 2б показан кружками), по второму и третьему профилям 2015г. – 10 м (на рис. 2б показаны крестиками и треугольниками, соответственно). Для контроля качества измерений выполнены дополнительные измерения в количестве 25%. Среднеквадратичная ошибка измерений по первому профилю составила 0.085 мГал, по остальным профилям – 0.005 мГал.

Геодезическое обеспечение осуществлялось двумя GPS станциями Leica GR 10 с антеннами AR 10. Для GPS станции Leica GR 10 допускаемая СКП измерений в режиме «Статика» составляет: в плане $5 + 0{,}5 \times 10^{-6} \times D$ мм; по высоте $10 + 0{,}5 \times 10^{-6} \times D$ мм; где D - измеряемое расстояние в мм. Одна станция использовалась как базовая, другая перемещалась по профилям. Время записи на точках составляло не менее 15 мин. В результате для всех профилей получены каталоги координат и высот. Ошибка определения высоты по данным GPS составляет 3-7 см.

Все необходимые расчеты и моделирование проводились с использованием программного комплекса Geosoft.

Температурная съемка выполнена в 2014 г. по нерегулярной сети в 254 точках (рис. 3а). Измерены температуры грунтов на площади 300 х 150 м, на глубине 60-70 см. Для измерений использовался портативный мультиметр и комплект заводских термопар, которые калибровались регулярно. Точность измерений находится в пределах 0.5 ^{o}C и не зависит от окружающей среды, времени суток и т.д. Для привязки пикетов на местности использовался GPS-навигатор, точность определения координат которого составляет 3-5 м.

Магнитометрическая съемка была проведена летом 2013 г. [4]. Съемка выполнялась двумя современными магнитометрами на эффекте Оверхаузера GEM GSM-19W v7.0. Один прибор использовался в качестве магнитовариационной станции, вторым проводились рядовые измерения. В центральной части термоаномалии был выделен опорный профиль (вкрест основным профилям), на котором проводились измерения каждые 2 часа. Профиля съемки располагались с интервалом 10 м перпендикулярно простиранию термальной площадки. Шаг по профилю составил 2 м. В центральной части термальной разгрузки были добавлены дополнительные профиля так, что сеть измерений составила 5 х 2 м (рис. 3б). Контрольные из-

мерения выполнены в объеме 15 % от общего количества точек, среднеквадратическая погрешность съемки составила ±11.5 нТл. Обработка всех материалов проводилась в пакете Excel, а графические построения в программе Surfer.

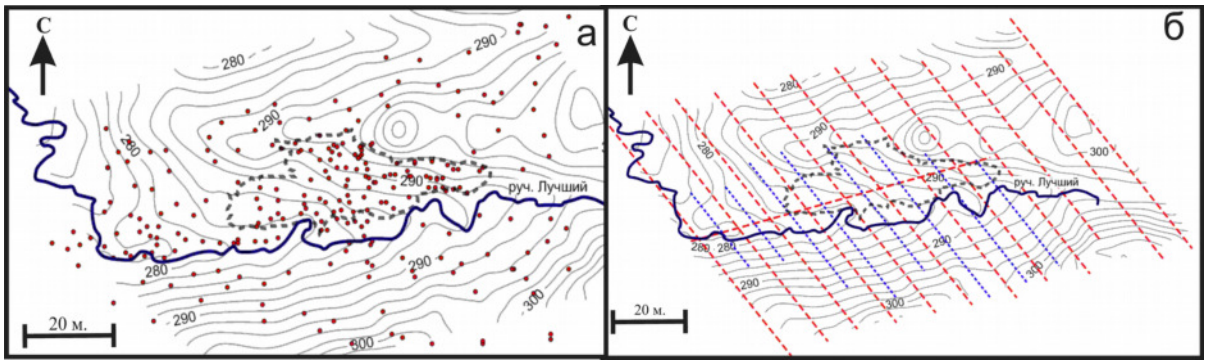


Рис. 3. Схема расположения точек, в которых проводились замеры температур грунтов (а) и схема расположения профилей площадной высокоточной магнитометрической съемки (б). Крупным пунктиром показаны основные профиля съемки, мелким – дополнительные

Фактический материал исследований

По результатам *электроразведочных работ методом ВЭЗ* построен геоэлектрический разрез на глубину до 25 м. Разрез характеризуется кривой типа Н ($\rho_1>\rho_2<\rho_3$). Используя материалы послойного изучения глинистой толщи на Восточно-Паужетском термальном поле с помощью проходки глубоких шурфов [8], более детально разделена верхняя часть геоэлектрического разреза до глубины 5 м. Сверху вниз выделяются следующие контрастные по удельному сопротивлению (у.с.) слои геоэлектрического разреза (рис. 4):

а – верхний слой с у.с. 30-50 Ом*м, имеет мощность порядка 1 м и выклинивается к поверхности в районе точки 4. Эта область характеризует горизонт глин сернокислотного выщелачивания.

б – горизонт с у.с. 10-12 Ом*м, его мощность колеблется от 0.5 до 1 м. Этот слой характеризует влажные тугопластичные глины.

в – горизонт с у.с. 2.5 Ом*м, мощностью от 0.5 до 1.5 м. Характеризует прослой более плотных и более сухих глин. Такие низкие значения у.с. можно объяснить вероятным пропариванием горизонта под действием высокой температуры до 86 °С. Также этот горизонт характеризуется высокой минерализацией субстрата – здесь установлены фосфатно-алюмосиликатно-сульфидная и кремнисто-карбонатно-сульфидная минеральные ассоциации в основной массе глин [8].

г – горизонт с у.с. 4-6 Ом*м, его мощность колеблется от 3-4 м в центральной части разреза, до 7 м в западной; в восточной части он погружается на глубину более 20 м. Этот слой, вероятно, характеризуется достаточно высокой степенью обводненности горных пород минерализованными термальными водами.

д – подстилающий горизонт с у.с. 10-20 Ом*м, верхняя кровля которого залегает на глубине 6 м в центральной части разреза с погружением к периферии: в западной части - до 7 м, в восточной части - более 20 м. Горизонт в меньшей степени обводнен.

По результатам измерений *методом ЕП* построена площадная карта распределения естественного электрического поля для центральной части Восточно-Паужетской термоаномалии (рис. 5). Выделяется три области высоких значений потенциала. Максимальное значение имеет область, расположенная в северной части поля - до 30 мВ. Выделенные аномалии хорошо коррелируют с высокотемпературными участками (до 101 ºС по данным температурной съемки 2014 г.). По-видимому, аномалии потенциала связаны с прогретыми участками, где идет интенсивное просачивание и испарение влаги. Выделенная область низких значений потенциала соответствует участку пород, на котором не наблюдаются разгрузки парогидротерм.

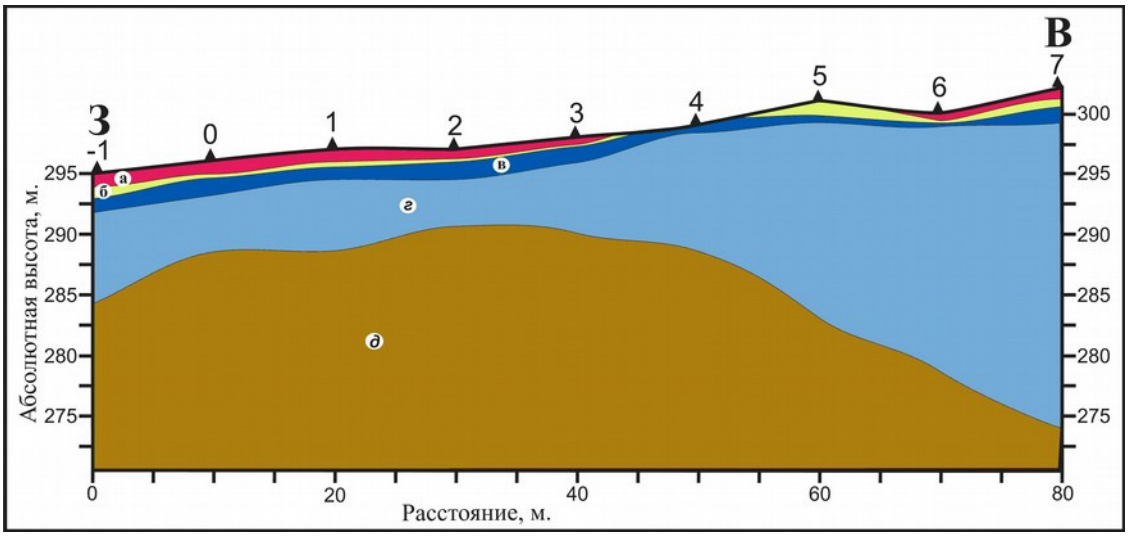


Рис. 4. Геоэлектрический разрез Восточно-Паужетского термального поля

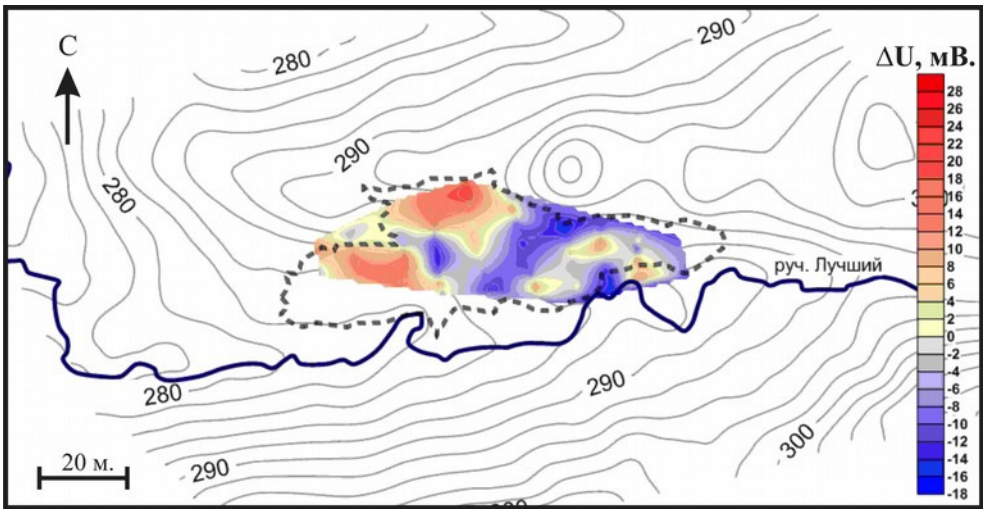


Рис. 5. Карта изолиний распределения естественного электрического поля

По результатам *температурной съемки* оконтурены границы термального поля по 20-градусной изотерме (рис. 6). Наибольшие температуры наблюдаются в центральной части разгрузки - до 101 °С. К ней приурочена большая часть термальных выходов – парогазовых струй и кипящих котлов, отмеченных точками на схеме. По периферии выделяются локализованные прогретые участки с температурами до 70 °С. Выполненные в 1960-х годах измерения температур грунтов Восточно-Паужетского т/п под руководством В.М. Сугробова отличаются меньшей детальностью, но распределение положительных аномалий принципиально схоже (за исключением отдельных участков на периферии поля, вероятно, не замеченных ранее). Поэтому можно уверенно констатировать, что температурный режим т/п, в целом, не изменился за прошедшие 50 лет, что имеет принципиальное значение для изучения структуры т/п.

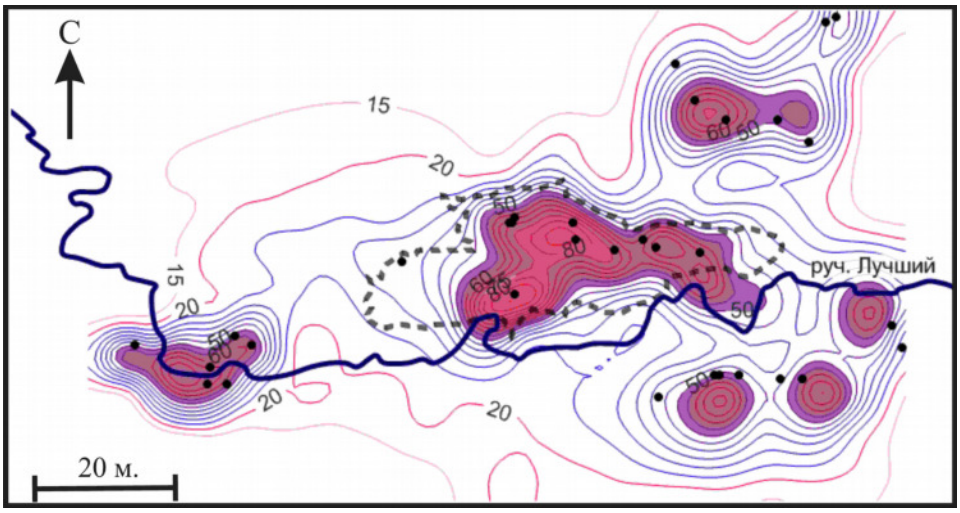


Рис. 6. Распределение температур грунтов в пределах Восточно-Паужетского т/п по данным на 2014г.

По результатам *магнитометрической съемки* на общем фоне отрицательных значений ΔT_a в центральной части т/п выделяется крупная положительная магнитная аномалия со значениями до +505 нТл (рис. 7). Мы полагаем, что положительная магнитная аномалия в центре термального поля может свидетельствовать в пользу наличия на небольшой глубине субинтрузивного тела основного или среднего состава, кровля которого приближена к дневной поверхности. Вероятно, с внедрением этого тела на данном участке может быть связано и образование относительно поднятого блока и, соответственно, самого Восточно-Паужетского т/п. Обширная область отрицательных значений ΔT_a вокруг этой положительной аномалии может указывать на наличие скрытой разгрузки гидротермальных растворов.

По *гравиметрическим данным* для каждого профиля получены графики аномального гравитационного поля в редукции Буге для плотности промежуточного слоя 2.0 г/см^3. Плотность промежуточного слоя определялась аналитическим точечным способом и составила 2.0 г/см^3, а также статистическим способом Неттлетона. Построены графики корреляции аномального гравитационного поля в редукции Буге для диапазона плотностей 1.5-3.0 г/см^3 с рельефом местности. Наименьшая корреляция наблюдается при значении плотности 2.0 г/см^3.

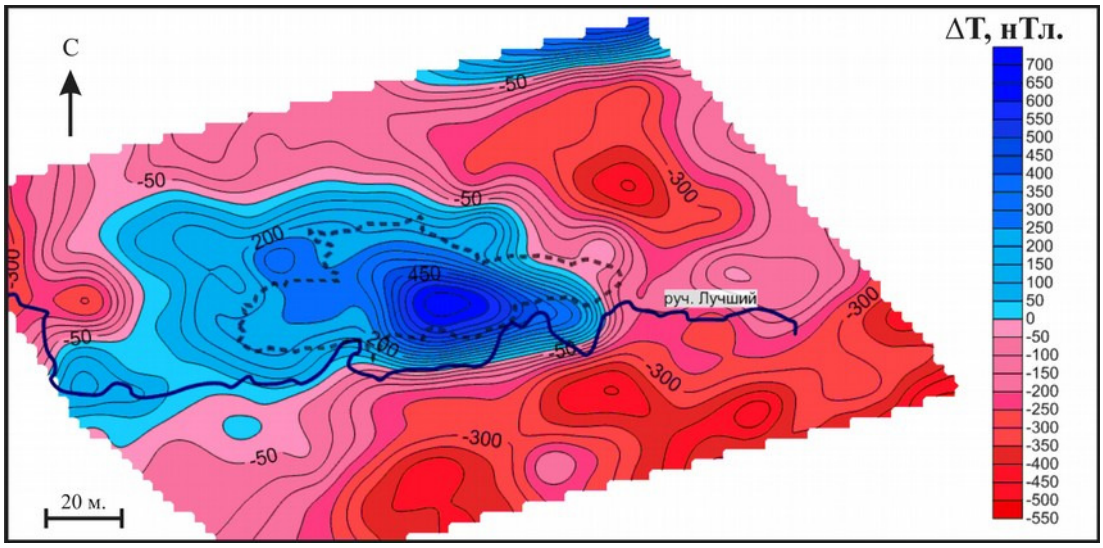


Рис. 7. Карта распределения значений аномального магнитного поля ΔT_a на В-Паужетском т/п

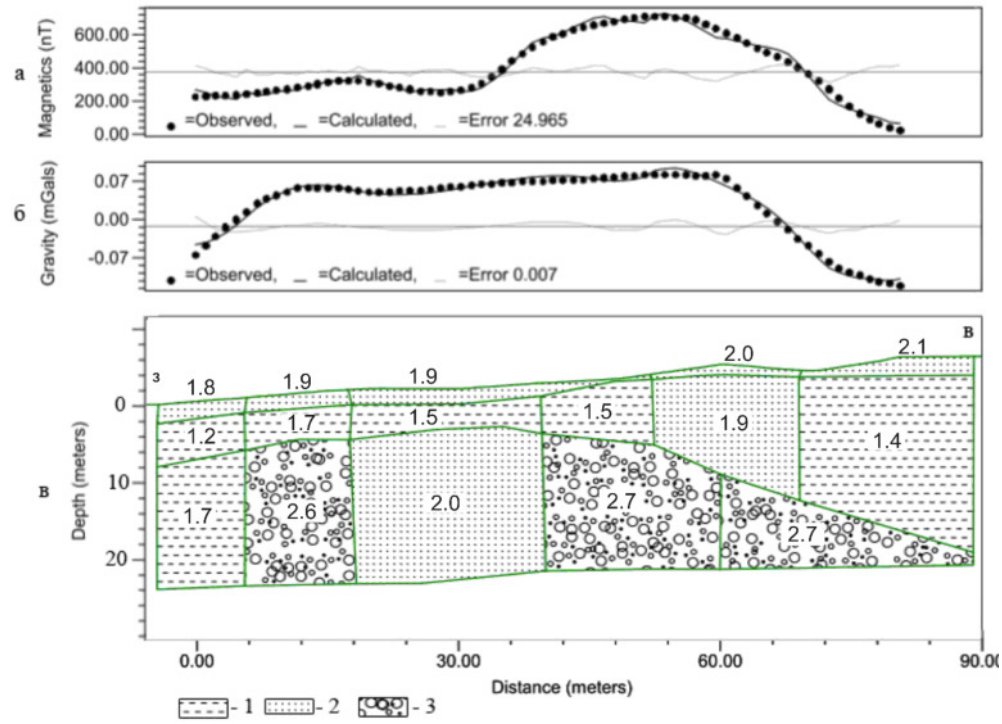


Рис. 8. Результаты моделирования структуры Восточно-Паужетского т/п по гравимагнитным исследованиям с использованием литологических данных. Выделены группы блоков (слои) с плотностью: 1 – 1.2-1.8 г/см^3, 2 – 1.8-2.1 г/см^3 , 3 – 2.6-2.7 г/см^3. Цифрами на модели отмечены плотности каждого блока

Проведено моделирование с использованием имеющихся данных электроразведки и магниторазведки. На рис. 8 показаны практические кривые магнитного (а) и гравитационного (б) полей и теоретические кривые, соответствующие параметрам блоковой модели. На графиках

также указана кривая ошибки между теоретической и практической кривыми. В результате получена блоковая плотностная модель по профилю 3 (показан треугольниками на рис. 2б), состоящая из 16 блоков (см. рис. 8в).

Все блоки можно разделить на 3 группы (слоя). Верхняя группа состоит из 5 блоков. Они имеют плотность 1.8-2.1 г/см^3, магнитную восприимчивость 0.0008-0.0002 СГС, совпадают с электроразведочным слоями «а, б», имеющими удельное электрическое сопротивление 10 - 40 Ом*м. Данная группа блоков характеризует приповерхностную толщу глин двух горизонтов - сернокислотного выщелачивания и влажных тугопластичных. Это подтверждается данными геологического разреза [8].

Средняя группа состоит из 6 блоков. Эти блоки имеют плотность 1.2-1.8 г/см^3, магнитную восприимчивость 0.00006-0.002 СГС, совпадают с электроразведочным слоем «в, г», имеющим удельное электрическое сопротивление 2.5-6 Ом*м. Данная группа блоков характеризует, по-видимому, парогазонасыщенную толщу аргиллизированных пород, включающих также отдельные минерализованные рудные зоны в горизонте «сухих» гидротермальных глин. Здесь выделяется контрастный блок с плотностью 1.9 г/см^3, который, возможно, является барьером для движения гидротерм.

Нижняя группа состоит из 5 блоков. Они имеют плотность 2.6-2.7 г/см^3, магнитную восприимчивость 0.0057- 0.007 СГС, совпадают с электроразведочным слоем «д», имеющим удельное электрическое сопротивление 10-20 Ом*м. В слое выделяются два блока: плотностью 1.7 г/см^3 в западной части модели и 2.0 г/см^3 в центральной части. Это может свидетельствовать о наличии на этих участках в основании разреза разуплотненных зон, проницаемых для гидротермальных растворов.

Обсуждение результатов

На основании магнитометрических данных выделяется крупная неоднородность в центральной части Восточно-Паужетского т/п. Предполагается, что она может быть обусловлена внедрением субинтрузивного тела основного или среднего состава с образованием приподнятого блока пород, контролирующего положение Восточно-Паужетского т/п. Вероятно, разгрузка парогидротерм приурочена к приближенной к дневной поверхности кровле этого остывающего магматического тела.

На основании анализа электроразведочных данных и распределения температур грунтов выделяются зоны повышенной проницаемости для гидротермальных растворов и паро-газовой смеси вблизи дневной поверхности. Они имеют сложное строение и образуют 4 группы: центральную, западную, северо-западную и северо-восточную. Наиболее мощная из этих зон - центральная с температурами грунтов до 101 ^{o}C и значениями ЕП до 30 мВ. Сопоставление результатов наших температурных съемок с выполненными ранее показало, что температурный режим Восточно-Паужетского т/п фактически не изменился за прошедшие 50 лет. Это, в свою очередь, свидетельствует об отсутствии влияния эксплуатации геотермального месторождения на данный участок Паужетской гидротермальной системы, в то время, как в цен-

тральной части месторождения только за период с 1966 по 1992 гг. температуры паро-газовой смеси в скважинах упали на 20-25 ºС [10].

Комплексное геофизическое моделирование и увязка данных с литологическим разрезом показало, что Восточно-Паужетское т/п до глубины ≥ 25 м имеет слоистую структуру, обусловленную чередованием контрастных по физическим свойствам пород: влажных гидротермальных глин в верхней части; минерализованных рудоносных зон в горизонте «сухих» глин при переходе от глинистой толщи к жестким грунтам (коренным породам); трещиноватых пород, насыщенных солеными растворами (паро-газовой смесью ?); менее обводненных пород в основании разреза. Выделяется также система вертикальных блоков пород, наиболее разуплотненные из которых, по-видимому, контролируют разгрузку парогидротерм.

Авторы благодарят зав. лаб. геотермии ИВиС ДВО РАН д.г.-м.н. С.Н. Рычагова за постановку задачи и практическую помощь в выполнении работы. Выражаем искреннюю признательность всем сотрудникам Южнокамчатско-Курильской экспедиции ИВиС ДВО РАН, а также О.В. Толстых и О.Н. Семеновой за содействие исследованиям.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 16-05-00007а) и Президиума ДВО РАН (проект 15-I-2-065).

Список литературы

1. *Белоусов В.И., Сугробов В.М., Сугробова Н.Г.* Геологическое строение и гидрогеологические особенности Паужетской гидротермальной системы // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 23-57.
2. *Гонсовская Г.А.* Состояние вулкана Кошелева летом 1951 г. // Бюлл. Вулк. станций. 1954. № 21. С. 14-18.
3. *Набоко С.И.* Гидросольфатары Дикого гребня // Бюлл. Вулк. станций. 1954. № 22. С. 59- 64.
4. *Нуждаев И.А., Феофилактов С.О.* Зимние магнитометрические исследования на Паужетском геотермальном месторождении: методика, краткие результаты // XII Региональная молодёжная научная конференция « Исследования в области наук о Земле». 25 ноября 2014г. Петропавловск-Камчатский: Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, 2014. С. 75-84.
5. Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965. 208 с.
6. *Рычагов С.Н., Давлетбаев Р.Г., Ковина О.В. и др.* Миграция катионов в гидротермальных глинах: к вопросу о металлоносности газо-гидротермальных флюидов геотермальных месторождений Южной Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2012. № 4. С. 23-36.
7. *Рычагов С.Н., Нуждаев А.А., Степанов И.И.* Поведение ртути в зоне гипергенеза геотермальных месторождений (Южная Камчатка) // Геохимия. 2009. № 5. С. 533-542.
8. *Рычагов С.Н., Сергеева А.В., Чернов М.С., Философова Т.М.* Глобули различного состава в толще гидротермальных глин Восточно-Паужетского термального поля (Южная

Камчатка): к вопросу об источниках фосфора и транспорте металлов // Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы». Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2015. С. 282-285.

9. *Святловский А.Е. , Иванов В.В., Нехорошев А.С.* Гидротермы района вулканов Кошелева и Камбального на южной Камчатке. Отчет геотермической экспедиции. М.: Академия наук СССР лаб. Вулканологии, 1956. С 187-277.
10. Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. 298 с.
11. *Таусон В.Л., Рычагов С.Н., Акимов В.В. и др.* Роль поверхностных явлений в концентрировании некогерентных элементов: золото в пиритах гидротермальных глин термальных полей Южной Камчатки // Геохимия. 2015. № 11. С. 1000-1014.

УДК 550.348

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ СИНЕГОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И СВЯЗЬ С СЕЙСМИЧЕСКИМИ СОБЫТИЯМИ НА О. САХАЛИН

Г.А.Челноков[1], Р.В.Жарков[2], И.В. Брагин[1]

[1]Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, 690022;
e-mail: geowater@mail.ru
[2]Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск

Впервые проведен мониторинг гидрогеохимических параметров подземных вод и почвенных газов Синегорского месторождения минеральных вод (о. Сахалин), позволивший обнаружить реакцию геологической среды на землетрясение M=3, 3.07.2015 г. Установлен факт снижения электропроводности воды в скважине в период подготовки землетрясения, а также последующий рост электропроводности воды и значительное увеличение эксхаляций почвенного радона. Впервые для о. Сахалин получены данные о том, как реагирует поле радона в пределах комплекса осадочных пород на прохождение волн местных землетрясений.

Введение

Приуроченность большинства месторождений минеральных вод юга Дальнего Востока России к глубинными тектоническим нарушениям доказана многочисленными исследованиями и не вызывает сомнений [7, 9, 10]. Проведенные работы выявили целый ряд крупных месторождений углекислых минеральных вод (Синегорское, Шмаковка, Ласточка, Мухен и пр.), которые являются маркерами глобальных зон разуплотнения в Земной коре, по которым глубинные газы достигают поверхности. Очевидно, что подобные природные объекты отражают состояние геологической среды и могут служить для организации мониторинга широкого ряда гидрогеохимических параметров. Предшествующие сейсмичности изменения в химическом составе подземных вод, сопутствующих газов, температуры и уровня воды обнаруживают пространственно временную связь с тектоническими напряжениями, потоками глубинных флюидов, изменением внутрипорового давления в системе вода-порода-газ и собственно разрушением пород [5, 6, 12].

С 2014 г. на скважинах Синегорского месторождения (о. Сахалин) проводится мониторинг гидрогеохимических параметров: объемной активности радона (ОА Rn) в почвенном воздухе, электропроводности температуры и уровня воды. Целью исследований является установление зависимостей между изменением наблюдаемых параметров и сейсмическими событиями. Подобные наблюдения показали свою перспективность на Камчатке [3, 6], а для о. Сахалин проводятся впервые.

Методика

Непрерывные измерения параметров на опорном пункте Синегорского месторождения (скв. № 33) были проведены в период с 5.06.2015 по 5.09.2015 г. Для проведения наблюдений

за электропроводностью, температурой и уровнем воды в скважине использовались автоматические регистраторы-логгеры, канадской фирмы "Solinst". Логгеры запрограммированы на измерение параметров с интервалом одно измерение в 60 минут. Точность измерений составляет: электропроводность - 2%, T=0,1^{0}C, уровень 0,1 см. Датчики располагаются в скважине № 33 на глубине 50 м. Для исследований объемной активности (ОА) радона-222 и торона-220 в почве применяется сейсмическая радоновая станция СРС-05 производства НТМ-Защита, г. Москва. Измерение ОА радона-222 и количества распадов ^{216}Po (ThA) основано на электростатическом осаждении положительно-заряженных ионов ^{218}Po (RaA) и ^{216}Po (ThA) из отобранной пробы воздуха на поверхность полупроводникового детектора с помощью высокого положительного потенциала, поданного на электрод измерительной камеры. Активность радона-222 определяется соответственно по количеству зарегистрированных альфа- частиц при распаде RaA альфа-спектрометрическим методом (с сохранением альфа-спектра). Станция запрограммирована на измерение радионуклидов в почве с сохранением всех результатов измерения с интервалом 1 раз в 20 минут, а также измеряет температуру, относительную влажность и атмосферное давление. Диапазон измерения ОА радона-222 от 20 до 50000 Бк/м^3. Диапазон измерений количества распадов ^{216}Po (ThA) от 1 до 999. Пределы допускаемой основной относительной погрешности измерения ОА радона-222 и количества распадов 216Po (ThA) не превышают ±30% при доверительной вероятности 0.95. Прибор расположен в заборной емкости, ниже зоны аэрации.

Подобное оборудование наблюдательного пункта не позволяет оперативного выявления изменяющихся параметров и прогноза сейсмических событий, но дает возможность наблюдать реакцию водоносного горизонта и геологической среды на различные по интенсивности сейсмические события. Подобная "калибровка" позволяет выбирать из большого числа опробованных объектов (скважин) наиболее информативные для размещения стационарных наблюдательных пунктов.

Характеристика объекта

Синегорское месторождение углекислых минеральных вод расположено в 20 км от г. Южно-Сахалинск, в меридионально вытянутой долине, ограниченной с востока Сусунайским хребтом, а с запада отрогами Южно-Камышового хребта, в пределах Анивского прогиба.

В геологическом строении территории выделяются два структурных этажа – мезозойский и кайнозойский. Геологическое строение мелового комплекса хорошо изучено в ряде работ [1, 4]. Основными породами, слагающими меловой разрез являются (снизу вверх по разрезу): слюдисто-кварцевые сланцы, метаэффузивы, ортосланцы, мраморы и кварциты, алевролиты, аргиллиты, песчаники, глинистые аргиллиты, туфы и туффиты. Все породы меловой системы накапливались в морских условиях. Кайнозойский осадочный чехол сложен породами эоцен-четвертичного возраста, в составе которого отложения аракайской, холмской, невельской, курасийской, маруямской свит. Образования первых трех свит входят в комплекс нерасчлененной толщи, состоящей из терригено-вулканических, алеврито-аргеллитовых, туфогенных по-

род. С размывом на этой толще залегают отложения маруямской свиты позднемиоцен-плиоценового возраста, представленные глинистыми, песчано-аллевритовыми породами, глинами, песками.

Центрально-Сахалинский разлом (ЦСР) взбросо-надвигового типа является западной границей Анивского прогиба. Интенсивно проявленная здесь разрывная тектоника и складчатость, обусловлена надвигообразованием в зоне разлома. Эту часть прогиба выделяют как приразломную пликативно-дизъюнктивную зону [8]. Возникшими при надвигах сдвиговыми разрывами ЦСР разбит на отдельные фрагменты, имеющие разные амплитуды смещения, кинематику и т.п. Этим региональным надвигам соответствуют грязевой вулканизм, глинистый диапиризм. Так, на южном участке ЦСР ярко проявлен Южно-Сахалинский грязевой вулкан.

С гидрогеологических позиций к южной части Центрально-Сахалинского разлома приурочен Сусунайский артезианский бассейн. Гидрогеологические условия территории очень сложные, обусловлены зонально-блоковым строением, трещинной проницаемостью. Зона активного водообмена составляет не более 100м от поверхности и обусловлена экзогенной трещиноватостью. В артезианском бассейне выделяются водоносные комплексы, приуроченные к породам от палеозоя до четвертичного возрастов. Породы четвертичного и позднеплиоценового возрастов представлены слабо сцементированными песчаниками, аргиллито-глинистыми отложениями с прослоями алевролитов и конгломератов. Породы старше позднеплиоценового возраста имеют скальный облик и сложены плотными алевролитами, песчаниками, метаморфическими сланцами, аргиллитами, туфами и пр. Породы сильно трещиноваты, смяты в складки, разбиты разломами различной ориентировки.

Геохимия подземных флюидов южной части Центрально-Сахалинского разлома подробна описана нами в ходе выполнения подготовительных работ в 2014 г. [8]. По составу Синегорские воды являются гидрокарбонатно-хлоридными натриевыми, обогащёнными мышьяковистой и кремнистой кислотами, имеют повышенное содержание ортоборной кислоты, метакремниевой кислоты, pH – 6.1-6.7, температура – от +8.5^{O}C до +11^{O}C, минерализация – 17-25 г/дм^3. По газовому составу воды углекислые (CO_2–1.2-2.5 г/дм^3), с примесью метана и азота.

Опорным пунктом наблюдений является скважина № 33 Синегорского месторождения углекислых минеральных вод. Скважина имеет глубину 76 м, электропроводимость на этой глубине является максимальной и составляет 18904 мкСм, температура 10,8°C. Вода по химическому составу йодо-бромная гидрокарбонатно-хлоридная натриевая (Cl–72 мг-экв %; HCO_3 –28 мг-экв %; Na– 91 мг-экв %), борная, кремнистая, с органическими веществами, углекислая (содержание CO_2 –47-87 объ.%, CH_4–36-12 объ.%). Содержание Сорг. характерно для грунтовых вод и вод непродуктивных горизонтов газовых месторождений.

Результаты и обсуждение

Непрерывные измерения параметров на опорном пункте Синегорского месторождения (скв. № 33) были начаты 5.06.2015 г. и остановлены 5.09.2015. Выбор места расположения станции обусловили низкие фоновые концентрации ОА почвенного радона составляющие 66-

200 Бк/м^3, по которым предполагалось выделить лунные циклы и влияние атмосферного давления, а также различные по масштабу потоки радона. Короткоживущего радионуклида торона (55 сек) в потоке газов не отмечалось. В скважину были опущены датчики регистрирующие электропроводность, температуру и уровень воды, также был установлен барометрический датчик регистрирующий атмосферное давление.

Анализ полученных результатов выявил несколько особенностей: 1. с момента начала регистрации значения электропроводности падали до определенного момента, после которого стали стабильно повышаться; 2. примерно в это же время зарегистрировано резкое увеличение ОА радона и торона; 3. поведение температуры и уровня воды в скважине не имело характерных особенностей за весь период регистрации. Момент изменения геохимических параметров относился к началу июля 2015 г.

Согласно данным "СПРАВКИ о сейсмичности зоны ответственности СФ ГС РАН" в июле 2015 года в Сахалинском регионе зарегистрировано три землетрясения, все они произошли на юге острова. Первое, зарегистрированное 3 июля в 21:07 UTC (Кс = 9.4; Н = 11 км), ощущалось в п. Синегорск с интенсивностью в 3-4 балла, в пп. Быков, Углезаводск, Санаторный – 3 балла, п. Ёлочки – 2-3 балла, гг. Южно-Сахалинск и Холмск и п. Пятиречье – 2 балла. Второе и третье произошли 25 июля в 14:45 и 15:43 UTC (Кс = 7.6 и 5.8, Н = 8 км) и ощущались в г. Южно-Сахалинск в 3 и 2 балла соответственно.

Сопоставление данных по изменению гидрогеохимических параметров и временем сейсмических событий позволило установить связь между землетрясением произошедшим 3.07.2015 г. и зафиксированными изменениями геологической среды (рис. 1).

Как видно из графика на рис 1, за 25 дней до сейсмического события началось резкое уменьшение электропроводности воды, сменившееся через 10 дней кратковременным увеличением, которое вскоре снова сменилось падением, теперь уже до минимальных значений. С 26.06.2014 амплитуда колебаний электропроводности значительно уменьшилась до 60 мСм, а произошедшее 3.07.2015 землетрясение запустило процесс роста электропроводности, продолжавшееся до конца измерений. Схемы подобного поведения электропроводности, уровня воды или геохимических индикаторов достаточно хорошо описаны в научной литературе [5, 3] и основаны на том, что при подготовке сейсмического события происходит изменение напряженного поля среды, в результате чего может происходить усиление или ослабление истечения радона, изменение уровня вод, либо их состава. В активных разломных зонах может происходить как насыщение, так и разбавление подземных вод различными газовыми и жидкостными флюидами, что изменяет химический состав подземных вод. Полученные данные показывают, что в период подготовки землетрясения происходило постепенное изменение динамических полей напряжений в регионе. В результате форшоковых растяжений могли открываться трещины для поступления пресной воды, обуславливающей падение электропроводности. Афтершоковое сжатие напротив могло сопровождаться растрескиванием массивов горных пород, в том числе и интрузивных, что в итоге привело к повышению уровня эманирования радона.

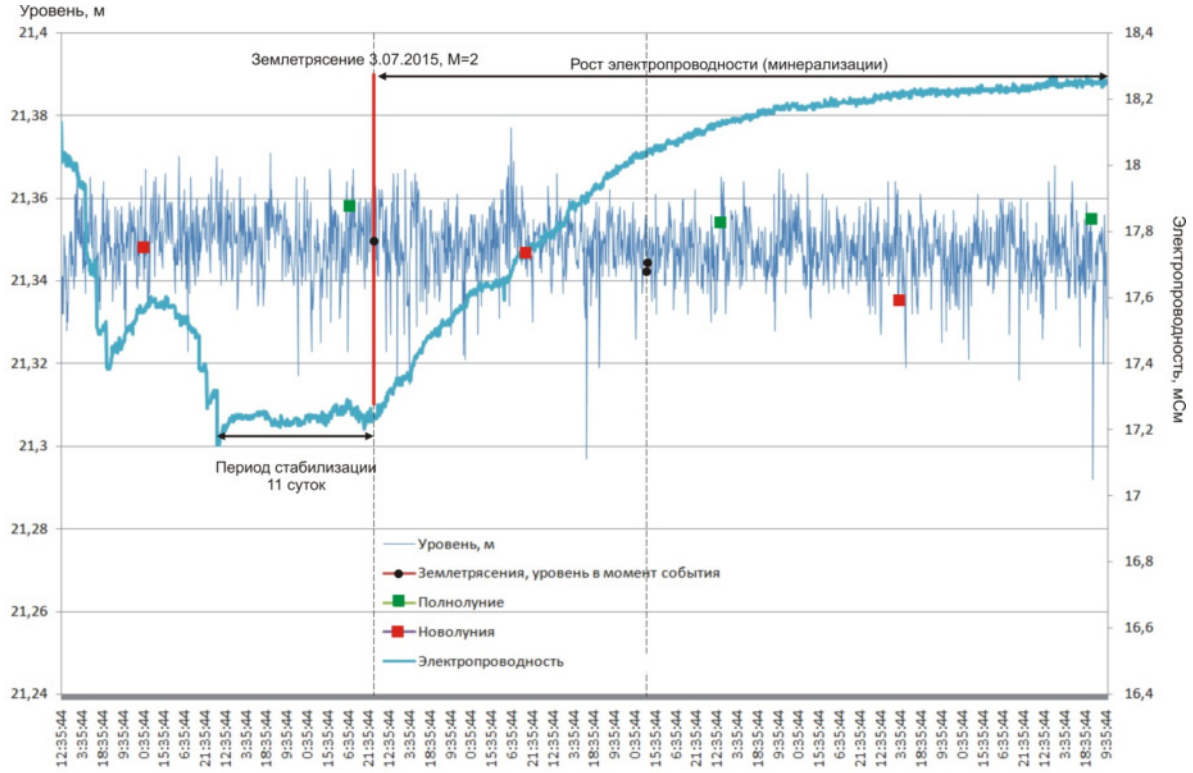


Рис. 1. Поведение уровня и электропроводности воды в наблюдательной скважине № 33 и сопоставление с данными о положении Луны и времени сейсмических событий

Резкий скачок ОА радона и торона был зарегистрирован спустя 41 час после землетрясения, произошедшего 3 июля 2015 г. (рис. 2). Зарегистрированные значения в 10 раз превышали верхние диапазоны измерения ОА радона, указанные в паспорте СРС-05, и составляли 620 000 Бк/м3. Спустя 57 часов значения торона также превысили диапазоны измерений в 20 раз (21439 распадов против 999 по паспорту прибора) (рис. 3). После этого, на восстановление фонового уровня торона потребовалось около 3 суток, в то время как для более долгоживущего радона около двух недель (до 20.07.2015). Наблюдаемые результаты показывают нелинейность выхода радона в зависимости от изменения напряженного состояния среды, что также подтверждено результатами ученых в различных регионах мира [2, 5, 11]. Нами, впервые для о. Сахалин получены данные о том как реагирует поле радона в пределах комплекса осадочных пород на прохождение волн местных землетрясений в непосредственной близости от пункта наблюдений. Сейсмическая активность 25 июня на данном объекте отражения не имела. В соответствии с записями прибора до 31.08.2015 никаких значительных колебаний активностей радионуклидов не зарегистрировано. Вероятно это связано с геоструктурными условиями и расположением очагов землетрясений. Отметим также, что для скважины № 33 реакция на сейсмическое событие никак не выражалась в изменении уровня воды. Колебания уровня были хаотичны, как в суточном, так и в более длительных циклах, и не превышали 7 см. На рис. 1 видно, что в полнолуние уровни в скважине находятся стабильно выше, чем в новолуние.

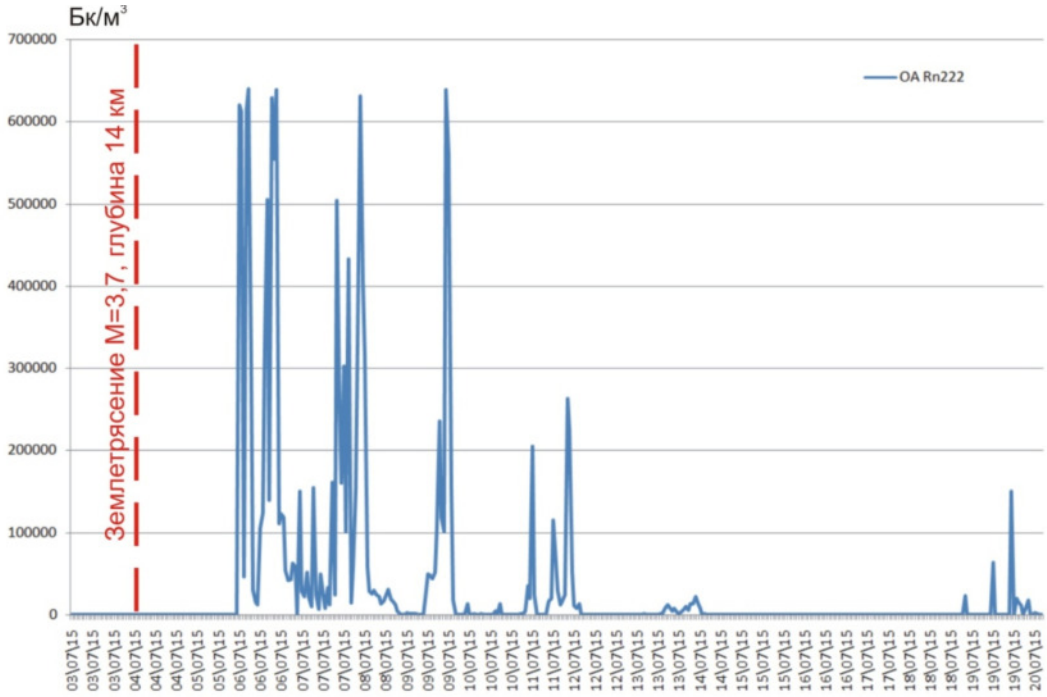


Рис. 2 Постсейсмические колебания уровней объемной активности Rn-222

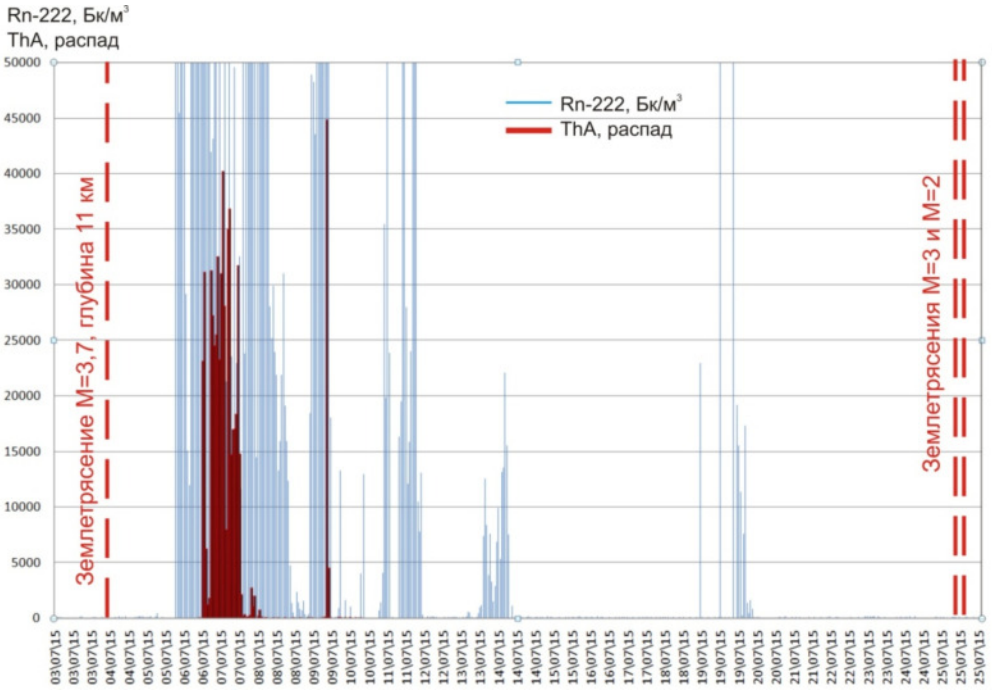


Рис. 3. Скорректированный график активности радона и торона между сейсмическими событиями 03.07.2015 и 25.07.2015

Выводы

Одним из важнейших результатов исследований стало получение гидрогеохимических и газогеохимических эффектов на землетрясение M=3, 03.07.2015. Полученные характеристики зависят от многочисленных факторов и могут быть различны даже у скважин, располо-

женных рядом. Таким образом, выбор объекта (скважины) для наблюдений не может быть сделан без проверки реальными сейсмическими событиями, т.н. калибровки, которая дает оценку прогностическим возможностям наблюдательного пункта.

Работа выполнена при поддержке грантов Российского фонда фундаментальных исследований № 14-05-00243А, № 14-05-00171А и ДВО РАН № 15-I-2097.

Список литературы

1. Геология СССР. Т. XXXIII. Остров Сахалин. Геологическое описание. М.: Недра, 1970. 432 с.
2. *Закиров Т.З.* Особенности распределения концентрации радона в подземных водах некоторых сейсмоактивных зон Узбекистана (в связи с поисками предвестников землетрясений): Автореф. канд. дис. Ташкент, 1984. 184 с.
3. *Копылова Г.Н., Болдина С.В.* Аномальные изменения химического состава подземных вод в связи с Камчатским землетрясением 02.03.1992 г. (Mw=6.9) // Геофизические исследования. 2012. Т. 13. № 1. С. 39-49.
4. *Мельников О. А.* Геологические формации Хоккайдо – Сахалинской складчатой области. Владивосток, 1988. 213 с.
5. *Уткин В.И., Юрков А.К.* Радон-надежный индикатор геодинамических процессов // Вестник КРАУНЦ Науки о Земле, 2009, № 1, вып. 13, С. 165-169.
6. *Фирстов П.П.* Возможности прогноза сильных землетрясений по данным радонового мониторинга на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне // Вестник КРАУНЦ Науки о Земле, 2014, № 1, вып. 23, С. 35-49.
7. *Челноков Г. А., Харитонова Н. А.* Углекислые минеральные воды юга Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 2008. 165 с.
8. *Челноков Г.А., Жарков Р.В., Брагин И.В., Веселов О.В., Харитонова Н.А.* Геохимические характеристики подземных флюидов южной части Центрально-Сахалинского разлома // Тихоокеанская геология, 2015, том 33 №1, С. 115-117
9. *Чудаев О. В.* Состав и условия образования современных гидротермальных систем Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2003. 203 с.
10. *Bragin I.V., Chelnokov G.A., Chudaev O.V., Kharitonova N.A., Vysotsky S.V.* Geochemistry of Thermal Waters of Continental Margin of Far East of Russia // Acta Geologica Sinica, 2016, Vol. 90 № 1 pp.276–284.
11. *Chaudhuri H., Bari W., Iqbal N., Bhandari R.K., Ghose D., Sen P., Sina B.* Long range gas-geochemical anomalies of a remote earthquake recorded simultaneously at distant monitoring stations in India // Geochemical Journal, 2011, Vol. 45, pp. 137-156
12. *Parotidis, M., Rothert, E. and Shapiro, S. A.* (2003) Pore-pressure diffusion: A possible triggering mechanism for the earthquake swarms 2000 in the Vogtland/NW Bohemia, central Europe. Geophys. Res. Lett. 30, 2075, doi:10.1029/ 2003GL018110.

УДК 551 .217.3. 084.4

ИЗВЕРЖЕНИЯ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ КЕРЧЕНСКОГО ПОЛУОСТРОВА В ДЕКАБРЕ 2015 ГОДА

В.И.Васенко[1], В.М.Округин[2], Е.В. Карташева[2], В.Л. Косоруков[2], Н.Ю.Курносова[2], С.В.Москалева[2], А.М.Округина[2], В.В. Чабан[1]

[1]Крымская гидрогеологическая режимно-эксплуатационная станция, г. Саки, 296500; e-mail: v-vasenko@yandex.ru
[2]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: okrugin74@gmail.com

Керченско-Таманская область проявления грязевого вулканизма – одна из наиболее известных и масштабных на нашей Планете. Здесь располагается большинство грязевых вулканов России. Одни из них находятся в состоянии непосредственно извержения, другие проявляют свою активность периодически. В сообщении приводятся описания извержений грязевого вулкана, расположенного вблизи с. Новоселовка, произошедших в конце 2015 года (3 и 11(?) – 24 декабря) и оригинального по своей форме, размерам и характеру деятельности мини вулкана, находящегося на берегу озера Тобечик. Получены первые данные о химическом и минеральном составе вещества грязевых потоков, воды «отжатой» из глинистого субстрата, обломочного материала «ксенолитов». Среди рудных минералов обнаружено кроме оксидов железа, большое количество сульфидов, таких как пирит, халькопирит, пирротин (?), сфалерит, киноварь. Пирит пользуется преобладающим развитием, сульфиды меди, цинка и свинца - единичные зерна.

Введение

Грязевые вулканы чрезвычайно широко распространены на всей территории Керченского полуострова (рис. 1,2). В фундаментальных работах известных исследователей: Альбова С.В., Андрусова Н.И., Белоусова В.В., Вернадского В.И., Двойченко П.А., Дюбуа де Монпере Ф., Клепинина Н.Н., Муратова М.В., Попова С.П., Шнюкова Е.Ф. и др. дана наиболее полная характеристика геологических, тектонических, минералогических и геохимических особенностей грязевого вулканизма этого региона [1].



Рис. 1 Схема расположения объектов исследований, грязевые вулканы Новоселовский (1); Тобечик (2)

Вулкан Новоселовский находится в восточной части Керченского полуострова возле деревни Новоселовка (рис.1). Мини вулкан Тобечик (условное название) располагается на северо-западном берегу одноименного озера – самого крупного на юго-востоке полуострова (рис.1).

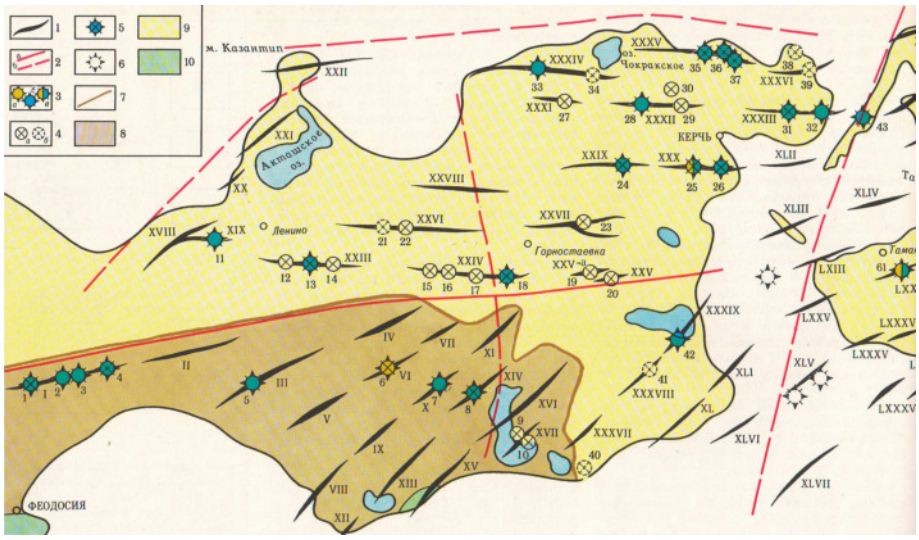


Рис. 2. Структурная схема Керченского полуострова – Основные структурные элементы и грязевые вулканы [1]. 1 – антиклинальные складки, 2 – разрывные нарушения (а – достоверные, б – предполагаемые), 3 – грязевые вулканы (типы: а – локбатанский, б – булганакский, в – шугинский; 18 - Новоселовский; 42- Тобечик), 4 – вдавленные синклинали (а – достоверные, б – предполагаемые), 5 – грязевые с вдавленными синклиналями, 6 – предполагаемые подводные грязевые вулканы (по данным геоакустики), 7 – Парпачский грабен, 8 – майкопские отложения, 9 – другие кайнозойские отложения, 10 меловые отложения.

Новоселовский грязевой вулкан

Геолого-структурное положение Новоселовского грязевого вулкана обусловлено его приуроченностью к Фонтановской антиклинали (рис.2) на границе региональной тектонической структуры, разделяющей по центру Керченский полуостров в широтном направлении [2]. Общая площадь, занимаемая глинистыми потоками, излившимися на дневную поверхность в декабре 2015 года из двух жерловин, достигает 13 500 м^2 при мощности от 0,3 до 0,7 м (рис.3,4). Расстояния между этими двумя источниками-жерлами составляет около 10 м (рис. 4). На космическом снимке просматривается система радиальных и кольцевых (обрамляющих) разломов, напоминающих паукообразную структуру, в пределах которой расположены северное и южное куполовидные поднятия – вулканические сопки.

Две фазы активизации южного Новоселовского вулкана проявлены в разных цветовых оттенках и текстуре поверхности глинистых потоков, что обусловлено более высокой степенью влажности глинистого материала второй фазы (рис. 5,6).



Рис. 3. Контуры грязевых потоков Новоселовского вулкана, извержение 2015 года. Фото Google.



Рис.4. Два жерла Новоселовского вулкана, образовавшиеся в результате извержения в декабре 2015 года.

Извержения вулкана в декабре 2015 года сопровождались образованием разрывных структур - трещин неглубокого заложения, которые связаны с падением давления в подводящих «каналах» после извержения грязевой массы и как следствие проседание поверхностного почвенного слоя и подстилающих осадочных пород (рис. 7,8).



Рис. 5 Взаимоотношение грязевых потоков, излившихся в течение декабря 2015 года при извержении Новоселовского вулкана.



Рис. 6. Морфология поверхности грязевого потока. Трещины усыхания, внутри которых видна полузатвердевшая глинистая («грязь») масса. Новоселовский вулкан. Фото10 марта 2016 года.

Отложения грязевых потоков содержали большое количество воды (влажность более 40%), которая с течением времени отделялась от глинистой массы, образуя небольшие водоемы-озерки по периферии потоков (рис.8). А на поверхности потоков стали появляться трещины усыхания – микротакыры (рис. 6).

Мини вулкан на берегу озера Тобечик

В геолого-структурном отношении озеро Тобечик с находящимся на его берегу мини вулканом, располагается в пределах иной, по сравнению с положением Новоселовского вулкана, тектонической структуре, имеющей северо-восточное простирание [2].



Рис. 7. Радиальные трещины, образовавшиеся при извержении Новоселовского вулкана в декабре 2015 года.



Рис. 8. Кольцевые трещины, оконтуривающие грязевые потоки Новоселовского вулкана. Справа видны фрагменты небольших озер, образовавшихся по периферии грязевых потоков за счет отделения воды из затвердевающей глинистой массы («грязи»). 10 марта 2016 года.



Рис. 9. Грязевой минивулкан на берегу озера Тобечик. 10 марта 2016 года.

Грязевой мини вулкан Тобечик находится в стадии «активного извержения» в течение нескольких лет. По своей морфологии, характеру извержения и масштабам ее появления он представляет другой тип грязевых вулканов. Этот геологический феномен удивительным образом напоминает такие типичные стратовулканы, как Карымский и Ключевской. Обладая

портретным сходством, он представляет собою ярко выраженный конус с овальным вершинным кратером. Жидкие «продукты извержения» образуют движущиеся «псевдолавовые» потоки глинистого вещества, которые в миниатюре напоминают лавы базальтов и андезитов (рис. 9, 10).

В этой части Керченского полуострова известны многочисленные нефтяные и газовые проявления, которые приурочены к антиклинальным ловушкам в зонах тектонического сжатия. Естественные выходы нефти на поверхность и многочисленные буровые скважины, пройденные в конце Второго Тысячелетия, располагаются в непосредственной близости от Тобечикского грязевого мини вулкана (рис. 11). Мини потоки этого мини вулкана характеризуются стойким специфическим нефтяным запахом.



Рис. 10. Детали строения минивулкана Тобечик. 10 марта 2016 года.



Рис. 11. Нефтеносные проявления на берегу озера Тобечик, расстояние до минивулкана 250 м. 10 марта 2016 года.

Состав изверженных пород Новоселовского и Тобечикского вулканов

Химический состав сопочных образований вулканов Новоселовский и Тобечик соответственно (в вес:%): жидкая фаза (вода) – (42,4%; 63,14%), растворенные соли – (0,48%; 0,88%). Кристаллический скелет полиминеральной твердой фазы сложен фосфатом кальция – (0,24%; 0,08%), гипсом – (0,61%; 1,23%, карбонатами кальция – (1,21%; 1,20%) и магния –

(1,21%; 1,63%). Глинистая составляющая – силикатные частицы с размерами (в мм): более 0,25 – (0,12; 0,04%), от 0,25 до 0,10 – (0,61; 0,03%), от 0,1 до 0,01 – (12,34; 9,45%), от 0,01 до 0,001 – (25,55; 13,45%), менее 0,001 – (9,65; 5,0%). В коллоидном комплексе обнаружены: сульфиды железа – (0,1; 0,16%). В первую очередь пирит, реже марказит, халькопирит, пирротин, сфалерит, киноварь. Сероводород – (0,04; 0,06%). Органические вещества (по Тюрину) – (1,56; 1,74%), в том числе углерод – (0,91; 1,0%). Содержания такого терапевтически важного элемента как бор, равны соответственно: 375 и 20 мг/дм^3; pH грязевого раствора – (8,7; 8,9), окисляемость – (30,0; 18), общая минерализация – (11,68; 13,96 г/дм^3).

Научное и практическое значение грязевых вулканов

Грязевые вулканы, как и любые другие, в результате своей деятельности приоткрывают занавесу, под покровом которой скрываются особенности внутреннего строения земной коры. Они выносят на дневную поверхность обломки пород и минералов, которые могут быть доступны лишь при бурении скважин, что сопряжено со значительными материальными затратами.

Комплексные исследования грязевых вулканов и продуктов их деятельности позволят: - получить принципиально новую информацию о составе верхних горизонтов земной коры, не выходящих на поверхность в данном регионе; - оценить перспективность полуострова с точки зрения наличия различных видов полезных ископаемых (в том числе новых видов стратегических видов сырья); - вести мониторинг неотектонических процессов с последующей разработкой прогнозных критериев вулканической и сейсмической опасности.

Грязевой вулканизм - своеобразное «наглядное природное учебное пособие» для студентов естественных факультетов (геологических, географических, биологических) ВУЗов России.

Важным практическим значением грязевых вулканов может быть применение продуктов их извержений (так называемых сопочных грязей) в области санаторно-курортного лечения (пелоидотерапии).

Так, например, в конце 30-х и начале 40-х годов прошлого столетия в Керченской физиотерапевтической лечебнице врач Кливер И.Г. изучал лечебные свойства грязи Булганакского грязевого месторождения с действием высокоминерализованных сульфидных грязей Чокракского озера. Результаты клинического применения позволили отказаться от использования последних и полностью перейти на лечение сопочной грязью. Наилучший терапевтический эффект был отмечен у хирургических и гинекологических больных.

Детальные исследования микрокомпонентного состава, биологически активных веществ и бальнеологических свойств пелоидов грязевых вулканов Керченского полуострова в дальнейшем станут основой для их использования в клинической практике санаторно-курортных и лечебных учреждений, а также в косметологии и SPA-процедурах.

Список литературы

1. Шнюков Е.Ф., Соболевский Ю.В., Гнатенко Г.И. и др. Грязевые вулканы Керченско-Таманской области: – Атлас. Киев: «Наукова думка», 1986. – 152 с.
2. Юдин В.В. Геодинамика Крыма. – Симферополь: ДИАЙПИ, 2011. – 336 с.

УДК 551.21

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНЫХ НОВООБРАЗОВАНИЙ ТТИ ИМ. 50-ЛЕТИЯ ИВИС ДВО РАН (2015 Г.)

Л.П. Вергасова[1], М.А. Назарова[1], К.В.Тарасов[1], Г.А. Карпов[1], С.В. Москалёва[1], А.П. Шаблинский[2], Л.А. Горелова[2], С.К. Филатов[2]

[1]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006, e-mail:vlp@kscnet.ru
[2] Санкт-Петербургский Государственных университет, Санкт-Петербург,199034

Обсуждаются результаты минералого-геохимических исследований солевых образований из лавовой пещеры, а также трещин Толудского лавового поля и конуса Набоко ТТИ-50. Определёны химический, минералогический состав отложений вулканических эксгаляций и некоторые особенности содержания в них микроэлементов.

Исследовались образцы минеральных новообразований фумарол, отобранные на расстоянии 0,5 – 2 км от конуса Набоко в сторону Толудского лавового поля. Были обследованы - пещера, которая находится в теле мощного лавового потока на удалении 0,8 – 1 км от конуса Набоко, закрытые трещины приповерхностной зоны лавового поля и трещины над лавовой боккой южного подножия конуса Набоко.

Агрегатные формы проявления отложений минеральных новообразований в горячей пещере Толудского лавового поля, расположенной в 0.8-1 км на юго-западе от конуса Набоко, представлены сталактитами с лавовым «стержнем» внутри, сталагмитами и натёками тонкозернистого и скрытокристаллического структурного облика белого цвета с оттенками жёлтого и зелёного цветов. Отложения горячих пещер (температура на входе 80 ^{o}C) хорошо растворимы в воде и представлены, в основном минералами группы сульфатов (тенардит, блёдит, афтиталит, калиевые квасцы) с незначительной примесью хлоридов (галит, хлоротионит) и оксидов железа (гематит).

Выходы вулканических эксгаляций в теле лавововых потоков, приуроченные к трещинам растяжения, возникающим при остывании вулканитов, на поверхности зачастую маркируются (закрытые трещины) минеральными новообразованиями в виде тончайших нитевидных осветлённых очертаний белого, желтовато-белого, рыжего цвета. При вскрытии таких «нитевидных» закрытых трещин часто на незначительной глубине (до 0,5 м) обнаруживаются довольно высокие температуры до 300-400 ^{o}C. Самым низкотемпературным минералом является гипс. Минеральные новообразования здесь представлены большей частью скрытокристаллическими фазами в виде относительно рыхлых и довольно плотных маломощных скрытокристаллических скоплений кремовато-белого, белого, желтовато-белого, рыжего цвета. При

наиболее высоких температурах появляется в незначительном количестве зеленоватый скрытокристаллический налёт. Особенностью отложений из трещин являются многочисленные молочно-белые мягкие призматические кристаллы ангидрита, встречающиеся при температурах более 100 ºС. Минеральный состав «закрытых» трещин лавовых потоков определён как состоящий из смеси сульфатов (преобладающая группа - ангидрит, гипс, лангбейнит, в очень незначительных количествах сульфаты меди) и фторидов (в основном, ральстонит) с примесью хлоридов (атакамит?, галит), оксидов (тенорит, гематит).

В отличие от трещин на поверхности лавовых потоков трещины в пределах пирокластических отложений новообразованных конусов ТТИ-50 были открытыми, имели значительную глубину (более 1 м) с зиянием по верху до 0.5 м. Измеренная температура на глубине 10 - 15 см соответствовала 300-350 ºС. Пирокластика повсеместно была вспучена. Встречались поры от незначительных размеров и до 0.5-1 см в диаметре. Стенки пор имели цвет от интенсивно-красного цвета (при более низких температурах), но большей частью светло-жёлтого до бесцветного, что свидетельствовало о полном выносе тёмноцветных. В трещинах юго-восточного подножия конуса Набоко (над лавовой боккой) из минералов вулканических эксгаляций были установлены только маломощные скрытокристаллические корочки хлоридов щелочей (галит, сильвин?)

Все пробы предварительно подвергались микроскопическому обследованию. Химический состав минеральных новообразований проанализирован методом рентгенофлуоресцентной спектрометрии на приборе S4 PIONEER, а также методом мокрой химии. При идентификации минералов был использован комплекс взаимоконтролирующих методов - рентгеновский анализ (РФА, XRD-7000, Shimadzu), инфракрасная спектроскопия (ИКС, IRAffinity-1, Shimadzu) и электронная микроскопия (SEM, TESCAN "Vega3" с энергетическим спектрометром X-MAX50, Oxford). Использовалось оборудование ИВиС ДВО РАН.

Результаты изучения вещества отложений вулканических эксгаляций спустя два года после окончания эруптивной деятельности ТТИ-50 подтверждают ранее сделанные выводы [2] о преобладании в минеральном составе натёчных образований из горячих пещер и в «закрытых» трещинах лавового поля минералов группы сульфатов. Преобладание сульфатов объясняется тем, что серосодержащие газы наиболее растворимы в расплаве и что в составе магматической флюидной системы значительную роль играла сера. Образование вещества, в частности, «сталактитов» скорее всего, связано с тем, что температура пород лавового поля локально понизилась до 100ºС и ниже, и началось просачивание по трещинам в лавах метеорных вод, которые растворяли и переносили к нижней поверхности свода пещеры соли Na, K, Mg, Cu в соединении с серой и хлором [1]. В механизме «выдавливания» раствора из вещества лавы, возможно, имела место контракция – вода выжималась из пор, сужающихся при остывании породы. Отложение вещества происходило по мере испарения части воды и увеличения концентрации солей. В химическом составе «сосулек» отражена элементная специализация среды, т.е. лавы базальта, через которую протекала атмосферная вода. Галоидный

состав отложений в трещинах над лавовой боккой возможно отражает состав газов части расплава на некоторой глубине.

Из микроэлементов в новообразованных минеральных фазах зафиксированы (по частоте встречаемости): Pb, Ba, Au, Zn, As, P, Ag. Минералообразование сопровождается интенсивным окислением лав и локальным фторметасоматозом. Обращает на себя внимание значительный эффект воздействия газов с образованием так называемых «белёсых» лав, при котором происходит вынос тёмноцветных компонентов с сохранением первичной структуры лав.

Список литературы

1. *Белоусов А.Б., Белоусова М.Г.* Горячие лавовые пещеры вулкана Толбачик и их необычные минеральные образования // Вестник ДВО РАН. № 5. Владивосток: ДВО РАН, 2014. С. 148-150
2. *Вергасова Л.П., Карпов Г.А., Филатов С.К., Кривовичев С.В., Аникин Л.П., Философова Т.М., Москалёва С.В., Шаблинский А.П., Горелова Л.А., Житова Е.С., Белоусов А.Б., Белоусова М.Г., Савельев Д.П.* Об эксгаляционной минерализации лавовых потоков Трещинного Толбачинского извержения им. 50-летия ИВиС ДВО РАН // Материалы ежегодной конференции, посвящённой Днювулканолога 27 - 28 марта 2014 г., Петропавловск-Камчатский, 2014. С. 22-25
3. *Назарова М.А., Тарасов К.В.* Минералого-геохимические особенности вещества сталактитоподобных образований из лавовых пещер ТТИ 2012-2013 гг. // Материалы XIII региональной молодежной научной конференции Исследования в области наук о Земле10 декабря 2015 г., Петропавловск-Камчатский, 2015. С. 49-57

УДК 551.21/23

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ ВЫНОС МАГМАТИЧЕСКИХ ЛЕТУЧИХ ВУЛКАНАМИ О. КУНАШИР

Е.Г. Калачева, Ю.А. Таран, Т.А. Котенко, Е.В. Волошина

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

Вулканы Менделеева и Головнина, расположенные в южной части о. Кунашир, характеризуются интенсивной гидротермальной деятельностью. Поверхностные проявления на склонах в. Менделеева и в кальдере Головнина представлены паро-газовыми выходами с температурами около 100°С и многочисленными горячими источниками с температурой до 96°С в широком диапазоне pH. Химический состав кислых вод преимущественно SO_4-Cl, нейтральных – Na-Cl. В данной работе представлены новые данные по макрокомпонентному и изотопному (H, O) составам всех типов вод данных вулкано-гидротермальных систем, полученные авторами в 2015 году. Суммарный оцененный гидротермальный вынос магматических хлора и серы обоими вулканами составил около 15 т/сутки Cl и 16 т/сутки SO_4.

Введение

Общий поток компонентов, поступающих из магмы и разгружающийся через постоянно дегазирующие вулканы, включает в себя как вынос их с вулканическими парами в атмосферу через фумаролы, так и гидротермальный поток через локальную гидрологическую сеть. Большинство вулкано-гидротермальных систем приурочены к активным андезитовым вулканам, характеризующимся фреато-магматической или фреатической деятельностью, с устойчивой фумарольной активностью в межэруптивные периоды. Многочисленными исследованиями [11, 12, 15, 23 и др.], основанными на геохимических и изотопных данных доказано, что магматический флюид смешивается с глубоко циркулирующими водами метеорного происхождения в процессе нагревания их возле остывающих интрузивных комплексов магматических пород или активных магматических очагов. Конвертирующий раствор образует гидротермальную систему. В процессе последующего взаимодействия первоначально кислых термальных растворов с вмещающими породами происходит их нейтрализация и формирование составов, типичных для высоко-температурных гидротермальных систем. В результате, термальные воды разгружается на дневную поверхность в виде нейтральных горячих источников [10]. Обычно разгрузка происходит на уровне местного базиса дренирования. В зоне аэрации над восходящим потоком магматического флюида может происходить формирование ультракислых гидротерм за счет абсорбции вулканических паров грунтовыми водами [13, 16, 17, 20 др.]. Анионы (Cl и SO_4) разгружающихся термальных вод гидротермальных систем, в основном, имеют своим источником HCl и SO_2 вулканические (магматические) газы и могут быть взяты в расчет для оценки выноса магматических летучих и рециклинга летучих в зонах субдукции [16, 21, 22].

Гидротермальные системы с разгрузкой кислых SO_4-Cl вод, где хлор и сера имеют магматическое происхождение, широко распространены на Курильских островах (Эбеко, Прамушир; Синарка и Кунтаминтар, Шиашкотан; Баранского, Итуруп и др.) [см. 18, 19, 23 и др.]. На острове Кунашир подобные системы связаны с активностью вулканов Менделеева и Головнина.

Остров Кунашир - самый южный из островов Курильской дуги. Наиболее интенсивно термопроявления вулканов изучались здесь во второй половине XX-го века. Химический состав вод вулкана Головнина представлен в работах [5, 7], а вулкана Менделеева в монографиях [4, 5, 8, 9]. Ковалев и Слезин [3] оценили естественную тепловую мощность в. Менделееева на основе измеренных расходов паровых струй и термальных источников. На современном этапе исследований наиболее детальное описание всех термальных полей и площадок с представление данных по химическому и изотопному составу отдельных источников представлено в монографии Р. Жаркова [2].

В этой работе мы обсуждаем наши (собранные во время полевых работ 2015 года) и опубликованные данные [4, 5, 7, 8, 9] по геохимии вулкано-гидротермальных флюидов южной части о. Кунашир. На основе опубликованных и собственных геохимических данных, а также современных представлений о формировании химического и изотопного состава гидротермальных систем, ассоциированных с активными вулканами, мы попытались оценить условия формирования гидротермальных систем вулканов Менделеева и Головнина, а также количественно оценить видимую разгрузку термальных вод и гидротермальный вынос магматических хлора и серы.

Методика исследований

Водные пробы на общий химический анализ были отобраны в пластиковые бутылки объемом 0.1 л с предварительной фильтрацией через 0.45 μm MILLIPORE фильтр. Температура (±0.1 °C), pH (±0.05) и электропроводность (±2 %) измерялись непосредственно в точке отбора проб полевым мультиметром фирмы WTW. Пробы для определения микрокомпонентов после фильтрации отбирались в пластиковые пробирки объемом 15 мл и подкислялись химически чистой азотной кислотой. Определение концентраций основных катионов и анионов (Na, K, Ca, Mg, Cl, SO_4) выполнялись в лаборатории постмагматических процессов ИВиС ДВО РАН на ионном хроматографе Metrohm 883 Basic IC plus. Анализ микроэлементного состава вод методом ICP-MS (Agilent 7500 CE) выполнялось в ИГЕМ (г. Москва), и его изотопный состав ($\delta^{18}O$ и δD) (IR-спектрометрия) выполнены в лаборатории тепломассопереноса ИВиС ДВО РАН. Погрешность определения микроэлементов составляет ±5%, изотопного состава ±0.2‰ для $\delta^{18}O$и ±1‰ для δD.

Геологическая характеристика и основные термальные поля

Вулкан Менделеева (высота 896 м) расположен в 12 км к югу от административного центра острова, пос. Южно-Курильск. Это сложная постройка, включающая две вложенные кальдеры. Площадь более древней равна 27 км^2, молодой - 6 км^2 [1]. Внутри меньшей кальде-

ры сформирован центральный конус, в разрушенном взрывами кратере которого находится экструзивный купол. Сложен он андезитовыми и андезито-базальтовыми лавовыми потоками. Фундаментом вулкана Менделеева служат вулканогенные неогеновые образования. На склонах вулкана расположены 4 термальных поля (рис. 1). В ходе полевых работ 2015 года нами были обследованы два наиболее мощных из них - Северо-Восточное и Северо-Западное. Перепады высот в пределах фумарольных полей вулкана Менделеева значительны (~ 100 метров на Северо-Восточном фумарольном поле). В результате верхняя часть полей маловодная, здесь разгружаются только фумаролы различной мощности. Нижние части полей обводнены: здесь имеются многочисленные термальные источники, вода из которых поступает в притоки р. Лесная. Выходы термальных вод наблюдаются также гипсометрически ниже фумарольных полей в долинах или непосредственно в руслах рек, дренирующих склоны вулканов и также впадающих в р. Лесную. Сюда относятся Верхне- и Нижне-Докторские источники, источники р. Лесная. Расход в устье р. Лесной, основного дренирующего потока склонов вулкана Менделеева, по данным наших замеров составляет 1.1 м^3/с. Схема гидрохимического опробования 2015 года представлена на рис. 1. В таблице приведены данные полевых измерений основных термопроявлений вулканов.



Рис. 1. Схема гидрохимического опробования (вулк. Менделеева).

Вулкан Головнина расположен на самом юге о. Кунашир и представляет собой кальдеру диаметром около 4 км внутри которого имеются четыре посткальдерных экструзивных купола. К одному из них (Центральный) приурочены два наиболее мощные фумарольных поля

(рис. 2). В пределах кальдеры расположены два озера с кислой (pH <3) водой SO_4-Cl состава. Сток с вышележащего небольшого озера Кипящее (площадь около 0.7 км^2) осуществляется через протоку, прорезающую узкую перемычку в обширное Горячее озеро (площадь около 3 км^2), занимающее 1/3 часть общей площади кальдеры. Многочисленные термопроявления представляют собой паро-газовые выходы и кипящие водные и водно-грязевые котлы. Часть выходов расположена на дне обоих озер, в результате чего вода "кипит" за счет газоотделения. В ходе полевых работ 2015 года были обследованы все термальные поля вулкана, схема гидрохимического опробования представлена на рис. 2.



Рис. **2.** Схема гидрохимического опробования (кальдера вулк. Головнина).

Основная часть термальных источников на термальных полях вулкана Головнина представляет собой естественные конденсаты парогазовых выходов. Они практически не имеют стока и характеризуются интенсивным газоотделением. Максимальная измеренная температура водных котлов составляет 96-98°С, pH в среднем составляет 2.5-3, минерализация зависит от степени упаривая воды в котлах и колеблется от 0.5 до 10 г/л. Максимальная температура фумарольных газов 106°С. Термальная деятельность локализована в пределах термальных полей, в непосредственной близости к ним наблюдаются выходы грунтовых вод, и протекают ручьи без признаков термальной составляющей. Основной дренирующей рекой кальдеры является р. Озерная, впадающая в Охотское море. Основным водотоком, собирающим воду ручьев, дренирующих фумарольные поля и термальные источники, является р. Лесная, несущая свои воды в Тихий океан.

Таблица. Точки гидрохимического опробования с данными полевых измерений вулканов Менделеева и Головнина.

№	дата	pH	T, °C	S, µS/см	место отбора водных проб
вулкан Головнина					
Ал-1/15	15.09.2015	8,46	100,3	6140	Внешнее поле, источники
Ал-5/15	15.09.2015	4,75	23,0	1420	устье ручья, дренирующего Внешнее поле
Ал-7/15	15.09.2015	2,58	96,0	3840	Внешнее поле, котел
Ал-8/15	15.09.2015	3,31	53,4	1341	Алехинские источники, нижняя группа
Ал-9/15	15.09.2015	3,23	51,7	1440	Алехинские источники, нижняя группа
К-12/15	11.09.2015	2,88	16,4	995	р.Озёрная устье
К-13/15	11.09.2015	2,83	17,6	1110	р.Озёрная
К-17/15	12.09.2015	1,83	72,0	9940	ЦЗП, Котел Большой
К-20/15	12.09.2015	1,81	21,8	1175	озеро Горячее у ЦЗП
К-21-25/15	12.09.2015	1,8-2,2	57,4-89,4	606-4670	котлы у оз. Кипящее (1я группа)
К-26/15	12.09.2015	2,22	29,4	3080	протока из оз. Кипящего в оз.Горячее
К-27-30/15	12.09.2015	2,1-2,2	78-92	3150-3310	котлы у оз. Кипящее (2я группа)
вулкан Менделеева					
Вд-1-4/15	17.09.2015	2,13-3,0	44,6-87,3	5060-7970	Верхне-Докторские источники
К-1-5/15	09.09.2015	6,09	78,0	3390	Столбовские источники
К-7/15	09.09.2015	7,78	19,7	685	р. Змеиный, устье
К-8/15	09.09.2015	6,21	73,6	3790	Третьяковские источники
К-9/15	09.09.2015	7,60	15,4	288	руч. Третьяковский, устье
К-10/15	09.09.2015	7,24	95,7	3760	Третьяковские источники
Кис-1/15	18.09.2015	3,45	17,6	848	р. Кислый, устье
Кис-4-8/15	18.09.2015	2,28-2,92	46- 81,8	4570-8000	Нижне-Менделеевские источники
Кис-9/15	18.09.2015	2,37	94,7	3890	кипящие котлы ниже СВФП
Л-1/15	18.09.2015	5,40	14,1	419	р. Лесная, устье
Л-2/15	18.09.2015	4,61	14,7	396	р.Лесная, ниже слияния с р. Кислым
М-1/15	16.09.2015	6,60	12,5	150	скважина
М-2/15	16.09.2015	1,97	96,6	1670	СЗФП, котел
М-4/15	16.09.2015	2,09	56,6	1991	Источники ниже СЗФП
Нд-1/15	17.09.2015	3,50	47,7	3500	Нижне-Докторские источники
Нд-3-6/15	17.09.2015	7,1 -7,45	70,8	4320-5260	Скважины, санаторий Горячий пляж
Нд-8/15	17.09.2015	3,02	28,9	3080	р. Докторский, ниже источников

Предварительные результаты

Изотопный состав воды

Изотопный состав для всех опробованных вод показан на графике зависимости δD от $\delta^{18}O$ (Рис. 3). Наблюдаемый тренд вероятнее всего обусловлен кинетическим фракционированием изотопов при кипении, как это наблюдается для многих гидротермальных полей и впервые объяснено в работе Giggenbach and Stewart [14]. В монографии Ю.А. Тарана [6] приведен порядок расчета необходимых соотношений.

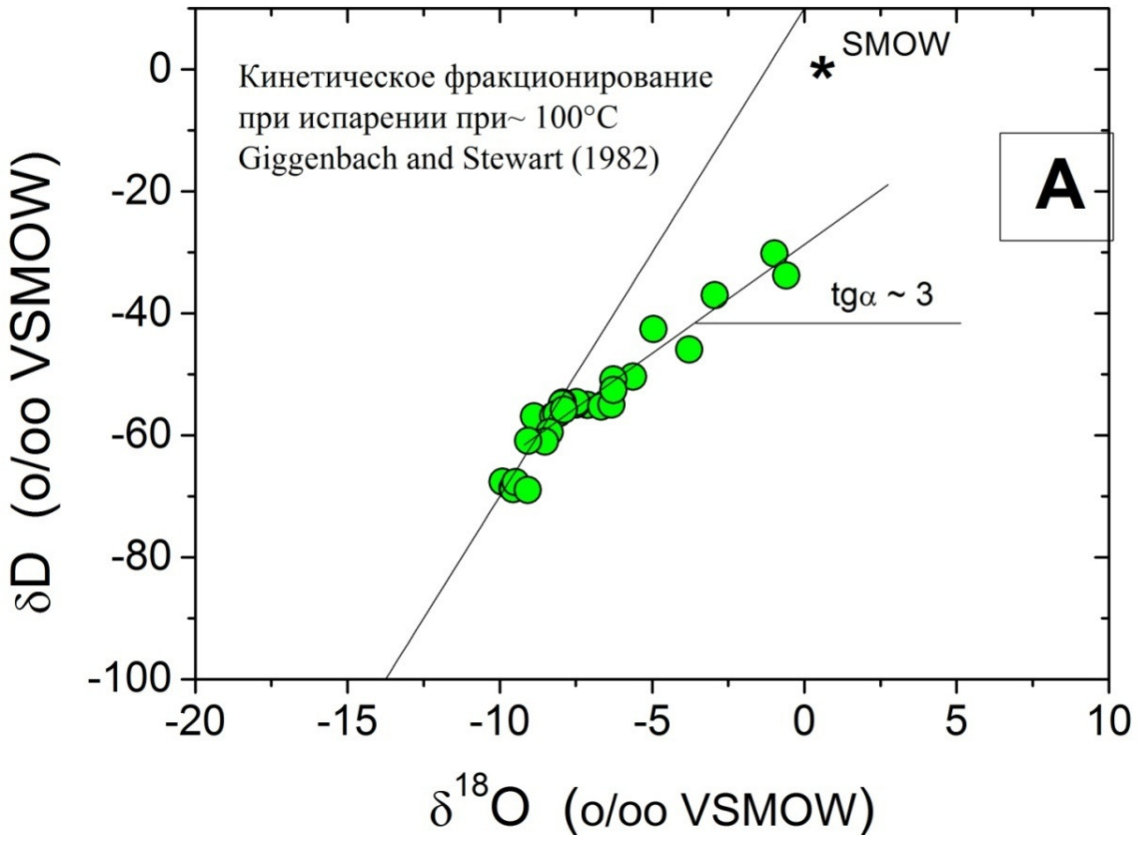


Рис. 3. Диграмма δD – δ18O для термальных вод района

Макрокомоненты

Большая часть термальных вод исследуемого района относятся к кислым SO_4-Cl водам. Исключение составляют источники, разгружающиеся в береговой зоне. Здесь в основном, распространены Na-Cl близнейтральные или слабощелочные воды. На графике смешения SO_4 - Cl (Рис. 4) для кислых вод вулкана Менделеева и кальдеры Головнина (по литературным данным) можно видеть три различных тренда. Эти тренды (кроме группы точек для озер кальдеры Головнина) означают различные отношения Cl/S в магматических газах, питающих вулкано-гидротермальные системы двух вулканов. Подобные различия ранее были показаны также для двух гидротермальных систем вулканов о. Шиашкотан [18].

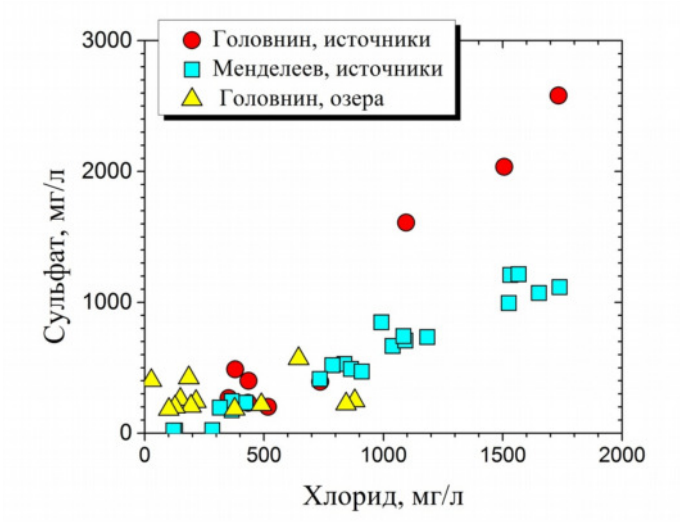


Рис. 4. Диаграмма смешения Cl-SO4 для источников в. Менделеева и источников и озер кальдеры Головнина (по литературным данным (Чудаев, Мархинин).

На треугольной диаграмме *Cl-SO₄-Катионы* для вод вулканов Менделеева и Головнина (рис. 5) точки с низким относительным содержанием хлор-иона соответствуют нагретым паром поверхностным водам, где сульфат является продуктом окисления сероводорода. Точки в центре диаграммы соответствуют водам более глубокой циркуляции, растворяющим магматические газы. Промежуточные составы – результат смешения двух составляющих.

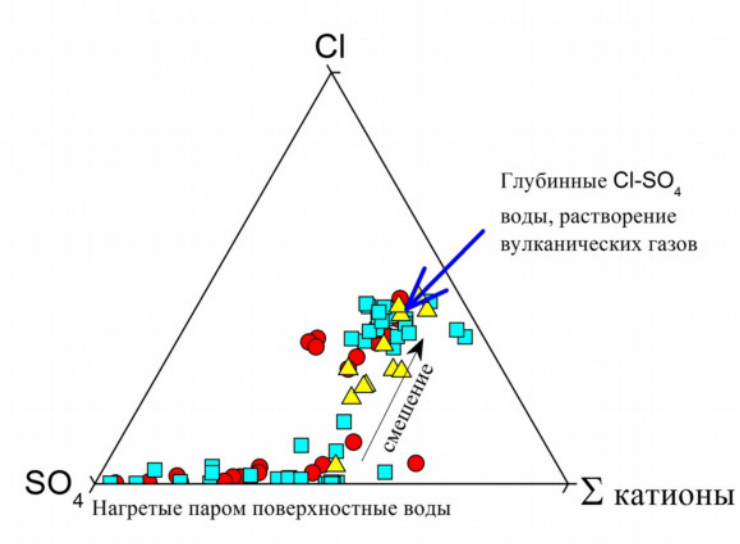


Рис. 5. Треугольная диаграмма Cl-SO4-∑ катионов для вод вулканов Менделеева и Головнина.

На модифицированной диаграмме Гиггенбаха [10, 24] для береговых источников юга Кунашира (рис. 6) помимо точек, отображающие их составы, показаны линии полного равновесия (когда Na-K- температура равна K-Mg- температуре) и линия частичного равновесия. Видно, что вода Столбовских и Третьяковских источников частично уравновешена с породой. Эти источники ассоциированы с в. Менделеева, и разгружают воду глубокой циркуляции (за счет значительного гидравлического градиента), в то время, как вода Алехинских источников,

скорее всего, является близко-поверхностным стоком гидротермальной системы кальдеры Головнина.

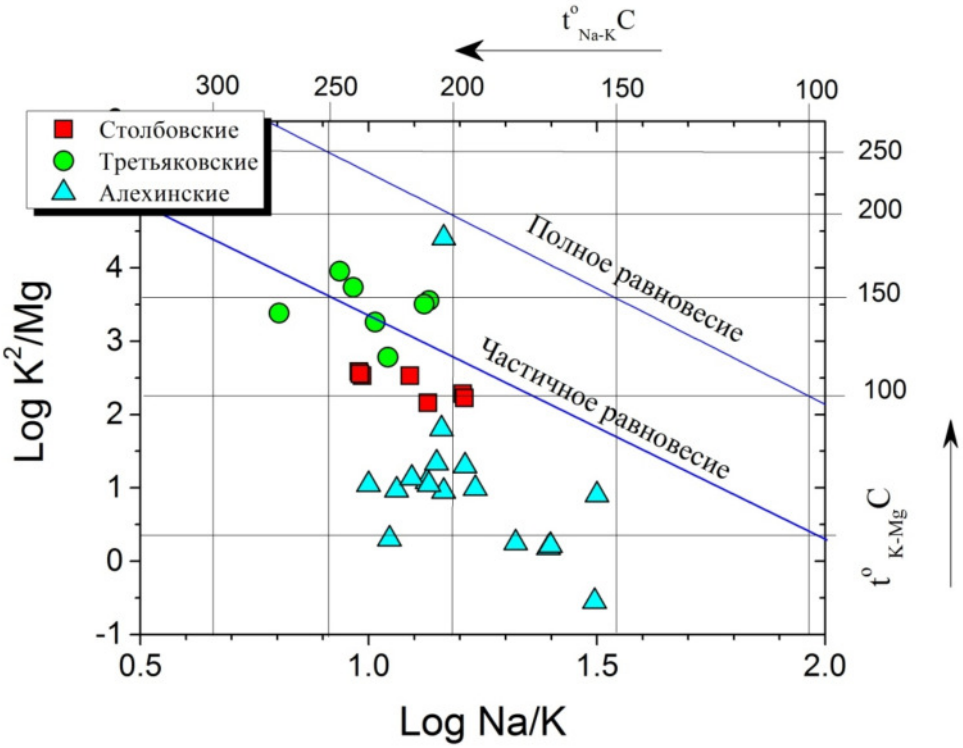


Рис. 6. Модифицированная диаграмма Гиггенбаха (Giggenbach, 1988; Taran et al., 1998) для береговых источников юга Кунашира.

Гидротермальный вынос магматических компонентов

Базисом дренирования острова Кунашир являются Тихий океан и Охотское море. Поверхностный сток с вулкана Менделеева осуществляется через многочисленные ручьи с расходами от первых единиц до сотен литров в секунду, формирующиеся на склонах вулканических массивов. Основным водотоком, собирающим воду ручьев, дренирующих фумарольные поля и термальные источники, является р. Лесная, несущая свои воды в Тихий океан. Кальдеру вулкана Головнина дренирует единственная р. Озерная, впадающая в Охотское море. Расстояние от истока до устья около 3-х км. На всем протяжении видимых притоков не имеет. Расход реки Озерной определен нами в 0.54 $м^3/с$ с концентрацией Cl в 149 мг/л и 184 мг/л SO_4. Это означает, что ежесекундно в Охотское море из кальдеры Головнина поверхностным стоком поступает около 81 г Cl и 100 г SO_4. Измеренный расход реки Лесная в устье составляет (по состоянию на сентябрь 2015 г.) 1.1 $м^3/с$ при концентрации хлор-иона 90 мг/л и сульфат-иона 79мг/л. Следовательно, ежесекундно в Тихий океан поступает 80 г сульфата и 91 г хлора. Таким образом, общий гидротермальный вынос обеими системами (Менделеева и Головнина) в пересчете на сутки составляет 15 т/сутки Cl и 16 т/сутки SO_4. Это значительно ниже, чем вынос серы и хлора гидротермальными системами вулканов о. Шиашкотан (70 т/сутки SO_4 и 27 т/сутки Cl) [18] и в. Эбеко, о. Прамушир (148 т/сутки SO_4 и 82 т/сутки Cl) [19].

Выводы

Вулканы Менделеева и Головнина характеризуются интенсивной гидротермальной деятельностью, проявляющейся в виде паро-газовых струй с температурами около 100°С и многочисленными горячими источниками с температурой до 96°С в широком диапазоне pH. Химический состав кислых вод преимущественно SO_4-Cl, нейтральных - Na-Cl. Согласно химическому и изотопному составам кислых термальных вод, их формирование происходит в основном в приповерхностных условиях за счет абсорбции вулканических паров грунтовыми водами. Изотопное утяжеление кислых вод при выходе на поверхность происходит в основном в результате кинетического фракционирования изотопов при кипении. Береговые источники связаны с системой вулкана Менделеева и разгружают воду глубокой циркуляции (за счет значительного гидравлического градиента). Исключение составляют Алехинские источники, вода которых, скорее всего, является близко-поверхностным стоком гидротермальной системы кальдеры Головнина. Суммарный оцененный гидротермальный вынос магматических хлора и серы обоими вулканами составил около 15±2 т/сутки Cl и 16±2 т/сутки SO_4.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ №15-17-20011.

Список литературы

1. *Горшков Г.С.* Вулканы Курильской островной дуги. М.: Наука. 1967. 287 с.
2. *Жарков Р.В.* Термальные источники Южных Курильских островов. Владивосток: Дальнаука. 2014. 378 с.
3. *Ковалев Г.Н., Слезин Ю.Б.* Тепловая мощность вулкана Менделеева (о-в Кунашир). Бюлл. вулк ст.1970, №46. С. 46-51.
4. *Лебедев Л.М., Зотов А.В., Никитина И.Б. и др.* Современные процессы минералообразования на вулкане Менделеева (о-в Кунашир). М.: Наука. 1980. 176 с.
5. *Мархинин Е.К., Стратула Д.С.* Гидротермы Курильских островов. М.: Наука. 1977. 212 с.
6. *Таран Ю.А.* Геохимия гидротермальных газов. М: Наука. 1988. 170 с.
7. *Сидоров С.С.* Гидротермальная деятельность кальдеры Головнина (о-в Кунашир) // Бюлл. вулк. ст. 1966. № 42. С. 22-29.
8. *Chelnokov G.* Interpretation of geothermal fluid compositions from Mendeleev volcano, Kunashir, Russia. Geothermal Training Programme. 2004. V5. P. 57-82.
9. *Chudaev O., Chudaeva V., Sugimori K. et al.* Composition and origin of modern geothermal systems of the Kuril island arc // Indian Journal of marine sciences. 2008. V. 37(2). P. 166-180.
10. *Giggenbach, W.F.* Geothermal solute equilibria. Derivation of Na–K–Mg–Ca geoindicators // Geochim. Cosmochim. Acta. 1988. V. 52. P. 2749–2765.
11. *Giggenbach, W.F.* Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin // Earth Planet. Sci. Lett. 1992. V. 113. P. 495–510.
12. *Giggenbach,W.F.* Chemical composition of volcanic gases. In: Scarpa, Tilling (Eds.), Monitoring and Mitigation of Volcanic Hazards. Springer-Verlag. 1996. P. 221–256.

13. *Giggenbach W.F., Garcia, N., Londoño, C.A. et al.* The chemistry of fumarolic vapor and thermal-spring discharges from the Nevado del Ruiz volcanic-magmatic hydrothermal system, Colombia // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1990. V. 42. P. 13–39.
14. *Giggenbach, W.F., Stewart M.K.* Processes controlling the isotopic composition of steam and water discharges from steam vents and steam-heated pools in geothermal areas // Geothermics. 1982. V. 11. P. 71–80.
15. *Hedenquist J.W.* The ascent of magmatic fluid: Discharge versus mineralization // Mineralogical Association of Canada Short Course Series. 1995. V. 23. P. 263−289.
16. *Hedenquist J.W., Aoki M., and Shinohara H.* Flux of volatiles and ore-forming metals from the magmatic-hydrothermal system of Satsuma Iwojima volcano // Geology, 1994, V. 22. P. 585−588.
17. *Hedenquist J.W., Taran Y. A*. Modeling the Formation of Advanced Argillic Lithocaps: Volcanic Vapor Condensation Above Porphyry Intrusions // Econom. Geology. 2013. V. 108. P. 1523-1540.
18. *Kalacheva E., Taran Y., Kotenko T.* Geochemistry and solute fluxes of volcano–hydrothermal systems of Shiashkotan, Kuril Islands // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2015 V. 296. P. 40–54.
19. *Kalacheva E., Taran Y., Kotenko T. et al.* Volcano–hydrothermal system of Ebeko volcano, Paramushir, Kuril Islands: Geochemistry and solute fluxes of magmatic chlorine and sulfur // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2016. V. 310. P. 118-131.
20. *Rowe Jr., G.L., Brantley S.L., Fernandez J.F., Borgia A.* The chemical and hydrologic structure of Poás volcano, Costa Rica // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1995. V. 64. P. 233–267.
21. *Shinohara H.* Volatile flux from subduction zone volcanoes: insights from a detailed evaluation of the fluxes from volcanoes in Japan // J. Volcanol. Geotherm. 2013. V. 268. P. 46-63.
22. *Taran Y.A.* Geochemistry of volcanic and hydrothermal fluids and volatile budget of the Kamchatka–Kuril subduction zone // Geochim. Cosmochim. Acta. 2009. V. 73. P. 1067–1094.
23. *Taran Y.A., Hedenquist J.W., Korzhinsky M.A. et al.* Geochemistry of magmatic gases of Kudryavy volcano, Iturup. Kuril islands // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. P. 1741–1761.
24. *Taran, Y., Fisher T.P., Pokrovsky B. et al.* Geochemistry of the volcano–hydrothermal system of El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico // Bull. Volcanol. 1998. V. 59. P. 436–449.

УДК 551.21/23

ГЕОХИМИЯ И ФОРМИРОВАНИЕВОД ПУЩИНСКИХ УГЛЕКИСЛЫХ ТЕРМАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКОВ.

Калачева Е.Г., Пташинский Л.А.

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

Приводятся новые данные по химическому и изотопному составу Пущинских горячих источников, расположенных в долине р. Кашкан и опробованных летом 2014 г. Изучен макро- и микрокомпонентный, а также газовый состав естественных выходов и глубинных вод, выведенных на поверхность скважиной. Рассмотрены условия формирования термальных вод. Показано, что они, вероятнее всего, пространственно и генетически гсвязаны с интрузивным магматическим телом, возможным очагом вулканического массива г. Оленьей .

Введение

Углекислые термальные источники широко распространены на Камчатском полуострове. Согласно предыдущим представлениям [1], формирование их происходит на значительных глубинах в зоне замедленного водообмена вне сферы непосредственного влияния высокотемпературных вулканических очагов под воздействием термометаморфических процессов, приводящих к выделению из горных пород CO_2.Однако, пространственно они ассоциируются обычно с вулканогенными палео-структурами. Углекислые термальные, воды связанные с подобным типом структур разгружаются в долине р. Кашкан в отрогах Восточно-Камчатского хребта в 16 км от с. Пущино. Первое наиболее полное описание источников с приведением химического и газового состава вод было сделано Б.И. Пийпом [5]. В дальнейшем источники упоминаются в некоторых работах, как пример углекислых термальных вод [4, 8, 10 и др.], но в работах приводится только средний состав макрокомпонентов термальных вод, по анализам 70-80-х годов XX века. В данной работе представлены новых данные по макро, микрокомпонентному и изотопному составу термальных вод района, полученные в результате полевых работ 2014 года и сделан вывод о магматическом тепловом и вещественном питании Пущинских источников.

Методика исследований.

Водные пробы на общий химический анализ были отобраны в пластиковые бутылки объемом 0.5 л с предварительной фильтрацией через 0.45 μm MILLIPORE фильтр. Температура (±0.1 °C), pH (±0.05) и электропроводность (±2 %) измерялись непосредственно в точке отбора проб полевым мультиметром фирмы WTW. Пробы для определения микрокомпонентов после фильтрации отбирались в пластиковые пробирки объемом 15 мл и подкислялись химически чистой азотной кислотой. Определение концентраций основных катионов и анио-

нов (Na, K, Ca, Mg, HCO_3, Cl, SO_4), SiO_2 и бора, а также определение химического и минералогического состава осадков выполнялись в Аналитическом центре Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН стандартными методами. Анализ микроэлементного состава вод методом ICP-MS (Agilent 7500 CE), и его изотопный состав ($\delta^{18}O$ и δD) (IR-спектрометрия) выполнены в УНАМ (г. Мехико). Погрешность определения микроэлементов составляет ±5%, изотопного состава ±0.2‰ для $\delta^{18}O$и ±1‰ для δD.

Геологическое положение и описание термальных вод

Пущинское месторождение углекислых термальных вод относится к Восточно-Камчатской структурно-фациальной зоне [2] и располагается в зоне сочленения Центрально-Камчатской депрессии и поднятия Валагинского хребта, в области резкого погружения мел-палеогенового фундамента. Пущинский участок Центрально-Камчатской депрессии сложен породами от мелового до неоген-четвертичного возраста. Источники расположены в узкой каньонообразной долине р. Кашкан, заложенной по зоне разлома северо-западного простирания. Разгрузка термальных вод сосредоточена в пределах 1.5 км зоны в верхнем течении реки. Разгрузка осуществляется двумя группами, разделенными разрывным нарушением северо-западного простирания, который является сбросом с опущенным северо-восточным крылом [3]. Долина ручья Кашкан в районе верхней группы выходов термальных вод имеет V-образный профиль с шириной по дну от 5до 20-30 м. Проявления термальных вод здесь прослеживается на протяжении более 50 м по обоим бортам долины у подножия коренных склонов и на заболоченной пойме. Выходы из травертиновых отложений представлены газирующими грифонами, ваннами, просачиваниями. Наиболее высокотемпературные выходы расположены на правобережной площадке и образуют единый дренирующий ручей, стекающий в р. Кашкан. Дебит отдельных источников не превышают 0,1 л/с. Наибольшая измеренная температура в июле 2014 г. в естественных выходах составила 34°С. Нижняя группа характеризуется более мощной разгрузкой при более низких температурах. Максимальная температура в этой группе (24.2°С) отмечена в источниках, расположенных у подножия крутого склона правого борта ручья в 20 метрах от уреза воды. Ручей, сформированный источниками, также стекает в основной водоток. В таблице 1 представлены данные полевых измерений Пущинских источников.

В ходе поисковых работ в начале 80-х годов XX-го века в районе нижнего участка было пробурено 5 скважин, две из которых вывели с глубины от 127 до 652 м на поверхность слабощелочные HCO_3-Cl термальные воды [2] с температурой 55-70°С. В настоящее время функционирует только одна скважина. Температура на устье составляет 65°С. Вода из скважины самоизливом поступает в оборудованный для купания открытый бассейн.

Результаты.

Химический состав Пущинских термальных вод представлен в таблице 2. Все опробованные источники характеризуются слабоокислительными и слабовосстановительными значениями Eh (от -22 до +42). Отрицательные значения Eh наблюдаются в водахс pH>7. В целом значения pH варьируют от слабокислых до нейтральных (от 5.5 до 7.3). Химический состав

Таблица 1. Координаты и полевые данные термальных и холодных вод долины р. Кашкан (июль 2014 г).

Пробы	N°	С.Ш.	В.Д.	T°C	Eh мВ	pH_{field}	S, µS/cm
Источник	Пщ-1	54°02.950'	158° 2.547'	14,1	+6	7,18	1420
источник	Пщ-2	54°02.960'	158° 2.543'	9,6	+24	6,6	250
источник	Пщ-3	54°02.958'	158° 2.546'	20,6	+42	6,3	3810
скважина	Пщ-4	54°03.051'	158° 2.444'	60,1	-8	7,1	8550
источник	Пщ-6	54°02.938'	158° 2.712'	34	+11	6,8	5520
источник	Пщ-7	54°02.940'	158° 2.714'	31,9	+18	6,75	5470
источник	Пщ-8	54°03.089'	158° 2.567'	24,2	+31	6,46	3450
источник	Пщ-9	54°03.092'	158° 2.548'	14,8	-22	7,35	1938

Таблица 2. Химический (мг/л) и изотопный (‰ VSMOW) состав Пущинских термальных источников

N°	T,°C	$pH_{лаб}$	SiO_2	B	TDS г/л	Cl^-	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	δD	$\delta^{18}O$
Пщ-1	14.1	5.55	280	0.44	466	12.8	117	6.7	21.5	3.0	15.7	6.4	-127.1	-16.6
Пщ-2	9.6	5.65	117	0.44	280	10.6	103	6.7	19.5	2.2	12.5	6.5		
Пщ-3	20.6	6.4	196	9.1	1972	355	707	135	440	16.8	51.8	20.1	-124.0	-16.3
Пщ-4	60.1	7.29	231	49	7971	1791	2731	538	2080	117	158	48	-118.5	-14.0
Пщ-6	34.0	7.16	279	29	5265	1206	1739	346	1276	68	150	42	-121.6	-15.7
Пщ-7	31.9	6.95	310	26	5143	1135	1678	365	1261	64	142	42		
Пщ-8	24.2	6.88	363	16	3280	656	1037	230	728	33	110	32	-127.1	-16.3
Пщ-9	14.8	7.01	187	6.2	1838	319	691	134	353	14.2	81	24		
Расчетный состав	100					3500	5000	1050	4100		330	90		

термальных вод весьма постоянен, все опробованные воды относятся к гидрокарбонатно-хлоридным натриевым в широком диапазоне общего количества растворенных солей. Минерализация вод изменяется от 0.47 гл до 5.27 г/л в естественных выходах. Максимальное значение (8г/л) определено для воды, выведенной на поверхность скважиной. Содержание SiO_2, в среднем, составляет 200-250 мг/л. Составы всех опробованных вод ложатся на линию смешения между поверхностными грунтовыми водами и составом воды из скважины (рис. 1). Также наблюдается почти идеальная положительная корреляция между хлорид-ионом и температурой выхода. Такое распределение характерно для вод, формирование которых происходит в единых гидрогеологических условиях. Уменьшение минерализации, наблюдаемое на разных термальных участках, происходит за счет разбавления глубинных вод с грунтовыми в приповерхностных условиях, проходящее практически без выведения компонентов из раствора по пути миграции. Только при выходе на поверхность происходит формирование осадков в виде многослойных травертиновых плащей, состоящих в основном из кальцита (арагонита) (более 80%) с примесью гипса, магнезита и окислов железа. Химический состав отложений источников и скважин практически идентичен (таблица 3). Жильные отложения в лавах, наблюдаемые в обрывах р. Кашкан также состоят преимущественно из кальцита. Их химический состав идентичен отложениям источников и скважины (Табл. 3).

Практически идеальные линии смешения (коэффициенты корреляции выше 0.9, рис. 1) позволяют оценить гипотетический химических состав глубинной составляющей при температуре 100ºС, (Таблица 2)

Впервые нами был определен изотопный состав Пущинских термальных вод. Все составы лежат близко к линии метеорных вод и близки к составам локальных поверхностных вод (рис. 2). График на рис. 2б демонстрирует линейную зависимость между хлор-ионом и δD в термальных водах. Чем выше δD тем выше концентрация хлора, и, соответственно, минерализация, что также подтверждает единый источник питания гидротермальной системы. Эта положительная корреляция между δD и содержанием хлорид-иона (рис. 2в) совпадает с

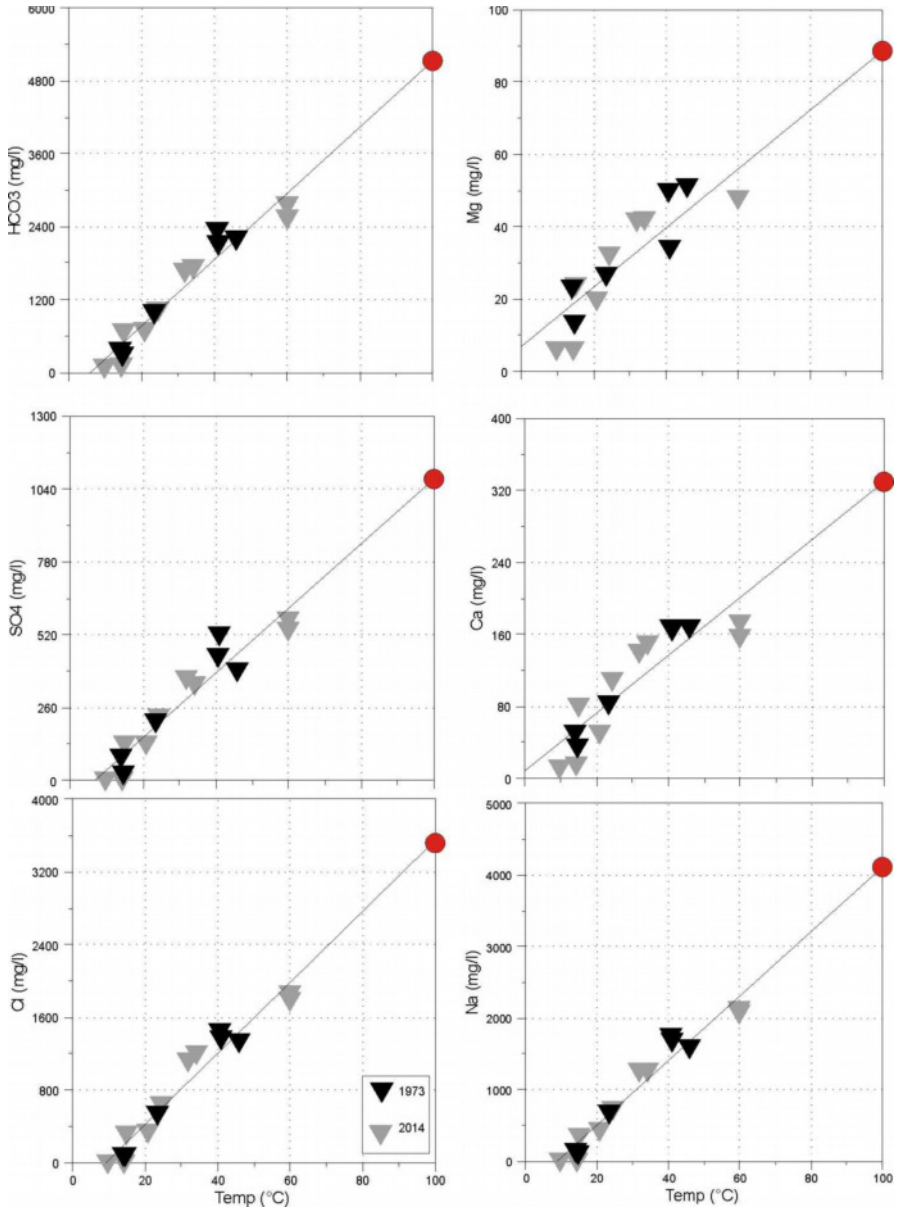


Рис. 1. Соотношение основных компонентов в Пущинских источниках.

Таблица 3. Химический состав травертиновых отложений Пущинских источников.

Место отбора	У источника	Возле скважины	Жила в лавах
SiO_2	17.8	16.8	17.4
TiO_2	0.02	0.01	0.02
Al_2O_3	1.63	1.47	1.8
Fe_2O_3	0.92	1.35	1.44
FeO	0.15	0.15	1.47
MnO	0.06	0.03	0.10
CaO	31.8	33	31
MgO	0.44	0.09	0.46
Na_2O	2.07	2.27	1.87
K_2O	0.09	0.06	0.11
P_2O_5	0.04	0.04	0.06
CO_2	43.7	43.9	43.7
S	1.02	0.62	0.42

трендом, направленным в область состава островодужных магматических вод [11], что указывает на магматический, а не коровый, источник теплового и вещественного питания Пущинских источников. Наблюдаемый изотопный сдвиг по дейтерию соответствует примерно 10% вклада магматической воды в питание Пущинских источников

Логарифмические графики, показывающие корреляцию между концентрациями редких элементов в воде одного из источников (Пщ-6) и скважины (Пщ-4) показаны на рис. 3. Точки, отражающие соотношение концентраций практических всех микрокомпонентов в этих водахрасположены вдоль линии равных значений, что также подтверждает единые условия формирования вод на глубине. Общая концентрация РЗЭ в водах оказалась очень низкой, содержания отдельных редкоземельных элементов находятся на уровне или ниже предела обнаружения. В целом для Пущинских источников характерны повышенные содержания ряда элементов, включая литий (до 4 мг/л), стронций (до 6 мг/л), мышьяк (до 0.1 мг/л).

Условия формирования

Согласно данным, представленным в [2, 7] Пущинские источники являются поверхностными проявлениями гидротермальной системы, связанной с Кашканским супермассивом. Это система трещинно-жильного типа, приуроченная к межгорному артезианскому бассейну с водосборной площадью вокруг активных термопроявлений около 13 км^2. По мнению авторов отчета Пущинская гидротермальная система относится к типу инфильтрационных тектоногенных систем. Однако, в работе В.Л. Леонова [3] показано, что в верховьях р. Камчатки между р. Кашкан и ее левым притоком расположен массив г. Оленьей, который представляет собой единственное в этой части Центральной Камчатской депрессии вулканическое образование. В морфологическом плане массив выражен обособленной, несколько вытянутой в меридиональном направлении возвышенностью шириной 10 - 12 км с абсолютными отметками высот в 900 - 1000 м (рис. 4). По мнению автора на глубине не более 2-3 км под постройкой

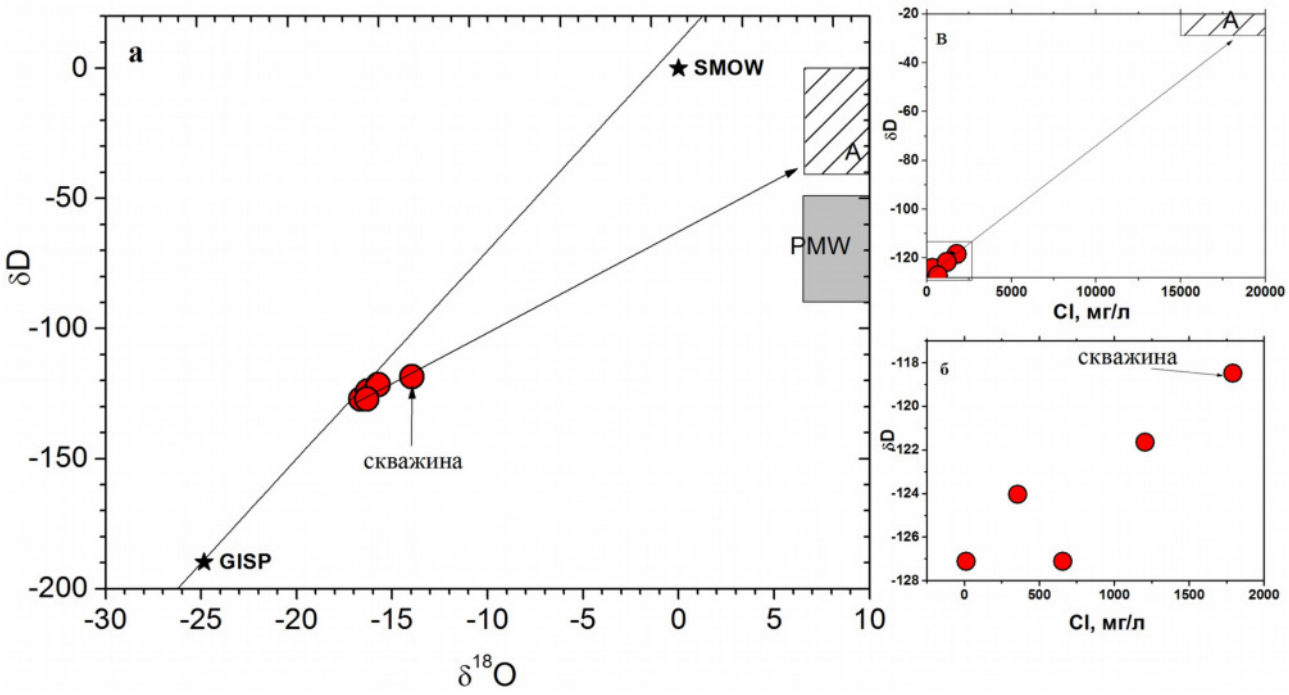


Рис. 2. Соотношение величин δD и δ18O(а) и δD и Cl (б, в) в Пущинских источниках.

находится верхняя кромка близповерхностного магматического очага кислого состава, обеспечивающего тепловое питание Пушинских горячих источников и в настоящее время, и в целом, массив г. Оленьей является перспективным в отношении поиска средне-температурных термальных вод. Представленные нами данные согласуются с этой гипотезой. Более того, согласно ранее опубликованным данным [6, 10], изотопный состав гелия свободного газа Пущинских источников характеризуется высоким значением 5.4Ra, где Ra – изотопное отношение в воздухе, равное $1.4x10^{-6}$. Индикаторные отношения $CO_2/^3He \approx 10^{11}$ и $Cl/^3He \approx 10^9$в Пущинских газах близко к среднему, оцененному для газов зон субдукции [9, 10]. Наши данные о корреляции изотопного состава воды с концентрацией хлорид-иона подтверждают участие магматического тепла и вещества в формировании Пущинских источников.

Заключение

Пущинские горячие источники - очаг разгрузки долгоживущей гидротермальной системы, которая традиционно связывалась с Кашканским массивом. Однако, вслед за Леоновым [3] нам наиболее вероятным представляется, что Пущинские источники связаны с вулканическим массивом г. Оленья. Помимо геологической позиции, на это указывает химический и изотопный состав источников, согласно которым хлор, гелий и CO_2 в термальных водах имеют магматическое происхождение. Низкие температуры источников связаны, как показано на примере корреляции хлорид-иона с температурой, с интенсивным смешением с поверхностными водами. Как показано в работе [3] вулканическая постройка рассечена множеством разрывных нарушений разного масштаба и направлений. Раздробленность пород в районе настолько высокая, что в привершинной части массива все долины ручьев и бессточные котло-

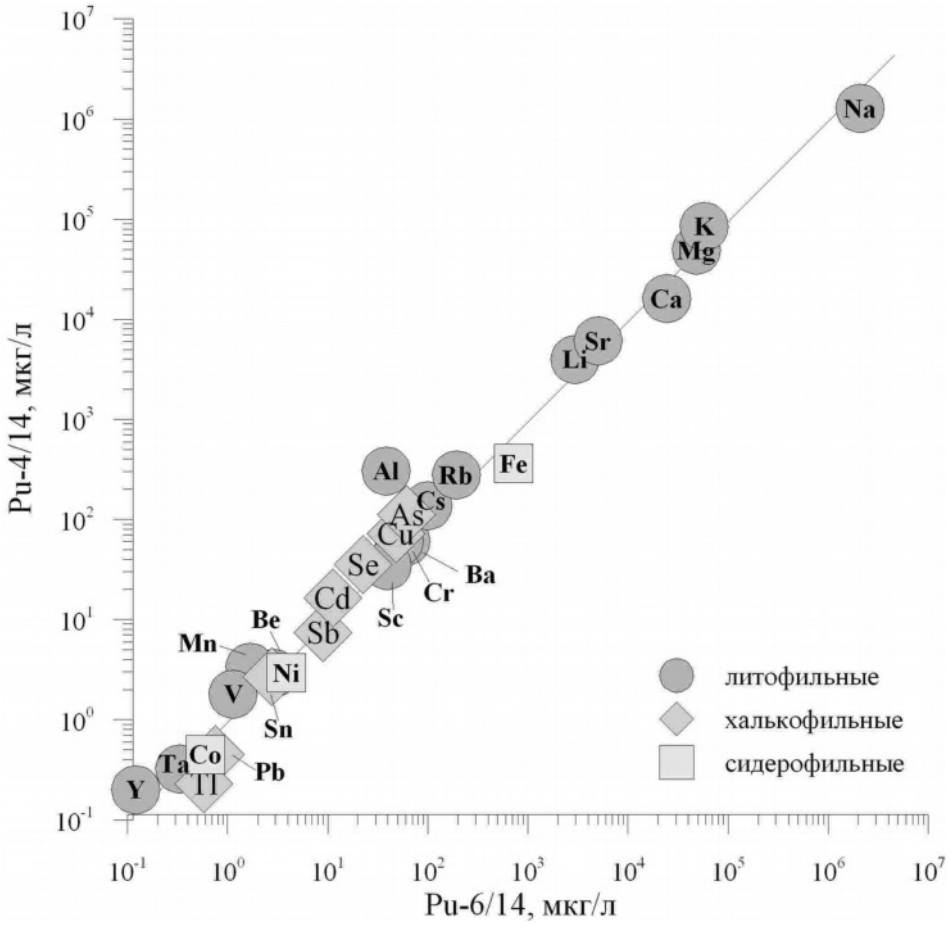


Рис. 3. Соотношение микроэлементов в Пущинских источниках.

вины сухие. Вода по многочисленным трещинам проникает в глубокие части структуры и разгружается на поверхности лишь в глубоких врезах по её периферии. В связи с этим, необходимо провести дополнительные исследования вокруг вулканической постройки в бассейнах рек, дренирующих его склоны на предмет поиска минеральных и термальных вод схожего с Пущинскими гидрохимического типа.

Список литературы.

1. Гидрогеология СССР Том XXIX Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Недра. 1972. 364 с.
2. Комплексные геофизические исследования геологического строения месторождений термальных вод Камчатки (под редакцией В.М.Сугробова). М.:Наука. 1985. 112 с.
3. *Леонов В.Л.* Вулкано-тектоническая структура горы Оленьей (Центрально-Камчатская депрессия) и геолого-структурная позиция расположенных вблизи термальных источников // Вулканизм и геодинамика. Труды III Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии, 5-8 сентября 2006 г., Улан-Удэ: Изд-во Бурятского научного центра СО РАН 2006. С. 467-473.

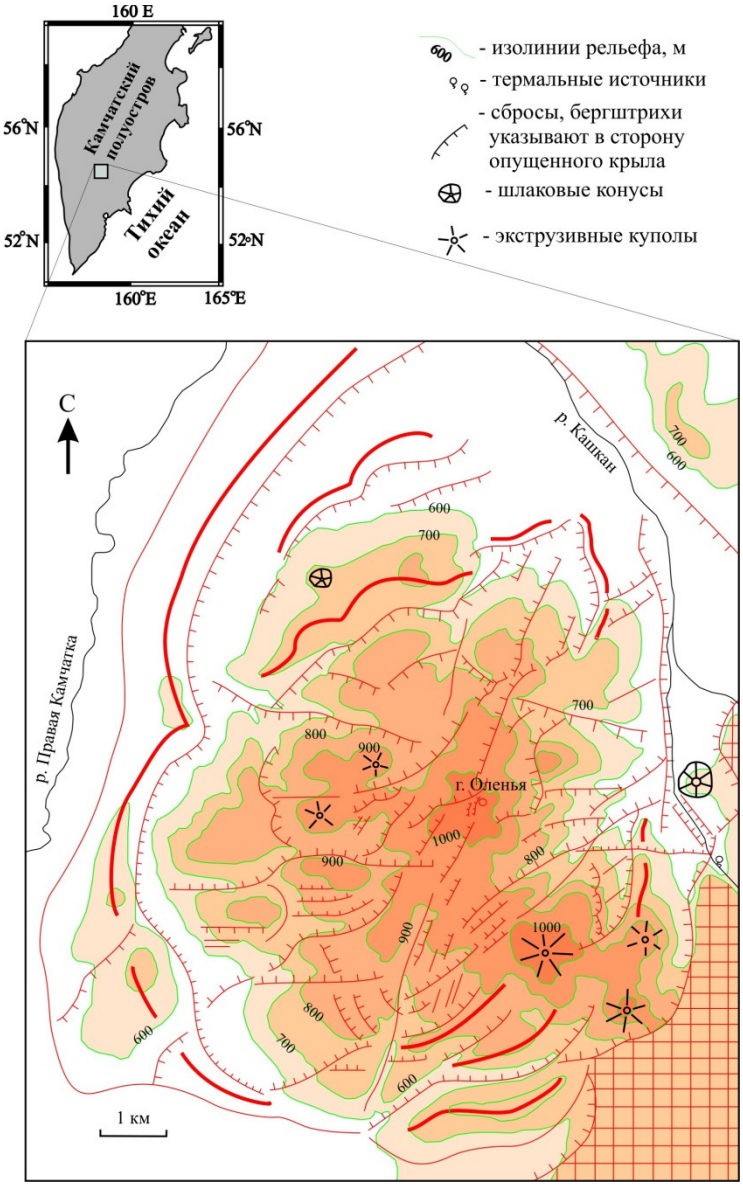


Рис. 4.Структурная схема массива г. Оленьей (из Леонов, 2006) .

4. *Пампура В.Д.* Геохимия гидротермальных систем областей современного вулканизма. Н.: Наука. 1985. 152 с.

5. *Пийп Б.И.*Термальные ключи Камчатки. М.: АН СССР, 1937. 268с.

6. *Рожков А.М. Верховский А.Б.* Геохимия благородных газов высокотемпературных гидротерм. М.: Наука, 1990. 133 с.

7. Прогнозная оценка геотермальных ресурсов Камчатской области по работам 1977-1980 гг. Отчет. Том 3. 351 с.

8. *Трухин Ю.П.* Геохимия современных геотермальных процессов и перспективные геотехнологии. М.: Наука. 2003. 376 с.

9. *Hilton D., Fisher T., Marty B.* Noble gases and volatile recycling at subduction zones. Noble gases in geochemistry and cosmochemistry. Reviews in Mineralogy and geochemistry. Washington. The V 47. 2002. P.319-370.

10. *Taran, Y.A.* Geochemistry of volcanic and hydrothermal fluids and volatile budget of the Kamchatka-Kuril subduction zone // Geochim. Cosmochim. Acta. № 73. 2009. P. 1067-1094.

11. *Taran Y., Zelenski M.,* 2014. Systematics of water isotopic composition and chlorine content in arc-volcanic gases. The Role of Volatiles in the Genesis, Evolution and Eruption of Arc Magmas. Geological Society, London, Special Publications, P. 410-432.

УДК 551.251:550.422

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЛЕГКИХ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ (La , Ce) В АРГИЛЛИЗИТАХ ВЕРХНЕЙ ЗОНЫ СОВРЕМЕННЫХ ТЕРМАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ УЗОН-ГЕЙЗЕРНОЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ (КАМЧАТКА)

Г.А. Карпов[1], А.Г. Николаева[1], О.Ф. Карданова[1], О.И. Сийдра[2]

[1] Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
г. Петропавловск-Камчатский, 683006;
e-mail: karpovga@kscnet.ru
[2] Санкт-Петербургский государственный университет,
г. Санкт-Петербург

Аргиллизиты являются характерной фацией низкотемпературных метасоматитов на термальных полях Узон-Гейзерной гидротермальной системы. На базе многолетних комплексных исследований рассмотрено распределение двух легких редкоземельных элементов – La и Ce в глинистых образованиях верхней зоны аргиллизации на термальных полях кальдеры Узон и северного фланга кальдеры Долины Гейзеров (южное подножье вулкана Кихпиныч). Обнаружены аргиллизиты с повышенными содержаниями La и Ce. Выявлены критерии связи повышенных содержаний La и Ce с содержанием окислов Na, K, Ca и Al.

Введение

В последнее время резко повысился интерес к геохимии редкоземельных элементов (РЗЭ) в современном гидротермальном процессе [2, 10, 12]. Но до сих пор совершенно не исследована геохимия РЗЭ самых распространенных пород на современных термальных полях – низкотемпературных аргиллизитов.

Фации аргиллизитов в виде гидротермальных глин разного цвета и состава широко развиты на всех термальных полях Узон-Гейзерной гидротермальной системы, локализованной в Узон-Гейзерной вулкано-тектонической структуре [9].Они фиксируют участки гидротермальной проработки пород в зонах интенсивной трещиноватости и генетически связаны с выходами газо-гидротерм, проявляющимися в виде термальных источников, грязевых котлов и грязевых вулканчиков, участков пропаривания. В зависимости от физико-химических параметров газо-гидротерм и состава исходных пород формируются аргиллизиты различного цвета и минерально-вещественного состава [5-7].

Целью наших исследований является, во-первых, выявление типов аргиллизитов, имеющих повышенные содержания РЗЭ и, во-вторых, – установление характерных особенностей распределения в глинах различных термальных полей двух основных лантаноидов – La и Ce.

Объекты исследований

В районе Узон-Гейзерной гидротермальной системы нами до глубины 0.3 м было опробовано 5 участков развития аргиллизитов на термальных полях в кальдере Узон и 7 участков термальных полей у южного подножья вулкана Кихпиныч, а также участки в верховьях реки Гейзерной и непосредственно вблизи гейзеров в Долине Гейзеров.

Основное внимание при опробовании обращалось на физико-химические условия на участках аргиллизации (ToC, pH источников), макрохарактеристику глин (цвет, консистенция), морфологию глинистых образований (грязевые котлы и вулканчики, проявления фумарол) и на состав исходных вулканитов, сохранившихся по периферии участков аргиллизации. Петрохимическую характеристику последних, а также изверженных пород из других вулканов Восточной Камчатки, помимо наших данных, мы заимствовали из опубликованных работ [1-5, 7, 8, 11].

Основные результаты иследований

1. Особенности влияния содержаний щелочей (Na и K) и кремнезема (SiO2) в изверженных породах на состав образующихся по ним аргиллизитов.

В Узон-Гейзерной вулкано-тектонической структуре развиты изверженные породы всех основных разностей вулканитов Восточной Камчатки – от базальтов до риолитов. Их петрохимия и распределение содержаний легких РЗЭ (La и Ce), в общем, близки к таковым в изверженных породах региона (табл.1).

На классификационной диаграмме SiO2 / (Na2O + K2O) фигуративные точки состава неизмененных изверженных пород района исследований, в целом, легли на единую линию I, тренд которой направлен от основных пород к кислым, в соответствии с повышением в них содержания кремния и щелочей (рис.1).

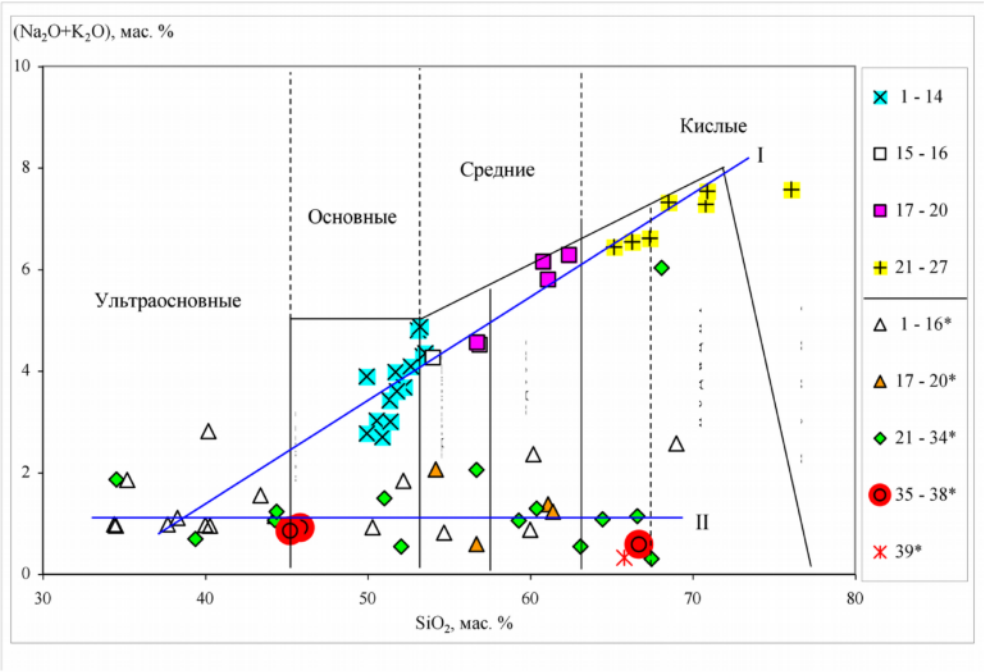


Рис. 1. Диаграмма SiO_2 – (Na_2O + K_2O) для пород и глин гидротермальных систем Восточной Камчатки по нашим данным и (Волынец и др., 1990; Ерощев-Шак и др., 1998; Арискин, Бармина, 2000; Гриб и др., 2003, 2009; Иванов, 2008). Цифры в условных обозначениях без звездочки соответствуют порядковым номерам из таблицы 1, а со звездочкой – из таблицы 2.

В тоже время, составы аргиллизитов, представленных, в основном, каолинитовыми глинами, четко легли на горизонтальную линию II независимо от содержания в них Na и K. Это

интерпретируется нами как доказательство независимости конечного результата перерождения пород в аргиллизиты от исходного состава вулканитов в условиях низкотемпературного гидротермального процесса.

Кроме того, отмечено, что каолинитовые глины, образовавшиеся по кислым и средним разностям пород – риолитам, дацитам и андезитам содержат гораздо меньше щелочей, чем свежие вулканиты, т.е. аргиллизация происходит с выносом щелочей.

Причем, в кислых породах этот процесс проявляется наиболее заметно.

2. Особенности распределения содержаний La и Ce в изверженных породах и аргиллизитах.

Тенденция зависимости содержаний La и Ce от содержания в породах щелочей подтвердилась особенно наглядно на диаграмме (Na2O+K2O) / (La+Ce) (рис.2).

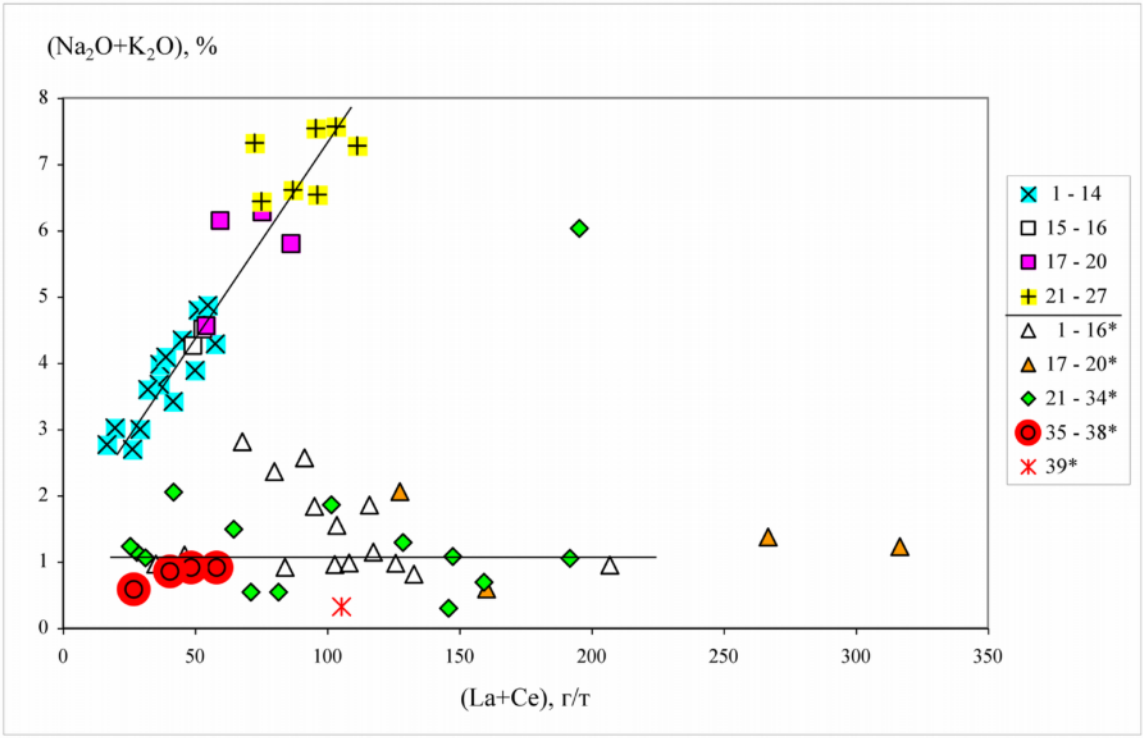


Рис. 2. График отношений содержаний (La+Ce) / (Na_2O+K_2O) в изверженных породах и аргиллизитах Узон-Гейзерной гидротермальной системы. Цифры в условных обозначениях соответствуют тем же условиям, что и к рис. 1.

Отражая повышенное содержание щелочей в кислых вулканитах, в последних и содержания суммы (La+Ce) выше, чем в более основных разностях пород.

Соответственно и каолинитовые глины, образовавшиеся по кислым разностям вулканитов, оказались в 1.5-3 раза более обогащенными La и Ce, чем исходные породы (табл. 2).

Таблица 1. Содержание макро- и микроэлементов в характерных породах Восточной Камчатки

№ п/п	Номер пробы	Место отбора	Название породы	Макроэлементы: %						Микроэлементы: г / т			Источники данных
				SiO_2	Al_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O	Na_2O+K_2O	La	Ce	La+Ce	
1	44	Западное поле (Узон)	Базальт	49,94	17,72	9,60	3,00	0,89	3,89	25,16	24,75	49,91	Ерощев-Шак и др., 1998
2	11-91	Вулкан Кихпиныч	Базальт толеитовый	50,56	19,80	9,42	2,48	0,54	3,02	9,61	10,07	19,69	Гриб и др., 2003
3	1-00Л	КВЦ (фундамент)	Базальт	53,39	14,60	7,10	3,05	1,24	4,29	41,90	15,77	57,67	Гриб и др., 2009
4	1В/90	Восточная Камчатка	Базальт толеитовый	49,96	18,83	10,84	2,37	0,40	2,77	8,39	8,29	16,68	Пополитов, Волынец, 1981
5	2В/90	Восточная Камчатка	Известково-щелочной базальт	51,72	17,62	9,48	3,07	0,91	3,98	19,35	17,33	36,68	
6	К27-96	Кальдера Академии Наук (КВЦ)	Тефра базальтов (1996 г.)	51,36	19,43	9,94	2,58	0,84	3,42	21,39	20,26	41,65	Гриб и др., 2009
		Прорывы в районе вулкана Ключевской:											
7	КЛ-3	Булочка	Базальты высокомагнезиальные	50,90	13,70	9,90	2,20	0,50	2,70	14,19	12,13	26,32	Арискин, Бармина, 2000
8	КЛ-5	Булочка		51,40	13,50	9,60	2,40	0,60	3,00	15,16	13,99	29,15	
9	КЛ-28	Малеева		52,65	14,44	9,29	3,37	0,72	4,09	21,61	17,33	38,94	
10	КЛ-45	Туйла		52,24	14,41	9,57	2,83	0,85	3,68	20,00	16,46	36,46	
11	КЛ-15	Цирк	Базальты глиноземистые	51,80	15,80	9,30	3,00	0,60	3,60	17,74	14,36	32,10	
12	КЛ-6	Белянкина		53,55	16,93	8,17	3,45	0,90	4,35	24,84	20,30	45,14	
13	КЛ-15	Пийпа	Базальты высокоглиноземистые	53,10	17,70	7,80	3,60	1,20	4,80	29,03	22,15	51,19	
14	КЛ-31	Былинкиной		53,23	17,96	7,77	3,72	1,15	4,87	31,61	23,14	54,76	
15	20-99Л	Вулкан Однобокий (КВЦ)	Андезибазальт	54,02	16,42	8,46	3,38	0,88	4,26	25,42	23,82	49,24	Гриб и др., 2009
16	К7а-05	Кальдера Карымская (КВЦ)	Шлак андезибазальтов (ювен.)	56,89	16,70	7,30	3,45	1,06	4,51	28,39	24,59	52,98	наши данные
17	К-1/03	Озеро Дальнее (Узон)	Андезиты	56,74	14,84	7,00	3,31	1,25	4,56	27,48	26,72	54,20	Гриб и др., 2003
18	446-75	Река Гейзерная, экструзия (ДГ)		61,10	15,61	5,64	3,91	1,89	5,8	44,032	42,290	86,322	
19	I-4497	Карымский вулкан (КВЦ)		62,40	15,70	4,99	4,58	1,70	6,28	38,71	36,63	75,34	Иванов, 2008
20	I-4499			60,80	16,80	4,91	4,55	1,60	6,15	33,55	25,99	59,54	
21	5	Сопка Белая, экструзия (Узон)	Дациты	65,17	15,72	5,15	4,48	1,96	6,44	35,48	39,60	75,09	Ерощев-Шак и др., 1998
22	515-78	Река Гейзерная, экструзия (ДГ)		66,28	14,93	3,72	4,32	2,22	6,54	49,42	46,86	96,28	Гриб и др., 2003
23	К7-04	Кальдера Карымская (КВЦ)		67,36	13,90	3,10	4,28	2,33	6,61	46,68	40,32	87,00	Гриб и др., 2009
24	ОК-05	Озеро.Карымское, экструзия (КВЦ)	Риодациты	68,52	15,70	3,10	5,21	2,11	7,32	37,68	34,83	72,50	
25	312-74	Река Гейзерная, экструзия (ДГ)		70,80	14,40	2,81	4,78	2,50	7,28	57,74	53,56	111,31	Гриб и др., 2003
26	К10-96	Кальдера Академии Наук (КВЦ)*		70,90	14,56	1,70	3,23	4,31	7,54	49,48	46,16	95,65	Гриб и др., 2009
27	34-00Л	Вулкан Соболиный, экструзия (КВЦ)	Риолит	76,08	12,10	0,60	3,69	3,88	7,57	56,03	47,22	103,25	

Примечание. КВЦ - Карымский вулканический центр; ДГ - Долина Гейзеров. * - пемзовая бомба (1996 г.)

Таблица 2. Содержание макро- и микроэлементов в глинах Узон-Гейзерной вулкано тектонической структуре

№ п/п	Номер пробы	Место отбора	Характеристика глины	Макроэлементы:						Микроэлементы:		
				SiO_2	Al_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O	Na_2O+K_2O	La	Ce	La+Ce
				%						г / т		
		Кальдера Узон:										
1	7172/1	Шурф у скв. К-4	каолинит серого цвета	69,000	11,600	2,960	1,690	0,879	2,569	58,065	33,416	91,480
2	7172/2		монтмориллонит	52,200	19,500	1,340	1,220	0,617	1,837	58,065	37,129	95,193
3	7545		каолинит серого цвета	50,300	24,800	0,307	0,718	0,200	0,918	41,935	42,079	84,015
4	7162/1	Грязевой влк. у скв. К-4	каолинит серого цвета	37,700	33,000	0,296	0,735	0,240	0,975	83,871	42,079	125,950
5	7162/2		каолинит серого цвета	34,500	31,500	0,300	0,697	0,258	0,955	64,516	38,366	102,882
6	7655		каолинит серого цвета	43,400	27,900	0,214	1,400	0,150	1,550	58,645	45,050	103,695
7	7161		каолинит серого цвета	40,300	36,200	0,203	0,612	0,338	0,950	112,903	94,059	206,963
		Грязевые котлы Узона:										
8	7164/1	Восьмерка	каолинит серого цвета	44,300	30,100	0,271	0,765	0,379	1,144	58,065	59,406	117,470
9	7164/2	Опасный	каолинит серого цвета	35,200	2,400	0,265	1,150	0,705	1,855	67,742	48,267	116,009
10	7165	Художник	каолинит серого цвета	34,400	25,300	0,165	0,637	0,342	0,979	61,290	47,030	108,320
11	7552	У смотровой площадки	каолинит серого цвета	60,000	15,900	0,406	0,419	0,451	0,870	9,677	34,653	44,331
12	7657	На III участке ВТП	каолинит серого цвета	38,300	29,700	0,090	1,030	0,073	1,103	26,065	19,926	45,990
		Другие терм. поля Узона:										
13	7548	Западное поле	каолинит с гидроокислом железа	60,200	15,400	1,340	1,250	1,110	2,360	35,484	44,554	80,038
14	7549	Перемычка оз. Восьмерка	светло-серая каолинитовая глина	54,700	27,200	0,239	0,698	0,115	0,813	70,968	61,881	132,849
15	7554	Западное поле	каолинит серого цвета	40,000	10,700	0,250	0,776	0,187	0,963	12,903	22,277	35,180
16	7656-а	Нефтяной шурф	каолинит серого цвета	40,200	24,000	2,970	2,630	0,182	2,812	35,839	32,054	67,893
17	7667	Оранжевое поле	каолинит оранжевого цвета с Fe	56,700	20,100	0,156	0,452	0,137	0,589	94,484	65,842	160,325
18	7668		каолинит оранжевого цвета с Fe	61,100	25,600	0,095	1,270	0,103	1,373	149,871	116,955	266,826
19	7669		каолинит оранжевого цвета с Fe	61,400	20,400	0,106	1,110	0,119	1,229	182,452	134,282	316,734
20	7677		каолинит серого цвета	54,200	26,900	0,138	1,660	0,400	2,060	65,161	62,376	127,538
		Вулканический массив Кихпиныч:										
21	К-2010	Конус Савича (фум. поле)	красная глина	66,600	12,700	0,630	0,880	0,260	1,140	3,226	24,752	27,978
		Влк. Старый Кихпиныч:										
22	884 а	Восточный склон	Gl (38); Op (35); Al (25)	44,300	37,000	0,180	1,020	0,040	1,060	6,452	24,752	31,204
23	885	Восточный склон	Gl (38); Op (35); Al (25)	44,400	36,900	0,080	1,020	0,050	1,230	3,226	22,277	25,503
24	914 б	Исток	Kl (57); Op (29); Yr (6); Ox (6)	51,030	20,960	0,300	0,720	0,770	1,490	22,581	42,079	64,660
25	1516 в	р. Мутной	светло-серая глина	56,700	17,200	2,060	1,460	0,590	2,050	9,677	32,178	41,856
		Сопка Желтая:										
26	609	Фумар. поле на сев. склоне	розовато-желтая глина	60,400	24,200	0,150	0,930	0,360	1,290	74,194	54,455	128,649
27	356 а	Грязевые	каолинит белого цвета	34,540	7,890	0,300	0,270	1,590	1,860	48,387	53,218	101,605
28	358	котлы	каолинит белого цвета	64,460	18,620	0,100	0,120	0,960	1,080	12,903	34,653	147,557
29	5216	у	каолинит белого цвета	67,480	21,060	0,610	0,200	0,100	0,300	58,065	87,871	145,936
30	570	южного	каолинит белого цвета	59,300	27,600	0,110	0,260	0,790	1,050	122,581	69,307	191,888
31	751 б	подножья	каолинит белого цвета	52,060	31,500	0,080	0,200	0,340	0,540	41,935	39,604	81,539
32	3576	сопки (ЮКТП*)	Kl (13); Op (32); Al (18); Py (18); S° (16)	39,400	15,000	0,300	0,090	0,600	0,690	51,613	107,673	159,286
33	590 б(1)	Шурфы у южного	каолинит белого цвета	68,100	16,900	0,090	0,730	5,300	6,030	132,258	63,119	195,377
34	591 б	подножья сопки (ЮКТП*)	каолинит белого цвета	63,100	25,900	0,040	0,290	0,250	0,540	29,032	42,079	71,110
		Верхне-I гейзерное термальное поле:										
35	82	Грязевые котлы	Mnt (79); Op (2); Ox (18)	45,860	17,770	1,960	0,430	0,480	0,910	16,129	42,079	58,208
36	82 б		вишневая глина	45,860	17,770	1,960	0,430	0,480	0,910	16,129	42,079	48,531
37	86		красная глина	45,240	15,650	1,570	0,490	0,360	0,850	9,677	30,941	40,618
38	68 А		серая глина	66,700	18,100	0,240	0,260	0,320	0,580	14,516	12,376	26,892
		Долина Гейзеров:										
39	380	Грязевой котел	серая глина	65,800	17,800	0,100	0,280	0,040	0,320	80,645	24,752	105,398

Примечание. ЮКТП* - Южно-Кихпиныческое термальное поле.

Отмечена четкая зависимость содержания РЗЭ от содержания в породах Ca: низкие содержания лантаноидов в высококальциевых базальтах и высокие их содержания в кислых вулканитах – дацитах и риолитах, наследующихся и в развитых по ним аргиллизитах (рис. 3).

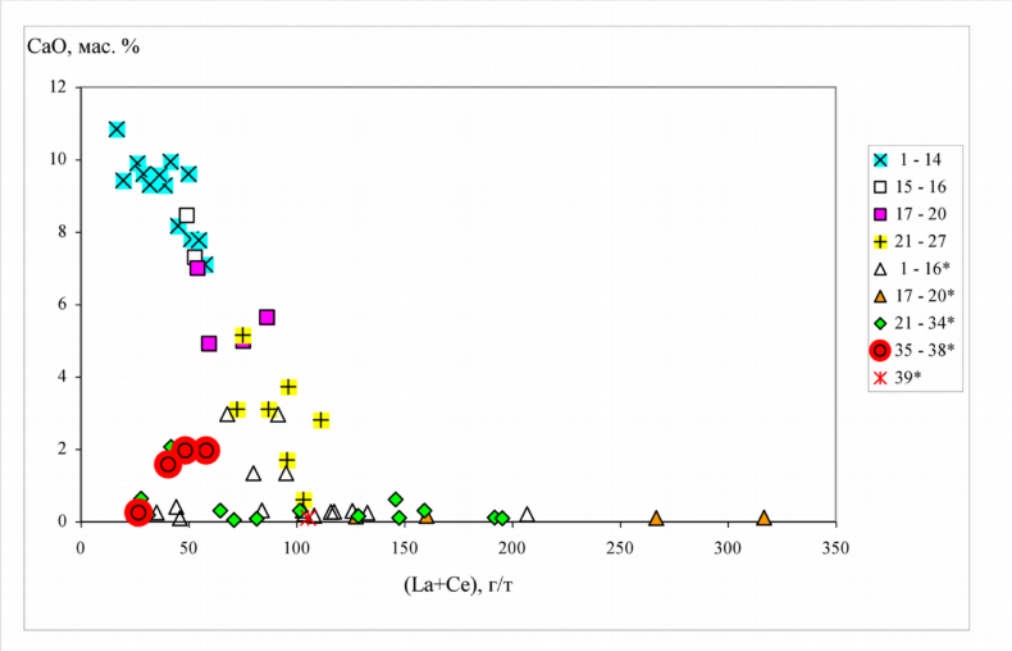


Рис. 3. График отношений содержаний (La+Ce) / CaO в изверженных породах и аргиллизитах Узон-Гейзерной гидротермальной системы. Цифры в условных обозначениях соответствуют тем же условиям, что и к рис. 1.

Содержание глиноземистой компоненты в исходных породах, напротив, не играет определяющей роли в накоплении РЗЭ в аргиллизитах.

Обсуждение результатов

Методический подход, используемый нами при анализе особенностей содержания La и Ce в свежих вулканитах и в глинах, позволил не только наглядно продемонстрировать картину поведения исследуемых элементов в процессе аргиллизации, но и выявил характерные особенности их распределения.

Во-первых, оказалось, что в глины перерождаются практически все вулканиты независимо от их состава. Но легче всего и полнее в каолинитовые глины перерождаются кислые вулканиты.

Во-вторых, каолинитовые глины практически всех исследованных термальных полей имеют повышенные содержания La и Ce. Распределение этих элементов зависит от основности исходных пород. Наибольшие их содержания наблюдаются в глинах, образовавшихся по исходным кислым разностям вулканитов – дацитам и риолитам. Причем, обнаружилась достаточно четкая корреляция содержаний La и Ce с содержанием в породах окислов Na, K и Ca. В процессе аргиллизации эти соединения выщелачиваются из вулканитов. Можно пред-

положить, что при аргиллизации вулканитов разрушаются вкрапленники плагиоклазов и происходит изовалентное замещение ионов Ca ионами La и Ce, с накоплением последних.

По уровню концентраций La и Ce заметно выделяются каолинитовые глины Оранжевого поля в кальдере Узон и, существенно, каолинитовые глины термального поля, расположенного у сопки Желтой в вулканическом массиве Кихпиныч.

В этих глинах наблюдаются самые высокие содержания РЗЭ, в 2-3 раза превышающие их содержание в исходных породах. Повышенные содержания La и Ce обнаружены и в аргиллизитах, содержащих сульфиды или гидроокислы железа.

Учитывая обнаруженные нами ранее [10] повышенные содержания La и Ce в существенно кислых гидротермах, можно предположить, что накопление РЗЭ в глинах происходит и с участием кислых поровых растворов, формирующихся в процессе вторичных изменений пород под воздействием притока гидротерм. В таком случае переносчиками РЗЭ являются современные вулканогенные флюиды.

Основными факторами накопления La и Ce в глинах являются:

1. Кислый состав исходных пород и степень выщелачивания из них в первую очередь Ca, а также Na и K.

2. Параллельное с аргиллизацией происходит образование и накопление сульфидов или гидроокислов железа.

3. Привнос La и Ce с гидротермами.

Заключение

В заключение можно констатировать, что низкотемпературный метаморфизм пород на современных термальных полях – аргиллизация, приводит к существенному обогащению каолинитовых глин РЗЭ, образовавшихся по кислым разностям вулканитов. Принимая во внимание высокую степень обогащения лантаноидами и большие масштабы участков развития каолинитовых аргиллизитов, последние могут иметь и практическое значение.

Работа выполнена при поддержке гранта CRDF Global – ДВО РАН 2013-2015 гг. (№ CRDF-14-006, RUG1-7086-РК-13).

Список литературы

1. *Арискин А.А., Бармина Г.С.* Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука. МАИК НАУКА/Интерпериодика. 2000. 363 с.
2. *Бортникова С.Б., Гавриленко Г.М., Бессонова Е.П. и др.* Гидрогеохимия термальных источников вулкана Мутновский (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2009. № 6. С. 26-43.
3. *Гриб Е.Н., Перепелов А.Б., Леонов В.Л.* Геохимия вулканических пород Узон-Гейзерной депрессии (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 4. С. 11-28.
4. *Гриб Е.Н., Леонов В.Л., Перепелов А.Б.* Геохимия вулканических пород Карымского вулканического центра // Вулканология и сейсмология. 2009. № 6. С. 3-25

5. *Ерощев-Шак В.А.* Гидротермальный субповерхностный литогенез Курило-Камчатского региона. М.Наука. 1992. 130 с.
6. *Ерощев-Шак В.А., Набоко С.И., Карпов Г.А. и др.* Формирование глинистых минералов при низкотемпературном гидротермальном процессе (на примере кальдеры Узон). М: Наука. 1977. С. 172-184.
7. *Ерощев-Шак В.А., Золотарев Б.П., Карпов Г.А. и др.* Вторичные изменения базальтов и дацитов в кальдере Узон (Камчатка) // Литол. и полез. ископ. 1998. № 2. С. 195-206.
8. *Иванов Б.В.* Андезиты Камчатки: справочник химических анализов вулканитов и основных породообразующих минералов. М.: Наука. 2008. 470 с.
9. *Карпов Г.А.* Современные гидротермы и ртутно-сурьмяно-мышьяковое оруденение. М. Наука. 1988. 183 с.
10. *Карпов Г.А., Николаева А.Г., Алехин Ю.В.* Содержание и источники редкоземельных элементов в современных вулканогенных гидротермальных системах Камчатки // Петрология. 2013. Т. 21. № 2. С. 163-176.
11. *Пополитов Э.Н., Волынец О.Н.* Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск: Наука. 1981.
12. *Чудаев О.В., Чудаева В.А., Карпов Г.А. и др.* // Геохимия вод основных геотермальных районов Камчатки. Владивосток. Дальнаука. 2000. 160 с.

УДК 550.82

ГЕОМЕХАНИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СЕЙСМИЧНОСТИ: ПРИЛОЖЕНИЯ ДЛЯ ИЗВЛЕЧЕНИЯ ГЕОТЕРМАЛЬНОЙ ЭНЕРГИИ И СЕЙМИЧЕСКОГО ПРОГНОЗА

А.В. Кирюхин[1], С.А. Федотов[1], А.В. Соломатин[1], И.Ф. Делемень[1], П.А. Кирюхин[2]

[1]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский
[2]ООО «Эксиджен Сервисис», Санкт-Петербург

Для выявления дискретной сети сейсмоактивных разломов по данным каталогов сейсмических событий КФ ГС РАН используется методика выделения плоско-ориентированных кластеров землетрясений. По данным региональной сейсмичности выделяется 17 разломов, характеризующихся наиболее высокой сейсмической активностью, в целом их ориентация соответствует геомеханическим условиям нормальных сбросов. Окончание ближайшего к г. Петропавловск-Камчатский сейсмоактивного разлома этого класса находится на расстоянии около 90 км от города, разлом направлен в сторону г. Петропавловска-Камчатского. По данным локальной сейсмичности в районе Корякско-Авачинской группы вулканов установлена система дискретных сейсмоактивных магмовыводящих разломов, частично доступная для вскрытия поисково-разведочными скважинами с последующей перспективой создания EGS. Ориентация выявленных по сейсмическим данным системы магмовыводящих разломов соответствует геомеханическим условиям радиального растяжения. Аналогичные условия установлены для системы активных (продуктивных и термовыводящих) разломов Паратунского геотермального месторождения, находящегося в пределах Восточной Камчатской вулканической зоны в 50 км на ЮЗЮ от Корякско-Авачинской группы вулканов.

Введение

Крупнейшая в Курило-Камчатской сейсмогенной зоне сейсмическая брешь общей протяженностью 350 км – одно из наиболее вероятных мест следующего сильнейшего землетрясения региона [6]. По краям этой бреши (м. Лопатка – Авачинский залив, эпицентр Большого Камчатского землетрясения 4.XI 1952 г., M = 8,5) наблюдались самые значимые отклики (сейсмические активизации) на уникальную серию сильнейших глубоких (H = 580-630 км) охотоморских землетрясений 2008-2013 гг., M = 7,7, 7,7 и 8,3, а также на удаленное гигантское землетрясение Тохоку 11.III 2011 г., M = 9, Северо-Восточная Япония. Указанные активизации могут быть связаны с существенным перераспределением напряжений, определяемым с одной стороны масштабными изменениями сейсмотектонической обстановки, отражением которых являются указанные сильнейшие события, а с другой стороны - с формированием границ очагов следующих сильнейших землетрясений, наибольшее из которых возможно в проекции на область очага 1952 г. гигантского глубокого землетрясения 24.V. 2013 г. и с началом разрыва в Авачинском заливе.

Критически сжатые разломы [8] выполняют ключевую роль в в подвижках земной коры, сопровождающихся сильными землетрясениями и формировании проницаемости в EGS (Engineered Geothermal Systems) [7]. Для выявления дискретной сети таких разломов по данным каталогов сейсмических событий КФ ГС РАН используется методика выделения плоско-ориентированных кластеров землетрясений [4,5]. В частности, для выявления сейсмоопасных разломов использован региональный каталог сейсмических событий Камчатки с классом выше 10, для выявления потенциальных объектов извлечения геотермальной энергии по технологии EGS использован локальный каталог сейсмических событий Авачинско-Корякской группы вулканов. Геомеханический анализ ориентации выявленных плоско-ориентированных кластеров может быть полезен для выяснения геомеханического режима рассматриваемых участков земной коры, роли флюидов в их активизации.

Геомеханический анализ региональной сейсмичности Камчатки 01.1980 – 02.2016 гг.

В качестве исходных данных для анализа использован региональный каталог землетрясений Камчатки КФ ГС РАН, включающий 5972 события с классом выше 10 за период регистрации 01.1980 – 02.2016 гг. Соответствующие плоско-ориентированные кластеры землетрясений были выделены со следующими критериями отбора: 1. близость по расстоянию в горизонтальной плоскости ($\Delta R < 100$ км); 2. Близость к плоской ориентации (расстояние от объекта до плоскости ΔZ не более 5 км); 3. Число элементов N в кластере не менее 6.

В результате выявлено 156 плоско-ориентированных кластеров, интерпретируемых нами в качестве сейсмоактивных разломов. Большая часть указанных разломов находится на восточном шельфе Камчатки. Среди указанных выше разломов выделяется 17, характеризующихся наиболее высокой сейсмической активностью (более 100 событий).

В целом преобладают разломы с углами падения 50-70^o на СЗЗ (300-310^o), параллельные линии глубоководного желоба, выделяются также поперечные системы разломов разнообразного простирания. Это указывает на геомеханичекие условия растяжения в направлении СЗЗ (305^o) (Sv>SHmax>SHmin) с формированием поперечных сдвиговых систем разломов.

Рис. 1 демонстрирует фрагмент карты гидротермальной, вулканической и сейсмичекой активности Камчатки [2], включающий г. Петропавловск-Камчатский, и проекции выявленных сейсмоактивных разломов на абс. отм. -3 км. Сведения о наиболее активных разломах (по количеству землетрясений, число элементов в кластере не менее 100) в пределах рассматриваемого фрагмента карты приводятся в табл. 1, указанные разломы показаны на рис. 1 более жирными линиями и пронумерованы. Окончание ближайшего к г. Петропавловск-Камчатский сейсмоактивного разлома этого класса (номер 4, рис. 1, табл.1) находится на расстоянии около 90 км от города, разлом направлен в сторону г. Петропавловска-Камчатского.

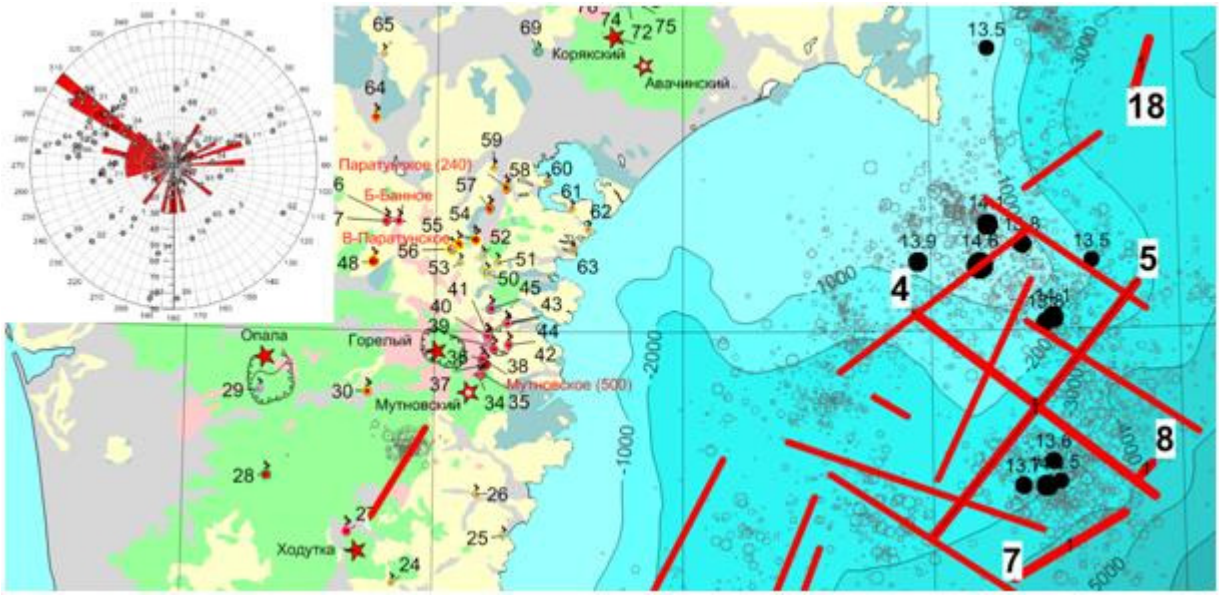


Рис. 1 Фрагмент карты, показывающей проекции сейсмически активных разломов на горизонтальную плоскость – 3 км абс (для определения плоскостей разломов использован региональный каталог КФ ГС РАН). Наиболее активные разломы показаны более жирными линиями и пронумерованы. Базовая карта и нумерация термальных источников соответствуют рис. 2.1 и каталогу [2]. Врезка в верхнем левом углу: стереограмма и роза-диаграмма соответствующих активных разломов (N>19). В качестве полярных координат используются азимут падения (направление) и угол падения (по радиусу от 0 до 90°) активных разломов.

Таблица 1. Выделенные плоско-ориентированные кластеры землетрясений (с числом событий более 100) из регионального каталога сейсмических событий Камчатки по району, прилегающему к г. Петропавловск-Камчатский (рис. 1) и параметры плоскостей, их аппроксимирующих. Примечание. X, Y, Z – координаты центров кластеров в географической системе координат WGC-84.

## кластера	Угол падения, град	Азимут падения, град.	X, град. в.д.	У, град. с.ш.	Z км абс	Ks max	Число землетрясений в кластере	Площадь кластера, км^2
5	47	129	160.689	52.259	-29	13.9	231	1384.1
4	53	217	160.425	52.213	-26	14.4	175	34.8
7	18	329	160.135	52.552	-23	14.6	160	207.2
8	21	315	160.178	52.874	-34	13.1	144	78.9

Геомеханический анализ локальной сейсмичности в районе Корякско-Авачинской группы вулканов 01.2000 – 02.2013 гг.

Геомеханическая интерпретация локальной сейсмичности приводится в работе [5]. В частности показано, что вершинное парогазовое извержение Корякского вулкана 2008-2009 гг. сопровождалось 153-мя плоско-ориентированными кластерами землетрясений, интерпретируемыми как зоны внедрения даек и силлов при инжекции магмы. Подготовка извержения на-

чалась с насыщения магмой корового очага (глубина кровли -3 км абс., поперечник 2.5 км) у юго-западного подножия Корякского вулкана (июль 2008 г. – январь 2009 г.). Далее инжекция магмы в субмеридиональной зоне (7.5 х 2.5 км, основной диапазон глубин -2 – -5 км абс.) в северном секторе Корякского вулкана происходила параллельно с наиболее интенсивным периодом вершинного парогазового извержения (февраль 2009 г. – март 2010 г.). Процесс инжекции магмы при избыточном давлении 53 МПа (на глубине 6 км) сопровождался внедрением даек (84-87^o) синхронно с образованием наклонных даек (углы падения 34-82^o). Наибольшая плотность магморазрыва наблюдалась в объеме 45 км^3, который насыщался магматическим расплавом в различной степени. Наличие более пологих кластеров с углами падения 4 – 30^o, не попадающих в зону сдвигового разрушения на диаграмме Мора – указывает на возможность существования локальных расплавленных магматических очагов и проницаемых стратиформных резервуаров в указанном выше объеме. После насыщения магматической питающей системы Корякского вулкана произошла инжекция магмы в конус Авачинского вулкана (2010 г.).

Рис. 2 показывает проекции основных магмовыводящих сейсмически активных разломов на горизонтальной плоскости – 3 км. абс. Соответствующие плоско-ориентированные кластеры землетрясений были выделены из локального каталога сейсмических событий КФ ГС РАН за период 01.2000 – 02.2013 гг. со следующими критериями отбора: 1. близость по расстоянию в горизонтальной плоскости ($\Delta R < 10$ км); 2. Близость к плоской ориентации (расстояние от объекта до плоскости ΔZ не более 1000 м); 3. Число элементов N в кластере не менее 6.

Сведения о наиболее активных из них (по количеству землетрясений, число элементов в кластере более 100) приводятся в табл. 2, указанные разломы показаны на рис. 2 более жирными линиями и пронумерованы. Общее количество выделенных магмовыводящих сейсмо-

Таблица 2. Выделенные плоско-ориентированные кластеры землетрясений из каталога сейсмических событий по району Корякско-Авачинской группы вулканов за 01.2000 – 02.2013 гг. и параметры плоскостей, их аппроксимирующих. Примечание. X, Y, Z – координаты центров кластеров (система координат UTM WGC-84).

## кластера	Угол падения, град	Азимут падения, град.	X м	Y м	Z м абс	Ks min	Ks max	Число землетрясений в кластере	Площадь кластера, км^2
7	48	74	480735	5909708	-4028	1.3	8.3	867	17.4
10	**66**	**272**	**489077**	**5900989**	**981**	**1.6**	**6.9**	**848**	**10.6**
2	**43**	**69**	**479551**	**5908672**	**-5506**	**2.2**	**7.1**	**542**	**0.5**
3	57	246	480299	5906344	-2912	1.6	7.2	502	43.3
11	66	81	478950	5905690	-4457	2	6.5	220	32.5
25	**74**	**182**	**480498**	**5908416**	**-373**	**1.5**	**5.6**	**140**	**50.3**
29	**61**	**330**	**480373**	**5910473**	**-994**	**1.6**	**6.4**	**130**	**2.9**

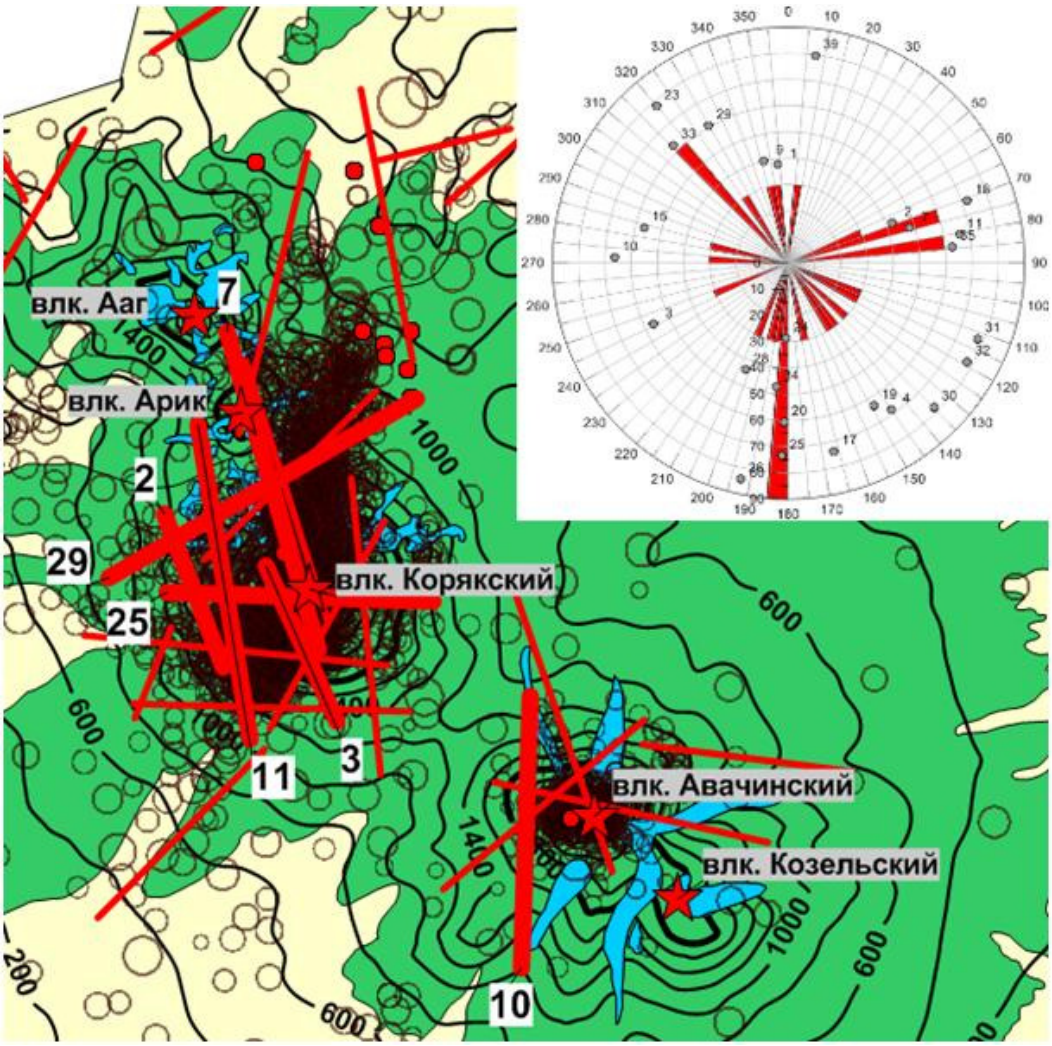


Рис. 2 Проекции магмовыводящих разломов Корякского и Авачинского вулканов на горизонтальную плоскость -3 км абс (для определения плоскостей разломов использован локальный каталог землетрясений КФ ГС РАН). Наиболее активные разломы показаны более жирными линиями и пронумерованы. Базовая карта соответствует рис. 2 (Кирюхин А.В. и др., 2016). Врезка в верхнем правом углу: стереограмма и роза-диаграмма соответствующих активных разломов (N>9). В качестве полярных координат используются азимут падения (направление) и угол падения (по радиусу от 0 до 90°) активных разломов.

активных разломов составляет 41, большинство из них имеет углы падения 60-80°, различные направления падения, среди которых преобладают СЗ (320°), ВСВ (70-80°) и Ю(180°). Это в целом указывает на геомеханические условия радиального растяжения (Sv>SHmax=SHmin).

Магмовыводящие сейсмоактивные разломы 2, 10, 25 и 29 на рис. 2 являются технически доступными при бурении скважин с отметок около +800 м абс. с горизонтальным отклонением. В частности, разлом 29 может быть вскрыт на глубине около 3 км при горизонтальном отклонении около 700 м.

Анализ распределения продуктивных зон Паратунского геотермального месторождения и геомеханическая интерпретация

Информация о распределении продуктивных плоско-ориентированных зон в пределах Паратунского геотермального месторождения исключительно важна, т.к. она получена по прямым данным о притоках в процессе бурения поисково-разведочных и эксплуатационных скважин. Исходными данными для расчета плоско-ориентированных кластеров продуктивных зон являются координаты вскрытия кровли продуктивных зон скважинами Паратунского геотермального месторождения [1]. Всего установлено 398 продуктивных зон с суммарным начальным притоком 1098 кг/с. В качестве критериев близости к плоскости продуктивной зоны приняты следующие параметры: стандартное отклонение от плоскости 100 м, размеры кластера в плане 4 км. Всего в пределах Паратунского геотермального месторождения выделяется 16 продуктивных плоско-ориентированных зон (рис. 3): субвертикальные продуктивные разломы, обеспечивающие приток глубинного теплоносителя в продуктивный геотермальный резервуар (1,2,3,6,11,14), наклонные продуктивные зоны (8,10) и субгоризонтальные (стратиформные) продуктивные зоны с углами падения до 15^o (4,5,7,9,12,13,15,16). В дальнейшем обсуждении рассматриваются только плоско-ориентированные зоны, связанные с активными разломами (1,2,3,6,11,14) и (8,10).

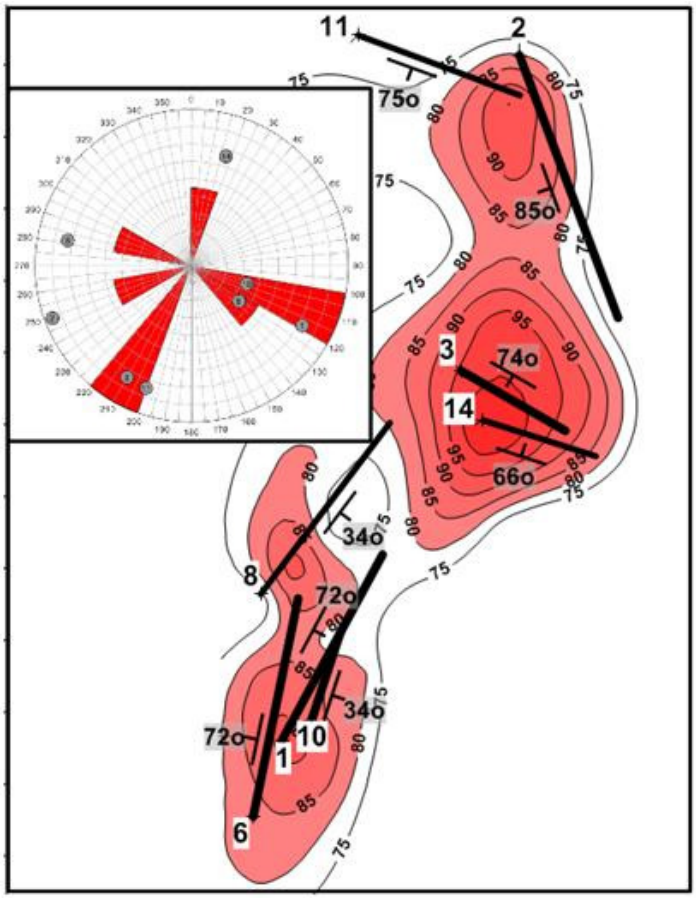


Рис. 3 Проекции активных (продуктивных и термопроводящих) разломов на абс. отм. -750 м (наиболее продуктивные зоны показаны более жирными линиями) и распределение температуры в пределах Паратунского геотермального месторождения (-760 м абс.). На врезке: стереограмма и роза-диаграмма активных разломов, выявленных на Паратунском геотермальном месторождении. В качестве полярных координат используются азимут падения (направление) и угол падения (по радиусу от 0 до 90^o) продуктивных плоско-ориентированных зон.

Субвертикальные продуктивные разломы. На Среднем участке эту роль выполняют разломы 1 и 6. Оба имеют угол падения 72°, но разлом 1 падает на ВЮВ, а разлом 6 на ЗСЗ. Разлом 1 самый продуктивный на месторождении: суммарный начальный приток из 84-х продуктивных зон составляет 267 кг/с (или 24% от всего притока по Паратунскому геотермальному месторождению). Разлом 6 вскрывает 16 продуктивных зон и характеризуется суммарным притоком 65 кг/с (или 6% от всего по месторождению). В верхней части резервуара (выше -750 м абс.) разломы пересекаются, формируя в зоне пересечения общую продуктивную зону.

На Нижне-Паратунском участке приток глубинного теплоносителя осуществляется по продуктивным разломам 3 и 14. Они имеют углы падения 66-74°, так же как и на Среднем участке разломы падают в разные стороны: разлом 3 на ЮЗЮ, разлом 14 на СВС. Разлом 3 вскрывает 21 продуктивную зону и имеет продуктивность 55 кг/с (5%), разлом 14 вскрывает 6 продуктивных зон и показывает продуктивность 7 кг/с (1%). В верхней части резервуара (выше -750 м абс.) разломы пересекаются, формируя в зоне пересечения общую продуктивную зону.

На Северном участке приток глубинного теплоносителя осуществляется по разломам 2 и 11. Разлом 2 имеет падение на ЗЮЗ под углом 85°, продуктивность 80 кг/с (7% от суммарной по месторождению). Разлом 11 имеет падение на ЮЗЮ 75°, имеет продуктивность 29 кг/с (3% от суммарной по месторождению).

Субвертикальные разломы обеспечивают 46% начальной продукции по Паратунскому геотермальному месторождению.

Наклонные продуктивные зоны выявлены на Среднем участке. Обе зоны (8 и 10) имеют ВЮВ падение, углы падения 34°. Суммарная продуктивность зон 92 кг/с (8% от общей по месторождению), при этом продуктивная зона 10 является наиболее продуктивной (ее продуктивность выше в 7 раз).

В целом система продуктивных субвертикальных разломов, питающих Паратунский геотермальный резервуар характеризуется углами падения 66-85°, различным направлениями падения, среди которых преобладают ВЮВ (100-120°), ЮЗЮ (200-220°) - что указывает на геомеханические условия радиального растяжения в пределах Паратунского геотермального месторождения (Sv>SHmax=SHmin). Геомеханический анализ с использованием диаграмм Мора показывает, что раскрытие и реактивация разломов 1, 3, 6, 11 и 14 по сдвиговому механизму могла произойти в результате притока глубинного теплоносителя с избыточным давлением над поверхностью Земли около 5 бар.

Выводы

1. Выявленные по данным региональной сейсмичности плоско-ориентированные кластеры интерпретируются в качестве сейсмоактивных разломов. Среди них выделяется 17, характеризующихся наиболее высокой сейсмической активностью. В целом преобладают разломы с углами падения 50-70° на ЗСЗ (300-310°), параллельные линии глубоководного желоба, выделяются также поперечные системы разломов различного простирания. Окончание ближайшего к г. Петропавловск-Камчатский сейсмоактивного разлома этого класса находится на расстоянии около 90 км от города, разлом направлен в сторону г. Петропавловска-Камчатского.

2. Выявленная по данным локальной сейсмичности в районе Корякско-Авачинской группы вулканов система дискретных сейсмоактивных магмовыводящих разломов частично доступна для вскрытия поисково-разведочными скважинами с последующей перспективой создания EGS. Ориентация выявленных по сейсмическим данным системы магмовыводящих разломов соответствует геомеханическим условиям радиального растяжения. Аналогичные условия установлены для системы активных (продуктивных и термовыводящих) разломов Паратунского геотермального месторождения, находящегося в пределах Восточной Камчатской вулканической зоны в 50 км на ЮЗЮ от Корякско-Авачинской группы вулканов.

Качество и полнота имеющихся исходных данных, точность координат гипоцентров, которые определяют возможности данного исследования определяются каталогами, предоставляемыми КФ ГС РАН, работа над уточнением которых продолжается. Поэтому изложенные выше результаты являются предварительными и могут быть уточнены после получения более полных и точных данных о координатах очагов землетрясений.

Работа выполнена при поддержке РФФИ по проекту 15-05-00676.

Литература

1. *Кирюхин А.В.* Моделирование эксплуатации геотермальных месторождений // Владивосток, 2002. 195 с.
2. *Кирюхин А.В., Кирюхин В.А., Манухин Ю.Ф.* Гидрогеология вулканогенов \\ С-Петербург, Наука, 2010, 395 с.
3. *Кирюхин А.В., Манухин Ю.Ф., Федотов С.А., Лаврушин В.Ю., Рычкова Т. В., Рябинин Г.В., Поляков А.Ю., Воронин П.О.* Геофлюиды Авачинско-Корякского вулканогенного бассейна, Камчатка. «Геоэкология. Инженерная Геология. Гидрогеология. Геокриология». №4. 2015. с. 306-320.
4. *Кирюхин А.В., Федотов С.А., Кирюхин П.А.* Геомеханическая интерпретация локальной сейсмичности предшествовавшей извержению Толбачинского вулкана 27.11.2012. Сборник 18-й конференции посвященной дню вулканолога, П-Камчатский, 2015, с.266-269.
5. *Кирюхин А.В., Федотов С.А., Кирюхин П.А.* Геомеханическая интерпретация локальной сейсмичности, связанной с извержениями и активизацией вулканов Толбачик, Корякский и Авачинский, Камчатка, 2008-2012 гг. Вулканология и сейсмология №4, 2016, 30 с. (в печати).
6. *Федотов С.А., Соломатин А.В.* Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на IX 2013 – VIII 2018 гг.; особенности сейсмичности дуги в период предшествовавших глубоких охотоморских землетрясений 2008, 2012 и 2013 гг. с M = 7.7, 7.7 и 8.3 // Вулканология и сейсмология. 2015. № 2. С. 3-19.
7. Proc. 41-th Stanford Geothermal Workshop 2016.
8. *Zoback, M.D.* Reservoir Geomechanics. Cambridge University Press, 2010. 448 p.

УДК 551.21

СОЛЬФАТАРНЫЕ ГАЗЫ ВУЛКАНОВ МЕНДЕЛЕЕВА И ГОЛОВНИНА В 2015 Г. (О. КУНАШИР)

Т. А. Котенко[1], Е.Г. Калачева[1], Л.В. Котенко[1], Ю.А. Таран[2]

[1]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
Петропавловск-Камчатский, 683006, бульвар Пийпа 9;
e-mail:kotenko@sakhalin.ru
[2] Институт Геофизики,
Национальный Автономный Университет Мексики,
Мехико, Мексика.

Приводятся данные о химическом и изотопном составе сольфатарных газов вулканов Менделеева и Головнина (о. Кунашир, Курильские о-ва), полученные в результате полевых работ в сентябре 2015 г. Согласно этим данным сольфатары СЗП влк. Менделеева и возможно ЦВП влк. Головнина образованы смешением магматического флюида с гидротермальным паром, образованным в результате нагрева и испарения метеорных вод. Доля магматической компоненты для влк. Менделеева не более ~15%.

Введение

Вулканы Менделеева и Головнина (о. Кунашир, Курильские о-ва) в последние 50 лет характеризуются стабильным режимом газо-сольфатарной деятельности. Мы представляем данные по составу газов этих вулканов, полученные в 2015 г., включая содержания «кислых» компонентов (CO_2, S, HCl), постоянных газов (H_2, CH_4, N_2, Ar, He) и изотопные отношения (D/H и $^{18}O/^{16}O$) для конденсатов. Непосредственное опробование фумарольных газов по-прежнему необходимо, так как позволяет получить информацию, недоступную при других исследованиях. Последние данные по химическому составу газов этих вулканов относятся к 1993-94 гг. [7]. Новые данные по изотопному составу гелия приведены Чудаевым и др. [5].

Вулкан Менделеева - сложный стратовулкан с центральным экструзивным куполом, (43°59'С.Ш., 145°44'В.Д., высота 887 м). Были опробованы паровые струи северо- западного (СЗП) и северо-восточного полей (СВП).

Кальдера Головнина с внутренним диаметром 4,5 км окружена эродированным гребнем соммы (координаты вершины 43°51'С.Ш., 145°30'В.Д., высота 541 м). В пределах кальдеры выделяются четыре обособленные вершины, представляющие собой экструзивные купола. К подножиям двух из них, Центрального западного (ЦЗП) и Центрального восточного (ЦВП), приурочены одноименные термальные поля. Интенсивное газовыделение внутри кальдеры проявляется по берегам оз. Горячего, во взрывной воронке оз. Кипящего и по его берегам. Отбирались газы на Центральном западном поле (ЦЗП), Центральном восточном (ЦВП) и Черепаховом. Точки отбора проб указаны на схеме (рис. 1).

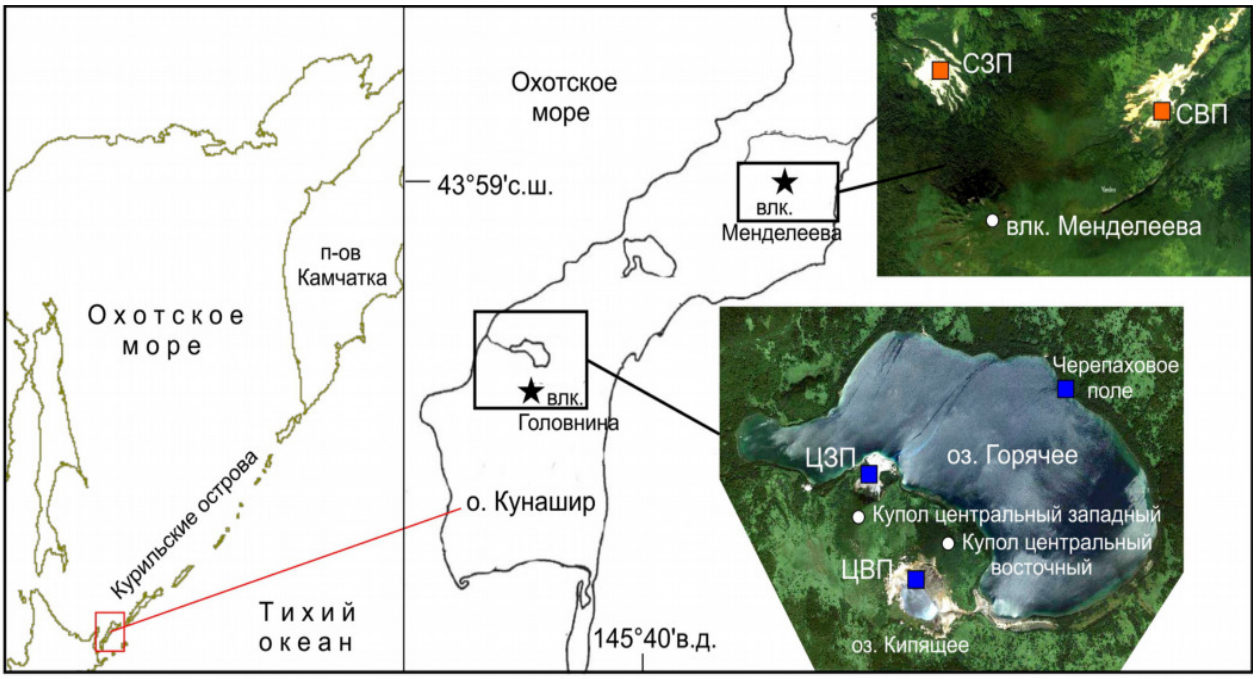


Рис. 1. Расположение вулканов Менделеева и Головнина на острове Кунашир и места отбора газовых проб.

Результаты и обсуждение

Для отбора фумарольных газов применялись ампулы Гиггенбаха с щелочным поглотителем (4М раствор NaOH) и кварцевая или титановая газоотборная трубка. Температуру газов измеряли цифровым термометром. Конденсат фумарольного газа отбирался в барботер с принудительной прокачкой газа и охлаждением барботера. Отобранный конденсат анализировался на изотопы кислорода и водорода.

Химический анализ проб проводился в ИВиС ДВО РАН по методике Гиггенбаха и Гогеля [6]. Абсорбированные компоненты в щелочи (H_2S, SO_2, HCl, CO_2) определялись стандартными методами: потенциометрическим, иодометрическим, титрометрическим (аналитик Гарцева Л.Н.). Неабсорбированные газы (H_2, CH_4, N_2, O_2, Ar, He) определялись методом газовой хроматографии (аналитик Гусева В.И). Изотопия воды газовых конденсатов выполнена также в ИВиС в лаборатории тепломассопереноса (аналитик Воронин П.).

Состав сольфатарных газов вулканов Головнина и Менделеева показан в Таблице 1. Содержание водяного пара варьирует от 85 до 99 mol%. Определены низкие концентрации HCl (0,05-0,34 мол.% в сухом газе). Общая сера (в основном H_2S) варьирует от 7,4 до 29,8 мол.%. Отношение C/S составляет 5,6-9,8 для влк. Менделеева и 2,3-3,5 для влк. Головнина (ЦЗП и ЦВП) и более 10 в газовых выходах Черепахового поля кальдеры Головнина. Содержание H_2 в газах влк. Головнина от 0,02 до 0,2 мол.% в сухом газе, что сильно отличается от газов влк.

Менделеева, где H_2 определен в тысячных долях процента. В Таблице 2 представлена краткая характеристика термальных проявлений разных полей.

На треугольной диаграмме (рис. 2а) показаны относительные концентрации CH_4 - N_2 – Ar, чтобы рассмотреть возможность разделения газов на преимущественно магматические (с высокими отношениями N_2/Ar) и гидротермальные (с высокой концентрацией метана) [2, 6]. По концентрации метана газовые проявления разбиваются на две группы: с низким содержанием 0,59 - 2 ppm (ЦВП влк. Головнина и СЗП влк. Менделеева) и высоким – 33,1- 43,6 ppm для остальных (табл. 2).

На диаграмме (рис. 2а) точка Черепахового поля выпадает из своей области из-за большого содержания воздушных компонентов. Наибольшее относительное содержание аргона оказалось в газах влк. Головнина – на ЦВП и на Черепаховом поле. Для газа ЦЗП N_2/Ar = 63 (смесь водорастворенного и атмосферного воздуха). В остальных газах отношение N_2/Ar составляет 86–149. Пробы газа были скорректированы на воздушное загрязнение для N_2 и Ar. Тем не менее, отношения N_2/Ar близки к воздушному или чуть выше. Также наблюдаются высокие отношения N_2/He, то есть газы после коррекции на содержание воздуха по содержанию кислорода по-прежнему содержат большую долю воздушной составляющей. Исключение составляет проба с СЗП влк. Менделеева, для которой N_2/Ar =149, а N_2/He=1306.

Таблица 1. Состав газов влк. Менделеева и Головнина, % мол.

Место отбора	H_2O	CO_2	$S_{общ.}$	HCl	H_2	$He \cdot 10^{-6}$	N_2	Ar	O_2	CH_4
Влк. Головнина										
ЦЗП	99,030	0,657	0,287	0,001	0,001	1,52	0,014	0,00022	0,000624	0,003312
ЦВП	99,368	0,373	0,106	0,002	0,00013	3,24	0,119	0,001	0,030	$5,94 \cdot 10^{-5}$
Черепаховое поле	85,479	11,467	1,078	0,034	0,030	120	1,498	0,017	0,014	0,004
Влк. Менделеева										
СЗП	97,951	1,837	0,187	0,001	$2,38 \cdot 10^{-5}$	17,1	0,022	0,00015	0,000476	0,0002
СВП	98,505	1,211	0,217	0,003	0,0001	5,15	0,051849	0,0005	0,008	0,004

Таблица 2. Характеристика термальных полей.

Вулкан	Менделеева		Головнина		
Поле	СЗП	СВП	ЦВП	ЦЗП	Черепаховое поле
координаты	N43°59′15′′ E145°43′44′′	N43°59′04′′ E145°44′57′′	N43°51′56′′ E145°29′57′′	N43°52′20′′ E145°29′43′′	N43°52′38′′ E145°30′47′′
T°C	99	98	98	98	98
Сумма газовых компонентов без воды, %	2,05	1,5	0,63	0,96	14,5
log H_2/H_2O	-6,6	-6,0	-5,9	-4,8	-3,5
R/R_a*	6,6**		5,6**		
CH_4, ppm	2,0	39,6	0,59	33,1	43,6

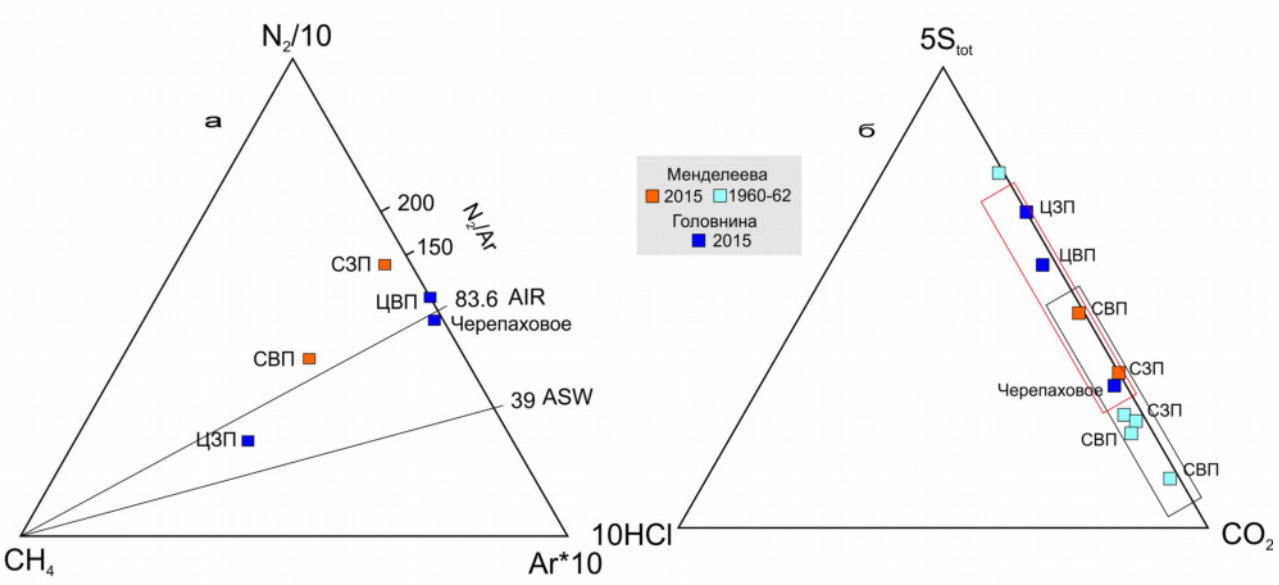


Рис. 2. Треугольные диаграммы, показывающие относительные концентрации N_2, Ar и CH_4 (а) HCl, S и CO_2 (б) в газах в. Менделеева и кальдеры Головнина. Данные за 1960-62 гг. заимствованы из работы [1].

По данным 2015 г. содержание He в сухом газе ~3,5-8,4 ppm в газовых выходах в. Менделеева и 1,6-8,3 в газах кальдеры Головнина, что по [7], может характеризовать как вулканический тип флюида так и гидротермальный, обогащенный CO_2. При этом изотопный состав гелия в этой же работе показан как $5,6R_a$ и $6,6R_a$ для кальдеры Головнина и вулкана Менделеева, соответственно (R_a - воздушный коэффициент $^3He/^4He=1.39x10^{-6}$). Для вулканических высокотемпературных газов Курило-Камчатской зоны субдукции этот параметр составляет 6,8 ±0.8 [7].

Для характеристики источника флюида по относительным концентрациям N_2, Ar и He применена диаграмма N_2/He - N_2/Ar (рис. 3).

Использованы опубликованные средние параметры для источников флюидов зоны субдукции [2] (табл. 3): резервуары, принимающие непосредственное участие в генерации магм - это флюиды мантийного клина (используются составы газов MORB (= Mid Ocean Ridge Basalts)), измененной океанической коры (AOC = Altered Oceanic Crust), океанических осадков (SED =Sediments) и континентальной коры (CC = Continental Crust). Кроме того в формировании состава газов участвуют метеорные воды (ASW = Air Saturated Water) и воздух (AIR). Содержание N_2-Ar-He позволяет выделить участие только двух составляющих компонентов MORB и ASW для СВП (Менделеева) и газов влк. Головнина. В формировании газов СЗП Менделеева возможно присутствие некоторой доли флюидов AOC и/или SED.

Все температуры газов во время отбора не превышали температуру кипения воды для высоты их расположения и составляли 98-99° С. Немногим более высокие температуры (до 130°С) отмечались на СЗП влк. Менделеева неоднократно в разные годы [*Барабанов, Отчет, 7], что, вероятнее всего, связано с понижением уровня грунтовых вод; и, возможно, в 1979 г.

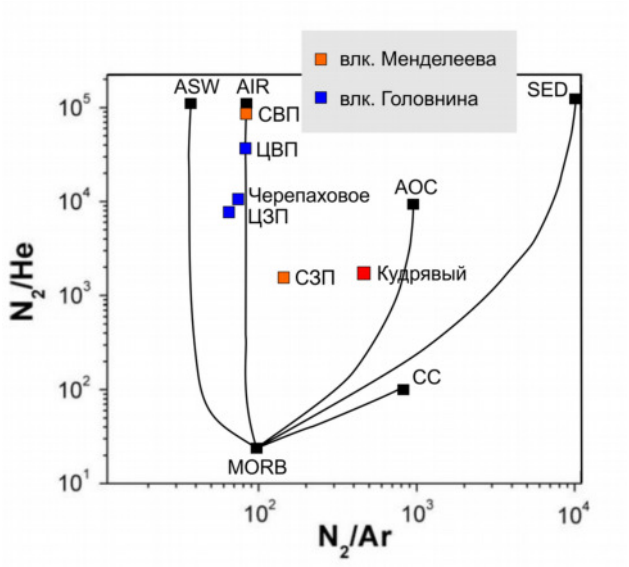


Рис. 3. Диаграмма отношений N_2/He-N_2/Ar для газов влк. Менделеева и Головнина. Пояснения в тексте.

на СВП, когда наблюдалось истечение жидкой серы из береговых отложений оз. Горячего [4]. По данным [1] во всех газовых разгрузках значительно выше концентрация H_2S по сравнению с SO_2 (отношение H_2S/ SO_2>30). Тройная диаграмма на рис. 2б показывает относительные концентрации CO_2, общей серы (S_{tot}) и HCl для газов вулканов Головнина и Менделеева. Во всех газах преобладает CO_2 , отношение CO_2 /S_{tot} 5,6-9,8 для Менделеева и 2,3-10,6 для Головнина. Общее для всех газов - низкая концентрация HCl. Если для гидротермальных газов это весьма характерно - потери хлора вследствие растворения HCl в воде, то для СЗП влк. Менделеева это могло быть результатом потери конденсата в пробоотборной системе.

Изотопный состав фумарольного пара.

На диаграмме δD – $\delta^{18}O$ (рис. 4) приведены изотопные составы конденсатов фумарольного пара и местных поверхностных вод. Изотопные составы газов влк. Менделеева образуют тренд смешения магматической и метеорной компоненты: доля магматической компоненты предположительно (за вычетом изотопного сдвига, связанного с обменом с породой в среднем ~6-10‰) не более 15 % (рис. 4). Для влк. Головнина изотопный сдвиг для пара еще меньше, или отсутствует (Черепаховое поле).

Эмиссия основных газовых компонентов

По оценке Ковалева и Слезина [3] тепловой поток сольфатарных струй влк. Менделеева составлял: для СЗП – 4,2 тыс. ккал/с, что соответствует эмиссии пара ~ 6,6 кг/с, а для СВП+ЮВП+ВП - 2,3 тыс. ккал/с и расход пара ~ 3,4 кг/с соответственно. Если считать поток вещества неизменным, то по составу сольфатарных газов можно рассчитать валовую эмиссию основных газовых компонентов (табл. 4).

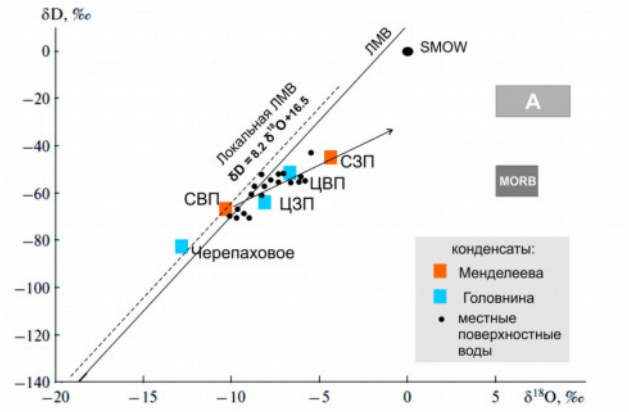


Рис. 4. Диаграмма Крейга для фумарольного пара и метеорных вод.

Таблица 3. Характеристика исходных резервуаров по содержанию N_2, He , Ar. Пояснения в тексте.

Резервуар	R/Ra*	He	N_2	Ar	N_2/He	N_2/Ar
MORB	8,5	0,011	0,57	0,0056	51,8	101,8
AOC	0,15	$3{,}1\cdot10^{-5}$	0,068	$4{,}4\cdot10^{-5}$	$2{,}2\cdot10^{3}$	$1{,}5\cdot10^{3}$
SED	0,12	$3{,}2\cdot10^{-5}$	7,5	$4{,}1\cdot10^{-4}$	$2{,}3\cdot10^{5}$	$1{,}8\cdot10^{4}$
ASW	1	$1{,}56\cdot10^{-8}$	$3{,}9\cdot10^{-3}$	$1{,}07\cdot10^{-4}$	$2{,}5\cdot10^{5}$	36,6
AIR	1	$5{,}24\cdot10^{-4}$	78,08	0,93	$1{,}5\cdot10^{5}$	83,6

Таблица 4. Валовая эмиссия основных компонентов сольфатарных газов на термальных полях влк. Менделеева: СЗП – Северо-западное поле, СВП - Северо-восточное и остальные поля в сумме.

	СЗП		СВП	
Компонент	% вес.	т/сут.	% вес.	т/сут.
H_2O	95,27	540,5	96,63	300,2
CO_2	4,36	24,8	2,9	9,0
H_2S	0,34	2,0	0,4	1,3
HCl	0,002	0,011	0,005	0,016
CH_4	0,0003	0,002	0,006	0,019
N_2	0,017	0,10	0,040	0,12

Заключение

Низкие температуры, изотопный (δD – $\delta^{18}O$) и химический состав одной части сольфатар вулканов Головнина (ЦЗП, Черепаховое поле) и Менделеева (СВП) позволяют отнести их к гидротермальным газам. Сольфатары СЗП влк. Менделеева и возможно ЦВП влк. Головнина образованы смешением магматического флюида с гидротермальным паром, образованным в результате нагрева и испарения метеорных вод, доля магматической компоненты для влк. Менделеева не более ~15%. Выводы предварительные и требуют дальнейшего изучения.

Работа выполнена при поддержке гранта Российского Научного Фонда № 15-17-20011

Список литературы.

1. *Воронова Л.Г., Сидоров С.С.* Сравнительная характеристика фумарольных газов некоторых вулканов Курильских островов // Современный вулканизм. Труды второго всесоюзного вулканологического совещания 3-17 сентября 1964 г. 1966. Т. 1. С. 147-152.
2. *Зеленский М.Е., Таран Ю. А., Дубинина Е. О. и др.* Источники летучих компонентов для вулкана зоны субдукции: Мутновский вулкан, Камчатка // Геохимия. 2012. № 6. С. 555–575.
3. *Ковалев Г.Н., Слезин Ю.Б.* Тепловая мощность вулкана Менделеева (о-в Кунашир) // Бюлл. вулканол. ст. 1970. №46. С. 46-50.
4. *Мархинин Е.К.* О состоянии вулканов острова Кунашир (март 1974 – май 1982 гг.) // Вулканология и сейсмология. 1983. № 1. С. 43-51.
5. *Чудаев О. В., Чудаева В. А., Челноков Г. А.* Геохимические аспекты формирования термальных зон активного вулканизма (на примере Курильской островной дуги) // Гидрогеология и геохимия вод складчатых областей Сибири и Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 2003. С. 82 – 97.
6. *Giggenbach, W.F., Goguel, R.L.* Collection and analysis of geothermal and volcanic water and gas discharges // New Zealand DSIR Chem. Division Report 2407, Christchurch, New Zealand, 1989. 88 p.
7. *Taran Y. A* . Geochemistry of volcanic and hydrothermal fluids and volatile budget of the Kamchatka-Kuril subduction zone // Geochim. Cosmochim. Acta. 2009. № 73. P. 1067-1094.
8 *Барабанов Л. Н.* Гидротермы Курильской вулканической области. Петропавловск-Камчатский: Фонды, Институт вулканологии РАН, 1976. 460 с.

УДК 553.078.2

ЛИТОЛОГИЯ ТОЛЩИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ГЛИН НИЖНЕ-КОШЕЛЕВСКОЙ ТЕРМОАНОМАЛИИ (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА)

О.В. Кравченко, С.Н. Рычагов

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
Петропавловск-Камчатский,
683006; e-mail: kovina86@mail.ru; rychsn@kscnet.ru

На основании проходки шурфов и скважин колонкового бурения и детального послойного опробования изучено литологическое строение толщи гидротермальных глин Нижне-Кошелевской термоаномалии, одной из крупнейших на Камчатке. Толща гидротермальных глин образует единое геологическое тело, имеет слоистую структуру, мощность от 1.5 до 3.0 м и протяженность ≥ 500 м. На активных термальных участках (разгрузках парогидротерм) отмечаются вертикальные смещения горизонтов (слоев) глин, по-видимому, вследствие образования крупных полостей внутри толщи за счет подземной циркуляции растворов и паро-газовой смеси, а также широкого проявления оползневых процессов в V-образной долине ручья Гремучий. Во всех разрезах выделяется мощный (до 1-1.5 м) горизонт интенсивно пиритизированных аргиллизитов («синих глин»), представляющих повышенный интерес для изучения условий и механизмов транспорта рудных элементов в зоне гипергенеза современных гидротермальных систем.

Введение

Аргиллизированным породам и гидротермальным глинам, в частности, посвящены многие исследования в связи с широким распространением этих гидротермально-метасоматических новообразований в вулканических областях и их высокой информативностью [5, 7-9, 12, 17-19]. Авторским коллективом на основе детального послойного изучения гидротермальных глин, образующих на термальных полях единую достаточно мощную и протяженную толщу, установлена особая роль такого «самостоятельного» геологического тела. Толща служит верхним водоупором, тепловым экраном и комплексным геохимическим барьером в структуре современных гидротермальных систем и геотермальных месторождений [13]. На примере основных термоаномалий и отдельных термальных полей Паужетско-Камбально-Кошелевского геотермального (рудного) района дана сравнительная характеристика строения и условий образования толщи глин, рассмотрены их минералогия, микро- и наноструктура, геохимия; приведены отдельные литологические разрезы [14]. Вместе с тем, за 10-летний период исследований коллектива по данной тематике накоплен огромный материал по литологии гидротермальных глин, который является основой для понимания условий формирования аргиллизитов и слагающих их минеральных (минеральных рудных) ассоциаций.

В настоящей работе выполнено обобщение данных по литологическому строению толщи гидротермальных глин Нижне-Кошелевской термоаномалии (т/а) – наиболее изученного в этом плане объекта.

Нижне-Кошелевская т/а: морфоструктура, условия разгрузки парогидротерм

Т/а находится на западном склоне Кошелевского вулканического массива (сложного вулкана четвертичного возраста) и приурочена к центральной части крупнейшего на Камчатке и широко известного Нижне-Кошелевского пародоминирующего геотермального месторождения [1-4, 10, 11]. Геологическое строение этих объектов описано во многих работах [2-4, 13-16], поэтому остановимся на геоморфологической и физико-химической характеристике термопроявлений в структуре т/а. Нижне-Кошелевская т/а расположена в овально-кольцевой отрицательной геоморфологической структуре, вытянутой на 500 м вдоль глубоко врезанного оврага рч. Гремучий (рис. 1). На основании детальных топографических работ (И.А. Нуждаев и С.О. Феофилактов, 2008 г.) и наших многолетних гидрогеотермических исследований [6] выделяются четыре основных участка по геоморфологическому строению и характеру разгрузки парогидротерм (рис. 2).

Участок Верхний находится в пологой ложбине размером 20 х 40 м в верховьях правого притока рч. Гремучий. На участке насчитывается около 10 грязе-водных котлов диаметром до 30 см и парогазовых струй малой мощности. Температура воды в котлах составляет, в среднем, 85-90 ºС, воды слабокислые.

Большая Сухая Воронка (БСВ) имеет неправильно-изометрическую форму размером 50 х 60 м, с крутым восточным бортом, плоским дном и несколькими мелкими эрозионными воронками у западной границы и термальными буграми внутри структуры. Под крутым бортом находится крупный грязе-водный котел, постепенно передвигающийся в сторону рч. Гремучий. Температура раствора в котле достигает 95 ºС, pH составляет, в среднем, для всех котлов 4.1-4.5. От западной части БСВ простирается линейная термальная зона, вдоль которой рас-

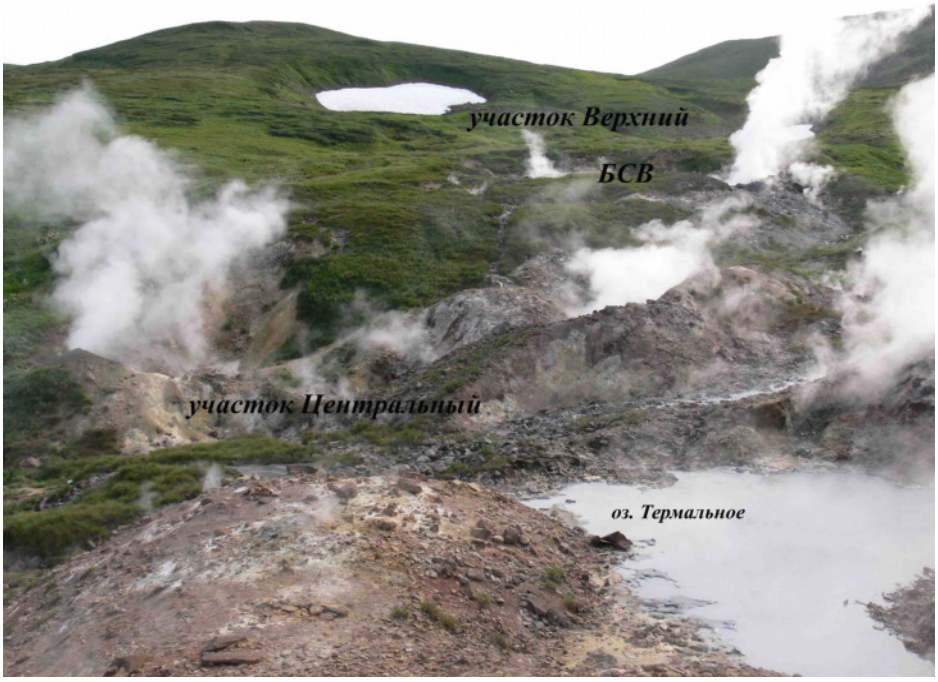


Рис. 1. Основная часть Нижне-Кошелевской термоаномалии. Вид с ЮЗ на СВ. Фото С.Н. Рычагова.

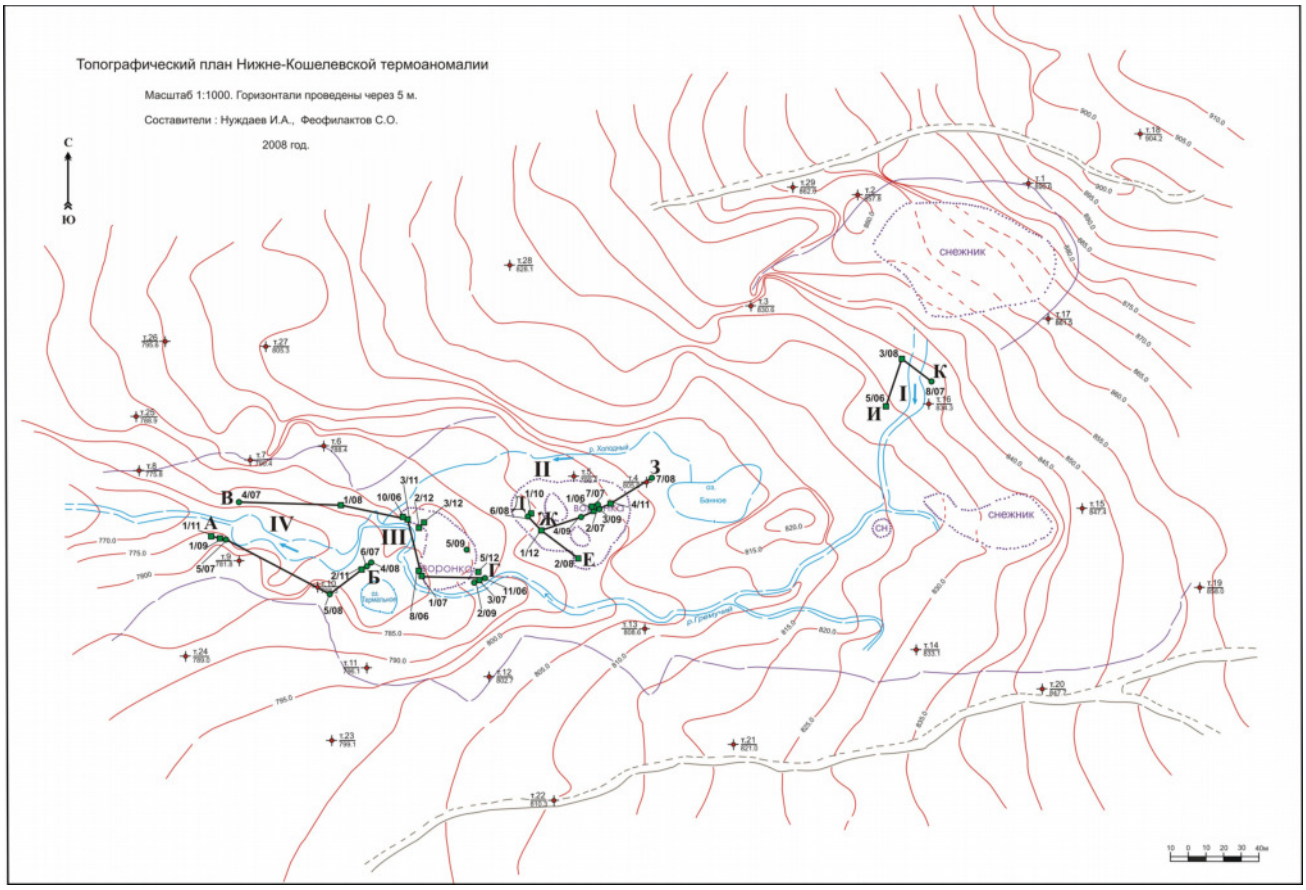


Рис. 2. Топографическая карта района Нижне-Кошелевской термоаномалии и положение основных литологических разрезов, приведенных на рис. 3 – 7. Вынесены все горные выработки (номер в знаменателе – год проходки): зеленые квадраты – шурфы, зеленые круги – скважины. Римскими цифрами обозначено местоположение описываемых в тексте статьи участков: I - Верхний, II - Большая Сухая Воронка (БСВ), III - Центральный, IV - Западный.

положено до 10 парогазовых струй, а на глубине до нескольких метров фиксируются подземные ручьи, интенсивно дренирующие чехол аргиллизированных делювиальных отложений. Температура паро-газовых струй достигает 113 ºС, воды в котлах - 98 ºС; pH - от 5.3 до 6.8.

Участок Центральный расположен в расширении долины рч. Гремучий. Изометричная в плане форма участка (кольцевая структура диаметром 100 м) образована в значительной степени за счет интенсивной эрозии аргиллизированных отложений в бортах долины ручья. На участке сосредоточена основная часть парогазовых струй и грязе-водных котлов различных размеров. Температура растворов 85-90 ºС, pH 6.0-6.5. Парогазовые струи трассируют русло ручья и выходят из трещин вдоль всех водораздельных хребтиков и на склонах эрозионных воронок. По левому борту рч. Гремучий в крупной эрозионной воронке расположено оз. Термальное, вдоль береговой линии которого образуются грязе-водные котлы с температурой от 67 до 94 ºС и часто с контрастным pH (от 1.7 до 6.2).

Западный участок характеризуется крутыми бортами долины ручья и наличием крупных кипящих и пульсирующих водных котлов, что свидетельствует о большом влиянии газов (уг-

лекислого, метана, др. углеводородов [11]) на геохимический и термальный режимы участка. В нижней части участка в расширяющейся долине образовано озеро, вся поверхность которого кипит из-за обильного газоотделения. Борта долины интенсивно прогреваются за счет выходов паро-газовых струй разной мощности, широко развиты оползневые процессы и образование провалов и эрозионных воронок.

Методика исследований заключалась в проведении полевых работ с проходкой скважин и шурфов, обработке аналитических данных, построении литологических колонок отдельных горных выработок и их корреляции между собой. С целью получения наиболее полных характеристик толщи гидротермальных глин были выбраны участки с различными физико-химическими условиями разгрузки парогидротерм и прогрева грунтов, а также на границе т/а. На этих участках пройдены шурфы и скважины колонкового бурения (см. рис. 2). Применялось ручное бурение с колонковыми трубами двух диаметров, позволявших получать достаточный объем керна; а, начиная с 2009 г., использовался буровой станок КМБ2-10 (максимально допустимая глубина бурения 10 м) российского производства. Всего пройдено 36 горных выработок (21 шурф и 15 скважин), глубина проходки обозначена на разрезах – см. ниже. Стенки шурфов и керн скважин детально документировались с послойным отбором проб (в среднем, каждые 15-20 см) на различные виды лабораторных исследований. Результаты силикатного, минералогического, петрофизического и др. анализов использовались для уточнения литологических характеристик гидротермальных глин и др. отложений в разрезах. Построение и корреляция разрезов между опорными выработками выполнены в компьютерной программе CorelDRAW. Линии разрезов в плане вынесены на рис. 2.

Фактический материал: описание разрезов

Разрез по линии А-Б (рис. 3) характеризует строение толщи гидротермальных глин по левому борту ручья Гремучий от Центрального к Западному участкам. Во всех выработках на забое подсекается горизонт с большим количеством обломков горных пород. Этот горизонт образует жесткое основание толщи, здесь наблюдается переход к скальным грунтам - коренным породам, представленным на данном участке лавами андезитов. Горизонт вскрыт на глубину от 10-15 до 55 см. Выше залегает толща слабо пиритизированных гидротермальных глин мощностью от 20 до 70 см, также с большим количеством обломков пород. В западной части т/а эти горизонты перекрываются мощным (65-100 см) слоем пиритизированных глин («синих глин»). На Центральном участке (разрез 6/07) «синие глины» залегают сразу на жестком основании. За пределами современной т/а (разрез 5/08) «синие глины» отсутствуют (не образуются, либо замещены монтмориллонитовыми глинами зоны углекислотного выщелачивания). Разрез 5/08 надстраивается тремя горизонтами осадочного материала, не измененного гидротермально-метасоматическими процессами. Разрез внутри т/а завершается типичной для термальных полей зоной сернокислотного выщелачивания. Особенностью разреза в западной части является вертикальное смещение слоев на 110 см (исходя из положения кровли жесткого основания). Такие смещения возможны в результате сбросов отдельных блоков толщи глин на крутом борту рч. Гремучий. При этом верхняя часть образующихся проса-

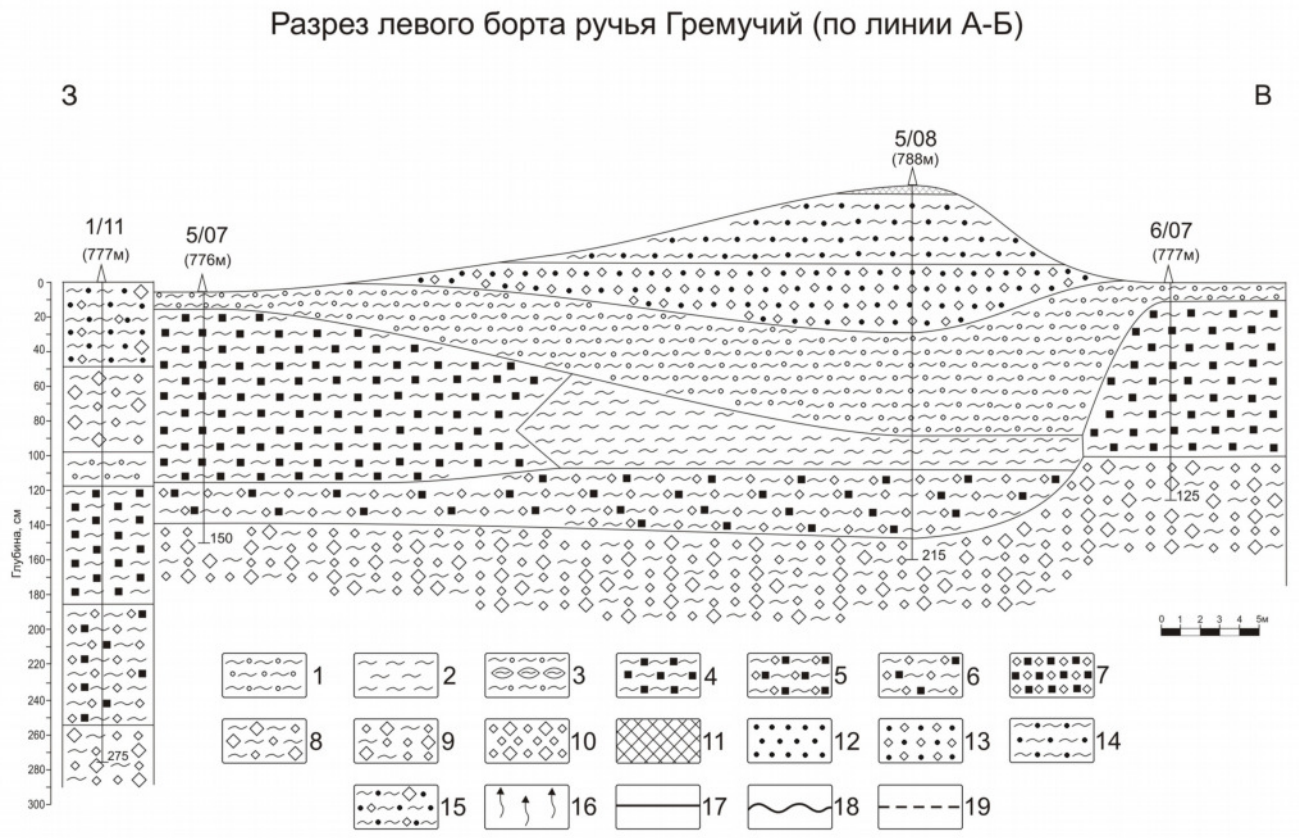


Рис. 3. Литологический разрез по линии А – Б. Под номером выработки в скобках – абсолютные отметки точек заложения выработок. На этом рисунке в условных обозначениях отмечены все литологические типы гидротермальных глин и др. отложений, характерные для Нижне-Кошелевской термоаномалии: 1 – гидротермальные глины зоны сернокислотного выщелачивания; 2 – гидротермальные глины зоны углекислотного выщелачивания; 3 – гидротермальные глины переходной зоны; 4 – гидротермальные глины интенсивно пиритизированные («синие глины»); 5 – гидротермальные глины менее пиритизированные, с обломками горных пород; 6 – гидротермальные глины с большим количеством обломков пород и присутствием пирита; 7 – субстрат с большим количеством обломков и пирита, малым содержанием глинистого материала; 8 – гидротермальные глины с большим количеством обломков разных размеров; 9 – обломочный материал с малым количеством гидротермальной глины; 10 – обломочный материал без заполнителя; 11 – почвенно-пирокластический чехол; 12 – супесь; 13 – супесь с обломками; 14 – суглинок; 15 – суглинок с обломками; 16 – крупная полость в толще глины; 17 – литологическая граница ровная, четкая; 18 – литологическая граница неровная; 19 – литологическая (метасоматическая ?) граница размытая или предполагаемая.

док заполняется слабо сортированными склоновыми отложениями (см. разрез 1/11). В целом, для разреза А-Б характерно:

- слоистое строение;
- относительная выдержанность горизонтов по латерали и вертикали;
- большая мощность толщи «синих глин» (до 110 см), которая, как было показано в наших более ранних работах [15, 16], может служить комплексным геохимическим барьером;

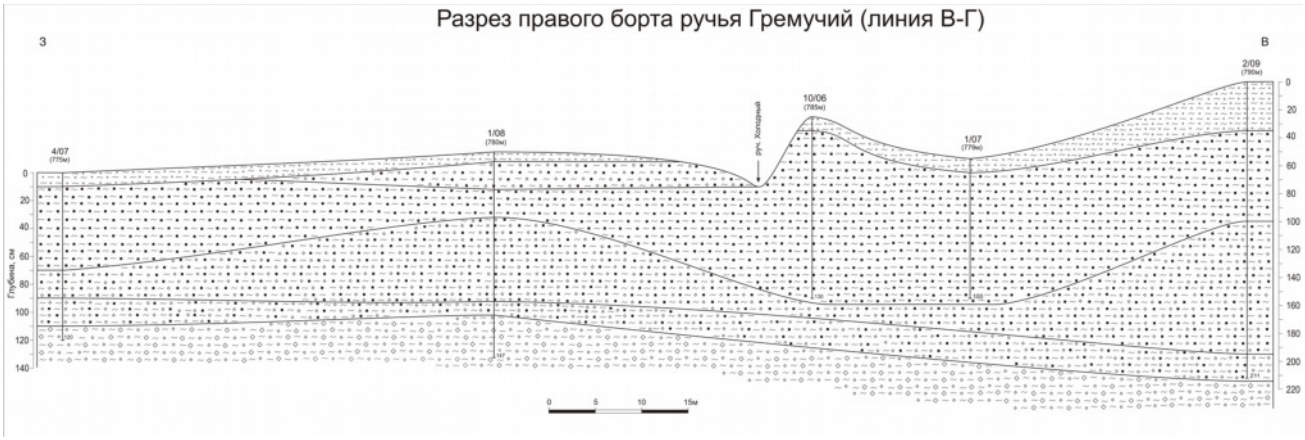


Рис. 4. Литологический разрез по линии В – Г.

- наличие опущенных блоков (сбросов) толщи глин на крутых бортах рч. Гремучий, амплитуда вертикальных смещений достигает 100 см и более.

Разрез В-Г (рис. 4) проходит также вдоль рч. Гремучий, но по правому борту и протягивается по латерали до 150 м от Центрального к Западному участкам. Толща глин, в целом, имеет похожее строение в сравнение с разрезом А-Б. Выделяется 5 горизонтов (снизу – вверх): 1) глины с большим количеством обломков горных пород (андезитов), представляющие переход к жесткому основанию толщи; 2) глины с меньшим количеством обломков и присутствием в них пирита; 3) то же, но с высоким содержанием пирита; 4) «синие глины»; 5) глины зоны сернокислотного выщелачивания (охристые глины). Наличие горизонта глин с большим количеством обломков в разрезе 1/08, пройденного в верхней части борта ручья, обусловлено, по-видимому, оползневыми процессами - смещениями слабосортированного обломочного материала по крутым склонам оврага. Таким образом, для разреза В-Г характерно следующее:

- хорошая выдержанность слоев по латерали;

- большая мощность горизонта «синих глин» (от 60 см в западной части и 20 см на крутом склоне ручья – до 120 см на Центральном участке).

Разрез Д-Е (рис. 5) построен между выработками, пройденными в толще глин БСВ. В этом разрезе не вскрыто основание толщи по техническим причинам (наличие высоких температур грунтов в шурфах, струй пара в стенках выработок и крупных полостей на разных глубинах). Устойчиво выделяются 3 горизонта (слоя): 1) глины интенсивно пиритизированные с большим количеством обломков, мощность слоя от 15 до 80 см; 2) «синие глины», мощность слоя от 20 до 35 см; 3) глины зоны сернокислотного выщелачивания, мощность варьирует от 30 до 70 см. В разрезе 6/08 вскрыта крупная полость (130 см по вертикали) и горизонты с большим количеством несортированного обломочного материала над и в основании полости. Это свидетельствует в пользу наличия подземных водных и паро-газовых потоков в этой части БСВ, вымывающих тонкую глинистую фракцию из толщи глин. Для разреза Д-Е, в целом, характерно следующее:

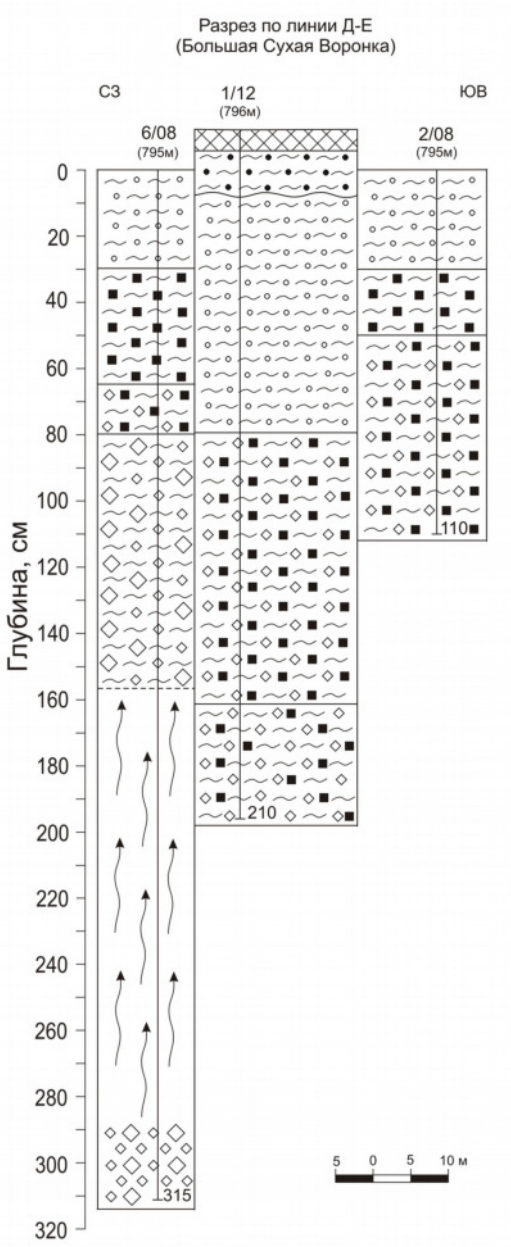


Рис. 5. Литологический разрез по линии Д – Е.

- наличие горизонта пиритизированных глин с выделением в его кровле слоя «синих глин»;

- смещение горизонтов по вертикали до 100-120 см, что свидетельствует, вероятнее всего, о подвижках небольших блоков пород (до 5-10 м в поперечнике) по субвертикальным тектоническим нарушениям;

- наличие крупных (≥ 1 м) полостей, как результат активного вымывания глинистой фракции и мелких обломков пород подземными термальными потоками.

Разрез Ж-З (рис. 6) пересекает все элементы структуры БСВ (краевые зоны и центральный «термальный бугор»). Одной выработкой (3/09) вскрыта зона перехода к жесткому осно-

ванию – глины с большим количеством обломков пород (андезитов) разного размера. Другие выработки не достигли этой зоны по техническим причинам, описанным выше. Разрез принципиально схож с разрезом Д-Е: горизонт глин с наличием пирита и большим количеством обломков мощностью 40-45 см надстраивается более мощным горизонтом (50-100 см в основной части разреза) пиритизированных глин, включающих полуразложенные обломки пород; венчается разрез глинами зоны сернокислотного выщелачивания мощностью до 70 см. Под верхней зоной участками-блоками-линзами вскрываются «синие глины». А также только для этого разреза характерны слои-линзы-блоки глин, переходных по составу от зоны сернокислотного к зоне углекислотного выщелачивания: четкие линзы голубого цвета монтмориллонитовых глин находятся в охристых глинах, сложенных каолинитом, ярозитом, др. сульфатами. В СВ части разреза вскрываются стратифицированные вулканогенно-осадочные отложения, расположенные за пределами термальной структуры и поэтому не затронутые аргиллизацией. Данный разрез, в целом, характеризуется следующим:

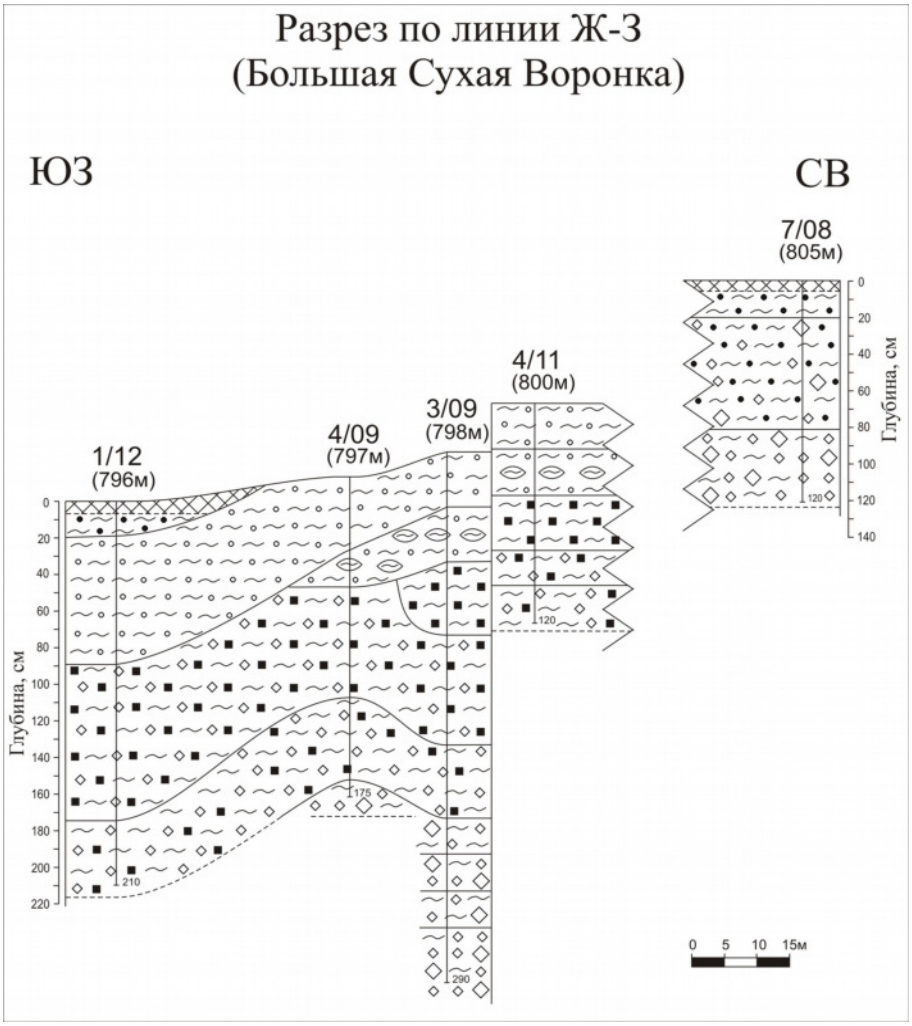


Рис. 6. Литологический разрез по линии Ж – З.

- высокой сульфидизацией (кроме пирита отмечается марказит, в меньшей степени другие сульфиды) гидротермальных глин, большой мощностью таких горизонтов;

- образованием глин, переходных по составу от каолинитовых к монтмориллонитовым (смешанослойным);

- развитием «синих глин» в виде линз или блоков, которые обычно трассируют участки наиболее интенсивного пропаривания глин паро-газовыми струями.

Значительные вертикальные смещения слоев глин в центральной части разреза обусловлены, по-видимому, наличием жесткого блока горных пород под «термальным бугром» и начальной (?) неоднородностью этого блока. За пределами БСВ вскрыт стратифицированный почвенно-пирокластический разрез (скважина 7/08), не затронутый гидротермально-метасоматическими процессами – разрез, который может быть использован как «фоновый». Разрезы Д-Е и Ж-З принципиально схожи и характеризуют строение толщи глин БСВ – одной из наиболее примечательных структур Нижне-Кошелевской термоаномалии.

Разрез И-К (рис. 7) характеризует строение толщи гидротермальных глин участка Верхний. Разрез четко делится на две части. В ЮЗ части вскрыты остывшие (температура на забое шурфа не превышала 20 ºС) глины монтмориллонитового состава (зона углекислотного выщелачивания мощностью более 90 см) и каолинитовые (охристые) глины зоны сернокис-

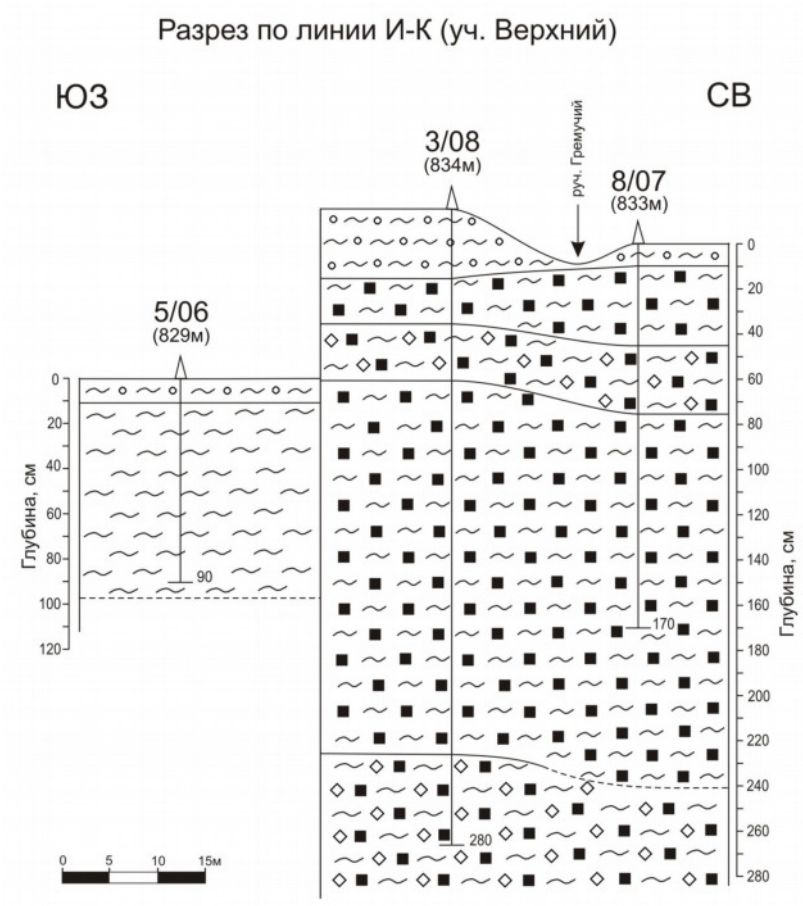


Рис. 7. Литологический разрез по линии И – К.

лотного выщелачивания (0-10 см). На прогретой части термального поля над слоем пиритизированных глин с обломками горных пород залегает мощный (170 см) горизонт «синих глин», выше происходит чередование слоев относительно интенсивно пиритизированных глин и «синих глин»; завершается разрез глинами зоны сернокислотного выщелачивания. В целом, для данного разреза необходимо отметить следующее:

- на активном (прогретом) участке интенсивно пиритизированные глины имеют значительную мощность (≥170 см) и весь разрез характеризуется содержанием большого количества пирита (вероятно, и других сульфидов) в основной массе глин;

- за пределами термального поля толща представлена глинами монтмориллонитового состава, в которых пирит содержится в форме тонкой рассеянной вкрапленности.

Заключение

С помощью проходки горных выработок (шурфов и скважин колонкового бурения) детально изучено литологическое строение толщи гидротермальных глин Нижне-Кошелевской термоаномалии. Установлено, что толща образует единое геологическое тело, протягивающееся вдоль геоморфологической структуры на расстояние более 500 м, мощностью от 1.5-2.0 до 3.0 м. Основание толщи представляет собой кровлю (элювий) потоков лав андезитов (преобладающий состав обломков горных пород во всех разрезах). Толща гидротермальных глин, в целом, характеризуется слоистым строением: горизонты различного состава выдержанны по простиранию термоаномалии (восток – запад). Вкрест простирания аномалии и на отдельных термопроявлениях (Большая Сухая Воронка, участок Центральный и Западный) отмечаются высокоамплитудные (до 110-130 см) вертикальные смещения горизонтов. Такие смещения (сбросы), вероятно, происходят вследствие активной подземной циркуляции водных потоков и паро-газовой смеси вокруг термальных озер, хребтиков и бугров; а также за счет проявления оползневых процессов на крутых склонах V-образной долины ручья Гремучий. На всех участках термоаномалии выделяется горизонт интенсивно пиритизированных глин – «синих глин». Его мощность достигает 1.3 – 1.5 м (средняя 0.8 – 1.0 м). Этот горизонт представляет особый интерес с точки зрения изучения условий транспорта рудных элементов в толще гидротермальных глин. В целом, вся толща гидротермальных глин Нижне-Кошелевской термоаномалии, в отличие от таковых Паужетских термальных полей, характеризуется высоким содержанием пирита и др. сульфидов (установлены марказит, киноварь, сфалерит), что, вероятно, является следствием влияния на зону гипергенеза Кошелевской гидротермальной системы глубинных насыщенных восстановленными газами металлоносных растворов.

Авторы глубоко признательны всем коллегам по экспедиционным работам за многолетнюю практическую помощь, а также сотрудникам лабораторий ИВиС ДВО РАН, Геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, Института геохимии СО РАН, ФГУП ЦНИГРИ и др. за большой объем высокоточных аналитических исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 16-05-00007а) и Президиума ДВО РАН (проект 15-I-2-065).

Список литературы

1. *Аверьев В.В.* Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью // Современный вулканизм. М.: Наука, 1966. С. 118-128.
2. *Белоусов В.И.* Геология геотермальных полей. М.: Наука, 1978. 176 с.
3. *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.
4. Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. 172 с.
5. *Ерощев-Шак В.А.* Гидротермальный субповерхностный литогенез Курило-Камчатского региона. М.: Наука, 1992. 131 с.
6. *Калачева Е.Г., Рычагов С.Н., Королева Г.П., Нуждаев А.А.* Геохимия парогидротерм Кошелевского вулканического массива (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2016 (в печати).
7. *Коржинский Д.С.* Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. 104 с.
8. *Коробов А.Д.* Гидротермальный литогенез в областях наземного вулканизма // Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН, 1994. 50 с.
9. *Набоко С.И.* Металлоносность современных гидротерм в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука, 1980. 198 с.
10. *Писарева М.В.* Зона природного пара Нижнекошелевского геотермального месторождения // Вулканология и сейсмология. 1987. № 2. С. 52-63.
11. *Поздеев А.И., Нажалова И.Н.* Геология, гидродинамика и нефтегазоносность Кошелевского месторождения парогидротерм, Камчатка // Вулканология и сейсмология. 2008. № 3. С. 32-45.
12. *Русинов В.Л.* Метасоматические процессы в вулканических толщах. М.: Наука, 1989. 213 с.
13. *Рычагов С.Н., Давлетбаев Р.Г., Ковина О.В.* Гидротермальные глины и пирит геотермальных полей: значение в геохимии современных эндогенных процессов (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2009. № 2. С. 39-56.
14. *Рычагов С.Н., Давлетбаев Р.Г., Ковина О.В., Королева Г.П.* Характеристика приповерхностного горизонта гидротермальных глин Нижне-Кошелевского и Паужетского геотермальных месторождений // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 2. Выпуск № 12. С. 116-134.
15. *Рычагов С.Н., Соколов В.Н., Чернов М.С.* Гидротермальные глины как высокодинамичная коллоидно-дисперсная минералого-геохимическая система // ДАН. 2010. Т. 435. С. 806-809.

16. *Рычагов С.Н., Соколов В.Н., Чернов М.С.* Гидротермальные глины геотермальных полей Южной Камчатки: новый подход и результаты исследований // Геохимия. 2012. № 4. С. 378-392.
17. Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. 298 с.
18. *Hemley J.J., Jones W.R.* Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis of hydrogen metasomatism // Econ. Geol. 1964. V. 59. № 4. P. 238-369.
19. *Reyes A.G.* Petrology of Philippines geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1990. V. 43. P. 279-309.

УДК 550.42.47:551.214

ГИДРОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ВОДНОЙ СРЕДЫ ОЗЕРА КАРЫМСКОГО И ТЕРМАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКОВ КАЛЬДЕРЫ АКАДЕМИИ НАУК ЗА ПЕРИОД 1996-2015 ГГ.

А.Г. Николаева, Г.А. Карпов, Д.Ю. Кузьмин

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

Прослежен процесс ощелачивания водной массы озера Карымского со времени произошедших в нем катастрофических событий 1996 г. Выделены две характерные группы компонентов, поведение которых характеризуют гидрохимическую эволюцию воды в озере: простое экспоненциальное сокращение SO_4, Ca, Mg и медленное – Cl, Na, K. Показаны некоторые изменения в солевом составе термальных источников, разгружающихся по берегам озера. Отмечены признаки угасания участка гидротермальной системы, образованной в 1996 г. в северной части озера.

Введение

Карымское озеро расположено в кальдере Академии Наук (рис. 1), являющейся структурной единицей Карымского вулканического центра, характеризующегося высокой сейсмической, вулканической и тектонической активностью [2].

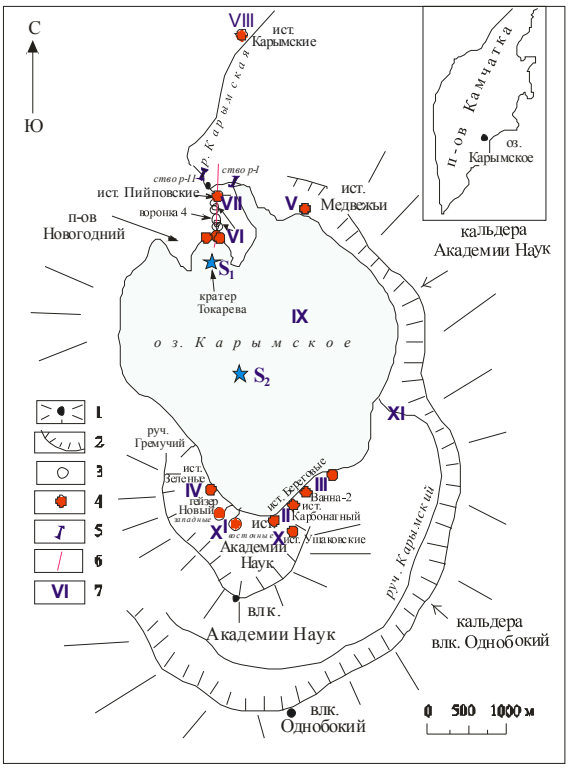


Рис. 1. Схема расположения кальдеры Академии Наук. 1 – вулканические постройки; 2 – кальдеры; 3 – воронки (просадочные и взрывные); – термальные источники; 5 – гидрологические створы в истоке р. Карымской; 6 – направление разрыва 1996 г.; 7 – номера гидрохимических групп вод. На врезке – карта Камчатки с районом работ.

Озеро имеет вулканическое происхождение. Главной отличительной чертой таких озер в своем большинстве может являться наличие их балансе (в той или иной степени) эндогенного тепла и вещества, поступающих из глубин Земли, которые существенным образом могут влиять на гидродинамические и гидрохимические процессы в озерной воде.

Поступление эндогенного тепла и вещества как раз и произошло в процессе подводного фреато-магматического извержения в северной части Карымского озера (1996 г.), что привело к существенным изменениям в химическом со-

ставе озерной воды. Одновременно с извержением в озере происходило извержение из близрасположенного Карымского вулкана [8, 14].

Химическое состояние водной толщи озера и термальных источников, разгружающихся в его обрамлении, изучались после катастрофического события 1996 г. [15, 1, 13, 4, 5, 9, 10].

В настоящей работе показана динамика изменения солевого состава водной толщи Карымского озера и термальных источников кальдеры Академии Наук на протяжении двух десятков лет со времени извержения в озере в 1996 г.

Методика исследований

В течение двух десятков лет с разной степенью детальности проводились режимные наблюдения за химическим составом озерной, термальных, холодных и для фона – дождевых вод кальдеры Академии Наук. Гидрохимическим опробованием была охвачена вся территория кальдеры.

Основным методом исследований являлся комплексный гидрогеохимический мониторинг бассейна Карымского озера, проводившийся большей частью в летнее время, начиная с 1998 г. по 2014 г., за исключением некоторых перерывов.

С помощью оборудованного лебедкой катамарана, с 2000 г. опробовались две режимные станции: S_1 – в центре кратера Токарева и S_2 – в центре акватории озера со стандартных горизонтов: 0-10-20-30-40-50-60 м.

При исследования химического состава водотоков в обрамлении Карымского озера проводились полевые измерения: T°C, pH и электропроводности воды “in situ”. Пробы спонтанного газа в источниках отбирались методом вытеснения в стеклянные бутылки. Дебит и расход воды источников и реки определялся посредством объемного и поплавкового метода.

На макроэлементный состав водные пробы отбирались в пластмассовые чистые бутылки емкостью 0.5 или 1.5 л, а на микроэлементный состав - в полиэтиленовые пробирки емкостью 20 (40) мл предварительно отфильтрованные на месте через мембранный фильтр 0.45 мкм. Перед герметизацией пробы воды на анализ микроэлементов подкислялась 0.2 мл 72% HNO_3 “Merk”.

Полные гидрохимические анализы водных проб выполнялись в Аналитическом центре ИВиС ДВО РАН с использованием стандартных методик. Содержание микроэлементов в водных пробах выполнялись с помощью метода ICP-MS в Московском государственном университете.

Основные результаты исследований

1. Изменения в солевом составе озерной воды. В результате извержения (1996 г.), помимо изверженного вулканогенного материала в озеро поступило огромное количество растворенных газов и химических компонентов. Это привело к резкой смене состава озерной воды с пресной (pH=7.28) на кислую (pH=3.2) [14, 13, 3]. Она была хорошо перемешана. Минерализация воды в озере достигала 1 г/л.

В составе озерной воды сразу же после извержения 1996 г. минерализация воды достигала 1 г/л. В ней возрос ряд химических элементов (Na, K, Mg, Cl, F, B, Si, S, Fe, Zn, Ni, Mn, Cu, Al и Sr [3]. По общепринятой гидрохимической классификации вода Карымского озера относилась к SO_4 классу (с заметной примесью Cl) и Cl-SO_4 – Na-Ca типу воды (в порядке возрастания их концентраций), который долгие годы сохранялся в озере.

К 1998 г. наметились слабые признаки стратификации в воде по гидрохимических параметрам. С 2000 г. в озере стал наблюдаться слабый тренд восстановления химического состава.

К 2001 г. стала фиксироваться стратификация воды по общему солевому составу, и наметился слабый тренд его распреснения. В озерной воде отмечалось заметное снижение минерализации (примерно до глубин 40 м) и содержаний Mg, Ca, SO_4, H_4SiO_4. Но, это мало коснулось придонных вод водоема. Концентрации химических элементов в них все еще оставались высокими, а в кратере Токарева тем более, с глубиной отмечался даже их рост на 1/3.

Предполагалось, что за период полного цикла смены воды в горном озере, составляющем около 8-10 лет, должно произойти восстановление озерной воды к исходному состоянию (как в 1984 г.). Но, этого не произошло. Наоборот, происходило тянущееся во времени постепенное ощелачивание озерной воды и монотонное повышение pH.

Было отмечено, что в озерной воде, снижение концентраций таких химических элементов как Ca, Mg, SO_4 происходит быстрее, а других (Na, K, Cl) – медленнее.

На треугольных диаграммах Пайпера показан длительный путь эволюции солевого состава воды Карымского озера на протяжении 1996-2015 гг. (рис. 2).

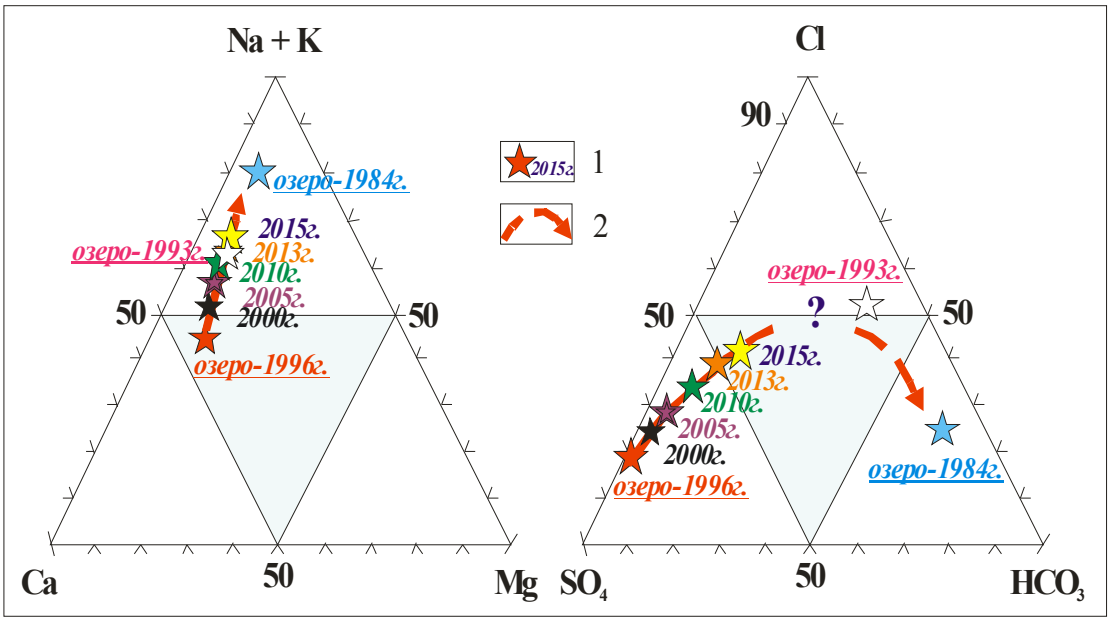


Рис. 2. Диаграмма эволюции солевого состава воды Карымского озера (1984-2015 гг.). 1 – точки отбора проб по годам; 2 – фактически пройденный и предполагаемый тренд возвращения солевого состава воды озера к исходному состоянию (1996 г.).

Спустя почти двух десятков лет озерная вода вступила лишь в начальную фазу интенсивного перемешивания водной массы. Общая минерализация в ней по данным наблюдений на станциях S_1 и S_2 уменьшилась почти вдвое, а концентрации солевого состава сократились в среднем в следующем порядке: Ca, Mg и SO_4 в более, чем в 4 раза; Na и K – в 3 раза, Cl – в 2.

В истоках р. Карымская pH приобрел почти первоначальное значение – 7.2 против 7.28 в 1984 г. (рис. 3). Близки этому значению поверхностные воды озера и кратера. К тому же и в глубинных водах отмечается неукоснительное приближение pH к нейтральным значениям (средние значения pH воды составляли 6.3-6.5).

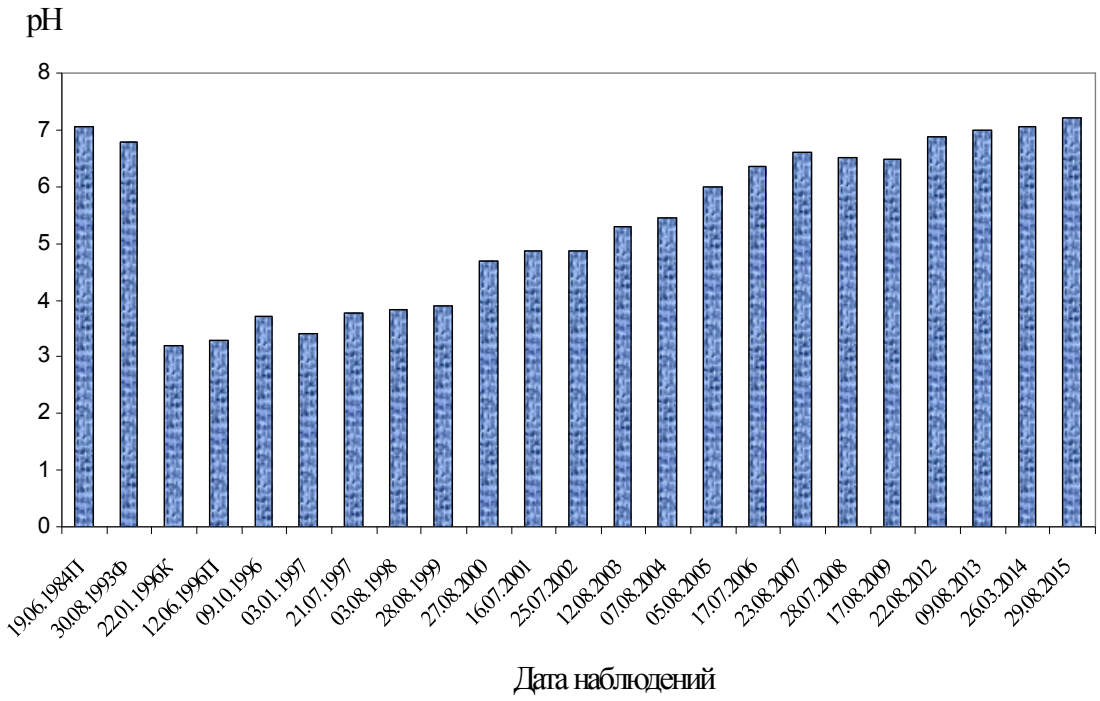


Рис. 3. График pH в истоках р. Карымской (1984-2015 гг.).

В 2012 г. цвет воды в озере поменялся с бирюзово-синего (со времени извержения в нем в 1996 г.) на зеленовато-серый, что связывается с существенным уменьшением в его химическом составе SO_4.

Наметившийся прогресс ощелачивания озерной воды, возможно, пойдет значительно быстрее (максимум в 5 лет), если не произойдет сильной активизации со стороны близрасположенного к кальдере Карымского вулкана или каких-либо др. катаклизмов.

2. Изменения в солевом составе термальных источников кальдеры Академии Наук. До извержения в кальдере Академии Наук существовало два очага разгрузки термальных источников – явный, на южном берегу Карымского озера (мааре вулкана Академии Наук), и, скрытый, маловыраженный у северного берега озера [12, 11]. В связи с событиями в озере 1996 г. возник и третий очаг, самый мощный, в истоках реки Карымской.

В летнее время 1996-1997 гг. Е.А. Вакиным и Г.Ф. Пилипенко [1] проводились гидрохимические исследования по береговой окружности озера с целью обнаружения новых термопроявлений.

По итогам исследований ими были выделены гидрохимические типы вод согласно классификации В.И. Кононова, подразделяющиеся на группы. Первые два типа – термальные источники в береговой зоне кальдеры, третий – термальные источники Карымские в смежной кальдере Карымской и четвертый – вода озера (см. рис. 1):

1) Тип 1 – углекисло-азотные, щелочные (pH до 9.2) Cl–Na термы с минерализацией до 1.5 г/л и температурой до 100°C, приуроченные к молодой эксплозивной воронке полуразрушенной постройки вулкана Академии Наук. По температуре и характеру разгрузки гидротермы данного типа подобны к водам высокотемпературных гидротермальных систем, таких как Узон-Гейзерной, Паужетской, но с меньшей минерализацией. Этот тип вод объединял пять групп источников (I-V) в Ю-Ю-В части кальдеры.

2) Тип 2 - азотно-углекислые (газонасыщенные CO_2, N_2, CH_4, H_2) воды сложного ионного состава $Cl(SO_4)$-$SO_4(Cl)$ / Na-Ca-Mg на п-ове Новогоднем (новые ист. Пийповские, Пляжные и Провальный). Это газонасыщенные (CO_2, N_2, CH_4, H_2) близнейтральные (pH=6.5) термы с минерализацией до 1.4 г/л, гидрохимических аналогов которых на Камчатке не имелось за исключением некоторой схожести с термами кальдеры-вулкана Ксудач (Камчатка). К данному типу относились две группы вод (VI и VII).

3) Тип 3 – углекислые (CO_2), сульфатно-гидрокарбонатные (гидрокарбонатно-сульфатные) магниевые $SO_4(HCO_3)$-$HCO_3(SO_4)$/Mg-Na(Ca), слабокислые и нейтральные Карымские термы, которые периодически отбирались нами для сравнения, но, специальных исследований там нами не проводилось (VIII).

4) Тип 4 – самостоятельный тип воды, возникший в Карымском озере в связи с извержением в нем в (1996 г.), имевший кислую реакцию (pH=3.2) и Cl-SO_4/Na-Ca состав воды, который нельзя было объяснить простым подмешиванием вод первого и второго типов (IX).

Все указанные типы термальных вод формировались в зависимости от степени разбавления их метеорными водами, магматогенным флюидом и глубины взаимодействия смешанных вод с вмещающими породами.

В последующие годы, вплоть до 2015 г., нами был продолжен ряд гидрохимических наблюдений за всеми термопроявлениями в кальдере Академии Наук.

Нами выделены еще две группы вод в кальдере – кислые ($pH \geq 3$) SO_4 – Na-Ca растворы водно-грязевых котлов (группа X), распространенные в южной части озера и нейтральная вода холодных ручьев HCO_3-$Cl(SO_4)$ – Ca-Na, питающихся атмосферными осадками.

Для наглядности и выяснения эволюции основного солевого состава все гидрохимические группы вод в кальдере были вынесены на катионно-анионные диаграммы Пайпера (рис. 4).

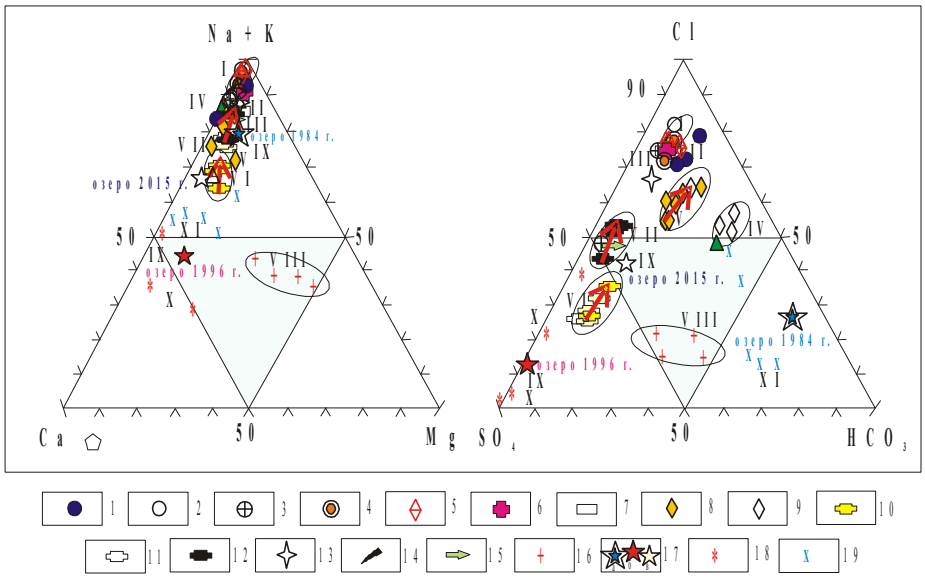


Рис. 4. Диаграмма эволюции солевого состава воды термальных источников кальдеры Академии Наук (1984-2015 гг.). 1-4 – ист. Академии Наук (гидрохимическая группа I); 5,6 – ист. Троеголовый (ист. Береговые-2) (II); 7 – ист. Сердитый (Береговые-1) (III); 8 – ист. Зеленые (IV); 9 – ист. Медвежьи (V); 10,11 – ист. Пляжные (VI); 12-15 – группа ист. Пийповские; 16 – ист. Карымские (VIII); 17 – вода оз. Карымское (а-1984 г., б-1996 г., в-2015 г.) (IX); 18 – водно-грязевые котлы (X); 19 – холодные ручьи (XI).

Можно сказать, что выделенная упомянутыми выше авторами типизация термальных вод, разгружающихся по берегам Карымского озера, в основном, сохранила свою выдержанность во времени. Однако в группах вод произошли немаловажные преобразования следующего характера: значительно понизилась температура в некоторых из них, общая минерализация и дебит, сократились площади их распространения.

В химическом составе источников Академии Наук (группа I) значимых изменений не произошло, за исключением лишь некоторых вариаций в составе ряда элементов (Na, Cl, SO_4, H_3BO_3). В режиме деятельности гейзера Новый, расположенного в западной группе ист. Академии Наук (группа I), наблюдались колебания во времени покоя между его извержениями и расходом воды. В близрасположенном к нему пульсирующем водно-грязевом котле Анна в последние годы (2012-2015 гг.) произошло изменение кислой среды (pH>3) на слабощелочную (pH=7.4-7.6), а также незначительное увеличение дебита (на 1-2 л/сек), что указывает на приток здесь глубинных Cl – Na вод.

В основном на изменения реагировали воды на периферии основной термоаномалии в южной части озера (группа II – IV). В них варьировали температуры, дебиты и незначительно элементы анионного состава. Особо выделялся здесь своим появлением в 1997 г. на берегу небольшого залива новый высокотемпературный (93.0°C) ист. Карбонатный, с общей минерализацией до 1 г/л и дебитом < 0.1 мг/л (группа III). От всех наблюдаемых здесь термопроявлений он отличался необычным составом Cl-HCO_3 – Ca-Na. По данным химического анализа в нем

было обнаружено повышенное содержание B и Si. В месте его выхода со временем сформировался панцирь кальцита.

В пляжной зоне Медвежьей группы источников (группа V), визуально наблюдаемая нами в 1997-2000 г. вытянутая полоса высачиваний термальных вод (протяженностью около 30-50 м) впоследствии стала частично замываться аккумулятивными наносами из озерной террасы I уровня. Температура этих источников сохранила свою выдержанность во времени (50-60 ºС).

Значимые изменения коснулись термопроявлений на п-ове Новогоднем. Если сразу после катастрофы в озере 1996 г. здесь бурно проявлялась термальная деятельность, то к 2015 г. она сократилась в 4-5 раз. С 2012 г. не наблюдается никаких признаков разгрузки источников Пляжных, некогда разгружавшихся в северном обрамлении кратера Токарева. Температуры воды здесь фактически сравнялась с температурой поверхностной воды в подводном кратере (16-18 ºС).

Обсуждение результатов

Причиной столь длительной гидрохимической эволюции озерной воды к исходному (до извержения 1996 г.) состоянию, на наш взгляд могло послужить: недостаточное перемешивание водных масс (всего два раза в год), отсутствие сильных ветров, способствующих интенсивному перемешиванию, поступление донных минерализованных растворов.

В гидрохимической эволюции Карымского озера, резко изменившего состав воды в связи с подводным извержением 1996 г. прослеживались две группы компонентов: 1) Ca и Mg и SO_4, 2) Na, K и Cl. Источники их поступления и поведение в озерной воде были различными.

Первая группа компонентов с добавлением какой-то части второй группы, появилась в воде озера в результате подводного извержения (1996 г) из растворенных магматических и гидротермальных газов (CO, HCl, HF, SO_2, H_2S, N_2, H_2, CH_4), а также в результате выщелачивания (особенно на первых порах) изверженного пирокластического материала. Затем, не имея постоянных или дополнительных источников поступления, их концентрации стали со временем (с 2000 г.) закономерно сокращаться путем естественного разбавления.

Вторая группа, помимо появления в озере вместе с первой группой в результате извержения, могла иметь какой-то дополнительный источник поступления за счет эманаций по трещинам и за счет подземного стока терм, сходных по составу с горячими водами источников Академии Наук. Этот источник мог появиться в результате произошедших накануне и в ходе извержения взаимосвязанных локальных процессов трещинообразования [Магуськин и др., 1997; Леонов, 1997], которые в какой-то мере нарушили проницаемость кровли гидротермальной системы под кальдерой Академии Наук. Эта группа вела себя иначе. Их содержание уменьшалось гораздо медленнее первой группы. Причем, содержания Na и K уменьшалось хотя и в замедленном темпе, но почти с одинаковой скоростью, чего нельзя сказать по отношению к Cl, где наблюдался буксующий эффект примерно до 2005 г.

В таком случае, очевидно, что первая группа компонентов (SO_4, Ca и Mg) была типична для кислых“ фумарольных” терм, а вторая – “термальная” - для типичных термальных вод Cl

- Na состава областей развития вулканогенных гидротермальных систем, таких как Узон-Гейзерная, Паужетская, Йеллоустонская и др.

Новообразованные и старые разгрузки Cl – Na состава, с невысокими значениями SO_4^{2-}, Ca и Mg являлись по [16] поставщиками в озеро порядка 0.14 $м^3$/сек горячей Cl - Na воды, что почти в 3 раза было больше, чем до извержения 1996 г. Новообразованные в истоках р. Карымской термальные SO_4-Cl – Na воды в начале отличались по своему химическому составу от издавна существующих в кальдере гидротерм, так как в первое время на их состав оказывали влияние кислые флюиды (H_2S, S^o), но затем в них стали увеличиваться концентрации хлоридов натрия.

Это предполагало присутствие в них растворов высокотемпературной геотермальной системы, функционирующей под дном кальдеры (или в недрах кальдерной постройки).

Заключение

Прекращение деятельности Пляжных источников, единичные выходы спонтанного газа в районе Пийповских источников и снижение их дебита, сокращение температурного поля и выравнивание в нем температурных значений, уменьшение минерализации воды в термальных источниках и в воде кратера Токарева, следует понимать как продолжение последовательного затухания новообразованной гидротермальной системы на полуострове Новогоднем. Причиной этому, возможно, является постепенное сжатие термовыводящей зоны субмеридионального направления, возникшей в 1996 г. по [Леонов, 1997; Магуськин и др., 1997].

Древняя гидротермальная система, расположенная в южной части озера, продолжает функционировать в прежнем режиме, хотя и с некоторыми вариациями в химическом составе водных растворов.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта CRDF Global – ДВО РАН (№ CRDF-14-006, RUG1-7086-PK-13).

Список литературы

1. *Вакин Е.А., Пилипенко Г.Ф.* Гидротермы Карымского озера после подводного извержения 1996 г. // Вулканология и сейсмология. 1998. № 4. С. 3-27.
2. Вулканический центр: строение, динамика, вещество (Карымская структура). М.: Наука, 1980. 300 с.
3. *Карпов Г.А.* Некоторые геохимические особенности подводного извержения в кальдере Академии Наук 2-3 января 1996 г. // Вестник Краунц. Серия науки о Земле. 2004. № 4. С. 81-89.
4. *Карпов Г.А., Лупикина Е.Г., Николаева А.Г., Бычков А.Ю., Лапицкий С.А., Николаева И.Ю.* Динамика изменения гидрогеохимических характеристик, теплового режима и биоценозов пресных и термальных вод бассейна озера Карымское после катастрофического подводного извержения 1996 г. в кальдере Академии Наук (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2008. № 4. С. 17-31.
5. *Карпов Г.А., Николаева А.Г., Лупикина Е.Г., Бортникова С.В., Ушаков С.В.* Особенности гидрохимического и геохимического состава вещества бассейна озера Карымское в

посткатастрофический период (1996-2005 гг.) / Сборник докладов по геофизическому мониторингу Камчатки. Материалы научно-технической конференции 17-18 января 2006 г., Петропавловск-Камчатский. 2006. С. 207-217.

6. *Леонов В.Л.* Поверхностные разрывы, связанные с землетрясением и извержениями произошедшими в Карымском вулканическом центре 1-2 января 1996 года // Вулканология и сейсмология 1997. № 5. С. 113-129.
7. *Магуськин М.А., Федотов С.А., Левин В.Е., Бахтиаров Б.Ф.* Деформации земной поверхности в связи с сейсмической и вулканической активностью в Карымском вулканическом центре в январе 1996 г. // Вулканология и сейсмология. 1997. № 5. С. 97-112.
8. *Муравьев Я.Д., Федотов С.А., Будников В.А. и др.* Вулканическая деятельность в Карымском центре в 1996 году: вершинное извержение Карымского вулкана и фреато-магматическое извержение в кальдере Академии Наук // Вулканология и сейсмология. 1997. № 5. С. 38-70.
9. *Николаева А.Г., Карпов Г.А., Лупикина Е.Г., Ушаков С.В*. Эволюция солевого состава воды термальных источников и Карымского озера после извержения 1996 г. // Сборник докладов материалов ежегодной конференции, посвященной дню вулканолога 30 марта – 1 апреля 2005 г., Петропавловск-Камчатский. 2005. С. 37-47.
10. *Николаева А.Г., Карпов Г.А., Кузьмин Д.Ю.* Оценка изменения гидрогеохимического состояния озера Карымского и термальных источников в кальдере Академии Наук за период 2006-2012 гг. // Сборник докладов материалов ежегодной конференции, посвященной дню вулканолога 28-29 марта 2013 г., Петропавловск-Камчатский. 2013. С. 336-343.
11. *Пилипенко Г.Ф.* Гидротермы Карымского вулканического центра на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 1989. № 6. С. 85-101.
12. *Троицкий В.Д.* Краткий геоморфологический очерк района Карымского вулкана // Тр. Камчатской вулканол. станции. 1947. Вып. 3. С. 49-88.
13. *Фазлуллин С.М., Ушаков С.В., Шувалов Р.А. и др.* Подводное извержение в кальдере Академии Наук (Камчатка) и его последствия: гидрологические, гидрохимические и гидробиологические исследования // Вулканология и сейсмология. 2000. № 4. С. 19-32.
14. *Федотов С.А.* Об извержениях в кальдере Академии Наук и Карымского вулкана на Камчатке в 1996 г., их изучение и механизм // Вулканология и сейсмология. 1997. № 5. С. 3-38.
15. *Karpov G.A., Muraviev Y.D., Shuvalov R.A. et al.* A subaquous eruption from the caldera of Akademii Nauk volcano on January 2-3 1996 // Newsletter of the IAVCEI Commition on Volcanic Lakes. 1996. № 9. P. 14-17.
16. *Yuri Taran, Salvatore Inguaggiato, Carlo Cardellini, Gennady Karpov.* Posteruption chemical evolution of a volcanic caldera lake: Karymsky lake, Kamchatka. Geophysical research letters, VOL. 40, 1-5, doi: 10.1002/grl.50961, 2013).

УДК 553.086/551.212

О ЗОЛОТЕ ТОЛБАЧИНСКОГО ДОЛА

В.М. Округин[1,2], Ш.С. Кудаева[1,2], С.В. Москалева[1], Т.М. Философова[1], Е.Ю. Плутахина[1,2], Д.А. Яблокова[1,2], О.А. Зобенько[1,2], М.В. Чубаров[1]

[1]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,683006; e-mail:okrugin74@gmail.com

[2]Камчатский Государственный университет имени Витуса Беринга, Петропавловск-Камчатский, 683000

Золото – достаточно распространенный химический элемент в продуктах вулканической деятельности Толбачинского дола Оно присутствует в конденсатах вулканических газов, талой воде снежных покровов возле лавовых котлов, продуктах реакций фумарольный газ – вулканическая порода (возгонах) и сублиматах [3,9,12]. В одном кубическом километре базальтового вещества содержится до 8 тонн золота (кларк Au в базальтах Толбачиках - 2,7 ppb). Авторами изучено самородное золото фумарольных площадок Второго конуса Северного прорыва и продуктов извержения ТТИ имени 50-летия ИВиС (ТТИ-50). Самородное золото ТТИ-50 найдено на поверхности лавовых потоков и среди фумарольных образований. Фумарольное золото ТТИ-50 имеет изометричную форму, обнаружено среди K-Na сульфатов. В нем зафиксировано наличие палладия (до 13% вес). Золото лавовых потоков присутствует как в виде отдельных частиц размером не более 20 мкм, так и мелких включений и срастаний в ассоциирующих с ним минералах (оксиды железа, кварц). Его пробность меняется от 550 до 950. Кроме того, среди минералов из образцов лав ТТИ-50 были также диагностированы такие минералы как циркон, корунд, шпинелиды, единичные зерна пирита, сфалерита и блеклых руд.

Введение

Толбачинский Дол - южная часть крупнейшей на Камчатке зоны моногенного вулканизма, которая пересекает Ключевскую группу вулканов. Активно Толбачинский Дол формировался в голоценовое время: 10 000 лет назад начались излияния андезибазальтов и глиноземистых субщелочных базальтов, а две тысячи лет назад появились высокомагнезиальные базальты умеренной щелочности [1,5]. Документально подтверждены три извержения на Толбачинском Долу: в 1941 г., Большое трещинное Толбачинское извержение (БТТИ) в 1975-1976 гг. и Трещинное Толбачинское извержение имени 50-летия ИВиС 2012-2013 гг. (ТТИ-50).

Извержение 1941 года началось 7 мая и продлилось около недели. Во время извержения излился лавовый поток магнезиальных базальтов протяженностью 5 км и объемом примерно 0,01 км^3 [11]. Общий объем продуктов извержения составил около 0,02 км^3 [4].

БТТИ началось 6 июля и проходило в два этапа: Северный и Южный прорывы. Северный прорыв (6 июля - 15 сентября) носил в основном эксплозивный характер. В ходе его деятельности на поверхность поступило порядка 0,9 км^3 тефры и 0,2 км^3 лавы [1]. В центральной части Дола образовалось три новых шлаковых конуса, обширное шлаково-пепловое поле и 15

лавовых потоков, которые слились в единое лавовое поле [2]. На Южном прорыве (17 сентября 1975 г. - 10 декабря 1976 г.) преобладала эффузивная активность, было извергнуто ~0.03 км^3 пирокластики и ~1.0 км^3 лавы [6]. На Северном прорыве извергались магнезиальные базальты, а в Южном прорыве - глинозёмистые базальты.

Извержение 2012-2013 гг. началось 28 ноября с раскрытия трещины и фонтанирования лавы в прорыве Меняйлова, который функционировал в течение трех дней. После центр извержения сместился и был сконцентрирован в прорыве Набоко вплоть до затухания вулканической активности [5]. В извержении ведущую роль среди продуктов занимали породы эффузивной фации. Лавы прорыва Меняйлова представлены глиноземистыми трахиандезибазальтами, прорыва Набоко - более основными разностями. Извержение прекратилось в августе 2013 г. с общим объемом извергнутой трахиандезибазальтовой лавы примерно 0,55 км^3 (50,45-55,35 вес.% SiO_2, 2,98-4,35 вес. % MgO) [14].

Методы исследований

Самородное золото было обнаружено в серии образцов взятых в 2013-2015 гг. Извлечение зерен самородного золота из образцов, взятых с лавового потока, проводилось двумя способами, в основе которых был гравитационный способ. Стоит отметить, что при опробовании, упаковке и транспортировке образцов в ИВиС ДВО РАН предпринимались все меры, чтобы избежать возможного заражения. Первый способ извлечения золота - встряхивание игольчатых стекловатых агрегатов над белым листом бумаги. Таким способом были выявлены первые золотины в коллекциях февраля-мая 2013 г. Второй способ заключается в гравитационном обогащении пробы. Проба состоит из игольчатых стекловатых агрегатов общим весом около 1,5 кг, которые были отобраны с поверхности застывших лавовых рек. Полученная «тяжелая» фракция (весом ~25 г) обработана плавиковой кислотой (HF), практически, до полного растворения силикатной матрицы.

Во время полевых работ в 2015 г. в одном из лавовых котлов были взяты образцы возгонов. Они формировали своеобразные сталактиты, сталагмиты и налеты, мощностью первые сантиметры, на поверхности застывшей лавы (рис. 1). Также с фронта лавового потока были отобраны образцы, представленные несколькими обломками аа-лавы. На неровной поверхности этих обломков были образования темно-серого до черного цветов. При изучении в лаборатории вулканогенного рудообразования эти агрегаты были диагностированы как тенорит (CuO).

В полевых условиях для экспресс определения химического состава пород использовался портативный XRF спектрометр Olympus Delta X. Отдельные моно- и полиминеральные агрегаты в лаборатории (оставшиеся после растворения осадок, образования тенорита) просматривались с помощью стереомикроскопа Stemi 2000C (Carl Zeiss). Представлявшие интерес частицы, минеральные зерна отбирались и наклеивались на углеродную ленту для дальнейшего исследования. При изучении «мономинеральных» зерен самородного золота, его срастаний и других минеральных образований, их микроморфологии, микроструктуры и химиче-



Рис. 1. Сталагмиты в одном из котлов лавового потока ТТИ им. 50-летия ИВиС ДВО РАН.

ского состава были применены методы классической минералогии, минераграфии и локального физико-химического анализа включающие такое современное оборудование как прецизионный стереомикроскоп Discovery V12 SteREO; последняя версия новейшего сканирующего электронного микроскопа Tescan Vega 3 с энергетическим спектрометром Oxford Instruments X-Max. Исследования выполнялись в лаборатории вулканогенного рудообразования, Аналитическом центре ИВиС ДВО РАН.

Объект исследований

Присутствие золота в продуктах БТТИ было впервые установлено сотрудниками лаборатории постмагматических процессов И.А Меняйловым и Л.П. Вергасовой, руководимой незабвенной С.И. Набоко. Впервые оно было обнаружено на II конусе Северного прорыва БТТИ в 1979 г. и детально охарактеризовано Вергасовой Л.П. [3].]. Она показала, что форма кристаллов типичная для фумарольных образований золота – тонкопластинчатые (треугольные, гексагональные), игольчатые, волосовидные. По составу золото – высокопробное (97% Au) до, практически, химически чистого [3].

Большое значение при транспортировке золота имеют вулканические газы. Газы БТТИ были детально изучены и в них обнаружен широкий спектр рудных элементов, а также рассчитаны примерные объемы их выноса. Так за все время извержения в составе эксгаляций вынесено Au – 2,5 т, Ag – 0,6 т [1]. Присутствие этих элементов было установлено и в конденсате вулканического газа ТТИ-50 (Au – $6{,}1*10^{-7}$%, Ag – $12*10^{-7}$%,) [7].

Справедливости ради следует заметить, что первые микрочастицы самородного золота были обнаружены в бомбах последних выбросов Южного прорыва. В. Андреев – один из самых энергичных полевых исследователей действующих вулканов Ключевской группы вулканов передал В.М. Округину несколько бомб датированных 8-9 декабря 1976 года. В них при изучении тяжелой фракции в 1978 году были обнаружено несколько зерен самородного золота. По своему химическому составу оно соответствовало электруму (70-72% вес). Такой состав был и у самородного золота Мутновского золото-серебро-полиметаллического месторождения, изучением которого в то время проводилось. Трудно было поверить, в то, что это самородное золото Южного прорыва БТТИ, а не Мутновского рудного месторождения!

И, когда в июне 2013 года в «игольчатых агрегатах базальтовых стекол», собранных с поверхности лавовых потоков НТТИ- 50 нами вместе с сотрудниками ИГЕМа (П. Карташевым, Т. Горностевой и А. Моховым) были обнаружены частицы самородного золота, первая мысль была - «грязь», неаккуратная работа, техногенное заражение! Потребовалось время, чтобы проверить, выехать на полевые работы (сентябрь 2013, сентябрь 2014 и август 2015 годов), отобрать, исключая малейшую возможность загрязнения при отборе, транспортировке и последующей обработке проб. Сейчас уже можно не сомневаться - самородное золото принадлежит «свежей поверхности лавовых потоков и продуктам реакций фумарольных газов с базальтами. Эти находки закономерно вытекали обнаружения золота в составе талой воды снежных покровов вокруг лавовых котлов, конденсатов магматических газов из них [8].

Результаты

В 2015 г. сотрудники лаборатории вулканогенного рудообразования проводили полевые работы в районе Толбачинского Дола. На II конусе Северного прорыва БТТИ с помощью XRF анализатора Olympus в одном из обнажений стенок конуса определено содержание Au – 54 ppm (г/т). При изучении образцов возгонов были обнаружены кристаллы золота. Кристаллы – пластинчатые, шестоватые, призматические (рис. 2) располагались среди скоплений тенорита.

Тенорит был обнаружен и в продуктах извержения ТТИ-50 [10]. Кристаллы самородного золота также обнаружены в агрегатах тенорита, которые были отобраны с фронтальных участков различных лавовых потоков ТТИ-50 в августе – сентябре 2015 года.

Оригинальные агрегаты тенорита были собраны А.В Сокоренко летом этого же года, который любезно предоставил их для исследований. Тенорит представлен образованиями сложной формы – сростки игольчатых и листовидных кристаллов (рис. 3) темно-серого цвета с металлическим блеском. При исследовании этих агрегатов на SEM в ассоциации с теноритом и халькантитом ($CuSO_4$) найдены кристаллы фумарольного золота. Пластинчатые тригональные кристаллы размером до 25-30 мкм (толщиной до 10 мкм) найдены на плоских гранях тенорита. Нередко кристаллы находятся не только на поверхности агрегатов, но и включены в сам кристалл, выходя на поверхность только одной из граней, что говорит о парагенетическом росте минералов. Неправильной, вытянутой, треугольной формы золотинки размером

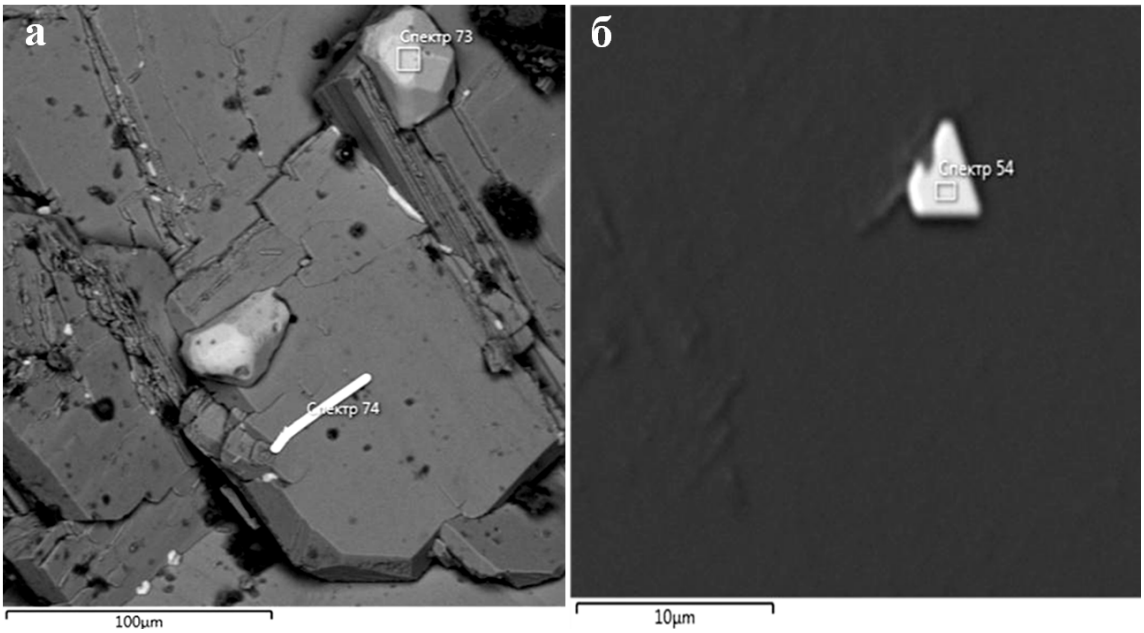


Рис. 2. Формы кристаллов золота из возгонов II конуса Северного прорыва БТТИ: а – шестоватый кристалл; б – треугольный. Фото BSE, SEM.

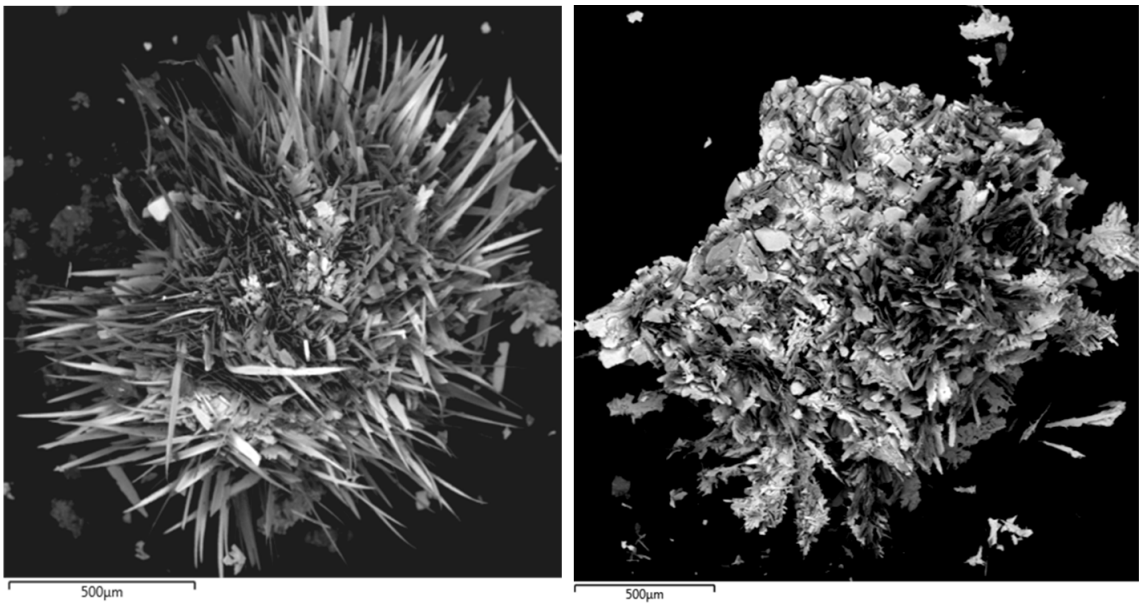


Рис. 3. Формы сростков кристаллов тенорита с фронта лавового потока ТТИ-50. Фото BSE, SEM.

до 10-13 мкм найдены на листовидных агрегатах тенорита (рис. 4). Зерна золота неправильной формы размером до 5-7 мкм диагностированы в нескольких случаях на поверхности листовидных агрегатов тенорита с иризацией.

В образцах возгонов ТТИ золото обнаружено в виде «затравок» размером около 1 мкм в массе K-Na сульфатов с потолка ниши лавового котла (рис. 5). Микрозерна золота имеют изометричную форму и при изучении на SEM в них диагностируется палладий до 13 вес.%.

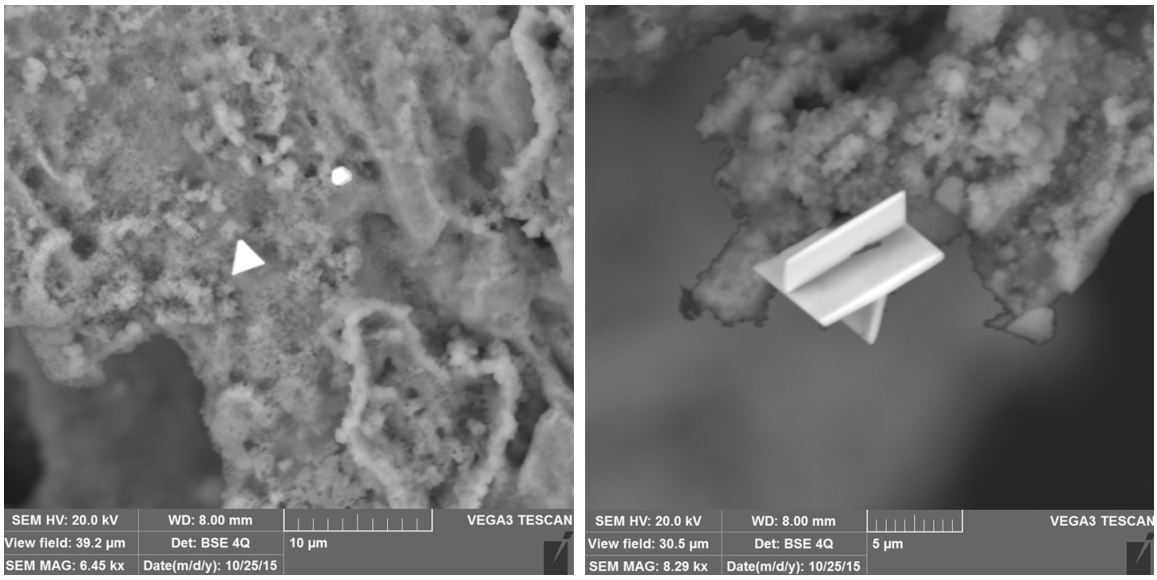


Рис. 4. Формы выделений самородного золота (светлое), обнаруженного на агрегатах тенорита (темное). Фото BSE. SEM.

Первые данные по изучению самородного золота ТТИ-50, полученные в 2013-2014 гг. были представлены авторами ранее [9]. Форма зерен золота, извлеченных из образцов лав гравитационным способом, простая (изометричная, слегка вытянутая). Цвет «густо-желтый», тусклый с зеленоватым оттенком. По составу - высокопробное (820-950) самородное золото. Размеры частиц 10-25 микрон, микроструктура - пористая.

Частицы самородного золота также были найдены в, оставшемся после растворения в HF, «полиминеральном осадке» пробы. Методами микрозондового анализа в этом «осадке» были диагностированы: самородное золото, циркон, корунд, кварц, оксиды железа, шпинелиды, единичные зерна пирита и сфалерита. Самородное золото - мелкое с размерами не более 10-15 мкм. Как правило, это отдельные свободные частицы (минеральные зерна). Встречены микровключения золота (первые микроны) в оксидах железа и кварце. По составу соответствует электруму, пробность меняется от 550 до 750.

Заключение

Вулканы Толбачинского Дола отличаются от других вулканов разнообразием форм нахождения золота. Присутствие золота (в продуктах ТТИ-50) было установлено в образцах лав, возгонов, конденсатах вулканических газов, талой воде снега, отобранного с поверхности лавовых потоков в непосредственной близости от лавового котла в феврале-марте 2013 г. [7,13]. В самородном золоте диагностированы микровключения интерметаллидов типа Cu-Sn-Sb-Pb. Сведения о наличии подобных фаз в рудах и минералах постмагматических стадий Камчатки в литературе отсутствуют. В то же время, медь, олово, сурьма и свинец установлены в талых водах и конденсатах вулканических газов ТТИ [7,9]. Агрегаты самородного золота присутствуют на поверхности лавовых потоков, вблизи лавовых котлов, лавововых рек участках своеобразной разгрузки высокотемпературных «магматических» газов. В про-

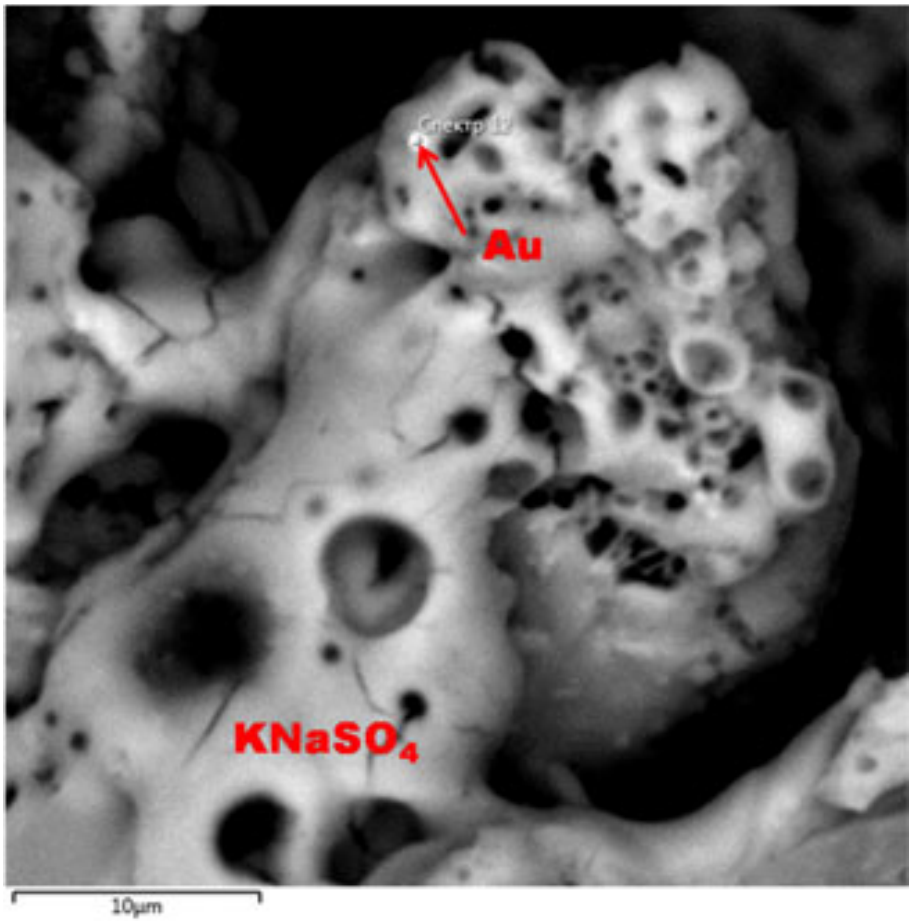


Рис. 5. Мелкое включение самородного золота (белое) в K-Na сульфате (серое) с лавового котла ТТИ-50. Фото BSE, SEM.

цессе взаимодействия таких газов с уникальными по своим текстурно-структурным особенностям изверженными породами происходило образование разнообразных минеральных сообществ - возгонов (эксгаляций).

Зеленский М.Е. с соавторами считают, что большое разнообразие форм и высокая концентрация золота в продуктах извержения Толбачика связана с тем что, постепенно поднимающаяся к поверхности магма ассимилировала вмещающие породы, которые содержат золоторудные эпитермальные жилы [15].

Не менее правомерна и другая точка зрения. В многовековой истории вулканической деятельности Толбачинского дола таких эпизодов как БТТИ 1975-1976 гг. с локальным концентрированием самородного золота на фумарольных площадках было значимое количество. Какая-то часть них перекрывалась («консервировалась») лавами и пирокластикой более поздних извержений. Другая часть разрушалась, растворялась и где-то не так далеко концентрировалась, чтобы впоследствии попасть в зону воздействия «Новых Толбачиков». Не следует забывать, что существует группа золоторудных месторождений, приуроченных в жерловым фациям, неккам и внутрикратерным структурам. Почему бы им не образовываться на

различных этапах эволюции вулканизма Толбачинского Дола?! На субвулканическом уровне, например. И не обязательно при этом накопление «запасов» до масштабов золоторудного месторождения!?! И почему именно эпитермального типа??? И наконец, аномальный тепломассоперенос, называемый «поднимающийся к поверхности магматический расплав», мог бы изменить существующую структуру геохимического поля с перераспределением тех 8 тонн золота, приходящегося на 1 км^3 базальтов, ставших к тому моменту палеолавами?

В случае «попадания» минеральных ассоциаций эпитермальных золоторудных жил в зону подъема к поверхности магмы, которая в виде лавовых и пирокластических фаций предстанет очередным ТТИ, возникает вопрос устойчивости их – этих ассоциаций в аномальной физико-химической среде.

Из всего этого можно сделать вывод, что золото довольно распространенный элемент (и минерал) в продуктах как БТТИ, так и ТТИ-50. Самородное золото можно рассматривать в качестве типоморфного минерала твердых продуктов современной вулканической деятельности (фумарольных ассоциаций в частности) не только Толбачинского Дола, но и, по-видимому, всей Курило-Камчатской островной дуги.

Авторы выражают благодарность В.В. Ящуку, А.В. Биченко, Я.Д. Муравьеву, А.В. Сокоренко, А.М. Округиной, Е.В. Карташевой, В.В. Куликову, А.А. Платонову за помощь в проведении исследований.

Список литературы

1. Большое трещинное Толбачинское извержение (1975–1976 гг. Камчатка) // Под ред. Федотова С.А., Флерова Г. Б., Чиркова А.М. - М.: Наука, 1984. 637 с.
2. *Быкасов В. Е.* Толбачинский Дол: особенности и динамика восстановления растительного покрова // Материалы Всероссийской конференции, посвященной 75-летию Камчатской вулканологической станции. Петропавловск-Камчатский: Издательство ИВиС ДВО РАН, 2010. С. 16.
3. *Вергасова Л.П., Старова Г.Л., Серафимова Е.К. и др.* Самородное золото вулканических эксгаляций шлаковых конусов Большого трещинного Толбачинского извержения // Вулканология и сейсмология. 2000. № 5. С. 19–27.
4. *Влодавец В.И.* Вулканы Советского Союза. Гос. изд-во геогр. литературы, 1949. 163 с.
5. *Волынец А. О., Мельников Д. В., Якушев А. И. и др.* Трещинное Толбачинское извержение 2012–2013 гг.: первые данные о вариациях состава пород, вкрапленников и кристаллолапиллей плагиоклаза // Материалы региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 29 - 30 марта 2013 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014. С. 32-37.
6. *Гирина О. А.* Инженерно-геологические особенности шлаков Толбачинского дола и их преобразование в ходе поствулканических процессов // Инженерная геология. 1986. №. 1. С. 32-38.

7. *Малик Н.А., Зеленский М.Е., Округин В.М. и др.* Эмиссия элементов эруптивными газами ТТИ им. 50-летия ИВиС ДВО РАН // Материалы региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 29 - 30 марта 2013 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014. С. 92-105.
8. *Округин В.М.* Вулканическая фантазия - месяц третий // Горный вестник Камчатки. 2013. В. 1 (23). С. 79-92.
9. *В.М. Округин, Ш.С. Кудаева, С.В. Москалева, и др.* Самородное золото в продуктах ТТИ им. 50-летия ИВиС ДВО РАН // Материалы региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 2015
10. *Округин В.М., Козлов В.В., Малик Н.А. и др.* Возможности сканирующей электронной и зондовой микроскопии при изучении форм нахождения меди в продуктах извержения Толбачинской зоны ареального вулканизма (Камчатка) // Тезисы докладов XIX Российского симпозиума по растровой электронной микроскопии и аналитическим методам исследования твердых тел. г. Черноголовка. 2015. С. 446-447
11. *Пийп Б.И.* Ключевская сопка и ее извержения в 1944-45 гг. и в прошлом // Труды лабор. вулканол. Вып. 11. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 312 с.
12. *Юдовская М.А., Дистлер В.В., Чаплыгин И.В. и др.* Формы нахождения золота в продуктах кристаллизации современных высокотемпературных газовых флюидов вулкана Кудрявый, Курильские острова // Доклады Академии наук. 2003. Т. 391. №. 4. С. 535-539.
13. *Chaplygin I., Yudovskaya M., Vergasova L., Mokhov A.* Native gold from volcanic gases at Tolbachik 1975–76 and 2012–13 Fissure Eruptions, Kamchatka // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2015. Т. 307. С. 200-209.
14. *Volynets A.O., Edwards B.R., Mel'nikov D.V., et al.*. Monitoring of the volcanic rock compositions during the 2012–2013 fissure eruption at Tolbachik volcano, Kamchatka // J of Volcanology and Geothermal Research. 2015. Т. 307. С.120–132.
15. *Zelenski M., Kamenetsky V. S., Hedenquist J*. Gold recycling and enrichment beneath volcanoes: A case study of Tolbachik, Kamchatka // Earth and Planetary Science Letters. 2016. Т. 437. P. 35-46.

УДК 551.23

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗГОНАХ И СУБЛИМАТАХ АВАЧИНСКОГО ВУЛКАНА (2014-2015 ГГ.)

Округин В.М. [1,2], Малик Н.А.[1], Плутахина Е.Ю.[1,2], Назарова М.А.[1], Козлов В.В.[3], С.В. Москалева[1], М.В. Чубаров[1]

[1]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: okrugin74@gmail.com, malik@kscnet.ru
[2]Камчатский государственный университет им. Витуса Беринга, Петропавловск-Камчатский, 683032
[3]Oxford Instruments OM - Moscow Office, Москва, 105005; e-mail: v.kozlov@oxinst.ru

В сообщении приведены результаты исследований минералов возгонов и сублиматов Авачинского вулкана, выполненных авторами в течение 2015 года с применением новейших методов физико-химического анализа и в первую очередь электронно-зондовых. Охарактеризованы микроморфология, химический состав таких уникальных минеральных фаз как йодиды таллия, лафоссаит, рениит и некоторые другие.

Введение

Авачинский вулкан – вулкан типа Сомма-Везувий, высотой 2751 м, сложенный базальтами, андезибазальтами, андезитами, дацитами. Это один из наиболее близких к г. Петропавловску-Камчатскому (~25 км) и удобных для изучения вулканической активности «полигонов». Со времени последнего извержения вулкана прошло 25 лет (13-30 января 1991 г.), но он остается в состоянии активной фумарольной деятельности, масштабы которой нарастают с увеличением спектра минеральных фаз, что может свидетельствовать о приближающемся параксизме.

За прошедшие годы изучению минерального состава продуктов фумарольной деятельности Камчатских вулканов уделялось пристальное внимание многими геологами и вулканологами (Набоко С.И., Серафимова Е.К., Вергасова Л.П., Зеленский М.В. и др.) [1,2,7,8].

Начиная с 2012 года на Авачинском вулкане стали проводиться систематические вулканологические, минералого-геохимические исследования, включая эксперименты с кварцевыми трубками, позволившие не только уточнить спектр известных раннее минеральных видов, но и диагностировать новые фазы.

В привершинной части Молодого конуса вулкана располагаются низкотемпературные фумарольные площадки, известные под названием «Серный гребень» и высокотемпературные – Восточная фумарольная площадка и Западная фумарола. Серный гребень находится в зоне контакта лавовой пробки (эффузивно-эксплозивное извержение 1991 г.) с кромкой кратера. Западная фумарола и Восточная фумарольная площадка (наиболее крупное по размерам скопление выходов газа, обрамленных инкрустациями) приурочены к одной из секущих лавовую пробку трещин, образовавшихся во время фреатического события 2001 г. [3].

Во время проведения режимных работ в сентябре 2015 г. были выполнены визуальные исследования фумарольных площадок с измерением температур вулканических газов. Температуры Западной фумаролы, полученные с помощью пирометра TemPro-1200 с расстояния нескольких метров составили ~ 700ºС, что на 150ºС выше, температур августа 2014 и апреля 2015 гг. Измерения проводились в сходных условиях (парообразование, расстояние, угол). Температуры фумарольных газов Восточного поля в течение 2013-2015 гг. существенно не менялись и достигают 665ºС.

Среди возгонов на фумарольных площадках вулкана наиболее распространена самородная сера, в ассоциации с которой находятся около 30 минералов. Кроме возгонов (естественных природных образований) диагностировано более 20 минеральных фаз в сублиматах, отложившихся во время экспериментов на стенках кварцевых трубок [5,7,8].

Методы исследований

Кроме классических минералогических методов визуального изучения (стереомикроскопы Leica EZ40, Discovery V.12 Carl Zeiss) наиболее представительные и оригинальные образцы продуктов реакции газ-порода и отдельные монофракции возгонов и сублиматов были изучены с помощью методов рентгенофазового (XRD-7000 MAXima Shimadzu) и рентгенофлуоресцентного анализа (S4 Pioneer фирмы “Bruker”) в АЦ ИВиС ДВО РАН.

Так как возгоны и сублиматы чаще всего представлены тонкодисперсными образованиями нескольких парагенетичных фаз, либо встречаются в виде единичных выделений (очень мелкие зерна), то неоценимый вклад в детальные исследования внесло их изучение методами сканирующей электронной микроскопии.

Из измененных пород с возгонами, мономинеральных агрегатов, сублиматов были изготовлены плоско полированные и рельефные препараты. Исследования выполнялись в лаборатории вулканогенного рудообразования ИВиС ДВО РАН (SEM Vega 3 Tescan с энергетическим спектрометром Oxford X-max с площадью кристалла 50 mm^2, программное обеспечение Aztec Oxford Instruments), демонстрационном комплексе Всероссийского теплотехнического института (Lyra 3 FE SEM) и химическом факультете МГУ им. М.В. Ломоносова (настольные РЭМ JCM-6000 NeoScope II).

Результаты исследований

Минеральный состав возгонов Авачинского вулкана (27 наименований, [5]), из которых наиболее распространенные - самородная сера, опал, кристобалит, гематит, пирит, галотрихит - пикеренгит, англезит, алуноген, алунит, сильвин, галит и др., увеличен до 30 за счет обнаружения касситерита (SnO_2), лафоссаита (Tl(Cl,Br)) и рениита (ReS_2).

Касситерит слагает микровключения порах матрицы реальгара (рис. 1а). Формы выделения минерала – отдельные зерна (размером до 5 мкм) и сложные срастания с агрегатами медьсодержащих фаз.

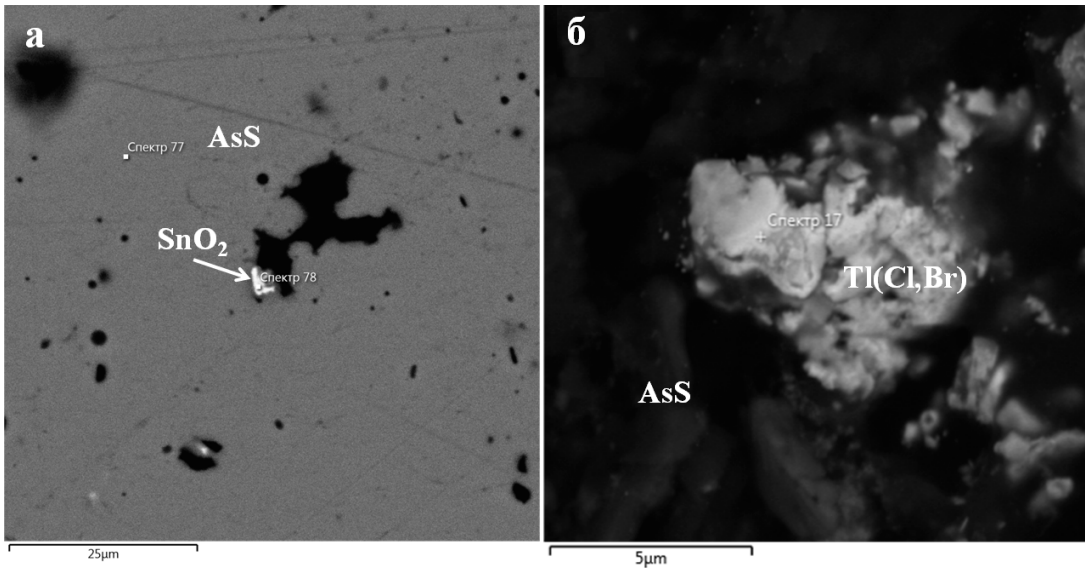


Рис.1. Фотография в отраженных электронах микрозерен касситерита SnO_2 (а, SEM Vega3 Tescan) и лафоссаита Tl(Cl,Br) (б, Lyra 3 FE SEM) в плоскополированных образцах возгонов реальгара AsS.

Лафоссаит в виде изометричных кристаллов и агрегатов неправильной формы диагностирован в ассоциации с реальгаром, аурипигментом, рентгеноаморфной мышьяковистой серой и йодсодержащими фазами (рис. 1б).

Впервые в отдельных зернах англезита диагностирован такой элемент-примесь как висмут (до первых процентов), что может быть связано с локальными включениями сульфосолей в процессе отложения англезита (рис. 2 а, б).

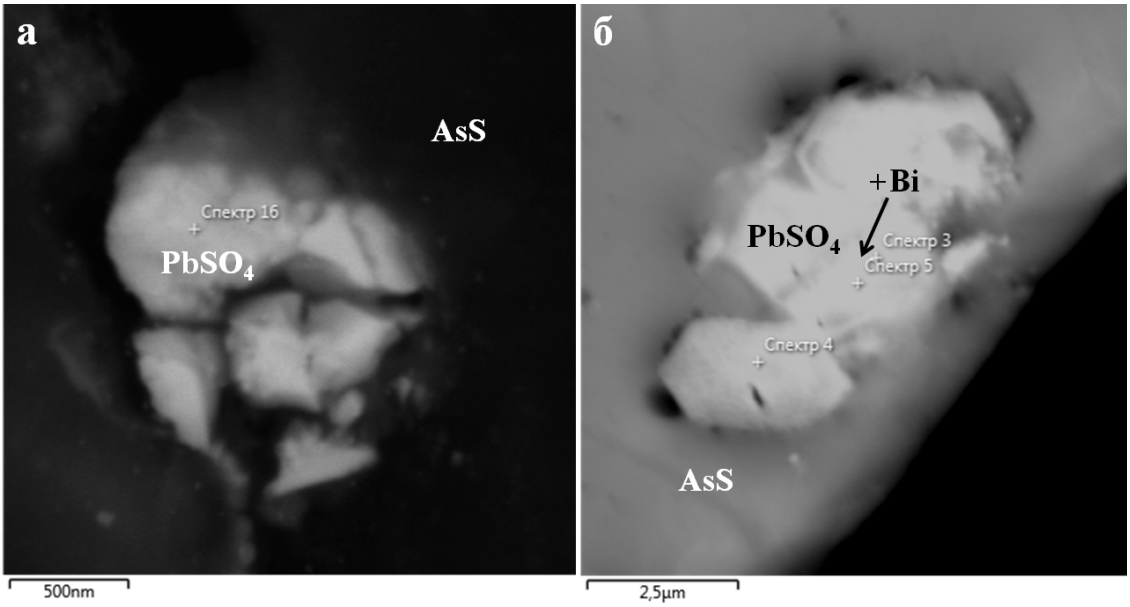


Рис. 2. Фотографии в отраженных электронах (Lyra 3 FE SEM) микроморфологии англезита (плоскополированные образцы, а – зерна в поре, б – зерна в срезе).

Реният – одна из новых находок для возгонов вулканов Камчатки [4,5]. Морфология агрегатов – либо изометричные микрокристаллы в порах реальгара, либо «фестоны» в плотных реальгаровых массах (рис. 3а, 3б).

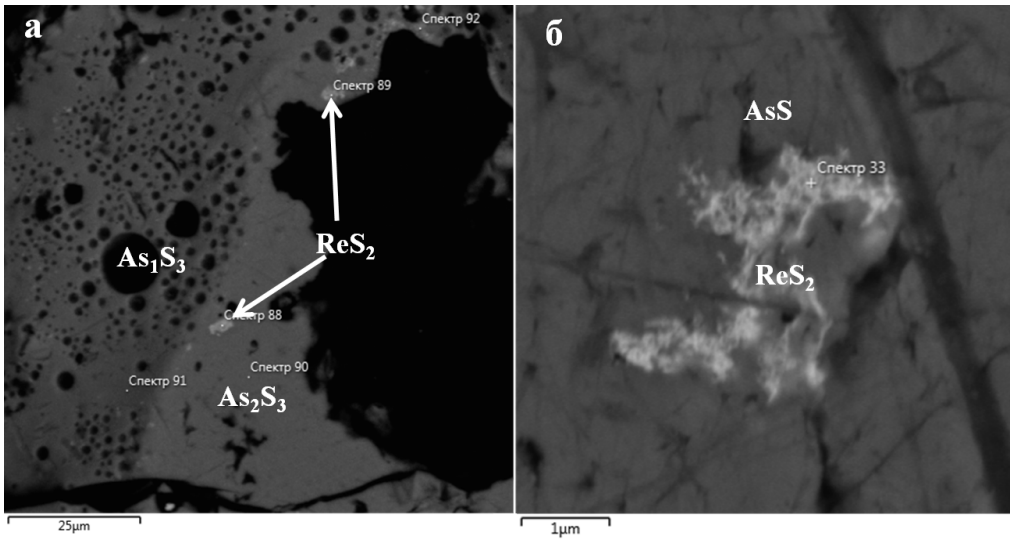


Рис. 3. Фотографии в отраженных электронах форм выделения рениита ReS_2 в плоскополированных препаратах в реальгаровой матрице (а – SEM Vega 3 Tescan, б - Lyra 3 FE SEM).

В сублиматах кварцевых трубок установлено более 20 различных минеральных фаз. Сублимация в трубках продолжалась от 3 до 12 месяцев. Такой разброс сроков экспериментов был выбран для изучения изменений их минерального состава при возможных вариациях химизма вулканических газов. В интервале температур ~600-200°С выделены зоны распространения хлоридов, оксидов, сульфидов, мышьяковистой самородной серы.

Среди хлоридов, преимущественно около устья трубки в высокотемпературной (~400-600ºС) зоне, наиболее распространены сильвин KCl и галит NaCl, образующие в срастаниях пушистые скелетные агрегаты. Менее распространены котунит $PbCl_2$ и чаллоколлоит $KPbCl_2$, приуроченные к средне- и низкотемпературным (~200-400ºС) участкам трубки.

Оксиды представлены, в основном, гематитом Fe_2O_3 и опалом, кристобалитом, количество которых резко падет при уменьшении температур по длине трубки. Единичные зерна касситерита SnO_2 диагностированы в начале трубки вблизи от е зоны наибольшего распространения хлоридов.

Большую часть среднетемпературной зоны трубок занимают сульфаты – тенардит Na_2SO_4, афтиталит $K_3Na(SO_4)_2$, арканит K_2SO_4, на которых узкими ограниченными полосами располагаются уплощенные кристаллы гринокита CdS и сфалерита ZnS. Кристаллы галенита PbS находятся как на поверхности так и внутри сульфатных матриц..

Рентгеноаморфная мышьяковистая сера ($AsS – As_2S_3 – As_2S_5$) распространена в наиболее низкотемпературной области трубок. Если температура газа, выходящего из трубки, превышала 300ºС, то мышьяковистая сера на стенках трубки практически исчезала. Её максималь-

ная мощность 0,6 см. В четырех из шести трубок мышьяковистая сера составляет более 80% от общего количества сублиматов. Поверхность натечных образований «пористая» из-за затвердевания массы во влажных условиях, покрыта единичными кристаллами и обособлениями хлоридов и йодидов, концентрирующихся вокруг микропор матрицы.

К одной из новых находок относится обнаружение йодида свинца (PbI_2), образующего вытянутые кристаллы до 20 мкм в длину (рис. 4а).

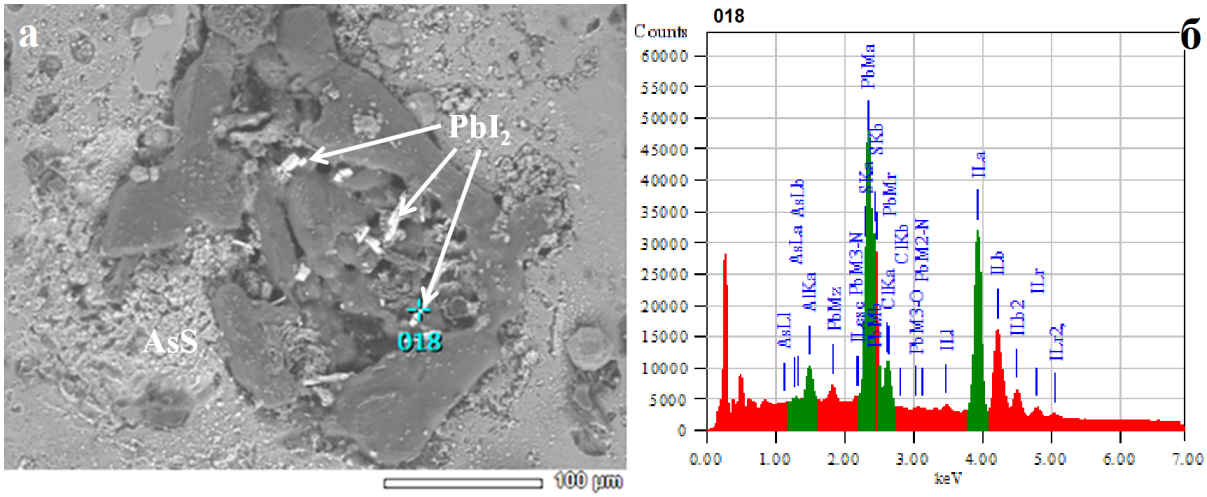


Рис.4. Фотография в отраженных электронах (NeoScope II) многочисленных вытянутых кристаллов йодида свинца на матрице мышьяковистой серы (а) и рентгеновского спектра соответствующего аналитической точке 018 (б).

На протяжении последних двух лет изучение «свежих» образцов самородной серы Авачинского вулкана показывает нестабильность «химической нагрузки» этого минерала, но тенденции к уменьшению количества изоморфных примесей не наблюдается [6].

Следует обратить особое внимание на высокие содержания йода в большинстве изученных образцов самородной серы Восточной фумарольной площадки при его, практически, полном отсутствии в образцах Западной фумаролы и Серного гребня. Этот факт может говорить как о разных путях миграции вулканических газов, так и о поступлении йода только с определенными порциями газа. Однако пока он не находит подтверждения при минералогическом картировании. Подобная картина наблюдается в поведении селена и теллура. Эти элементы присутствуют в составе конденсатов вулканических газов и, теоретически, должны образовывать изоморфные примеси в самородной сере (до нескольких весовых процентов). Тем не менее, высокие содержания этих элементов зафиксированы только в самородной сере Восточной фумарольной площадки.

Выводы

За 25 лет прошедших с момента последнего эффузивно-пирокластического извержения Авачинского вулкана среди возгонов обнаружено до 30 минеральных видов, при этом более десяти сделаны авторами в период 2012 – 2015 гг.

Благодаря проведению детальных комплексных минералого-химических исследований, выполненных в 2014-2015 гг. установлены такие уникальные минеральные фазы как йодиды таллия, лафоссаит, рениит и некоторые другие. Сублиматы (минеральные фазы экспериментальных исследований) находятся в стадии изучения и обещают обнаружение еще боле широкого, по сравнению с возгонами, спектра минеральных видов.

Авторы благодарны сотрудникам лаборатории вулканогенного рудообразования и Аналитического центра за помощь в пробоподготовке и проведении аналитических исследований.

Список литературы

1. Вулканические серные месторождения и некоторые проблемы гидротермального рудообразования, под ред. Власова Г.М. М., 1971.
2. *Зеленский М.Е., Казьмин Л.А., Округин В.М.* Моделирование геохимических процессов на вулкане Мутновский (Южная Камчатка) // Вулканология и Сейсмология. 2004. № 5. С. 37-50.
3. *Малик Н.А.* Опыт изучения фумарол вулкана Авачинский в 2012-2014 гг. // Сборник тезисов XVIII научной конференции, посвященной Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы» 30 марта - 1 апреля 2015 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2015. С. 90-91.
4. *Округин В.М.* Вулканическая фантазия - месяц третий // Горный вестник Камчатки. 2013. №1 (23). С. 79-92.
5. *Округин В.М., Малик Н.А., Москалева С.В. и др.* Новые данные о минералах в продуктах фумарольной деятельности Авачинского вулкана (2013-2014 гг.) // Материалы региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 30-31 марта 2015 г. – Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2015.
6. *Плутахина Е.Ю., Малик Н.А., Назарова М.А.* Самородная сера фумарольных полей вулканов Восточной Камчатки // Материалы XIII Региональной молодежной научной конференции «Исследования в области наук о Земле». 10 декабря 2015 г. Петропавловск-Камчатский: Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. 2015.
7. *Серафимова Е.К.* Минералогия возгонов вулканов Камчатки. М.: Наука, 1979. 167 с.
8. *Серафимова Е.К., Овсянников А.А., Муравьев Я.Д.* Вулканические эксгаляции вулкана Авачинский в постэруптивном процессе после извержения 1991 г. // Вулканология и сейсмология. 2002. №4. С. 22-30.

УДК 553.3/.4:553.2

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КУНГУРЦЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Округин В.М.[1,2], Яблокова Д.А.[1,2], Зобенько О.А.[1,2], Калинин К.Б.[2,3], Козлов В.В.[4], Кудаева Ш.С.[1,2], Москалева С.В.[1], Скильская Е.Д., Чубаров М.В.[1]

[1]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: okrugin@kscnet.ru
[2]Камчатский государственный университет имени Витуса Беринга, Петропавловск-Камчатский, 683032
[3]ООО «Интерминералс», Петропавловск-Камчатский, 683002
[4]OxfordInstrumentsOM - MoscowOffice, 105005, Москва

Авторами проведены детальные комплексные исследования руд Кунгурцевского месторождения. Изучены текстурно-структурные особенности, минеральный и химический составы руд и вмещающих пород. Особое внимание уделено типоморфным особенностям главных рудных минералов. Показано, что месторождение характеризуется удивительным разнообразием минерального состава руд, испытавших динамотермальное воздействие в зоне питающих систем верхнемиоценовых платобазальтов.

Введение

Кунгурцевское месторождение площадью 15 км^2 занимает южную часть Балхачского золоторудного узла, который объединяет не менее четырех разновозрастных эпитермальных золото-серебряных месторождений (собственно Кунгурцевское, Золотое, Бараньевское, Угловое), ряд рудопроявлений и 6 пунктов рудной минерализации. Эпитермальные золото-серебряные месторождения Балхачского золоторудного узла неравномерно распределены на площади вулканотектонической структуры (ВТС) Балхач. Она располагается в пределах Центрально-Камчатского наложенного олигоцен-плейстоценового вулканоплутонического пояса [1, 2]. В геолого-экономическом отношении золото-рудный узел входит в число наиболее перспективных объектов Центрально-Камчатского горнорудного района (рис. 1).

Балхачская ВТС имеет округлые очертания и трассируется внешними кольцевыми разломами. Рудные месторождения локализуются по периферии разновозрастных, в разной степени эродированных, вулканических построек. Вмещающими породами выступают миоценовые вулканиты андезитового, андезибазальтового состава, их туфы, относимые к кимитинскому комплексу. Интрузивные образования ВТС представлены субвулканическими андезитами, андезибазальтами и диоритами [1, 2].

Кунгурцевское месторождение представлено рудными телами жильных зон Главная, Центральная, Олана, 14, 17 (рис. 2). Все они с поверхности вскрыты траншеями, а на глубину скважинами. Жилы характеризуются комбинированными текстурами – сочетание полосчатой, крустификационно-полосчатой, колломорфно-полосчатой, прожилково-сетчатой, кокардовой, при обязательном присутствии брекчиевой. Они сложены плотным мелкозернистым

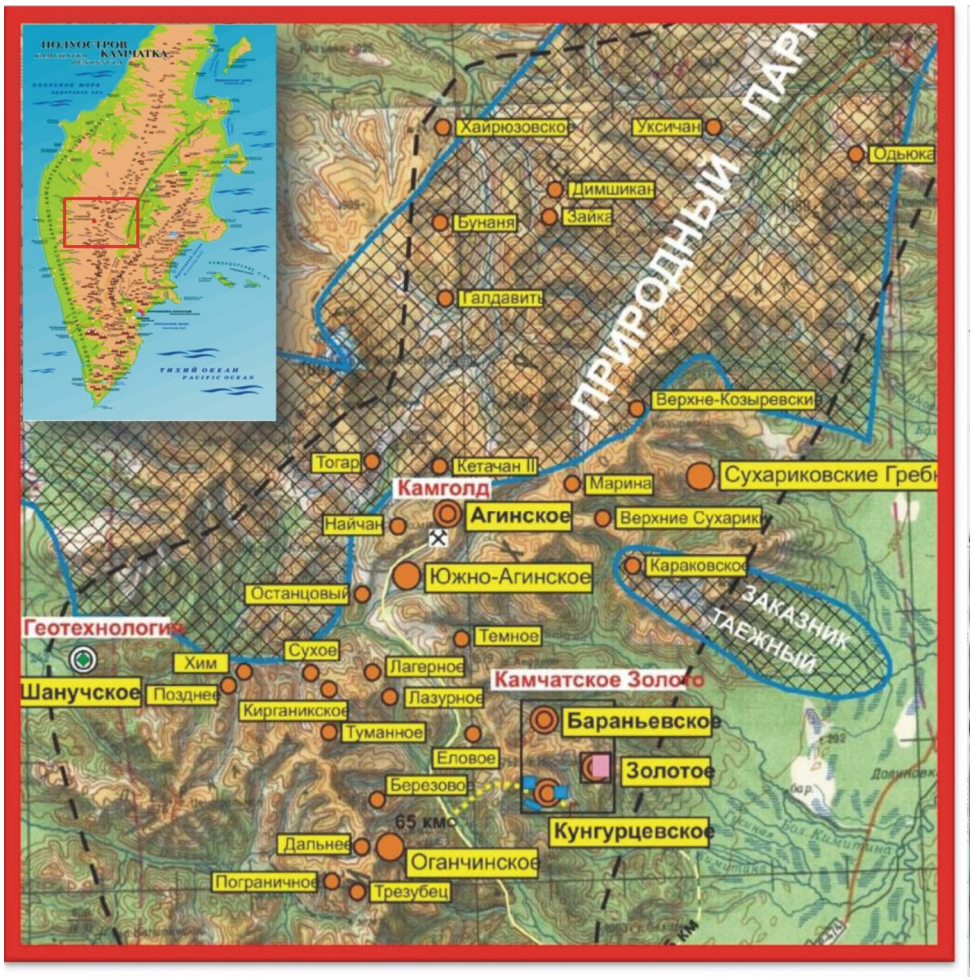


Рис. 1. Схематическая карта Центрально-Камчатского горнорудного района, показы-ваю-щая локализацию исследованных объектов

кварцем, адуляром (до 5%), видимая минерализация представлена пиритом (до 3%), редким халькопиритом и самородным золотом.

Зона Главная, прослеженная с поверхности канавами и траншеями на 2050 м и скважина-ми на глубину до 220 м (скв. 335), представлена преимущественно одной стволовой кварце-вой жилой, реже двумя ее ветвями, либо зоной прожилкования субширотного простирания, субвертикального и крутого южного падения, которые вмещаются телами вторичных кварци-тов, монокварцитов, адуляр-кварц-гидрослюдистых метасоматитов и аргиллизитов.

Методы исследований

Исследования выполнялись по оригинальной методике, разработанной в лаборатории вулканогенного рудообразования Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (ЛВР ИВиС ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский). Данная методика представляет собой сочета-ние широко известных методов классической минералогии и минераграфии с новейшими уникальными возможностями локального физико-химического анализа. При этом особое внимание уделяется специализированной пробоподготовке образцов для комплексных мине-

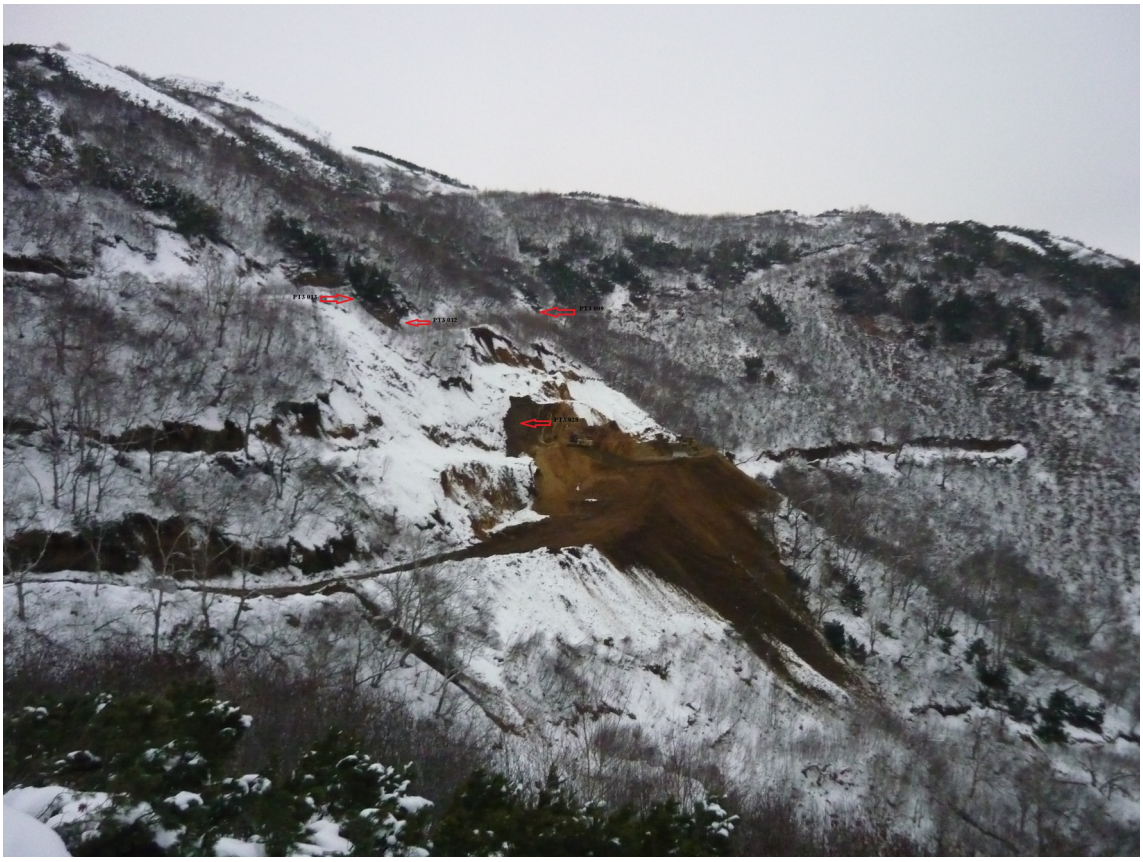


Рис. 2. Панорама рудного тела 3, жильная зона Главная, 2014 г.

ралого-геохимических исследований. В первую очередь, необходимо изготовление безрельефных аншлифов на основе эпоксидного компаунда, которые должны отличаться максимальной степенью информативности и высоким качеством полировки. Для этого из первичного каменного материала изготавливаются полированные штуфы (пришлифовки). Они позволяют охарактеризовать текстурно-структурные особенности и выбирать объекты (отдельные зерна, срастания, микролинзы и т.д.), необходимые для дальнейших исследований. Эти участки "выбуриваются" с помощью алмазных микрокоронок, монтируются в пластиковые формы (шашки) с помощью эпоксидных смол и на алмазных пастах "доводятся" до необходимых кондиций. Изучение первичного каменного материала, текстурно-структурных особенностей (полированные штуфы), микроморфологии, отбор монофракций и контроль за их качеством проводится с помощью стереомикроскопов Stemi 2000 C 2, Discovery.V12 (Carl Zeiss). Минераграфическое описание и фотодокументация выполнены на универсальных прецизионных микроскопах Axioskop 40, Axioplan 2 imaging, Nikoneclipse LV 100 pol. Микроморфология, химический состав изучались методами локального физико-химического анализа, а именно электронно-зондовые– аналитическая сканирующая электронная микроскопия (Vega 3 Tescan с энергодисперсионным спектрометром Oxford Instruments X-max 50, Tescan Lyra 3).

Результаты исследований и их обсуждение

Основное внимание было уделено жильной зонеГлавная, а именно рудному телу 3, которое содержит 29% запасов золота от общих по месторождению. Рудное тело 3 выделено в центральной части зоны и представлено стволовой кварцевой жилой, сопровождающей ее зоной прожилкования в диоритах, измененных до адуляр-кварц-гидрослюдистых метасоматитов. Мощность его колеблется от 4,7 до 17,6 м, с раздувами до 19,8 м; среднее содержание золота - от 1,4 до 144,2 г/т, серебра - от 0,4 до 160,8 г/т.

На Кунгурцевском месторождении установлены золото-убогосульфидно-адуляр-кварцевый и золото-сульфидно-кварцевый комплексы. В зависимости от местоположения в вертикальной зональности состав меняется с глубиной от золото-убогосульфидно-адуляр-кварцевого до золото-сульфидно-кварцевого комплекса.

Рудное тело 3 характеризуется удивительным разнообразием форм и взаимоотношений минеральных агрегатов, образованных сочетанием полосчатых, крустификационно-полосчатых с брекчиевой и прожилково-сетчатой текстурами (рис. 3). Такое многообразие текстур свидетельствует о сложности и длительности процессов рудообразования.

Руды обладают сложным многокомпонентным минеральным составом. Наиболее распространенные рудные минералы – пирит, самородное золото. К второстепенным минералам относятся сфалерит, галенит, халькопирит, ютенбогардтит, петцит, кавазулит, блеклые руды,

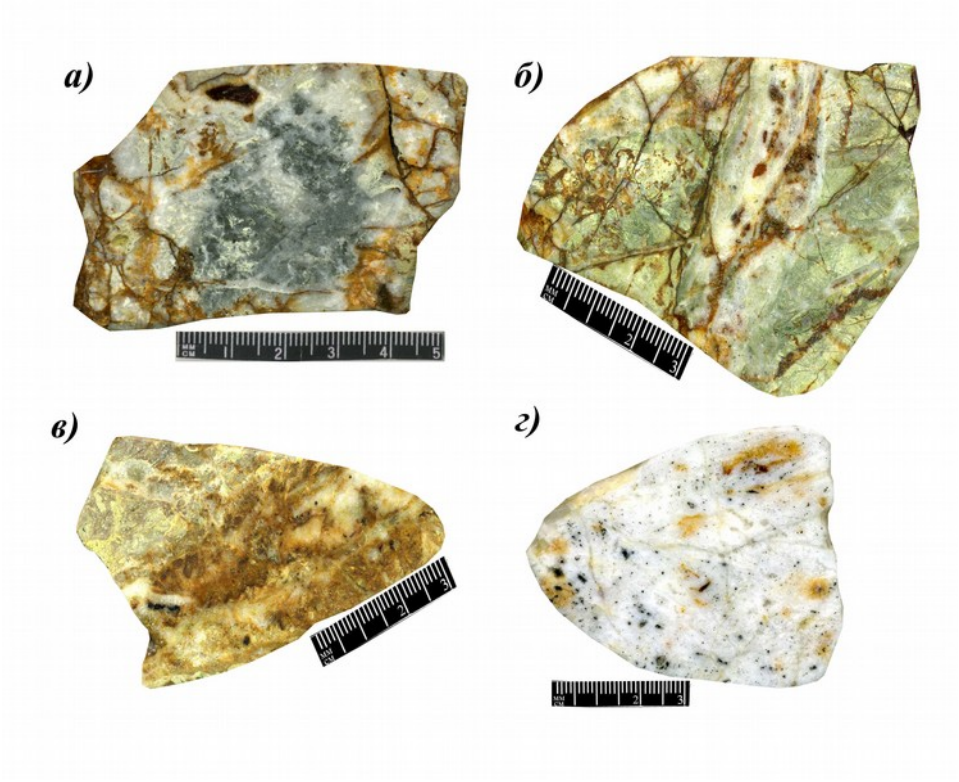


Рис. 3. Комбинированные текстуры руд, представленные сочетанием: а, б - брекчиевой с элементами полосчатой и прожилково-сетчатой; в - брекчиевой с прожилково-сетчатой, полосчатой и кокардовой; г - массивной с вкрапленной и прожилковой.

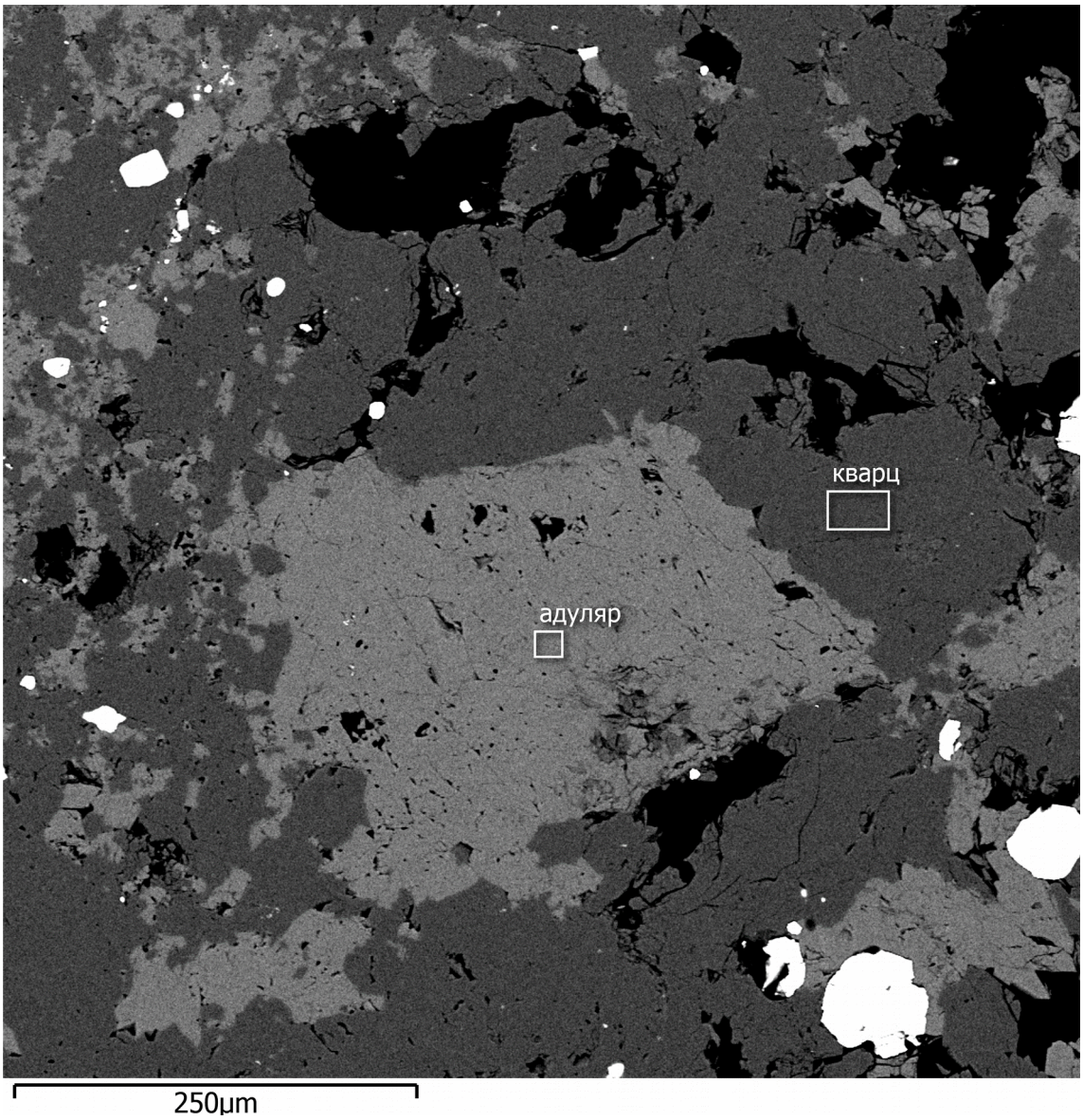


Рис. 4. Особенности строения кварц-адуляровой жильной массы, светло-серое – адуляр, темно-серое – кварц; белое – сульфаты и фосфаты (?). Фото в обратно рассеянных электронах, Vega 3 Tescan.

также встречаются сульфиды и теллуриды Pb и Bi. Среди вторичных минералов диагностированы - халькозин, гетит, ковеллин, гидроокислы железа.

Нерудные минералы представлены кварцем, адуляром и карбонатами разного состава, баритом, хлоритом, серицитом (рис. 4).

Пирит представляет собой как единичные кристаллы (кубы, пентагоны), так и срастания агрегатов неправильной формы. Нередко зерна пирита катаклазированны.

По химическому составу зерна пирита чаще всего стехиометричны. Встречаются выделения пирита с химической неоднородностью по мышьяку – зональная и меди – облаковидная, при концентрациях 3,11 и 0,9 вес. %, соответственно (рис. 5, 6).

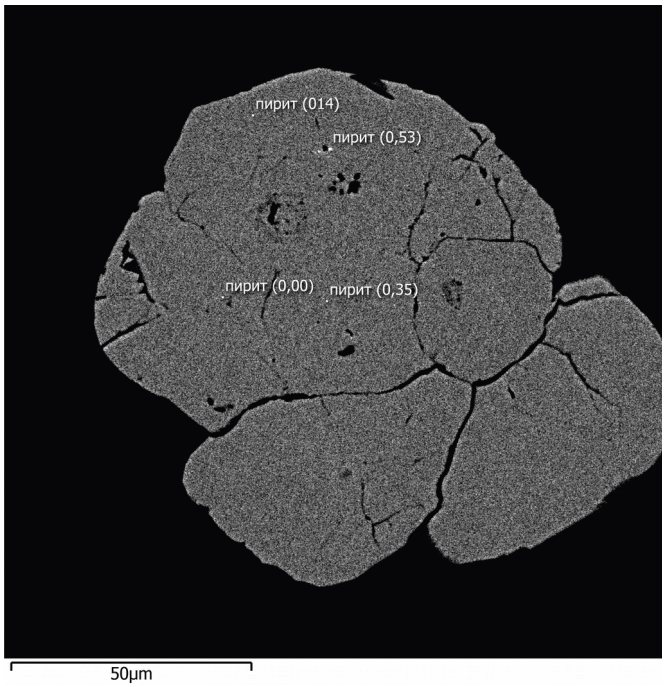
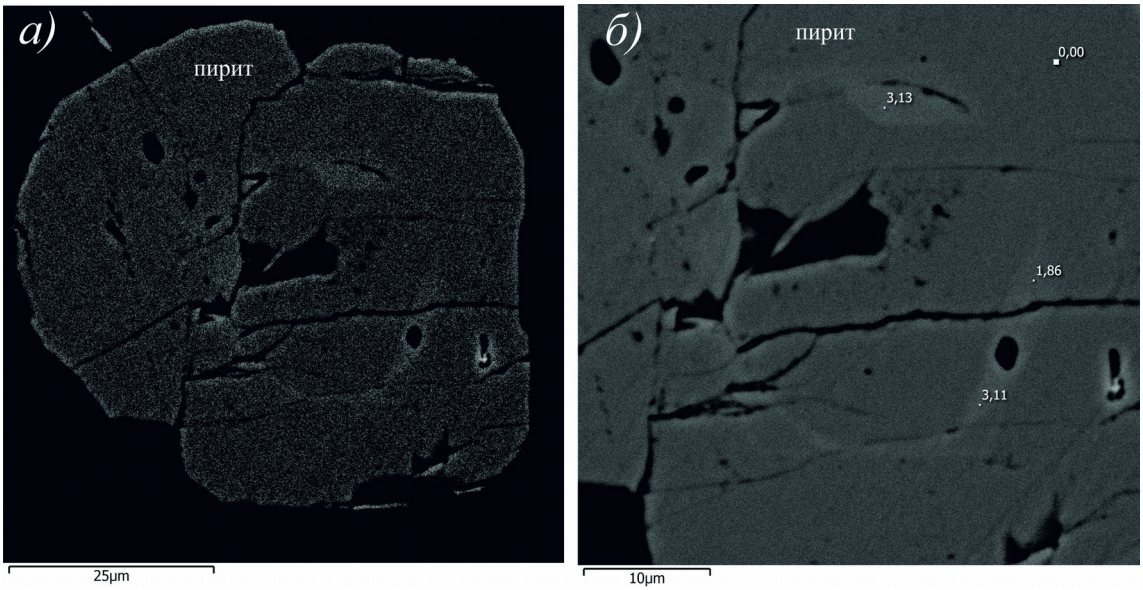


Рис. 5. Катаклазированный агрегат медьсодержащего пирита. Цифрами указаны концентрации меди в вес. %. Фото в обратно рассеянных электронах (Vega 3 Tescan).

Рис. 6. Мышьяксодержащий пирит (белое – участки, обогащенные мышьяком): а – общий



вид, б – фрагмент, цифрами указаны концентрации мышьяка в вес. %. Фото в обратно рассеянных электронах, Vega 3 Tescan.

В пирите выявлены многочисленные включения галенита, встречаются зерна обогащенные селеном до 2,23 вес. % (рис. 7). В нем диагностированы мелкие фазы – петцит (?, рис. 8), гессит, кавацулит (?, рис. 8), сфалерит (с примесью Cu– 2,01, Cd– 0,75 вес. %), халькопирит, X-фазы (таблица 1). Самородное золото обычно приурочено к агрегатным выделениям адуляра, халькопирит-сфалеритовым срастаниям или к основанию роста гребенчатого кварца.

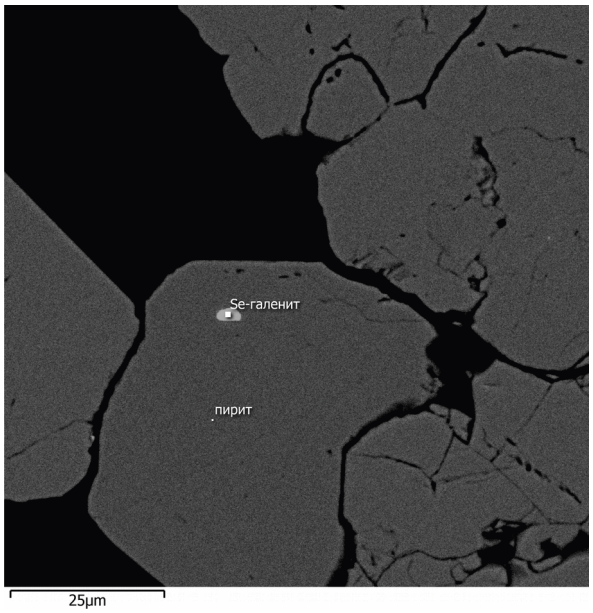


Рис. 7. Микровключение Se-содержащего галенита в пирите. Фото в обратно рассеянных электронах, Vega 3 Tescan.

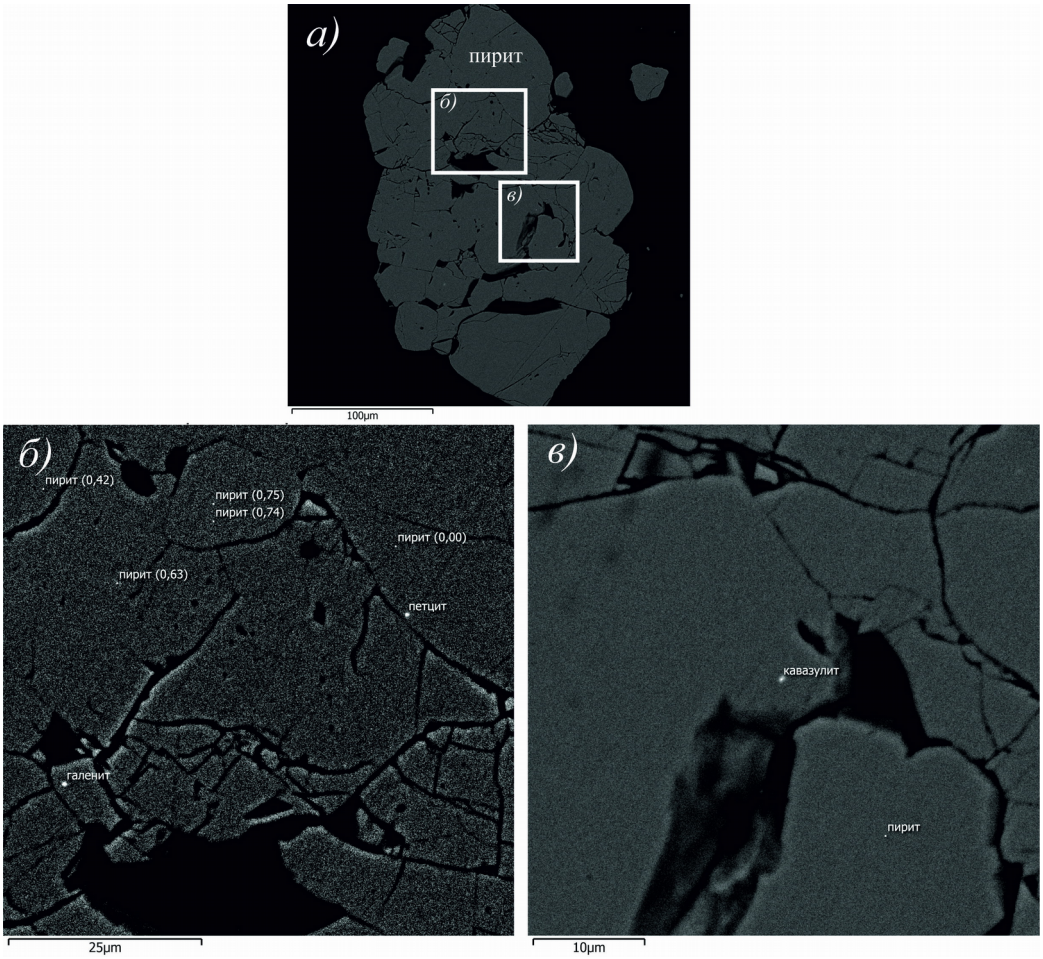


Рис. 8. Медьсодержащий пирит с микровключениями петцита (Ag3AuTe2), галенита (PbS), кавазулита (Bi14Te13Se8): а – общий вид, б –микровключения петцита (Ag3AuTe2) и галенита (PbS), в - микрвоключение кавазулита (Bi14Te13Se8). Цифрами указаны концентрации меди в вес. %. Фото в обратно рассеянных электронах, Vega 3 Tescan.

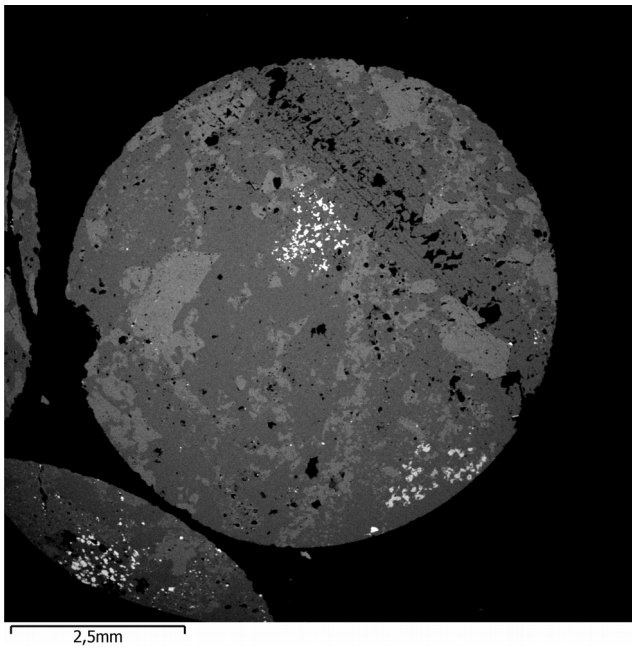


Рис. 9. Гнездообразные скопления самородного золота в кварц-адуляровой основной массе (керн № 3, Р.т. 3, обр. 023). Фото в обратно рассеянных электронах, Vega 3 Tescan.

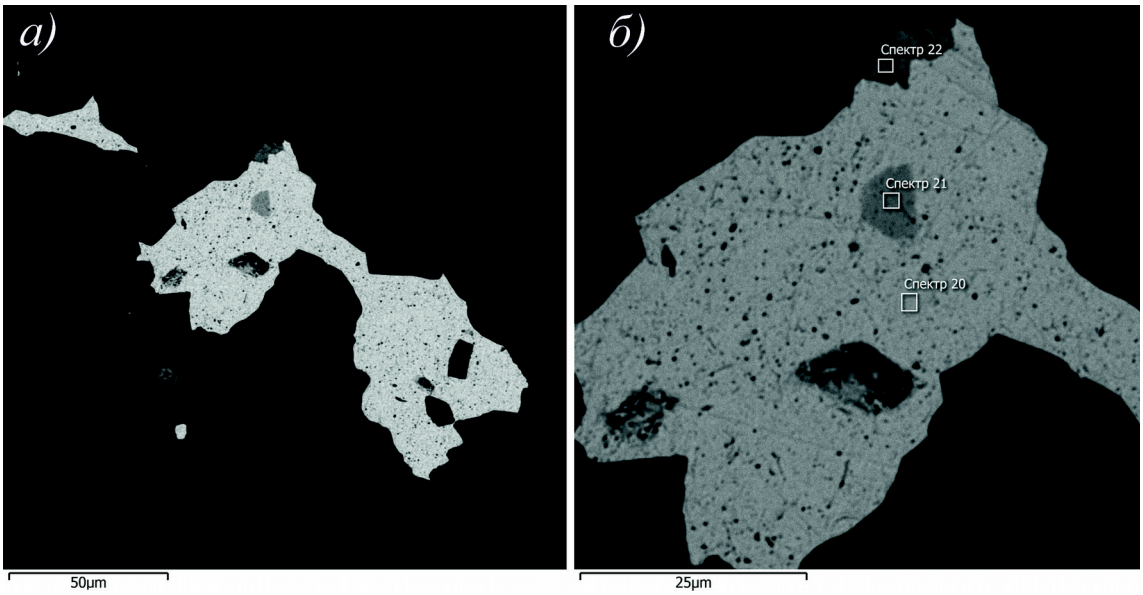


Рис. 10. Микроморфология самородного золота (белое, спектры 20-21) с включениями ютенбогардтита (темно-серое, вверху, спектр 22): а – общий вид, б – фрагмент. Фото в обратно рассеянных электронах, Vega 3 Tescan.

Выделения золота с адуляром иногда совместно с гребенчатым кварцем участвуют в строении кокардовых текстур руд.

Самородное золото присутствует в рудах в виде гнездообразных скоплений размером до 1-2 мм в диаметре (рис. 9). Морфология отдельных зерен разнообразная – от изометричных, вытянутых до интерстициальных (с отпечатками кристаллов кварца, рис. 10, 11, 12). Размер агрегатов самородного золота – 50-200 мкм. Поверхность агрегатов микропористая. По со-

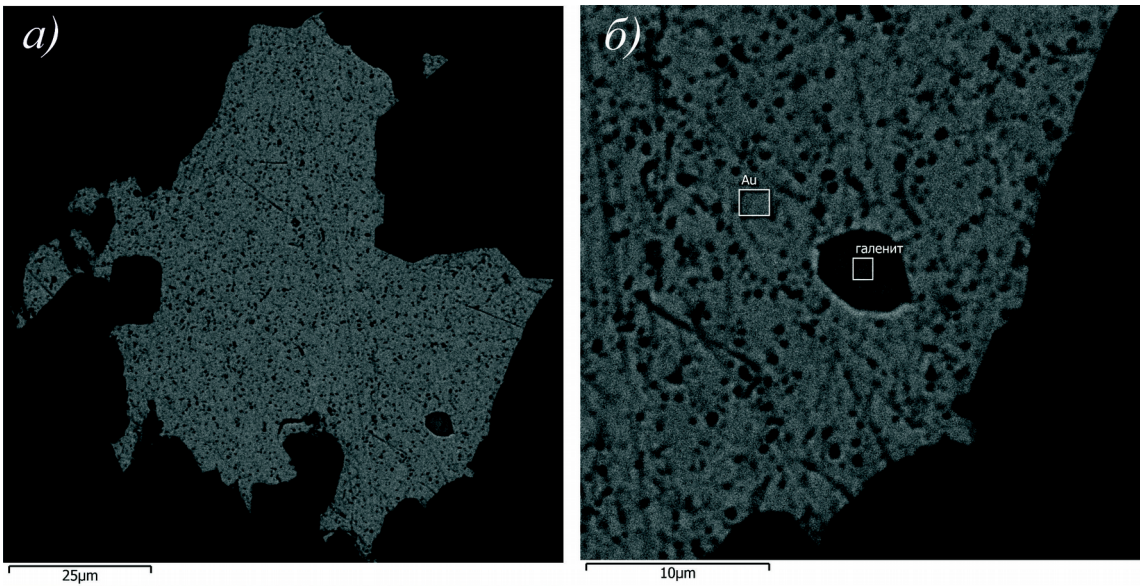


Рис. 11. Включения галенита (спектр 56) в самородном золоте (спектр 57). Фото в обратно рассеянных электронах, Vega 3 Tescan.

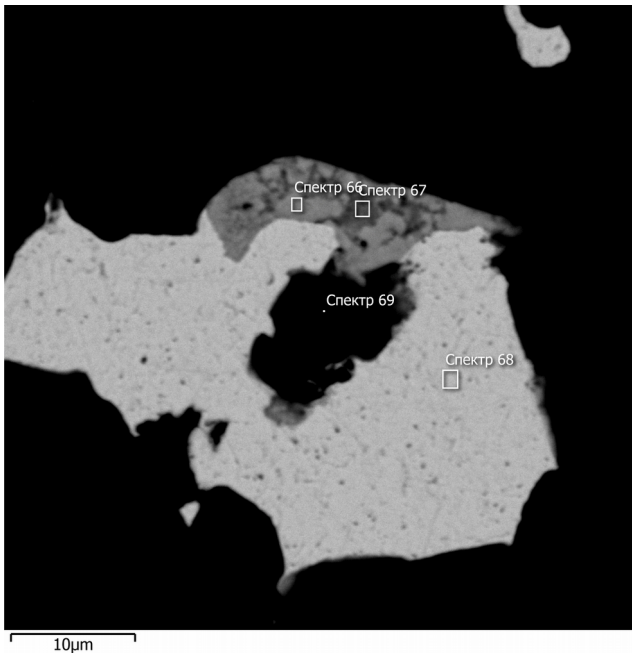


Рис. 12. Самородное золото (спектр 68) в ассоциации с акантитом (спектр 67), ютенбогардтитом (спектр 66) и кварцем (спектр 69). Фото в обратно рассеянных электронах, Vega 3 Tescan.

ставу оно отвечает высокопробному, в котором концентрации собственнно золота меняются в пределах 79,9% - 85,5% вес. (таблица 2).

Из рудых минералов в срастании с ним присутствуют ютенбогардтит и акантит (таблица 2). Ютенбогардтит и галенит нередко образуют микросключения в самородном золоте с размерами до 5-10 мкм.

Выводы

Применение новейшей методики комплексных минералого-геохимических исследований для изучения руд жильной зоны Главная позволило впервые: - выявить такие минералы как самородное золото, сфалерит, халькопирит, ютенбогардтит, петцит, кавазулит, блеклые руды, сульфиды и теллуриды Pb и Bi, халькозин, гетит, ковеллин, гидроокислы железа и адуляр; - охарактеризовать агрегатное состояние, размеры, микроморфологию, химический состав рудных и жильных минералов; - показать разнообразие минеральных форм нахождения золота.

Полученные данные имеют важное значение для корректировки технологических схем и разработки месторождения.

Авторы искренне благодарны: - руководству компании ООО «Интерминералс» во главе с В.В. Радько, Е.Л. Петровым, В.В. Гальштольдом, коллективу рудника «Золотое» за неоценимую помощь в проведении полевых работ, получении представительного каменного материала - карт, схем и других геологических данных; - сотрудникам лаборатории вулканогенного рудообразования - В.В.Куликову, Лунькову В.Ф., А.В. Платонову, обеспечивших высококвалифицированную пробоподготовку, Аналитического Центра ИВиС ДВО РАН - Е.В. Карташевой, Н.И. Чебровой, выполнивших изучение химического состава руд и вмещающих пород методами РФА.

Список литературы

1. *Андреева Е.Д., Кудаева Ш.С.* Типоморфизм самородного золота Балхачского рудного узла (Камчатка) // Материалы XIрегиональной молодежной научной конференции «Исследования в области наук о Земле». г. Петропавловск-Камчатский: Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, 2013, С. 5-18.
2. *Большаков Н.М., Фролов А.И., Минеев С.Д., Газизов Р.Б., Безрукова Л.А., Округин В.М.* Геологическое строение золоторудного месторождения Бараньевское (Центральная Камчатка) // Отечественная геология, 2010. Том 4. С. 15-22
3. *Дир У.А., Хаун Р.А., Зусман Дж.* Пирит. Породообразующие минералы. М.: Мир. 1966. Том 5. С. 148-165.
4. *Рамдор П.* Рудные и минералы и их срастания. М.: Издательство иностранной литературы. 1962. 1132 с.

УДК 550.341.5

ИССЛЕДОВАНИЯ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА ВОДЫ В МУТНОВСКОМ ГЕОТЕРМАЛЬНОМ РАЙОНЕ (ВУЛКАН, МЕСТОРОЖДЕНИЕ, НИЖНЕ-ЖИРОВСКОЙ ИСТОЧНИК, РОДНИКОВЫЙ), ВЛИЯНИЕ ФАЗОВОГО ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ

А.Ю. Поляков, А.В. Кирюхин, П.О. Воронин, О.О. Усачева

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

Многолетние наблюдения за изотопным составом холодных и термоминеральных вод в Мутновском геотермальном районе, с учетом изотопного фракционирования, подтверждают вывод, что наиболее вероятной областью водного питания Мутновского месторождения (скважин), Нижне-Жировских и Вилючинских источников является вода ледников Мутновского вулкана.

Введение

Для определения источника водного питания источников и скважин Мутновкого геотермального района, а так же в целях выдачи рекомендаций для наиболее оптимального использования продуктивных скважин Мутновской и Верхне-Мутновской ГеоЭС, с 90-х годов 20 века, нами регулярно проводится отбор проб воды для измерения изотопного состава. С февраля 2014 г. изотопный анализ вод (δD, δO^{18}) производится в лаборатории тепломассопереноса ИВиС ДВО РАН, на анализатор изотопного состава воды компании Los Gatos Research США, (http://www.lgrinc.com/analyzers/overview.php?prodid=16&type=isotope) - IWA-35EP.

Результаты измерений полученные из холодных источников и водотоков, не требуют дальнейшей обработки, в случае же отбора проб из пароводяных скважин и кипящих источников, необходим пересчет на изотопное фракционирование, для чего необходимо учитывать: 1. температуру и давление при котором происходит разделение жидкости на водную и паровую составляющие (давление сепарации); 2. Исходную энтальпию воды.

Такие пересчеты уже выполнялись, но по упрощенным формулам [2,8,9,12]. В настоящее работе используются более точные зависимости.

Методика пересчета на изотопное фракционировние

Для расчета изотопного состава исходной воды в условиях геотермального резервуара, мы воспользовались формулами Арнасона [1].

Для: O^{18}:

$$\delta_{0(O18)} = \delta_{L(O18)}\left(1-\left(1-\frac{1}{\alpha_{(O18)}}\right)\right)\eta-\left(1-\frac{1}{\alpha_{(O18)}}\right)\eta\cdot 1000 \qquad (1)$$

Для D:

$$\delta_{0(D)} = \delta_{L(D)}\left(1-\left(1-\frac{1}{\alpha_{(D)}}\right)\right)\eta-\left(1-\frac{1}{\alpha_{(D)}}\right)\eta\cdot 100 \qquad (2)$$

Где:

$\delta_{0(O18)}$ и $\delta_{0(D)}$ – пересчитанные значения D и O^{18}, в исходной воде,

$\delta_{L(O18)}$ и $\delta_{L(D)}$ – измеренные значения D и O^{18} в сепарате воды,

η - доля пара образовавшегося из перегретой воды при давлении сепарации,

$\alpha_{(O18)}$ и $\alpha_{(D)}$ – константы равновесия, между водой и паром, при соответствующей температуре сепарации, для D и O^{18}.

Доля пара образовавшегося из перегретой воды – η, при соответствующей температуре и давлении сепарации, вычисляется по формуле (3):

$$\eta = \frac{h_0 - h_W}{h_S - h_W} \quad (3)$$

Где:

h_0- энтальпия скважины или источника, из которых осуществлялся отбор пробы,

h_w - энтальпия воды при температуре и давлении сепарации,

h_S - энтальпия пара при температуре и давлении сепарации.

Значения энтальпии скважин h_0, определялась при опытно-эксплуатационных выпусках в 1995-1999г. и в процессе эксплуатации Мутновского геотермального месторождения начиная с 2000 г, значение энтальпии Нижне-Жировского источника, взято из [6], h_w и h_S взяты из таблиц программного кода программы TOUGH2 [11].

Константы равновесия $\alpha_{(O18)}$ и $\alpha_{(D)}$, для требуемой температуры, температурного диапазона 100-300 ºС, вычислялись при помощи полиномиальной аппроксимации табличных значений из [1] (4,5)

$$\alpha_{(O18)} = 1.008935664 - 0.000043002331 \times t + 0.00000005477855478 \times t^2 \quad (4)$$

$$\alpha_{(D)} = 1.063581119 - 0.0004410780886 \times t + 0.0000007100815851 \times t^2 \quad (5)$$

Формулу, для пересчета результата изотопных измерений проб конденсата пара (D и O^{18}), мы вывели самостоятельно, так же базируясь на[1] (6,7).

$$\delta_{0(O18)} = \delta_{L(O18)}\left(\propto_{(O18)}(1-\eta)+\eta\right)+(1-\eta)\cdot 1000\cdot\left(\alpha_{(O18)}-1\right) \quad (6)$$

$$\delta_{0(D)} = \delta_{L(D)}\left(\propto_{(D)}(1-\eta)+\eta\right)+(1-\eta)\cdot 1000\cdot\left(\alpha_{(D)}-1\right) \quad (7)$$

Где:

$\delta_{0(O18)}$ и $\delta_{0(D)}$ – пересчитанные значения D и O^{18}, для исходной воды,

$\delta_{L(O18)}$ и $\delta_{L(D)}$ – измеренные значения D и O^{18} в конденсате пара.

Все остальные обозначения в формулах аналогичны используемым выше.

Полученные результаты

В таблице, приведены все исходные значения, использовавшиеся для вычисления поправки на изотопное фракционирования, для Мутновских скважин и Верхне-Жировского источника и результаты пересчета измерений D и O^{18}, для сепарата воды. Для скважин 26 и 016, нами оставлены первоначальные значения, данные скважины выводят практически чистый пар из резервуара, и фракционирования в самой скважине не происходит (хотя изотопное оно могло происходить в условиях резервуара до поступления теплоносителя в скважину).

На рис 1. приведены обобщенные данные по изотопному составу:

а) исходного геотермального теплоносителя вскрываемого скважинами Мутновского месторождения и Нижне-Жировского термального источника (с поправкой на фракционирование в стволе скважин и канале источника),

б) воды р. Вулканной на истоке из ледника вулкана Мутновский,

в) воды из реки Жировая,

г) воды из реки Фальшивая,

д) термальной воды из скважины Родниковая (Вилючинские источники),

е) метеорная линия (линия Крейга),

ж) линия смешения метеорной и магматической воды.

На рисунке ясно видно, что по изотопным данным, наиболее вероятной областью водного питания Мутновского месторождения (скважин), Нижне-Жировских и Вилючинских источников может являться вода ледников Мутновского вулкана. Все пробы флюида из скважин, находятся в диапазоне $-13‰ < \delta O^{18} < -18‰$ и $-106‰ < \delta D < -125‰$.

Метеорные воды бассейнов рек Фальшивая и Жировая - не подходят на эту роль, являясь более тяжелыми ($-11{,}5‰ < \delta O^{18} < -13{,}5‰$ и $-82‰ < \delta D < -93‰$.).

Водное питание за счет таяния ледника в кратере Мутновского вулкана достаточно для обеспечения циркуляции в системе питающих каналов Северо-Мутновской вулканотектонической зоны с расходом в сотни кг\с. Площадь постройки вулкана с отметками выше +1400 м абс. составляет 26 км^2, что при увеличивающейся с высотой интенсивности атмосферных осадков до 5000 мм [10] может обеспечить сток воды с расходом до 4,1 м^3/с. Даже если только 2% от этого стока преобразуется в подземный сток, то этого достаточно для обеспечения притока глубинного теплоносителя по участку Дачный, который оценивается в 55 кг/с [4]. Немаловажным является также приподнятое на 1-2 км положение рассматриваемой области водного питания.

Подобное предположение, несмотря на гораздо меньший массив исходных данных по изотопии, рассматривалось нами ранее в [3,5,7].

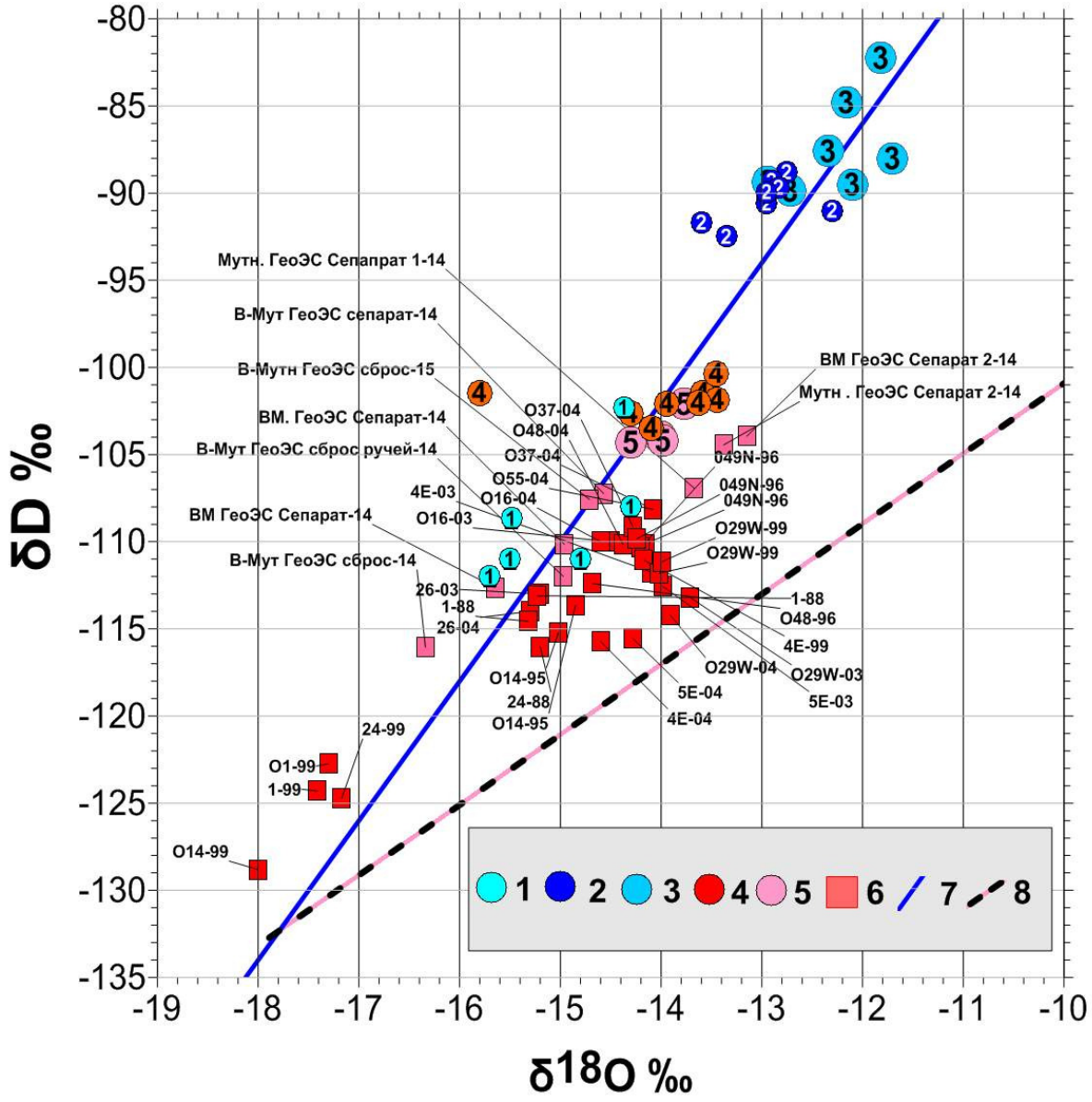


Рис. 1. Изотопный состав воды (δD и $\delta^{18}O$). Условные обозначения: 1 – вода ручья из ледника вулкана Мутновский, отбор проб осуществлялся в 1999, 2001, 2004, 2005, 2014, 2015 гг.; 2 – вода из реки Жировая, отбор проб осуществлялся в 2014, 2015 гг.; 3 – вода из реки Фальшивая, отбор проб осуществлялся в 1999, 2014, 2015 гг.; 4 – вода из Нижне-Жирового источника, отбор проб осуществлялся в 2005, 2009, 2010, 2011, 2012, 2013, 2014, 2015 гг.; 5- вода из скважины Родниковая (Вилючинские источники), отбор проб осуществлялся в 2012, 2013, 2014, 2015 гг.; 6 – вода из скважин Мутновского геотермального месторождения, отбор проб осуществлялся в 1998, 1995, 1996, 1999, 2003, 2004, 2014, 2015 гг.; 7 – метеорная линия (линия Крейга); 8 – линия смешения метеорной и магматической воды. Пробы отобраны А.В. Кирюхиным, А.Ю. Поляковым. Анализ выполнен М. Такахаши (1995-98), В.А. Поляковым (1988, 1998, 1999, 2003, 2004), пробы 2005, 2009, 2010, 2011, 2012, 2013, 2014, 2015 годов проанализированы П.О. Ворониным и А.Ю. Поляковым на изотопном анализаторе LGR IWA 45EP.

Таблица. Исходные значения, использовавшиеся для вычисления поправки на изотопное фракционирования, для Мутновских скважин и Верхне-Жировского источника и результаты пересчета измерений D и O^{18}, для воды и пара. Psep- давление сепрация (Бар).

№ пробы	Место отбора	Дата	Psep (bar)	Энтальпия скважины (kJ/kg)	Фазовое состояние	$\delta_L D$	$\delta_L O^{18}$	$\delta_0 D$	$\delta_0 O^{18}$
MK96-1	049N	13.12.1995	0.92	1260	вода	-100,9	-11,9	-109,5	-13,8
MK96-2	049N	20.12.1995	0.92	1260	вода	-102,1	-12,3	-110,7	-14,2
MK96-3	049N	27.12.1995	0.92	1260	вода	-101,5	-12,2	-110,1	-14,1
MK96-5	049N	14.02.1996	0.92	1260	вода	-101,3	-12,2	-109,9	-14,1
MK96-7	049N	22.02.1996	0.92	1260	вода	-102,0	-12,3	-110,6	-14,2
MK96-9	049N	28.02.1996	0.92	1260	вода	-101,9	-12,3	-110,5	-14,2
MK96-11	049N	10.03.1996	0.92	1260	вода	-101,1	-12,4	-109,7	-14,3
MK96-12	049N	18.04.1996	0.92	1260	вода	-101,5	-12,2	-110,1	-14,1
MK96-13	049N	24.04.1996	0.92	1260	вода	-101,5	-12,3	-110,1	-14,2
MK96-16	049N	01.05.1996	0.92	1260	вода	-101,7	-12,3	-110,3	-14,2
MK96-17	049N	07.05.1996	0.92	1260	вода	-101,2	-12,4	-109,8	-14,2
MK96-21	O48	28.07.1996	0.92	1500	вода	-101,3	-12,3	-112,4	-14,7
MK96-22	O14	10.08.1995	0.92	2050	вода	-98,4	-11,3	-115,2	-15,0
MK96-23	O14	01.09.1995	0.92	2050	вода	-96,8	-11,2	-113,7	-14,9
MK88-51	1	02.08.1988	0.92	1500	вода	-102,0	-12,8	-113,1	-15,2
MK88-86	1	02.07.1988	0.92	1450	вода	-104,0	-13,0	-114,6	-15,3
MK88-129	24	09.09.1988	0.92	1400	вода	-106,0	-13,0	-116,0	-15,2
AK 1999	O16	04.01.1999	0.92	2690	вода	-98,0	-11,3		
AK 1999	4E	05.11.1998	0.92	1206	вода	-103,0	-12,4	-111,1	-14,2
AK 1999	26	06.02.1999	0.92	2770	вода	-101,0	-15,3		
AK 1999	O29W	14.02.1999	0.92	1183		-104,0	-12,3	-111,8	-14,0
AK 1999	O29W	15.02.1999	0.92	1214	вода	-103,0	-12,2	-111,1	-14,0
AK 1999	O14	1999	0.92	1890	вода	-113,9	-14,7	-128,8	-18,0
AK 1999	O1	1999	0.92	1400	вода	-112,8	-15,1	-122,7	-17,3
AK 1999	1	1999	0.92	1407	вода	-114,3	-15,2	-124,3	-17,4
AK 1999	24	1999	0.92	1300	вода	-115,8	-15,2	-124,7	-17,2
AK 1999	O16	04.01.1999	8.4	2690	пар	-217,0	-14,6		
AK 1999	4E	05.11.1998	7.3	1206	пар	-214,0	-16,3	-208,0	-13,8
AK 1999	26	06.02.1999	10.1	2770	пар	-181,0	-15,3		
AK 1999	O29W	14.02.1999	7.3	1183	пар	-170,0	-17,0	-163,5	-14,5
AK 1999	O29W	15.02.1999	7.3	1214	пар	-179,0	-17,1	-172,7	-14,6
AK 2003	O29W	2003	7	1220	вода	-111,0	-12,9	-113,2	-13,7

Таблица. Продолжение

АК 2003	5Е	2003	7	1070	вода	-111,0	-13,4	-112,6	-14,0
АК 2003	4Е	2003	7	1340	вода	-109,0	-13,1	-111,7	-14,1
АК 2003	О16	2003	7	2690	пар	-110,0	-14,5		
АК 2003	26	2003	7	2770	пар	-113,0	-15,2		
АК 2004	О29W	2004	7	1220	вода	-112,0	-13,1	-114,2	-13,9
АК 2004	4Е	2004	7	1340	вода	-113,0	-13,6	-115,7	-14,6
АК 2004	5Е	2004	7	1070	вода	-114,0	-13,7	-115,6	-14,3
АК 2004	О37	2004	7	1200	вода	-106,0	-13,3	-108,1	-14,1
АК 2004	О55	2004	7	1200	вода	-106,0	-13,3	-108,1	-14,1
АК 2004	О48	2004	7	1200	вода	-108,0	-13,6	-110,1	-14,4
АК 2004	О37	2004	7	1200	вода	-107,0	-13,5	-109,1	-14,3
АК 2004	О16	2004	7	2690	пар	-110,0	-14,6		
АК 2004	26	2004	7	2770	пар	-114,0	-15,3		
АК 2014-33	Вода ВМ. ГеоЭС	17.08.2014	7	1200	вода	-108,0	-14,2	-110,1	-15,0
АК 2014-34	Конденсат пара ВМ ГеоЭС	17.08.2014	7	1200	пар	-110,3	-15,6	-103,4	-13,1
АК 2014-35	Вода 2 ВМ ГеоЭС	17.08.2014	7	1200	вода	-101,8	-12,4	-104,0	-13,2
АК 2014-40	Вода ВМ ГеоЭС	19.08.2014	7	1200	вода	-110,5	-14,9	-112,6	-15,7
АК 2014-80	вулкан Мутновский, донное фумарольное поле	18.09.2014	0.92			-82.9	-7.04		
АК 2014-86	Мутн. ГеоЭС Вода 1	18.09.2014	7	1200	вода	-104,8	-12,9	-106,9	-13,7
АК 2014-87	Мутн. ГеоЭС Пар 1	18.09.2014	7	1200	пар	-69,1	-7,7	-61,9	-5,2
АК 2014-88	Мутн. ГеоЭС Пар 2	18.09.2014	7	1200	пар	-69,8	-8,1	-62,6	-5,6
АК 2014-89	Мутн . ГеоЭС Вода 2	18.09.2014	7	1200	вода	-102,3	-12,6	-104,5	-13,4
АК 2014-90	В-Мут ГеоЭС Пар	18.09.2014	7	1200	пар	-105,2	-14,0	-98,3	-11,5
АК 2014-91	В-Мут ГеоЭС вода	18.09.2014	7	1200	вода	-105,1	-13,8	-107,2	-14,6
АК 2014-92	В-Мут ГеоЭС сброс	18.09.2014	0.92	1200	вода	-108,1	-14,6	-116,1	-16,3
АК 2014-93	В-Мут ГеоЭС сброс ручей	18.09.2014	0.92	1200	вода	-104,0	-13,2	-112,0	-15,0
АК 2015-27	В-Мутн ГеоЭС сброс	16.08.2015	0.92	1200	вода	-99,6	-13,0	-107,6	-14,7

Таблица. Окончание

АК 2005	Нижне-Жировской источник	03.08.2005	0.92	469	вода	-103,0	-14,0	-103,5	-14,1
АК 2009	Нижне-Жировской источник	03.09.2009	0.92	469	вода	-101,0	-15,7	-101,5	-15,8
АК2010-14	Нижне-Жировской источник	09.08.2010	0.92	469	вода	-101,0	-13,5	-101,5	-13,6
АК-2011-25	Нижне-Жировской источник	11.08.2011	0.92	469	вода	-102,2	-14,2	-102,7	-14,3
АК-2012-3	Нижне-Жировской источник	28.07.2012	0.92	469	вода	-101,6	-13,8	-102,1	-13,9
АК-2013-17	Нижне-Жировской источник	22.08.2013	0.92	469	вода	-101,4	-13,4	-101,9	-13,4
АК 2014-24	Нижне-Жировской источник	15.08.2014	0.92	469	вода	-99,9	-13,4	-100,4	-13,5
АК 2015-38	Нижне-Жировской источник	19.08.2015	0.92	469	вода	-101,6	-13,5	-102,0	-13,6

Образцы за 1995-96 гг. отобраны - А.В. Кирюхиным, А.Ю. Поляковым и проанализированы М.Такахаши (Геологическая служба Японии).

Образцы за 1988, 1998, 1999, 2003, 2004 гг. отобраны – А.В. Кирюхиным и проанализированы В.А. Поляковым и В. Бобковым (ВСЕГИНГЕО, Москва).

Образцы за 2005, 2009, 2010, 2011, 2012, 2013, 2015 гг. отобраны – А.В. Кирюхиным и проанализированы П.О. Ворониным, А.Ю. Поляковым (ИВиС).
Образцы за 2014 гг. отобраны – А.В. Кирюхиным, А.Ю. Поляковым и проанализированы П.О. Воронин, А.Ю. Поляковым (ИВиС).

Учитывая контрастный состав локальных метеорных вод и геотермальных флюидов Мутновского месторождения, регулярный мониторинг изотопного состава термальных вод добычных скважин Мутновского месторождения, анализ вариации изотопного состава по конкретным скважинам – может быть использован для выявления зон притока локальных метеорных вод в продуктивный геотермальный резервуар и процессов формирования малоглубинных пароконденсатных резервуаров.

Выводы

(1) На основании полученных результатов, с учетом поправки на изотопное фракционирование наиболее вероятной областью водного питания Мутновского месторождения (сква-

жин), Нижне-Жировских и Вилючинских источников, является вода ледников Мутновского вулкана.

(2) Метеорные воды бассейнов рек Фальшивая и Жировая – не подходят на эту роль, являясь значительно более тяжелыми по изотопному составу.

(3) Вариации изотопного состава по скважинам могут быть использованы для выявления зон притока локальных метеорных вод в продуктивный геотермальный резервуар и процессов формирования малоглубинных пароконденсатных резервуаров Мутновского геотермального месторождения и повышения эффективности его эксплуатации.

Список литературы

1. *Arnason B.* Hydrothermal Systems in Iceland Traced by Deuterium // Geothermics. 1977. Vol. 5. No1/4. P. 140-144.
2. *Кирюхин А.В., Такахаши М., Поляков А.Ю. и др.* Исследование условий водного питания Мутновского геотермального месторождения с использованием данных по изотопии кислорода (^{18}O) и водорода (D) // Вулканология и сейсмология. 1998. №4-5. С. 54-62.
3. *Басманов О.Л., Кирюхин А.В., Магуськин М.А. и др.* Термогидрогеомеханическое моделирование вертикальных деформаций земной поверхности при эксплуатации Мутновского геотермального месторождения // Вулканология и сейсмология. 2016, № 2, с. 1-13.
4. *Kiryukhin A.V.* Modeling Studies: the Dachny Geothermal Reservoir, Kamchatka, Russia // Geothermics. 1996. Vol. 25. No. 1. P. 63-90.
5. *Kiryukhin A.V., Maguskin M.A., Miroshnik O.O., Delemen I.F.* Modeling and Observations of the Enthalpy, Pressure, Chloride, CO_2 and Vertical Deformation Transient Change in the Mutnovsky Geothermal Field (Kamchatka, Russia) // PROC., Thirty-Eighth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, February 11-13, 2013, 8 p.
6. *Вакин Е.А., Кирсанов И.Т, Кирсанова Т.П.* Термальные поля и горячие источники Мутновского вулканического района // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки, Владивосток 1976 г., С. 86-114.
7. *Кирюхин А.В.* Моделирование эксплуатации геотермальных месторождений // Владивосток, 2002. 195 с.
8. *Кирюхин А.В., Кирюхин В.А., Манухин Ю.Ф.* Гидрогеология вулканогенов // С-Петербург, Наука, 2010, 395 с.
9. *Таран Ю.А., Пилипенко В.П., Рожков А.М.* Геохимия гидротермальных растворов Мутновской гидротермальной системы // Геотермические и геохимические исследования высокотемпературных гидротерм / Ред. Сугробов В.М. М.: Наука, 1986., С. 140-189

10. *Вакин Е.А.* Гидрогеология современных вулканических структур и гидротермы юго-востока Камчатки. Диссертация. На соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Петропавловск-Камчатский, 1968, 250 с.
11. *Pruess K., Oldenburg C., Moridis G.* TOUGH2 User's Guide, Version 2.0 // Report LBNL-43134, Berkeley, CA, USA. 1999. 198 p.
12. *Кирюхин А.В., Словцов И.Б., Фазлуллин С.М. и др.* Отчет по договору № 32 от 15.09.98 г. по теме "Подготовка программы испытаний скважин, проведение работ по газогидрохимическому опробованию скважин и составление отчета, обобщающего данные опытных выпусков теплоносителя", предусмотренных в составе работ по контракту
№ 589/35806573/8-0002/02". Петропавловск-Камчатский, ИВ ДВО РАН, 2000 г., 23 с.

УДК 553.3.071/072+553.556+553.32

МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ ОФИОЛИТОВ П-ОВА КАМЧАТСКИЙ МЫС

Д.П. Савельев[1], Р.М. Новаков[2], О.Л. Савельева[1]

[1]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
Петропавловск-Камчатский, 683006, e-mail: savelyev@kscnet.ru
[2]Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН,
Петропавловск-Камчатский; e-mail: 6rom6@mail.ru

В докладе приведен обзор пунктов минерализации, выявленных авторами при проведении геолого-съемочных и научно-исследовательских работ в южной части п-ова Камчатский Мыс, также приведены новые данные по известным ранее проявлениям и пунктам минерализации. Находки связаны в основном с породами офиолитового комплекса – мантийными перидотитами, вулканитами, осадочными образованиями. Наиболее интересными и перспективными в минерагеническом плане являются совместные находки самородных платины и золота в оливиновых вебстеритах, золота, палладия и платины в пикритах, платиноидов в россыпи золота, а также высокие содержания золота и платины в углеродистых породах смагинской свиты.

Введение

В южной части п-ова Камчатский Мыс выделен Африканский тектонический блок (названный по мысу Африка – наиболее восточной точке полуострова), в пределах которого широко развиты образования офиолитового комплекса – мантийные перидотиты, габброиды, вулканиты различных геохимических типов – от MORB до OIB, пелагические осадочные образования. Вопросы происхождения отдельных частей комплекса не решены до сих пор, несмотря на детальные работы многих исследователей за последние 40 лет [1-17]. Одним из таких актуальных вопросов является минерагенический потенциал офиолитового комплекса в целом. После проведения в 1993-94 гг. площадной геологической съемки (в рамках ГДП-200), по результатам которой опубликованы геологическая карта второго поколения [3], карта полезных ископаемых [5] и объяснительная записка к карте [4], прошло более 20 лет, с тех пор в пределах Африканского блока сделаны новые находки различных полезных ископаемых, в том числе благодаря полевым работам авторов данного доклада. Наиболее интересные из этих находок мы и хотим представить в своей работе.

Геологическое строение южной части п-ова Камчатский Мыс определяется формированием этого блока как аккреционной структуры Кроноцкой палеодуги [17]. Здесь развиты в основном образования мелового офиолитового комплекса и вулканогенно-осадочные породы также мелового возраста (смагинская и пикежская свиты) [3] (рис. 1). Недавно получены новые данные, свидетельствующие о палеоценовом возрасте пикежской свиты [14]. В небольшом объеме присутствуют миоценовые терригенные образования горбушинской толщи. Меловые и палеогеновые породы несогласно перекрыты морскими образованиями ольховской

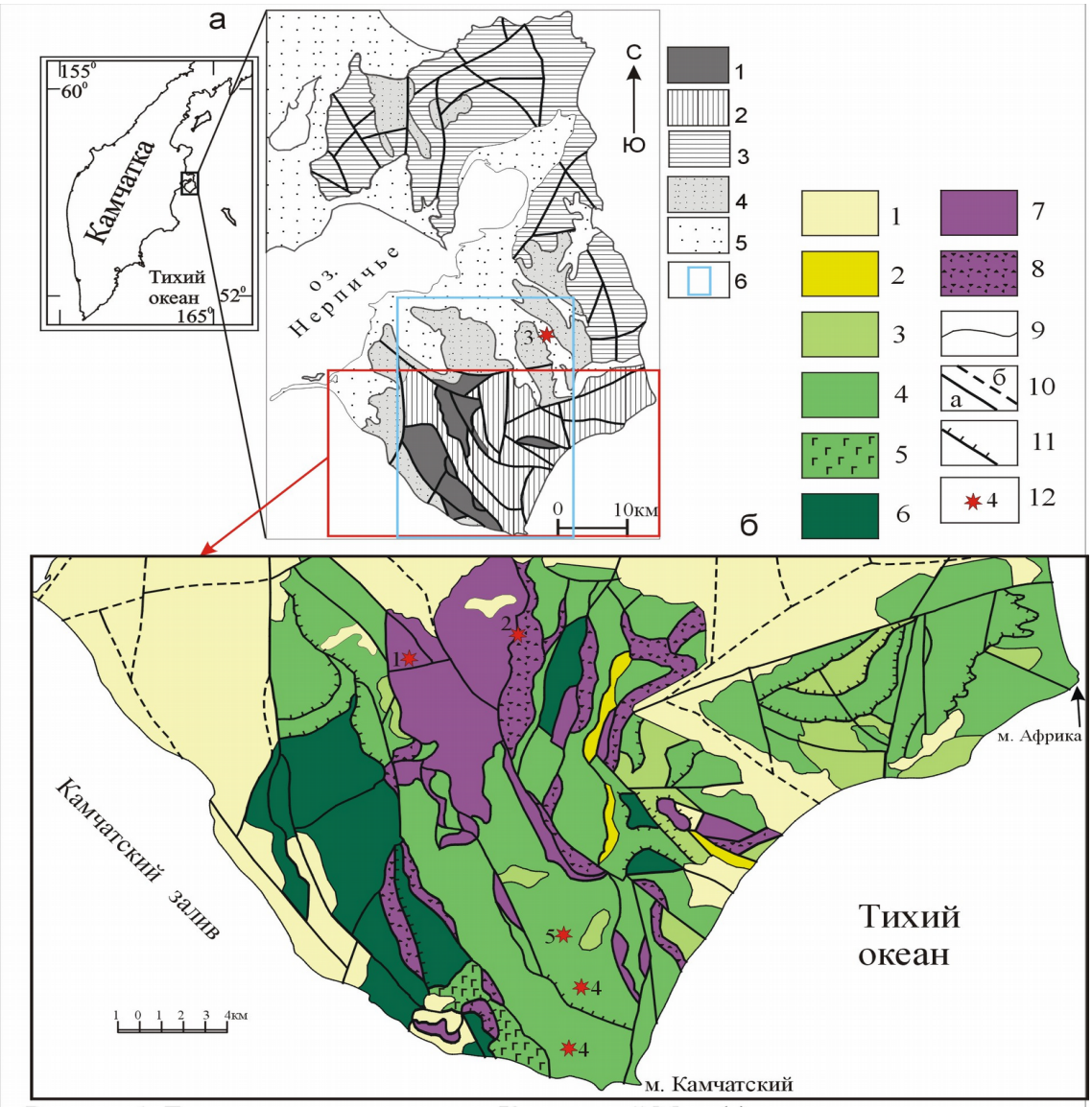


Рисунок 1. Тектоническая схема п-ова Камчатский Мыс (а) и схема геологического строения Африканского блока (б) (по М.Е. Бояриновой, 2007 [3]).

На тектонической схеме (а): 1 - меловые габбро, гипербазиты и серпентинитовый меланж; 2 - меловые образования смагинской и пикежской свит; 3 - мел-палеогеновые образования сотлбовской серии; 4 - плиоцен-эоплейстоценовые образования ольховской свиты; 5 - рыхлые четвертичные образования различного генезиса; 6 - контуры фрагмента Карты полезных ископаемых [5], показанного на рис. 2.

На схеме геологического строения (б): 1- плиоцен-четвертичные отложения; 2 - миоценовые отложения горбушинской толщи; 3 - турон-кампанские отложения пикежской свиты; 4 - альб-сеноманские отложения смагинской свиты; 5 - тектоническая пластина базальтов, отнесенная к нижней части смагинской свиты; 6 - 7 - образования раннемелового африканского комплекса: 6 - габброиды и комплекс параллельных даек долеритов, 7 - гипербазиты; 8 - зоны серпентинитового меланжа с блоками метаморфических пород; 9 - геологические границы; 10 - разломы установленные (а) и скрытые под рыхлыми отложениями (б) недифференцированные; 11 - надвиги; 12 - пункты минерализации и проявления полезных ископаемых, описанные в тексте.

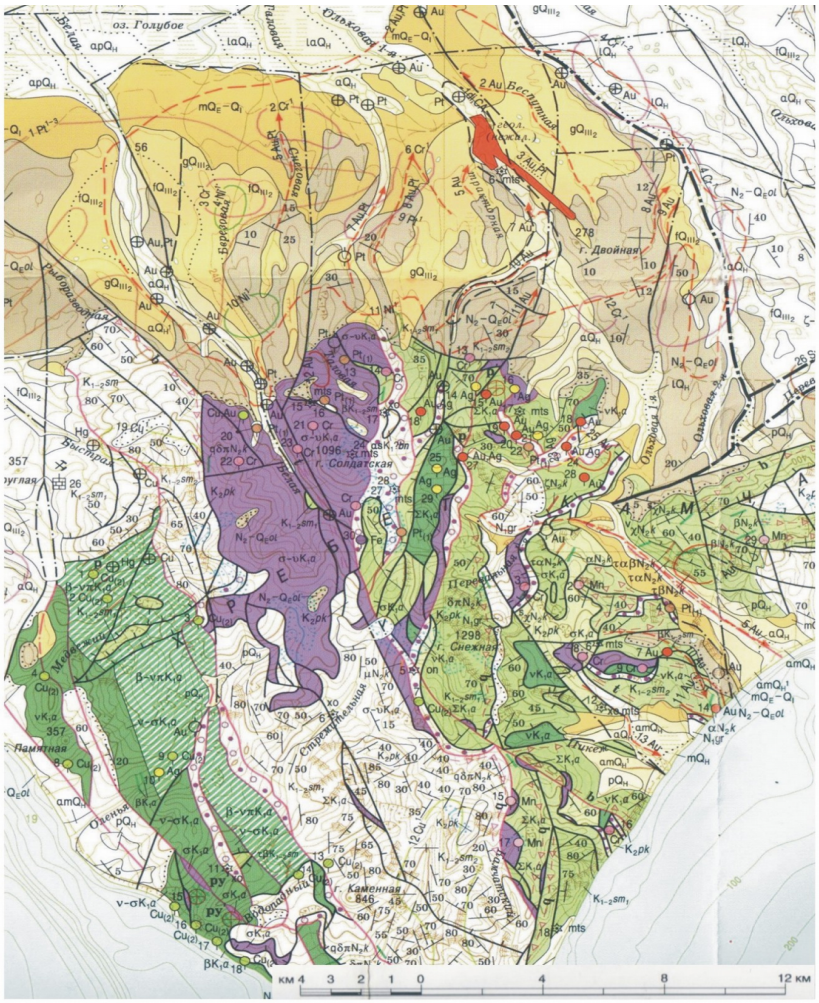
свиты плиоцен-эоплейстоценового возраста. В долинах рек и на морском берегу развиты рыхлые четвертичные образования различного генезиса. Ультраосновные породы, габброиды и дайки долеритов и базальтов объединены в африканский габбро-перидотитовый комплекс, сопоставляемый с океанической корой [4]. По-видимому, образования смагинской свиты объединяют породы разного возраста и генезиса – альб-сеноманскую ассоциацию палеоокеанических пород (базальты, гиалокластиты, яшмы, известняки – «смагинская ассоциация») и сантон-кампанские породы островодужного склона (кремнистые туффиты, туфосилициты, тефроиды, кремни, туфы, редко – базальты и андезиты – «пикежская ассоциация») [17].

Среди полезных ископаемых Африканского блока, связанных с породами офиолитовой ассоциации, отмечены железо (один пункт минерализации), марганец (одно проявление и несколько пунктов минерализации), хром (два проявления и несколько пунктов минерализации), медь (три рудопроявления и несколько пунктов минерализации, в том числе комплексные – с золотом и серебром), золото и серебро (одно рудопроявление и несколько пунктов минерализации в коренных породах и россыпное месторождение золота с платиноидами), платина (шесть пунктов минерализации в пределах гипербазитового массива) [4, 5] (рис. 2). Кроме того, с породами офиолитовой ассоциации связаны проявления поделочных камней (ксонотлит, мраморный оникс и натриевые метасоматиты) [4, 5].

При проведении петрологических и минералогических исследований нами были детально изучены некоторые из перечисленных выше рудопроявлений и пунктов минерализации и выявлены новые пункты с сульфидной, золото-платиновой и марганцевой минерализацией (рис. 1).

Оливиновые вебстериты с золото-платиноидно-медно-никелевой минерализацией (№ 1 на рис. 1). При проведении ГДП-200 на левом борту р. Белой Р.М. Новаковым были найдены оливиновые вебстериты с выделениями самородной меди (пункт минерализации IV-4-20 по [4, 5]), в пробах было установлено до 0,148 г/т золота и 0,625 г/т платиноидов [4]. Детальные минералогические исследования кроме самородной меди выявили в породе сингенетичные медно-никелевые фазы сульфидов, а также выделения самородного золота, твердых растворов Cu-Pt, сложной фазы с теллуром, висмутом и палладием [6].

Пикриты с сульфидными глобулями и микровыделениями Au-Ag-Pd-Pt (№ 2 на рис. 1). В зоне меланжа, обрамляющего с востока перидотитовый массив г. Солдатской, Д.П. Савельевым найдены плагиоклазовые пикриты, содержащие сульфидные глобули размером до 0,3 мм [9]. При изучении сульфидов на сканирующем электронном микроскопе в них установлены микровключения Au, Au+Ag, Pd_2Sn, Pt, а также комплексные включения, содержащие перечисленные элементы и соединения, иногда с примесью As [12]. При исследовании сульфидов методом LA-ICP-MS определены содержания ЭПГ (элементов платиновой группы), Au, Ag и ряда халькофильных элементов в различных фазах сульфидных выделений [21]. Халькопиритовая фаза обогащена Ag, Zn, Cd, In, Sn и Te. Низкомедистые фазы обогащены Re, Os, Ir, Rh. Аномальные содержания Pt, Pd и Au (обусловленные самородными и интерметаллидными микровыделениями) встречаются в различных сульфидных фазах. Из этого



ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Вид	Месторождения			Проявления	Пункты минерализации	Генетические типы
	Крупные	Средние	Малые			
Железо					Fe	Собственно магматический
Марганец				Mn	Mn	Вулканогенно-осадочный
Хром				Cr	Cr	Собственно магматический
Медь					$Cu_{(1)}$	Колчеданный
Медь, серебро, золото					Cu,Ag,Au	
Медь				$Cu_{(2)}$	$Cu_{(2)}$	Гидротермальный
Медь, золото					Cu,Au	Собственно магматический
Золото					Au	Гидротермальный
Золото, серебро				Au,Ag	Au,Ag	
Золото с платиноидами непромышленные россыпи		Au,Pt				Осадочный
Серебро					Ag	Гидротермальный
Платина					$Pt_{(1)}$	Собственно магматический
					$Pt_{(2)}$	
Поделочные камни Ксонолит (хо), метасоматиты (mts), мраморный оникс (on)				хо		Гидротермальный, метасоматический, гидротермальный

Рисунок 2. Фрагмент карты полезных ископаемых Листа 0-58-XXVI, XXXI, XXXII [5].

можно сделать вывод, что выделение самородной фазы благородных металлов происходило при остывании расплава после отделения сульфидной жидкости от силикатной, но до ее распада на отдельные фазы [21].

Россыпное месторождение золота на р. Ольховой (№ 3 на рис. 1) было открыто партией М.Ю. Хотина при проведении геологической съемки в 60-х годах 20-го века [16]. Наряду с золотом в составе тяжелой фракции отмечены минералы платиновой группы. Минералогические исследования, проведенные Е.Г. Сидоровым с соавторами, показали, что источником ЭПГ и одним из источников золота в этой россыпи являются породы офиолитового комплекса [13, 22]. Среди платиноидов преобладают сплавы Os-Ir-Ru, присутствуют также сплавы Pt-Fe, самородная платина, сульфиды и арсениды Os, Ru, Ir, а также многокомпонентные соединения Ru, Os, Ir, Rh, Pt [22]. Из двух типов золота, присутствующих в россыпи, генезис медистого золота связан с пироксен-гранатовыми родингитами, т.е. породами из обрамления перидотитового массива [13]. Связь золота с офиолитами подтверждается комплексностью (Au+Pt) шлихового ореола и некоторых шлиховых потоков к северу от перидотитового массива [4, 5].

Углеродистые породы с ЭПГ и золотом (№ 4 на рис. 1). В составе смагинской свиты среди пелагических известняков и яшм Д.П. Савельевым и А.В. Ландером найдены породы, обогащенные органическим веществом [10]. Углеродистые породы по сравнению с вмещающими карбонатно-кремнистыми породами в 50-500 раз обогащены Ba, Ni, Zn, As, V, Mo и содержат аномально высокие содержания ЭПГ и Re, определенные методом изотопного разбавления с масс-спектрометрическим окончанием, содержание платины в золе одного из прослоев достигает 2 г/т [20]. Нейтронно-активационным анализом выявлены высокие содержания золота в этих породах (до 0,8 г/т в золе одного из прослоев) [7]. Структура и состав вмещающих пород исключают гидротермальный привнос элементов. Источником ЭПГ, золота и других металлов могли быть морская вода и синхронный осадконакоплению вулканизм. Накопление рудных элементов в углеродистых прослоях связано с аноксическими условиями во время седиментогенеза [20]. Золото и платина в углеродистых породах, возможно, связаны в металлорганические комплексы, поскольку при минералогических исследованиях пород на сканирующем микроскопе не удалось выявить выделений самородных металлов или их сульфидов.

Марганцевые руды (№ 5 на рис. 1). В пределах Африканского блока на карте полезных ископаемых [5] показано одно проявление и три пункта минерализации марганцевых руд. Руды представлены окислами марганца и связаны с тектонизированными карбонатно-кремнистыми пачками смагинской свиты [4]. При петрологических и стратиграфических исследованиях выявлено еще несколько пунктов марганцевой минерализации (рис. 1). Установлено два типа руд:

- богатые руды гидротермального генезиса, с содержанием окиси марганца до 70%,

- стратифицированные прослои аргиллитов-алевролитов 1-3 м мощности, обогащенные железом и марганцем (18-20% FeO, 3-5% MnO), по содержанию примесных компонентов соответствующие древним и современным металлоносным осадкам [11].

Проявления и пункты минерализации, связанные с породами офиолитовой ассоциации в настоящее время в основном представляют минералогический и научный интерес. Вместе с тем, дальнейшие исследования дают понимание процессов концентрации полезных компонентов и повышают перспективу открытия новых проявлений полезных ископаемых в южной части п-ова Камчатский Мыс. При этом наибольший интерес представляют собой находки золота и минералов платиновой группы, связанных с сингенетичной сульфидной минерализацией в гипербазитах и вулканитах. Минерагеническая специализация офиолитового комплекса связана с составом глубинных источников вещества при его формировании. Важную роль могла играть связь его происхождения с деятельностью Гавайского мантийного плюма в меловой период [1, 8, 18, 19], поскольку в источниках вещества мантийного плюма может присутствовать материал земного ядра, обогащенный золотом и платиноидами.

Авторы благодарны Е.Г. Сидорову (ИВиС ДВО РАН) за ценные замечания при работе над материалом.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 16-05-00546 и программы «Дальний Восток», проект №15-I-2-045.

Список литературы

1. *Батанова В.Г., Лясковская З.Е., Савельева Г.Н., Соболев А.В.* Перидотиты п-ова Камчатский Мыс: свидетельство плавления океанической мантии вблизи горячей точки // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 12. С. 1748-1758.
2. *Бахтеев М.К., Морозов О.А., Тихомирова Р.Р., Свердлов В.С.* Структурно-вещественные комплексы, тектоника и история развития Восточной Камчатки (Отчет по хоздоговорной теме № 214 за 1989-1991 гг.) в 3-х книгах. Камчатский филиал ТФГИ. 1995 г.
3. *Бояринова М.Е.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Восточно-Камчатская. Лист 0-58-XXVI, XXXI, XXXII (Усть-Камчатск). СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2007.
4. *Бояринова М.Е., Вешняков Н.А., Коркин А.Г., Савельев Д.П.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Восточно-Камчатская. Лист 0-58-XXVI, XXXI, XXXII (Усть-Камчатск). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2007. 226 с. + 2 вкл.
5. *Вешняков Н.А., Бояринова М.Е.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Восточно-Камчатская. Карта полезных

ископаемых и закономерностей их размещения. Лист 0-58-XXVI, XXXI, XXXII (Усть-Камчатск). СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2007.

6. *Новаков Р.М., Иванов В.В., Трухин Ю.П.* Находка золото-платиноидно-медно-никелевой минерализации в оливиновых вебстеритах п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Никеленосные провинции Дальнего Востока: материалы конференции с международным участием, Петропавловск-Камчатский, 10-12 октября 2012 г. / Отв. Ре. Ю.П. Трухин. Петропавловск-Камчатский, НИГТЦ ДВО РАН. 2012. С. 47-52.
7. *Савельева О.Л.* Меловой палеоклимат. Ритмичность осадконакопления и следы аноксических событий в меловых (альб-сеноманских) отложениях Восточной Камчатки. LAP LAMBERT Academic Publishing GmbH & Co, Saarbrucken, Germany, 2011. 156 с.
8. *Савельев Д.П.* Внутриплитные вулканические образования в составе меловых океанических комплексов Восточной Камчатки. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 2004. 23 с.
9. *Савельев Д.П.* Плагиоклазовые пикриты п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2014. № 4. С. 43-53.
10. *Савельев Д.П., Ландер А.В., Пронина Н.В., Савельева О.Л.* Первая находка углистых пород в меловых палеоокеанических комплексах Восточной Камчатки // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007. № 2. (Выпуск 10). С. 102-104.
11. *Савельев Д.П., Савельева О.Л., Аникин Л.П.* Железомарганцевые образования в палеоокеанических комплексах Восточной Камчатки // VIII Международная конференция «Новые идеи в науках о земле» (Москва, РГГРУ, 10-13 апреля 2007 г.) Доклады. Том 1. М., 2007. С. 308-310.
12. *Савельев Д.П., Философова Т.М.* Благородные металлы и интерметаллиды в сульфидах из меловых пикритов п-ова Камчатский Мыс // Вулканизм и связанные с ним процессы. XVII ежегодная научная конференция, посвященная Дню Вулканолога. Сборник тезисов докладов. Петропавловск-Камчатский, ИВиС ДВО РАН. 2015. С. 288-290.
13. *Сидоров Е.Г., Сандимирова Е.И., Чубаров В.М.* и др. Типоморфные особенности золота россыпных проявлений реки Ольховая 1-я (Камчатский Мыс, Восточная Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 1 (Выпуск 21). С. 45-54.
14. *Сляднев Б. И., Боровцов А. К., Сидоренко В. И. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Корякско-Курильская. Лист O-58 – Усть-Камчатск. Объяснительная записка. – СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 256 с. + 9 вкл.
15. *Хотин М.Ю.* Эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского Мыса. М.: Наука, 1976. (Труды ГИН; Вып. 281). 196 с.
16. *Хотин М.Ю., Лоншаков Е.А.* и др. Геологическое строение территории листов 0-58-XXXI, XXXII, XXVI. Сводный отчет Усть-Камчатской партии о работах масштаба 1 :

200, проведенных в 1964-1967 гг. на территории п-ова Камчатского Мыса и северо-восточной части хр. Кумроч. 1967.

17. *Хотин М.Ю., Шапиро М.Н.* Офиолиты Камчатского Мыса (Восточная Камчатка): строение, состав, геодинамические условия формирования // Геотектоника. 2006. № 4. С. 61-89.
18. *Portnyagin M., Hoernle K., Savelyev D*. Ultra-depleted melts from Kamchatkan ophiolites: Evidence for the interaction of the Hawaiian plume with an oceanic spreading center in the Cretaceous? // Earth and Planetary Science Letters. 2009. Volume 287. Issue 1-2. P. 194-204.
19. *Portnyagin M., Savelyev D., Hoernle K.* et al. Mid-Cretaceous Hawaiian tholeiites preserved in Kamchatka. Geology. 2008. V. 36. № 11. P. 903-906.
20. *Savelyeva O., Palesskiy S., Savelyev D.* PGE in Carbonaceous Beds in the Cretaceous Carbonate-Siliceous Section of the Kamchatsky Mys Peninsula (Russia) // Goldschmidt Abstracts, 2015. 2779.
21. *Savelyev D., Botcharnikov R., Filosofova T.* et al. Platinum Group and Chalcophile Elements in Sulfides from Picrites of Ophiolite Complex from Kamchatsky Mys Peninsula (Kamchatka, Russia) // Goldschmidt Abstracts, 2015. 2778.
22. *Tolstykh N., Sidorov E., Kozlov A.* Platinum-group minerals from the Olkhovaya-1 placers related to the Karaginsky ophiolite complex, Kamchatskiy Mys peninsula, Russia // Canadian Mineralogist. 2009. V. 47. P. 1057-1074.

УДК 553.078.2+

СТАДИЙНОСТЬ, УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И СТРУКТУРНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФАЗ ПРОДУКТИВНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ ЯГОДНИНСКОГО ЦЕОЛИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А.В. Сергеева, И.А. Бойкова

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: valraf2009@yandex.ru

В работе рассмотрены фазовый состав и структурные характеристики отдельных фаз ассоциаций Ягоднинского цеолитового месторождения. Найдены образцы, представленные клиноптилолитом, а так же смесь, содержащая клиноптилолит, морденит, смектит, щелочные полевые шпаты (санидин и альбит), встречается кварц-полевошпатное стекло. Исследование выполнено методами рентгеновской дифрактометрии и инфракрасной спектроскопии, приведены спектры поглощения и дифрактограммы обнаруженных фаз. Рассмотрены возможные механизмы образования ассоциаций.

Введение

Ягоднинскому месторождению цеолитового сырья, перлитов и активных минеральных добавок (такое название наиболее полно отражает тип месторождения и чаще всего фигурирует в фондовых материалах) посвящены исследования, в основном, сопровождавшие этап поисково-разведочных работ в 1970 – 80-ые годы [6]. В.В. Наседкиным с коллегами выделены литологические типы вмещающих пород (туфов и перлитов), определены основные цеолиты и другие алюмосиликаты, слагающие продуктивные горизонты месторождения; сделано заключение о формировании цеолитсодержащих минеральных ассоциаций в результате просачивания и циркуляции щелочных водных растворов на постмагматическом этапе становления экструзивно-субвулканического комплекса горы 1081 м [4]. Вместе с тем, остались открытыми многие принципиальные вопросы: структурное положение экструзивно-субвулканического комплекса, строение и тип (в частности, водо- или пародоминирующей) гидротермальной системы, по-видимому, существовавшей на определенном этапе эволюции геологической структуры; реконструкция постмагматической и (или) гидротермально-метасоматической зональности, определившей характер и степень цеолитизации первичных пород; полная диагностика вторичных минералов, их ассоциаций и условий образования. Настоящее сообщение посвящено выяснению структурных особенностей, фазовой принадлежности и происхождения цеолитов и др. минералов, слагающих продуктивную толщу Ягоднинского месторождения.

Методика исследований

Образцы, отобранные в летний полевой сезон 2015 года, были подвергнуты стандартным процедурам выделения глинистых фракций. Были записаны инфракрасные спектры и дифрактограммы выделенных фракций. Инфракрасные спектры были записаны с помощью ИК спектрофотометра с преобразованием Фурье IR Affinity (Shimadzu) в диапазоне волновых чисел 400 – 4000 $см^{-1}$, с разрешением 4 $см^{-1}$ и числом сканов 80. Образцы для исследования растирали в агатовой ступке с бромидом калия и прессовали в таблетки. Дифрактограммы были запи-

саны на рентгеновском дифрактометре XRD 7000 (Shimadzu) в диапазоне 4 – 50 °2θ, с шагом 0,05 °2θ. Был использован режим непрерывного сканирования со скоростью 0,5 град/мин, что соответствует выдержке в точке 6 с (вращение образца). Для образцов, содержащих смектит, были дополнительно записаны дифрактограммы в насыщенном глицерином состоянии. Дешифровка дифрактограмм была проведена с помощью программы PowderCell 2.4 путем наложения экспериментальных кривых и теоретически рассчитанных. Профилирование рефлексов было выполнено функцией Гаусса, расчет параметров ячейки был выполнен методом Ритвельда с помощью алгоритма, встроенного в используемую программу.

Геологическое строение месторождения

Месторождение находится на юге Камчатки на водоразделе между оз. Начикинское и долиной р. Банной и приурочено к центральной части сложного длительно развивающегося (вероятно, от миоцена по плиоцен) экструзивно-субвулканического комплекса контрастного состава (от риолитов и дацитов до базальтов) горы 1081 м (рис. 1). Этот комплекс входит в состав Ягоднинско-Банной гидротермально-магматической системы (купольно-кольцевой вулкано-тектонической структуры), эволюция которой предположительно оценивается от раннего миоцена по голоцен. В основании комплекса залегают лавы андезитов, по-видимому, нижнемиоценового возраста; а также лавы и экструзии дацитов (до липаритов). Продуктивная толща месторождения представлена чередованием горизонтов лито-витрокластических туфов кислого состава общей мощностью ≥ 100 м и телами (экструзиями, короткими потоками) перлитов [6]. Месторождение отличается высоким качеством сырья: содержание клиноптилолита, гейландита и морденита (высококремнистых цеолитов) достигает 80 – 90 об. % [5]. Эволюция экструзивно-субвулканического комплекса отметки 1081 завершается внедрением

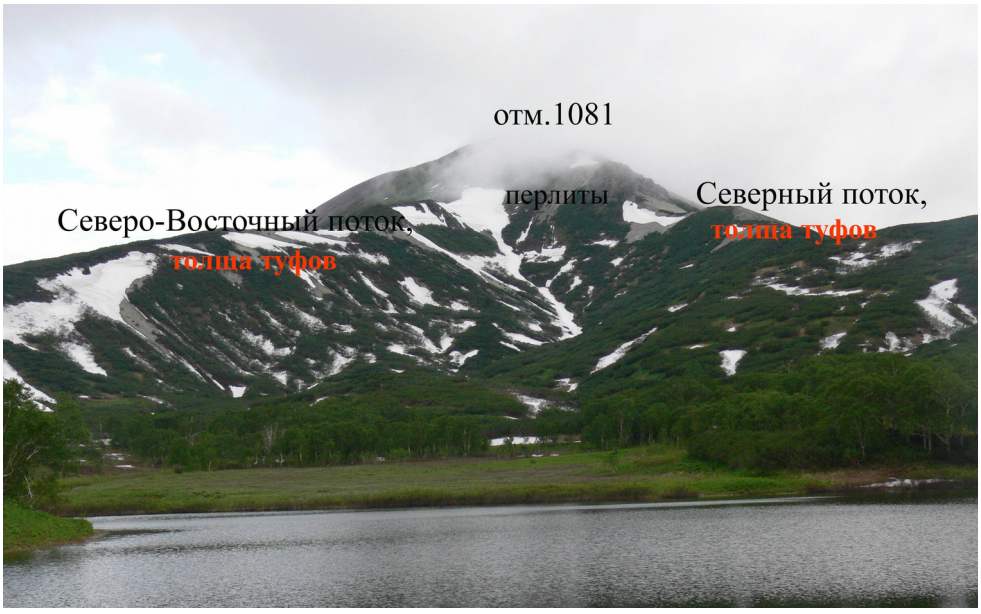


Рис. 1. Экструзивно-субвулканический комплекс горы 1081 м.

в его кратерную зону даек и силлов базальтов. В.В. Наседкин с соавторами полагают, что цеолитизация пород связана во многом именно с этим, завершающим, магматическим этапом.

Краткая петрографическая характеристика цеолитизированных пород

Цеолитизации подвержены все разновидности туфов и перлитов, интенсивность изменений зависит от литологических и структурно-текстурных особенностей обломочной и цементирующей массы пород.

Витрокластические туфы являются основными цеолитсодержащими породами продуктивного горизонта. Выделены следующие разновидности туфов: разнообломочные витрокластические, литовитрокластические, пемзокластические и пепловые. Обломочная часть представлена, в основном, вулканическим стеклом, но в витрокристаллических и литовитрокристаллокластических туфах до 30 об. % от обломков занимают мелкие пирокласты калиевого полевого шпата, плагиоклаза, кварца, биотита. В обломках хорошо заметны реликты пемзовидной структуры первичного стекла, а в массивном стекле – перлитовой отдельности, которая подчеркивает развитие цеолитов и монтмориллонита по порам и трещинам, соответственно. Цемент представляет собой мелкие обломки стекла, полностью замещенные клиноптилолитом и слоистыми силикатами – монтмориллонитом, иногда с незначительной примесью иллита. Процесс монтмориллонитизации начинается с образования волосовидных и паутинообразных агрегатов соломенно-желтого цвета, развивающегося по флюидальности, перлитовой отдельности стекловатых частиц или с резорбции гиалокластитов по трещинкам и периферийным зонам.

Выделяются три типа цеолитизации и цеолитсодержащих минеральных ассоциаций.

Первый тип. Образование цеолитов начинается в перлитовых трещинках отдельности, совместно с развитием буровато-зеленых, бурых, ленточных, местами каплевидных выделений смешанного иллит-смектитового состава и тонких волосовидных выделений монтмориллонита. Морденит располагается между выделениями монтмориллонита, образует аксиолитовые агрегаты, часто растущие навстречу друг другу от стенок перлитовых трещин. Аксиолиты сложены тонкими, плотно сросшимися, игольчатыми кристаллами, слабо анизотропными, иногда бурыми за счет окислов железа. Такие аксиолитовые или радиально-лучистые образования морденита характерны для образований минеральных агрегатов первой, ранней, генерации. В мелких порах и пустотах совместно с морденитом образуется клиноптилолит в виде удлиненно-призматических кристаллов.

Второй тип характеризуется широким развитием мелко- и тонкозернистого агрегата клиноптилолита в виде цементирующей массы, в ассоциации с монтмориллонитом и гидрослюдой. Зерна клиноптилолита бесцветные с очень низким двупреломлением (0,002), иногда почти изотропные.

Третий тип цеолитизации выражается в том, что крупнозернистые агрегаты клиноптилолита или гейландита развиваются внутри пор и по обломкам.

Обсуждение результатов

Природные образцы представлены ассоциацией твердых растворов на основе санидина, альбита, морденита, клиноптилолита и смектита (монтмориллонита), встречаются и практически чисто клиноптилолитовые агрегаты. В первом случае цвет образцов розоватый, а во втором

случае светло-зеленый, светло-серый. В образцах, помимо этого, встречаются обломки вулканического стекла, а так же некоторое количество магнетита, ильменита, аннита и авгита.

На рисунках 2 и 3 показаны дифрактограммы клиноптилолитовых агрегатов и ассоциации, содержащей цеолиты, щелочные полевые шпаты, смектит. Чистый клиноптилолит и клиноптилолит, входящий в состав сложной смеси, имеют близкие параметры ячейки (таблица 1). Сравнение полученных параметров с известными из литературы позволяет определить состав клиноптилолита как лежащий в пределах $Na_{1-4}K_{0,3-2,6}Ca_{1-2}[Al_{5-9}Si_{27-31}O_{72}](H_2O)_n$, где $n = 20 – 25$. Противоионами, компенсирующими заряд, возникающий при гетеровалентном замещении Al_{Si}, являются натрий, калий и кальций. Морденит, согласно параметрам элементарной ячейки, имеет состав в пределах $Na_{5-5,5}[Al_{5-5,5}Si_{42,5-43}O_{96}](H_2O)_{32}$, возможны некоторые количества калия и кальция.

Смектит, присутствующий в некоторых образцах, является диоктаэдрическим, с замещениями в октаэдрических листах. О диоктаэдричности свидетельствует выраженная полоса около 520 – 546 см$^{-1}$. На ИК спектрах отчетливо проявляется пик около 842 см$^{-1}$, который ряд исследователей связывает с деформационными колебаниями фрагмента δ(Mg–O(OH)–Al) [9]. Интенсивный рефлекс в диапазоне 5,75 – 6,44 °2θ (13,7 – 15,4 Å), при насыщении образца глицерином сдвигается в сторону малых углов, до 4,8 °2θ (18,4 Å), как это видно на рисунке 4, из чего можно заключить, что в межслоевом пространстве смектита расположены катионы натрия и кальция [2]. Этот смектит можно рассматривать как твердый раствор между мусковитом, фенгитом (флогопитом), аннитом и пирофиллитом, если учесть, что в межслоевом пространстве расположен не калий, как у слюд, а натрий и кальций.

В ассоциации с морденитом и смектитом присутствуют щелочные полевые шпаты, твердые растворы на основе альбита ($C\bar{1}$) и санидина ($C2/m$). По всей видимости, в исходных породах они находились в виде пертитовых срастаний, на что указывает близость параметров b, c, и β, срастания же, в свою очередь, образовались в результате распада твердого раствора (K, Na)$AlSi_3O_8$. Известно, что на диаграмме состояний $NaAlSi_3O_8 – KAlSi_3O_8$ в субсолидусной

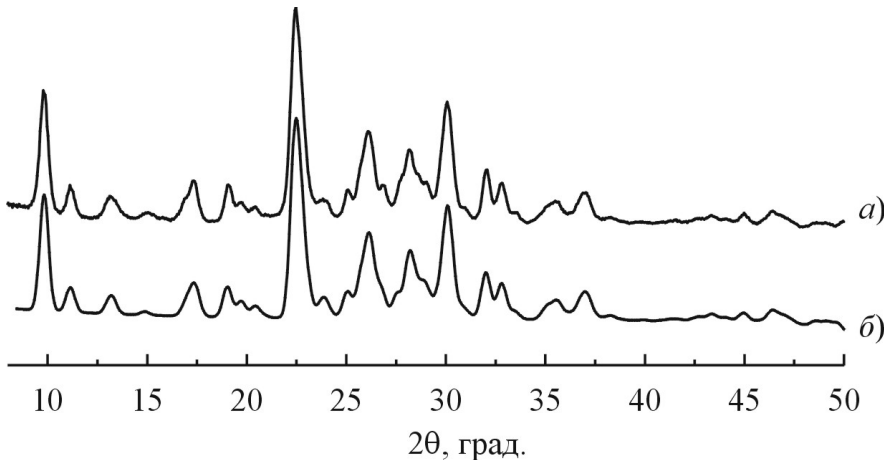


Рис. 2. Экспериментальная (а) и теоретически рассчитанная (б) дифрактограммы клиноптилолита

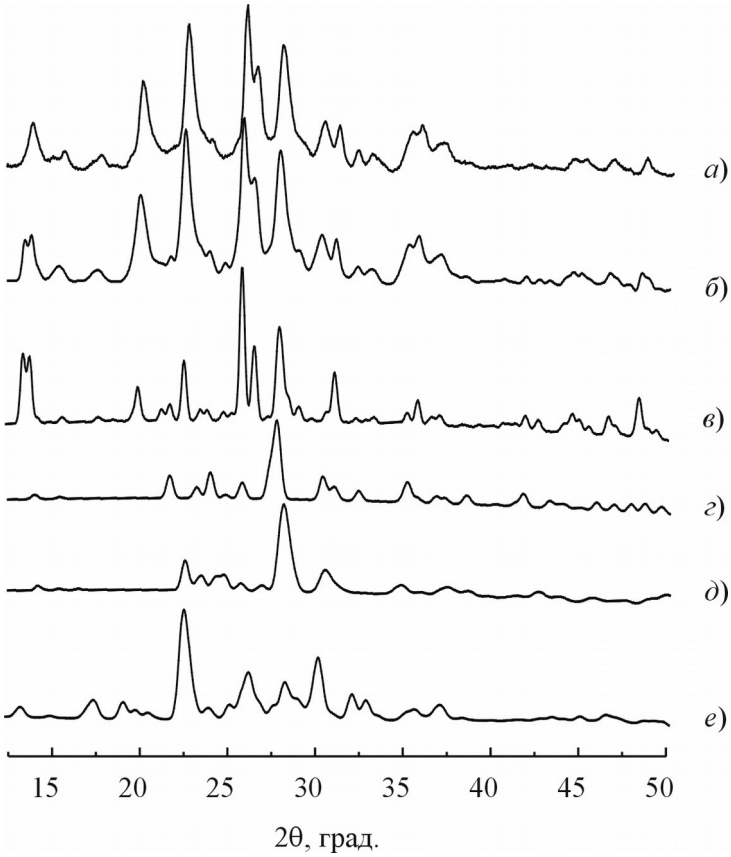


Рис. 3. Экспериментальная порошкограмма ассоциации клиноптилолита, морденита, санидина, альбита и смектита (*а*); теоретические дифрактограммы морденита (*в*), санидина (*г*), альбита (*д*) клиноптилолита (гейландита) (*е*) и их сумма (*б*)

Таблица 1. Параметры ячеек цеолитов и ассоциированных с ними щелочных полевых шпатов

	Гейландит (клиноптилолит), *C*2/*m*	Санидин (*C*2/*m*)	Альбит ($C\bar{1}$)	Клиноптилолит (гейландит), *C*2/*m*	Морденит, *Cmcm*
Примечание	Чистый	Смесь			
Параметр элементарной ячейки					
a, Å	17,65	8,44	8,17	17,62	18,08
b, Å	17,99	12,97	13,08	17,93	20,34
c, Å	7,41	7,17	7,29	7,41	7,49
α, град.	90	90	93,92	90	90
β, град.	115,99	116,01	116,85	116,44	90
γ, град.	90	90	87,35	90	90
V, Å^3	2114,9	705,4	693,3	2096,2	2754,4

области есть купол бинодального распада [2], критическая точка которого расположена выше 600 °С (ее положение зависит от давления в системе). При распаде твердого раствора (K, Na)$AlSi_3O_8$. образуются две моноклинные фазы (мональбит и санидин), а затем, с понижением температуры, Na-фаза переходит в триклинную модификацию, поскольку моноклинное

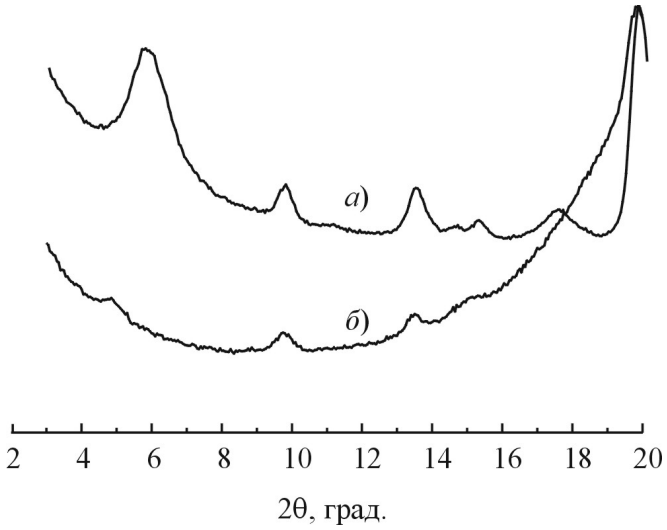


Рис. 4. Малоугловая часть дифрактограммы смектита в воздушно-сухом (*а*) и насыщенном глицерином (*б*) состояниях

состояние для альбита не закаливается, и мональбит при низкой температуре не существует [3]. Это объясняет наличие в ассоциации моноклинного санидина и триклинного альбита с близкими параметрами элементарных ячеек. Исходный твердый раствор $(K, Na)AlSi_3O_8$ образовался, по всей видимости, при кристаллизации силикатного расплава.

Инфракрасные спектры ассоциаций представлены на рисунке 5. Образец, в дифрактометрическом отношении относящийся к клиноптилолиту, имеет полосы поглощения, характерные для этой фазы (таблица 2). На спектре же смеси клиноптилолита, морденита, смектита и полевых шпатов основные полосы поглощения принадлежат диоктаэдрическому смектиту, полосы поглощения остальных минералов замаскированы.

ИК спектр вулканического стекла так же представлен на рисунке 5. На кривой прослеживаются полосы, отвечающие колебаниям тетраэдров $[SiO_4]$ с одним, двумя и тремя немостиковыми атомами кислорода (Q^3, Q^2, Q^1), т.е. в стекле присутствуют трех-, дву- и односвязанные тетраэдры $[SiO_4]$ [1]. Помимо этого присутствуют сильно уширенные полосы, характерные для α-кварца, что свидетельствует о частичном превращении стекла в эту модификацию SiO_2. В высокочастотной области распложены полосы поглощения молекул воды, причем можно отметить, что заметное поглощение в диапазоне 3000 – 4000 $см^{-1}$ свидетельствует о высоком содержании воды в стеклах месторождения. Полосы около 3530 – 3590 $см^{-1}$ характерны для натриевой формы клиноптилолита, и их наличие можно объяснить присутствием его следов в стекле. Вообще полосы поглощения цеолитов в диапазоне 3500 – 3600 $см^{-1}$ связывают с колебаниями ν(OH) внутрикомплексной воды [8].

Таким образом, стекло постепенно превращается в клиноптилолит (гейландит) и α-кварц, выделяющийся из стеклянной матрицы в виде глобул с концентрической отдельностью. Эти глобулы фиксируются визуально, и процесс напоминает образование «очкового» кристобалита в изделиях из кварцевой керамики, эксплуатирующихся при высоких температурах [7].

Происхождение клиноптилолита и морденита, вероятно, связано с преобразованием полевошпатных твердых растворов и вулканического стекла под действием горячих водных

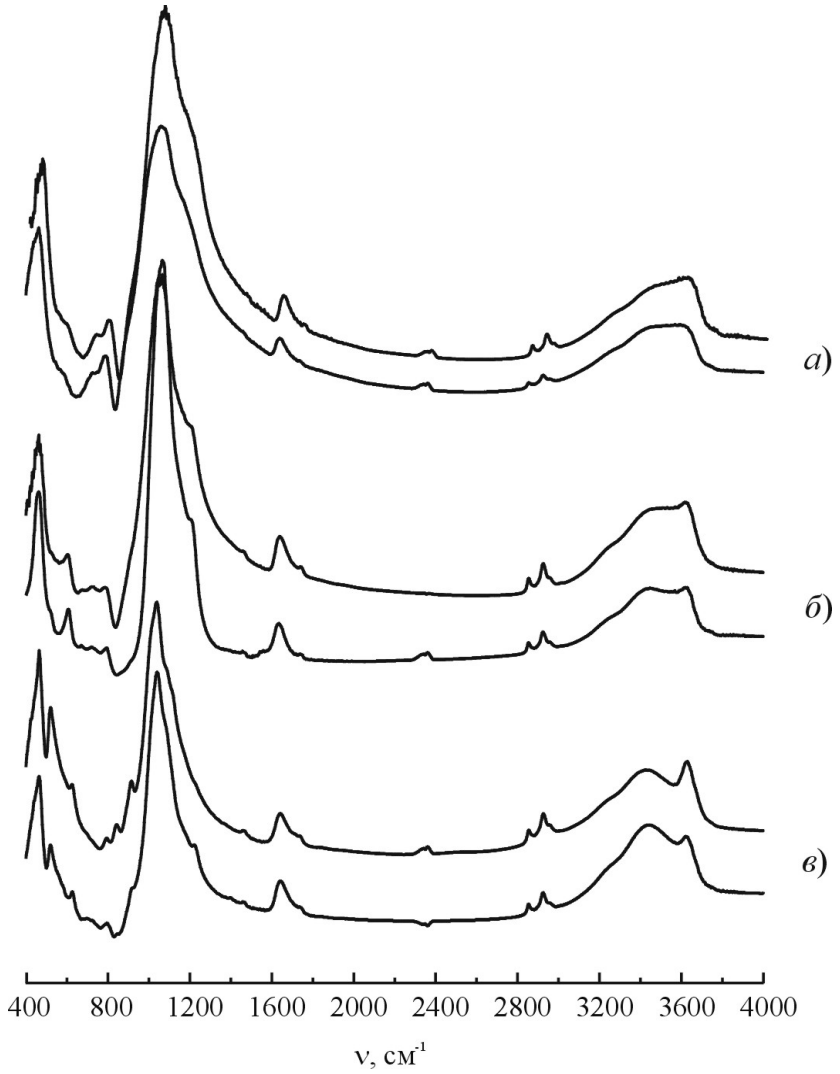


Рис. 5. Инфракрасные спектры перлитовых стекол (*а*), клиноптилолита (гейландита) (*б*), смектита (в смеси) (*в*)

растворов, отделившихся при кристаллизации силикатного расплава, хотя нельзя исключить и участие в этом метеорных вод. Наиболее вероятным механизмом преобразования представляется своего рода перекристаллизация санидина, альбита и алюмосиликатного вулканического стекла (в данном случае перлита). При этом твердофазные предшественники цеолитов растворяются, в водный раствор переходят анионы ортокремниевой кислоты H_4SiO_4, гидроксоалюминаты, а из раствора кристаллизуются клиноптилолит (гейландит), морденит. Либо могли образовываться гели цеолитового состава, впоследствии кристаллизующиеся в цеолит. Для того, что бы из раствора непосредственно росли цеолиты (минуя стадию геля), процесс должен протекать в относительно спокойных условиях насыщенного раствора, без резких скачков температуры. Известно, что промышленный синтез цеолитов проводится из гелей гидратированных SiO_2, Al_2O_3 с добавками соединений натрия (или любого другого противоиона), при температуре до 250 °С. Другим возможным путем образования цеолитов могло

Таблица 2. Полосы поглощения смесей со смектитом, клиноптилолита и стекла

Смектит		Клиноптилолит (гейландит)		Стекло	
Центр полосы, ν, $см^{-1}$	Отнесение	Центр полосы, ν, $см^{-1}$	Отнесение	Центр полосы, ν, $см^{-1}$	Отнесение
437	ν_2(Si–O)	460	δ(Si–O–Si)	459	δ(Si–O–Si)
468	δ(Si–O–Si)	519	δ((Si, Al)–O–Si)	533	δ(Si–O–Si)
520	δ(Me^{VI}–O–Si)	608	δ((Si, Al)–O–Si)	729	ν(Si–O) (α-Qu?)
546	δ(Me^{VI}–O–Si)	661	δ((Si, Al)–O–Si)	793	ν_1(Si–O) (α-Qu?)
625	ν_4(Si–O)	727	ν(Si–O) (α-Qu?)	890	ν_3(Si–O), Q^1
793	ν(Si–O) (α-Qu?)	795	ν(Si–O) (α-Qu?)	1002	ν_3(Si–O), Q^2
842	δ(Al–O(H)–Mg)	1020	ν(Si–O)	1071	ν(Si–O–Si), Q^3
908	δ(Al–O(H)–Al)	1074	ν(Si–O–Si)	1146	ν(Si–O–Si)
1022	ν(Si–O–Si)	1142	ν(Si–O–Si)	1310	ν(Si–O–Si) (?)
1151	ν(Si–O–Si)	1195	ν(Si–O–Si)		
3215	$\nu_3(H_2O)$ $Me(H_2O)$	3231	$\nu_3(H_2O)$ $Me(H_2O)$	3244	$\nu_3(H_2O)$ $Me(H_2O)$
3424	$\nu_1(H_2O)$ $Me(H_2O)$	3430	$\nu_1(H_2O)$ $Me(H_2O)$	3468	$\nu_1(H_2O)$ $Me(H_2O)$
3620	ν(OH); ν_3(адсорб. H_2O)	3535	ν_3(адсорб. H_2O)	3590	ν_3(адсорб. H_2O)
3633	ν(OH); ν_3(адсорб. H_2O)	3629	ν_3(адсорб. H_2O)	3640	ν_3(адсорб. H_2O)

стать селективное растворение калиево-натриевых полевых шпатов, при котором часть атомов алюминия покидала решетку, но в целом каркас алюмосиликата сохранялся.

Смектит, скорее всего, образовался уже после формирования основной массы цеолитов. В ассоциации с морденитов, клиноптилолитом и щелочными полевыми шпатами смектит находится в тесном срастании с морденитом. Скорее всего, процесс кристаллизации смектита из раствора произошел по механизму полимеризационной конденсации олигомеров, в качестве которых выступали анионы кремниевых кислот, алюминия, железа и др. Тот факт, что алюминий октаэдрического слоя в заметной степени замещен магнием, свидетельствует о не слишком низких значениях pH растворов. Морденит мог служить как источником олигокремниевых анионов, так и выступать как поверхность, на которой происходит рост новой фазы без значительного массообмена со смектитом и водным раствором. В первом случает, морденит должен был растворяться с поверхности, а затем продукты растворения кристаллизовались в смектит. Во втором случае вода, поступающая в толщу перлита по трещинам, несла в себе компоненты, из которых образовался филлосиликат. На современных термальных полях смектит образуется в природных резервуарах с естественным барботированием (грязе-водные котлы), если pH раствора 5 и выше (границы нечеткие, т.к. помимо pH на состав глинистой пульпы оказывает влияние катионный состав раствора).

Об образовании смектита из гелей соответствующего состава, при не слишком низких pH, указывается в [2]. Например, приведены результаты опытов по длительной выдержке водной взвеси алюмосиликатных гелей в присутствии $Na^{+,}$ Ca^{2+}, Mg^{2+} и иных противоионов при разных температурах, вплоть до комнатных. Отмечается, что при комнатной температуре

образование смектита происходило за несколько лет, а при повышении температуры до 60 – 100 °С процесс завершался за несколько часов или дней.

Заключение

Формирование цеолитов произошло, по всей видимости, при «перекристаллизации» вулканического стекла и щелочных полевых шпатов, образовавшихся при кристаллизации силикатного расплава. Текстурные характеристики цеолитизированных образцов свидетельствуют об отсутствии интенсивного перемешивания реакционной смеси при цеолитизации, в противном случае цеолитовые массы представляли ли бы собой однородные агрегаты без признаков зональности, псевдоморфоз и т.д. О спокойном течении преобразования свидетельствуют и кристаллы клиноптилолита, морденита, наблюдаемые под микроскопом.

Стекло обнаруживает заметное поглощение в высокочастотной области (3000–4000 $см^{-1}$), что свидетельствует о высоком содержании воды в нем. По всей видимости, вода в основном находится в адсорбированном состоянии, однако часть молекул координирована к металлам. Следы цеолитов в стекле свидетельствуют о его постепенном превращении. Независимо от цеолитизации стекла, оно постепенно превращается в α-кварц, который выделяется из основной матрицы в виде прозрачных глобул концентрической структуры.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ (проект 16-05-00007а).

Список литературы

1. *Анфилогов В. Н., Быков В. Н., Осипов А. А*. Силикатные расплавы. М.: Наука. 2005. 357 с.
2. Минералы. Справочник. Под ред. Ф. В. Чухрова. Т. IV. Слоистые силикаты (смектиты, хлориты, смешаннослойные). Вып. 2. Слоистые силикаты со сложными тетраэдрическими радикалами. М.: Наука. 1992. 663 с.
3. Минералы. Справочник. Под ред. Г. Б. Бокий. Т. V. Каркасные силикаты. Вып. 1. Силикаты с разорванными каркасами, полевые шпаты. М.: Наука. 2003. 583 с.
4. *Наседкин В.В.* Основные закономерности формирования месторождений водосодержащих стекол и пути их промышленного использования // Перлиты. М.: Наука, 1981. С. 17 – 42.
5. *Наседкин В.В., Наседкина В.Х.* Генетические и морфологические типы клиноптилолит-морденитовой минерализации вулканических областей // Природные цеолиты. М.: Наука, 1980. С. 122 – 134.
6. *Наседкин В.В., Соловьева Т.Н., Нистратова И.Е. и др.* Сравнительная характеристика минерального состава цеолитовых пород горы Ягодной и продуктов современного минералообразования долины р. Банной п-ова Камчатка // Современные гидротермы и минералообразование. М.: Наука, 1988. С. 70-85.
7. *Пивинский Ю. Е., Ромашин А. Г.* Кварцевая керамика. М.: Металлургия. 1974. 262 с.
8. *Ставицкая Г. П., Рыскин Я. И., Жданов С. П.* Внерешеточные анионы и бренстедовы кислотные центры редкоземельных цеолитов группы фожазита. // Известия АН СССР. Серия химическая. 1979. № 2. с. 272 – 280.
9. *Madejova J., Komadel P.* Baseline studies of the clay minerals society source clays: infrared methods. // Clays and Clay Minerals. 2002. Vol. 49. № 5. p. 410 – 432.

УДК 553.078.2

50 ЛЕТ СО ДНЯ ПУСКА ПАУЖЕТСКОЙ ГЕОТЕРМАЛЬНОЙ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ СТАНЦИИ

В.М. Сугробов, Г.А. Карпов, С.Н. Рычагов

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

В докладе раскрыта история подготовки к эксплуатации Паужетского геотермального месторождения и строительства первой в Советском Союзе геотермальной электрической станции на юге Камчатки. Приведены основные даты этих выдающихся в истории нашей страны событий, определивших развитие геотермии на Камчатке, Курильских островах и, в целом, в России. Отмечена роль идеологов и руководителей (А.А. Гавронского, Б.И. Пийпа, В.В. Аверьева, В.М. Сугробова), научных сотрудников (А.С. Нехорошева, В.И. Белоусова, Г.А. Карпова, Н.Г. Сугробовой, Т.В. Ренне, других), ведущих инженеров-конструкторов (А.А. Гавронского, В.Г. Ренне), геолого-разведчиков (Н.А. Антипова, Ю.В. Кожина, В.М. Дудченко, Ю.А. Краевого) и «незаметных тружеников» (Н.И. Сажина, В.И. Сабурова и многих других) в становлении геотермических исследований.

Введение: первый этап исследований Паужетских гидротерм – до 1948 года

История изучения горячих недр Камчатки уходит в XVII век, когда С.П. Крашенинников в ходе первой Камчатской экспедиции Российской Академии Наук описал огнедышащие горы и многочисленные термальные ключи [6]. В последующие годы интерес к термальным ключам Камчатки был постоянным. В XX веке научные исследования гидротермальной деятельности заметно активизировались. В 1937 г. вышла из печати книга Б.И. Пийпа «Термальные ключи Камчатки», в которой на основании собственных исследований 1934-1935 гг. и обобщения других работ впервые сделано достаточно полное научное описание горячих источников и гейзеров Камчатки [8]. В книге также дано заключение и о возможном практическом использовании термальных вод, в основном, их бальнеологических свойств. Первый этап исследований Паужетских гидротермальных источников хорошо освещен в литературе, что не скажешь о втором этапе - непосредственной подготовке Паужетского геотермального месторождения к эксплуатации и строительстве ГеоЭС. Поэтому остановимся на этих событиях подробнее.

Второй этап исследований и строительство геотермальной станции

В 1948 г. А.А. Гавронский, работавший в то время на Сахалине главным инженером-электриком в «Главсахалинрыбпроме», поставил вопрос о теплоэнергетическом применении горячих природных вод и пара в специальной записке, переданной в Правительство СССР. По этой записке Госплан СССР запросил отзыв Президиума АН СССР о возможности и целесообразности использования геотермальной энергии на Камчатке. Президиум АН СССР своим

решением от 15 марта 1954 г. поручил Лаборатории вулканологии АН СССР направить на Южную Камчатку геотермальную экспедицию с целью сбора необходимых материалов и выбора подходящего объекта для разведочного бурения. По существу это было началом целенаправленных исследований по использованию геотермальных ресурсов для теплоснабжения и выработки электроэнергии в нашей стране.

В 1955 г. были выполнены работы геотермальной экспедиции Лаборатории вулканологии АН СССР (начальники экспедиции Б.И. Пийп, А.Е. Святловский, гидрогеологи В.В. Иванов, А.С. Нехорошев). Результаты исследований, выполненные экспедицией летом 1955 г., позволили рекомендовать район Паужетских источников для начала буровых работ.

В 1956 г. по ходатайству Академии наук СССР, основанному на результатах вышеназванной экспедиции, Совет Министров СССР вынес специальное решение (№ 3816-р от 21/У1-56 г.) о проведении на Южной Камчатке на участке Паужетских термальных источников глубокого бурения и геотермических исследований с целью строительства первой в СССР опытно-промышленной геотермической электростанции. На первом этапе работ было предусмотрено бурение двух 500-метровых скважин, с производством всех необходимых геологических, гидрогеологических, химических и геотермических наблюдений. Проведение буровых работ возложено Советом Министров СССР на Министерство нефтяной промышленности СССР, а выполнение всех исследовательских работ и общее методическое руководство работами - на Академию наук СССР. В этом же году выездная комиссия Президиума Академии наук СССР посетила Камчатку с задачей «…определения необходимых мероприятий по организации специальных физических и геохимических исследований, связанных с проявлением тепловой энергии Земли». Комиссию возглавил академик М.А. Лаврентьев. В ее состав входили академики И.Е. Тамм, А.А. Дородницын, А.Н. Тихонов, известные вулканологи и гидрогеологи Б.И. Пийп, Ф.А. Макаренко, В.И. Влодавец, В.В. Иванов, Н.И. Хитаров, А.С. Нехорошев, инженер А.А. Гавронский. Комиссия выбрала точку заложения первой 500-метровой скважины на площадке Паужетских термальных источников и утвердила программу работ создаваемой здесь контрольно-наблюдательной станции Лаборатории вулканологии.

В 1957 г. была создана Паужетская контрольно-наблюдательная геотермическая станция (позднее - Паужетская геотермальная экспедиция) Лаборатории вулканологии Академии наук для выполнения комплекса геолого-гидрогеологических исследований при бурении. Все работы этого периода возглавлял Б.И. Пийп, гидрогеологические исследования - В.В. Аверьев (1957 - 1960 гг.) и В.М. Сугробов (1960 – 1965 гг.). В этом же году была организована Паужетская геологоразведочная партия Мингео РСФСР для подготовки и бурения скважины и впоследствии всего разведочного бурения (руководители работ - Н.А. Антипов, Ю.В. Кожин, В.М. Дудченко, геолог - Л.Ф. Тыщенко, гидрогеологи - Ю.А. Краевой, Е.Л. Краевая). Таким образом, 1957 г. можно считать фактически началом всего комплекса работ по подготовке и строительству Паужетской геотермальной электростанции.

В 1958 - 1959 гг. пробурена и опробована первая пароводяная скважина в нашей стране. На глубине уже 120-300 м она вскрыла подземные воды с температурой до 200 градусов

Цельсия. На поверхности (на устье скважины) высокотемпературная вода, вскипая при понижении давления, превращается в пароводяную смесь и пар. Для определения основных гидрогеологических параметров такой скважины (дебита, удельного дебита, теплосодержания, химического и газового состава воды) была разработана и применена специальная методика опробования (В.В. Аверьев).

В 1959 - 1963 гг. проводилась разведка месторождения. Пробурены и опробованы 21 разведочные скважины с суммарной производительностью 195 кг/с пароводяной смеси и средним теплосодержанием 169 ккал/кг. В 1962-1963 гг. проведены годовые опытно-эксплуатационные выпуски из 10 наиболее производительных скважин, по данным которых выполнен подсчет и затем утверждены эксплуатационные запасы, обосновывающие строительство геотермальной электростанции мощностью 5 МВт (В.В. Аверьев, Ю.А. Краевой, В.М. Сугробов).

В 1963 г. вышло постановление Совета Министров СССР от 19 апреля по использованию геотермальных ресурсов в стране с указанием строительства в 1963-1965 гг. Паужетской опытно-промышленной геотермической станции в Камчатской области.

В 1964 - 1965 гг. выполнена оценка выноса тепла на термальных полях Камбального хребта и прогнозная оценка геотермальных ресурсов Паужетской гидротермальной системы, в целом, порядка 30 Мвтэ (В.М. Сугробов).

В 1965 г. была опубликована книга «Паужетские горячие воды на Камчатке» под редакцией Б.И. Пийпа, в которой обобщены данные о геологическом и гидрогеологическом строении Паужетского геотермального месторождения, суммированы материалы по бурению скважин, предложена модель теплового питания гидротермальной системы [7]. Книга является настольной и сегодня для геологов, гидрогеологов, геохимиков, инженеров.

В 1966 г. произведен пробный пуск геотермальной станции.

В 1967 г. введена в эксплуатацию первая в нашей стране Паужетская геотермальная электростанция с установленной мощностью 5 МВт (2 блока по 2,5 МВт). Главным инженером проекта был Б.М. Выморков, первыми руководителями станции Е.Б. Бамштейн, Б.М. Выморков, О.С. Найманов.

О роли В.В. Аверьева в геотермических исследованиях на Камчатке

В период 1957-1963 гг. силами Паужетской контрольно-наблюдательной станции лаборатории Вулканологии АН СССР (с 1962 г. - Института вулканологии СО АН СССР) под практическим и идейным руководством В.В. Аверьева были изучены геолого-структурные особенности и термический режим Паужетского геотермального месторождения, успешно проведено опробование скважин поисково-разведочного бурения, выполнен большой объем гидрогеологических исследований, подсчитаны и утверждены эксплуатационные запасы (В.В. Аверьев, В.И. Белоусов, В.М. Сугробов). При этом, под руководством В.В. Аверьева и его учеников непосредственно на Паужетке была изготовлена недостающая аппаратура для опробования скважин (система оголовков, лубрикаторов, сепарационных установок, расходоме-

ров, калориметров, пробоотборников и др.) и освоены многие новые технологии и методы оценки физико-химических параметров месторождения, которые вошли в практику гидрогеологических, гидрохимических и геотермических исследований и впоследствии широко использовались при разведке других месторождений горячих вод на Камчатке и Курилах.

Можно смело сказать, что освоение Паужетского месторождения стало школой для российских специалистов, работающих в области использования глубинного тепла Земли в эти и последующие годы [5, 9]. В 1962 - 1966 гг. по инициативе В.В. Аверьева и под его руководством и личном участии проводились экспедиционные обследования наиболее крупных высокотемпературных гидротермальных систем Камчатки, ещё не изученных подобно Паужетке с помощью разведочного бурения. Акцент в этих исследованиях при характеристике геологических и гидрогеологических условий проявления гидротермальной деятельности сделан на количественную оценку выноса тепла (тепловую мощность). Причем, В.В. Аверьев разработал простейший метод измерения теплоотдачи с поверхности нагретого и парящего грунта. Вначале (1962 г.) эти работы были выполнены в Долине Гейзеров. Затем такой же подход к исследованию Северо-Мутновской и Больше-Банной термоаномалий применили сотрудники Геологического института АН СССР Е.А. Вакин, Б.Г. Поляк, В.И. Кононов (1962-1964 гг.), а к термальным полям Камбального хребта - В.М. Сугробов (1964-1965 гг.). Такие же работы были выполнены Е.А. Вакиным на термальных полях Кошелевского вулканического массива (1966-1967 гг.), В.В. Аверьевым и Е.А. Вакиным в районе Большого Семячика (1966 г.), Г.Ф. Пилипенко на Узоне (1966-1967 гг.) [5].

Данные о выносе тепла на термальных полях и гидротермальных системах и привлечение материалов гидрогеологов Камчатского геологического управления по Паратунскому и Больше-Банному месторождениям термальных вод позволили В.В. Аверьеву подойти к оценке геотермальных ресурсов выделенных им трех крупнейших геотермальных районов Камчатки – Паужетского, Мутновского и Семячинского. Он первый высказал мнение, что геотермальные ресурсы Камчатки могут стать реальной базой для строительства крупных геотермальных электростанций суммарной мощностью свыше 300 МВт. В 1966 г. в специальной записке «Соображения о создании геотермальной энергобазы на Камчатке», переданной руководству Камчатской области, В.В. Аверьев рекомендует использовать геотермальные ресурсы в качестве основного источника энергоснабжения Камчатки.

В одном из своих последних научных докладов Валерий Викторович выступил с предложением о глубоком бурении на современных гидротермальных системах и в зоне влияния магматических очагов под вулканами. Эти представления в настоящее время успешно развиваются его учениками. Таким образом, В.В. Аверьевым было введено в науку новое направление исследований, в основе которого лежит представление о том, что вулканизм, как проявление магматического вещества на поверхности земли, и гидротермальный процесс, выражающийся в выходах горячих источников и гейзеров, являются производными единого процесса - флюидизации земных недр.

В связи с поставленной В.В. Аверьевым проблемой теплоснабжения г. Петропавловска-Камчатского и г. Елизово были усилены работы по разведке и освоению крупнейшего на Камчатке Паратунского месторождения гидротерм, начаты поисковые работы на Больше-Банном месторождении, построена Паужетская геотермальная станция мощностью 11 МВт, разведано Мутновское месторождение парогидротерм, ресурсы которого обеспечивают работу геотермальной станции электрической мощностью 62 МВт. В.В. Аверьев создал теорию теплового питания гидротермальных систем, высказал новые представления о природе кислого вулканизма [1, 4] и разработал прогрессивные методы оценки энергетических ресурсов месторождений подземного тепла [2, 3].

В достижениях геотермальной энергетики Камчатки научный и практический вклад работ В.В. Аверьева еще не полностью оценен. Он мечтал о том, чтобы неисчерпаемые ресурсы глубинного тепла стали прочной базой экономического процветания Камчатки. Имя В.В. Аверьева предполагалось присвоить первенцу российской геотермальной энергетики – Паужетской геотермальной электростанции. Отмечая в 2016 г. 50-летие начала её работы, хочется надеяться на то, что потомки не забудут творца теории теплового питания вулканогенных гидротермальных систем.

Заключение

Подготовка к эксплуатации Паужетского геотермального месторождения в 1955-60-х годах и строительство первой в СССР Паужетской опытно-промышленной геотермальной станции, электрической мощностью 5 МВт на начальном этапе ее работы и 11 МВт в последующем, стало событием Всесоюзного и мирового масштаба. Комплексные научные исследования и пионерские разработки в области технологии добычи и использования пароводяного теплоносителя на Паужетке послужили основой для оценки геотермальных ресурсов Курило-Камчатского региона, развития системы теплоснабжения населенных пунктов в Паратунском, Эссовском и др. районах Камчатки; строительства Верхне-Мутновской и Мутновской ГеоЭС общей установленной электрической мощностью 62 МВт.

Список литературы

1. *Аверьев В.В.* Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью // Современный вулканизм. М.: Наука, 1966. С. 118-128.
2. *Аверьев В.В.* Особенности динамики пароводяных скважин // Труды Лаборатории вулканологии. 1960. Вып.18. С. 113-122.
3. *Аверьев В.В.* Условия разгрузки Паужетских гидротерм на юге Камчатки // Труды Лаборатории вулканологии. 1961. Вып. 19. С. 80-98.
4. *Аверьев В.В.* О соотношении между гидротермальной и магматической деятельностью // Проблемы вулканизма: Материалы ко 2-му Всесоюзному вулканологическому совещанию. Петропавловск-Камчатский, 1964. С. 251-253.

5. Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки / Ред. В.М. Сугробов. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1976. 284 с.
6. *Крашенинников С.П.* Описание земли Камчатки. СПб., 1755. Т. 1. 438 с.
7. Паужетские горячие воды на Камчатке / Ред. Б.И. Пийп. М.: Наука, 1965. 208с.
8. *Пийп Б.И.* Термальные ключи Камчатки. М.: Труды СОПС АН СССР, 1937. Вып. 2.
9. Структура гидротермальной системы / С.Н. Рычагов, Н.С. Жатнуев, А.Д. Коробов и др. М.: Наука, 1993. 298 с.

УДК 624.131.4

К ВОПРОСУ О ПРЕОБРАЗОВАНИИ ТУФОВ В РАЗРЕЗЕ ВЕРХНЕ-ПАУЖЕТСКОГО ТЕРМАЛЬНОГО ПОЛЯ (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА)

Ю.В. Фролова[1], М.С. Чернов[1], С.Н. Рычагов [2]

[1]МГУ имени М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, 119992; e-mail: ju_frolova@mail.ru
[2]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: rychsn@kscnet.ru

Рассмотрены петрографические и инженерно-геологические особенности вулканогенно-осадочных пород (туфов, туффитов), слагающих верхнюю часть разреза Паужетского геотермального месторождения. Показаны преобразования структурно-минералогических характеристик пород - вплоть до превращения в гидротермальные глины, и сопровождающие их изменения свойств (физических, физико-механических) в разрезе Верхне-Паужетского термального поля.

Введение

Развитие геотермальной энергетики и использование тепла Земли для целей тепло- и электрификации предполагает изучение инженерно-геологических условий геотермальных районов, включая физико-механические свойства слагающих их пород. Как правило, вулканические породы отличаются достаточно высокими значениями прочностных и деформационных показателей свойств. Однако, в структуре гидротермальных систем парогидротермы могут оказывать на вмещающие горные породы «негативное» воздействие, при определенных условиях приводя к существенному снижению характеристик. В частности, в пределах термальных полей скальные вулканические массивы нередко полностью превращаются в глинистые толщи [2, 4-6, 7, 9, 10]. Это вносит коррективы в методику изучения пород, расчеты устойчивости оснований инженерных сооружений, моделирование и прогноз опасных склоновых процессов. Кроме того, как показано в ряде наших работ, гидротермальные глины представляют большой интерес для понимания условий минерало-рудообразования в зоне гипергенеза современных гидротермальных систем. Но их физическим и физико-механическим свойствам уделялось недостаточно внимания.

В настоящей работе приводится характеристика туфов верхнепаужетской подсвиты (N_2-Q_1 pau_3), слагающих приповерхностный горизонт Паужетского геотермального месторождения, и анализируется изменение их состава, строения и свойств в пределах Верхне-Паужетского термального поля. Исследования продолжают цикл работ, проводимых авторами на различных гидротермальных системах Курило-Камчатского региона [6, 9, 10].

Геологические условия

Геологическое строение Паужетской гидротермальной системы детально рассмотрено в [7]. Вмещающими породами являются вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения

(туфы и туффиты) от среднего до кислого составов плиоцен-плейстоценового возраста. В недрах гидротермальной системы на основании гидрогеотермических и изотопно-геохимических данных установлена зона интенсивного смешения метеорных и глубинных термальных вод [6, 7]. За счет разгрузки тепла, переносимого пароводяной смесью по субвертикальным разломам, на дневной поверхности сформировано несколько термальных полей. Одним из них является Верхне-Паужетское термальное поле. Оно имеет размеры 150 х 200 м в плане и расположено на пересечении кольцевых и радиальных тектонических нарушений в приподнятом тектоническом (тектоно-магматическом ?) блоке. В пределах термального поля туфогенные отложения верхнепаужетской подсвиты (N_2-Q_1 pau3), залегающие в верхней части разреза, интенсивно переработаны термальными водами.

Методы исследования

Разрез приповерхностного горизонта Верхне–Паужетского термального поля исследован с помощью проходки шурфа (ВхПП-1/10, глубина 1,7 м) и трех скважин колонкового бурения (ВхПП-…1/13, 4/13, 2/11, глубиной до 3,5 м). Проведено опробование, в результате которого отобрано 6 монолитов глинистого грунта и 6 образцов подстилающих глинистый горизонт туфов. Методика проведения лабораторных испытаний различна для дисперсных и скальных грунтов.

Скальные грунты (6 образцов). Из каждого монолита были изготовлены образцы правильной геометрической формы (кубики), с размером грани 2 см. В ходе лабораторных испытаний определялись следующие свойства пород: плотность воздушно-сухого грунта (ρ_d), плотность твердых частиц (ρ_s), общая пористость (n), величина водопоглощения (W), гигроскопическая влажность ($W_г$), магнитная восприимчивость (χ), скорость распространения продольных волн (V_p) в сухом и водонасыщенном состоянии; Kvp – коэффициент, показывающий насколько изменяется величина V_p при водонасыщении; скорость распространения поперечных волн (V_s); динамический модуль упругости ($E_д$); прочность на одноосное сжатие (R_c); коэффициент размягчаемости ($K_{разм}$ – отношение прочности образца на одноосное сжатие в водонасыщенном состоянии к прочности в сухом состоянии). Все определения проводились по стандартным методикам [8].

Глинистые грунты (6 монолитов). Для гидротермальных глинистых грунтов были определены естественная влажность (W_e), гигроскопическая влажность ($W_г$), влажности нижнего (W_P) и верхнего (W_L) пределов пластичности; рассчитаны число пластичности (I_p), показатель консистенции (I_L), степень влажности (S_r); определены плотность грунта (ρ), плотность скелета грунта (ρ_d) и плотность твердых частиц (ρ_s); вычислена пористость (n); определена прочность на одноосное сжатие (R_c). Для исследования структурных особенностей были выполнены гранулометрический и микроагрегатный анализы. Все определения проводились по стандартным методикам [3].

Одновременно с определением свойств были изучены состав и строение пород. Изучение общего химического состава образцов проводилось по стандартным методикам, определения

выполнены в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. Изучение минерального состава и строения выполнено на Геологическом факультете МГУ имени М.В. Ломоносова. Все образцы описаны макроскопически и в шлифах (оптический микроскоп "Olympus BX-41"). Минеральный состав определен на рентгеновском дифрактометре Rigaku ULTIMA-IV (оператор к.г.-м.н. В.В. Крупская). Три образца измененных туфов и все образцы глин исследованы с помощью растрового электронного микроскопа (РЭМ) LEO 1450VP, оснащенного микрозондовым анализатором INCA 300 (операторы проф. В.Н. Соколов, с.н.с. М.С. Чернов), 2 образца неизмененных туфов на РЭМ CamScan (оператор Е.В. Гусева).

Неизмененные туфы

Разрез слабо измененных вулканогенно-осадочных отложений верхнепаужетской подсвиты (N_2-Q_1 pau_3) был детально изучен вне зоны разгрузки современных гидротерм – в правом борту ручья Быстрый на некотором удалении от Нижне-Паужетского термального поля. Толща представляет собой переслаивание туфов – от тонкообломочных (пелитовых и алевритовых) до крупнообломочных (псефитовых) (рис. 1). Породы разной степени цементации – от слабых, рассыпающихся в руках, до крепких и прочных.

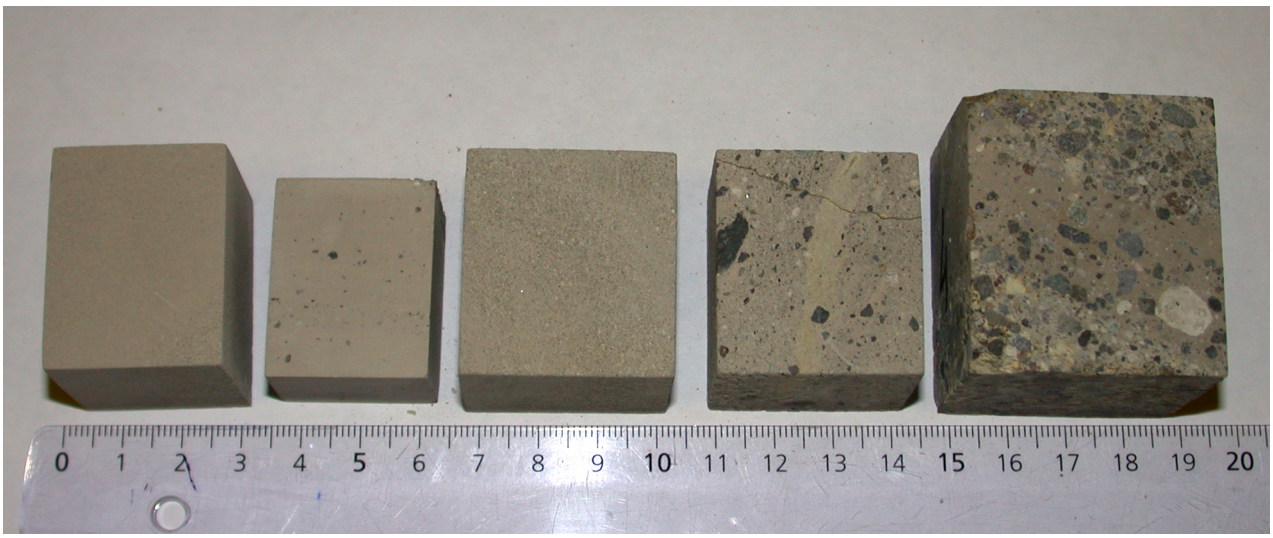


Рис. 1. Неизмененные туфы верхнепаужетской подсвиты. Общий вид

Туфы имеют дацитовый состав (содержание SiO_2 63-65 %). Обломочный материал представлен витрокластами, кристаллокластами плагиоклаза, реже – кварца, пироксена и роговой обманки; литокластами лав и более древних туфов, а также пемзой. В качестве цемента выступает тонкообломочное вулканическое стекло, частично перекристаллизованное и замещенное смектитами и низкотемпературными минералами кремнезема (опал, кристобалит). Процесс перекристаллизации наблюдается в РЭМ при больших увеличениях: обломки обволакиваются ячеистым, высокопористым опал-смектитовым веществом, которое частично или полностью заполняет межобломочное пространство (рис. 2 а, б). Однако, эти преобразования могут происходить в результате региональных эпигенетических процессов и не иметь прямого отношения к современным

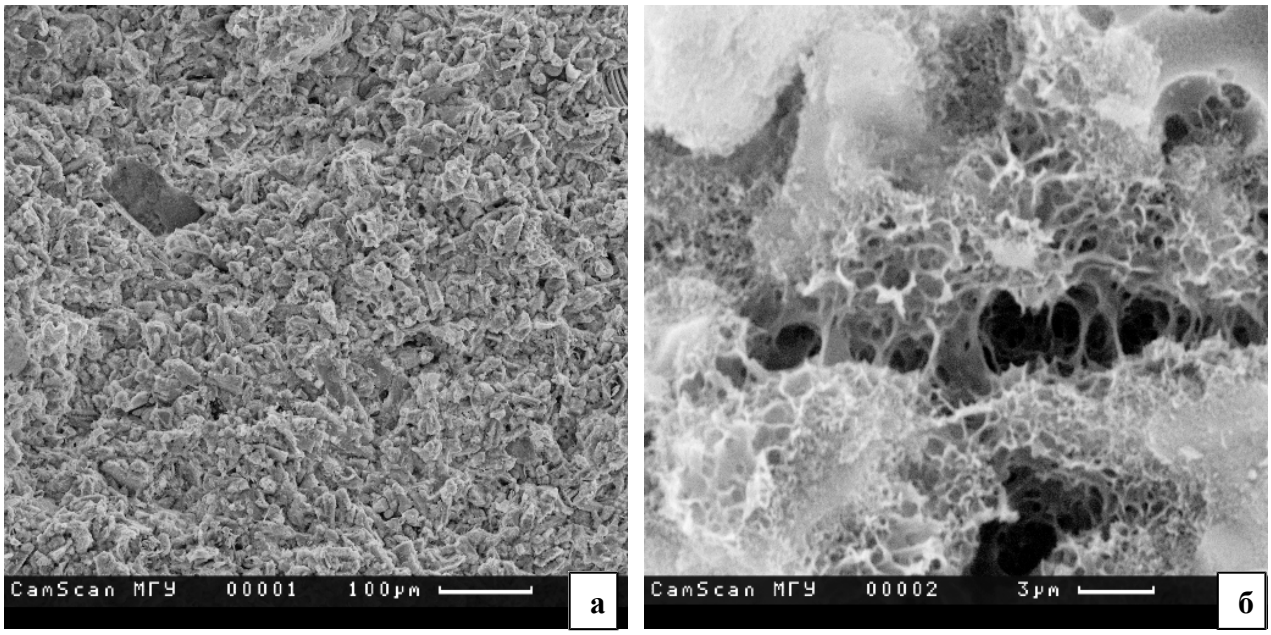


Рис. 2. Микростроение неизмененного туфа верхнепаужетской подсвиты (РЭМ-изображение): общий вид (а), смектиты с ячеистым микростроением цементируют обломки в туфе (б)

гидротермально-метасоматическим процессам, которые обычно полностью меняют свойства исходных пород [7, 10]. Поэтому эти туфы, с известной долей условности, будем называть “неизмененными”. Среди туфов выделяются следующие разновидности: 1) пемзовые псаммито-псефитовые; 2) витрокристаллокластические алевро-псаммитовые; 3) кристалло-литокластические псефитовые. Их свойства приведены в табл. 1. В целом, они представляют собой высокопористые, влагоемкие, малопрочные, размягчаемые при водонасыщении породы. Наиболее пористыми, малопрочными, наименее плотными являются пемзовые разности. Максимальными значениями физико-механических показателей отличаются мелкопсефитовые туфы. Алевро-псаммитовые туфы занимают промежуточное положение между двумя указанными выше группами.

Изменение туфов в разрезе термального поля

Разрез Верхне-Паужетского термального поля сложен интенсивно измененными туфами, которые в приповерхностной зоне (1,5 - 2 м) переходят в гидротермальные глины.

Туфовый горизонт. По размерности слагающих обломков туфы относятся к псаммито-псефитовым и псефитовым. Преобладают разновидности с размером обломочного материала от 0,1 до 10 мм, реже встречаются обломки до 20 мм. Обломочный материал представлен витрокластами, кристаллокластами плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца, пироксенов, литокластами эффузивных пород, пемзокластами. Первичные компоненты на 80-90% замещены вторичными минералами. Исключение составляют лишь кристаллокласты кварца и клинопироксенов, которые остаются неизмененными при практически полной переработке других компонентов туфа. Основными вторичными минералами являются цеолиты (47-71 %) и глинистые минералы группы смектита (11-32 %); присутствует опал (5-9 %) (табл. 2).

Таблица 1. Физические и физико-механические свойства туфов верхнепаужетской подсвиты (pau3)

№	Кол-во проб	ρ, г/см^3	ρ_s, г/см^3	n,%	V_p, км/с	Kvp, %	R_c, МПа	$K_{разм}$ д.ед.	$\chi \cdot 10^{-3}$ СИ
Неизмененные туфы									
1	4	0,99-1,37 1,17	2,66	48-63 56	1,3-1,8 1,5	-16	1,2-4,7 3,1	0,13	4-10 7
2	40	1,42-1,59 1,49	2,60-2,65 2,62	33-40 36	2,0-2,6 2,35	-17	10-28 17	0,27	5-8 6
3а	18	1,83-2,13 1,97	2,84	25-36 30	2,5-3,1 2,75	20	17-42 30	0,47	14-38 21
Аргиллизированные и цеолитизированные туфы									
3б	14	1,84-2,05 1,91	2,45-2,60 2,53	20-29 25	2,5-3,2 2,8	-16	9-21 14	0,67	2,3-3,1 2,4

*Примечание. * Над чертой - максимальное и минимальное значения показателя, под чертой - среднее значение. 1- Пемзовые псаммито-псефитовые; 2- Витрокристаллокластические алевро-псаммитовые; 3-. Кристаллолитокластические псефитовыенеизмененные (а), измененные (б)*

Цеолиты псевдоморфно замещают кристаллокласты плагиоклазов, заполняют пустоты (рис. 3а). Смектиты образуют "рубашки" на поверхности обломков, замещают тонкообломочное вулканическое стекло, цементирующее обломочный материал (рис. 3б), выполняют трещинки спайности и дефекты в плагиоклазах (рис. 4а), развиваются по пемзокластам. При электронно-микроскопических исследованиях обнаружено, что в некоторых случаях смектиты начинают замещать кристаллы цеолитов (рис. 4б). Это свидетельствует о регрессивной тенденции развития гидротермальной системы, для которой характерно наложение низкотемпературных образований на более высокотемпературные [7].

Сравнивая свойства туфов, слагающих разрез Верхне-Паужетского термального поля, с неизмененными туфами, можно отметить следующие закономерности (см. табл. 1). В процессе цеолитизации и аргиллизации существенно снижается плотность твердых частиц - от 2,85 до 2,52 г/см^3 , что вполне закономерно, т.к. плотность цеолитов существенно ниже (2,2-2,3 г/см^3) по сравнению с плотностью вулканического стекла и плагиоклазов, которые они замещают. Пористость пород снижается, но незначительно. При аргиллизации и цеолитизации происходят два разнонаправленных процесса: с одной стороны, плотное вулканическое стекло замещается пористыми смектитами; с другой стороны, существующие в туфах пустоты заполняются смектитами и цеолитами. В ходе гидротермальных преобразований происходит разупрочнение пород – прочность снижается в два раза. Наиболее интенсивно преобразования пород сказываются на величине магнитной восприимчивости, которая снижается на порядок. Данная тенденция отражает изменения, происходящие с рудными минералами, в частности, связана с разложением титаномагнетита.

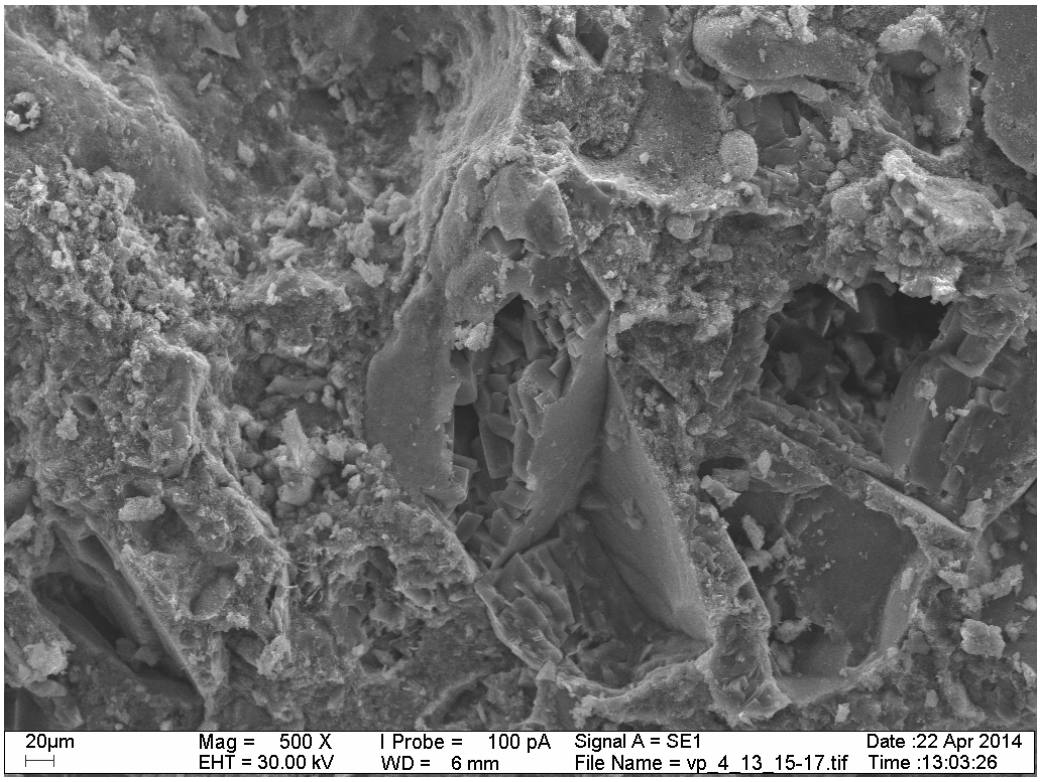
Глинистый горизонт. Вверх по разрезу, начиная с глубины около 2 м, туфы преобразуются в глины. Глины имеют псевдоморфную структуру, унаследованную от туфов:

Таблица 2. Литологическая характеристика пород и содержание вторичных минералов

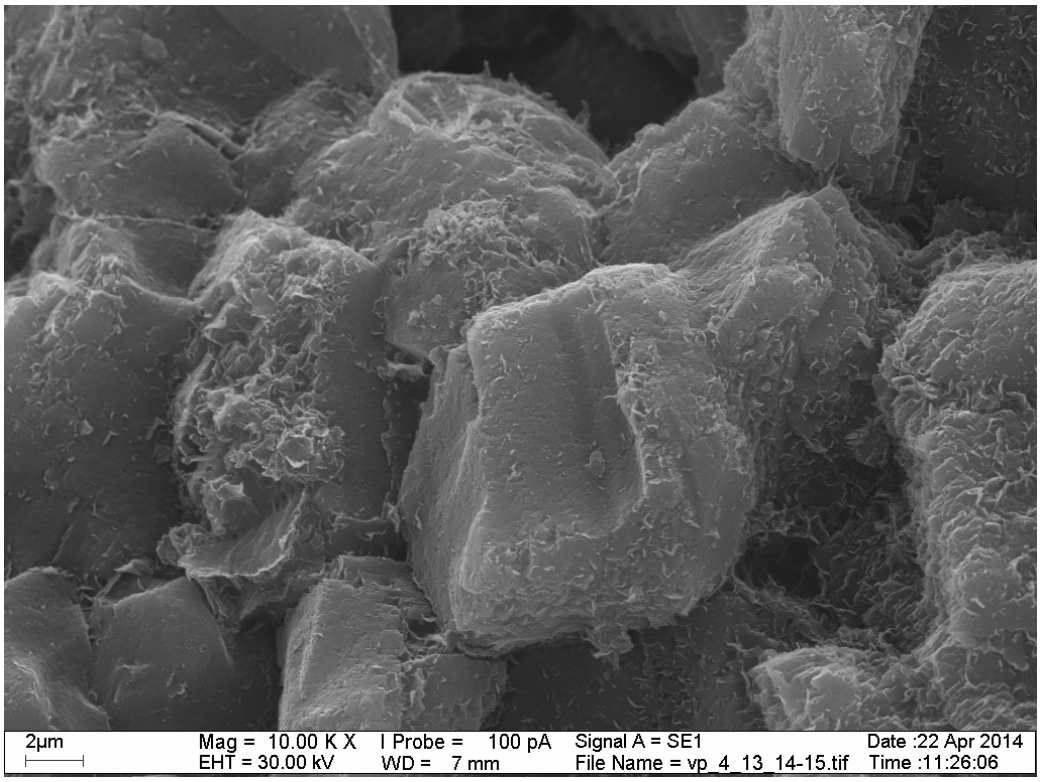
Глубина, см	Температура, °С	Литологическая характеристика породы	Содержание вторичных минералов (%) по данным рентгеновской дифрактометрии						
			Кварц/опал	пирит	гипс	цеолиты	каолинит	иллит	смектит
Шурф ВхПП 1/10									
25	80	Глина красная, тугопластичная. Видны бывшие обломки туфов, переработанные до глины	-	1,6	-	-	87	-	11
58	93	Глина серая, в верхней части мягкопластичная, в нижней – до полутвердой и твердой	1,8	0,7	3,9	-	28	1,2	68
82	93	Глина твердая, серо-зеленая, с ожелезнением по трещинам	19	0,2	-	0,9	4,1	-	76
105	93	Светло-серая глина, твердая, с рассеянным по матрице пиритом, много обломков переработанных туфов	10	0,4	-	-	3,8	-	86
135	95	Глина серая, пятнистая, иногда рыжая. Консистенция твердая. Отчетливо видна реликтовая структура туфов. Много непереработанных обломков туфов (до 35-40 см).	4,7	0,1	-	-	3,2	-	92
162	95	Глина серая, голубоватая, твердая, полутвердая, местами до пластичной. Видно, что изменения идут по туфам.	13	0,2	-	-	9	-	78
Скв. ВхПП 1/13									
240		Туф темно-серый, мелкопсефитовый	2/5	-	-	49	-	-	32
Скв. ВхПП 2/11									
220		Туф серовато-зеленый, мелкопсефитовый	-/5	-	-	47	-	-	32
240		Туф серовато-коричневый, псаммитовый.	-	-	-	54	-	-	29
Скв. ВхПП 4/13									
240		Туф зеленовато-серый, крупнопсефитовый	-	-	-	67	-	-	13
270		Туф зеленовато-серый, псефитовый	2/9	-	-	61	-	-	17
310		Туф серый, псефитовый.	-/7	-	-	71	-	-	11

четко просматриваются первичные обломки и цементирующая масса, вплоть до того, что визуально эти глины можно принять за туфы. Однако, в туфах преобладают жесткие кристаллизационно-цементационные типы контактов между слагающими их обломками, обеспечиваю-

щие относительно большую прочность. Для глин характерны коагуляционные контакты – слабые и неводостойкие.

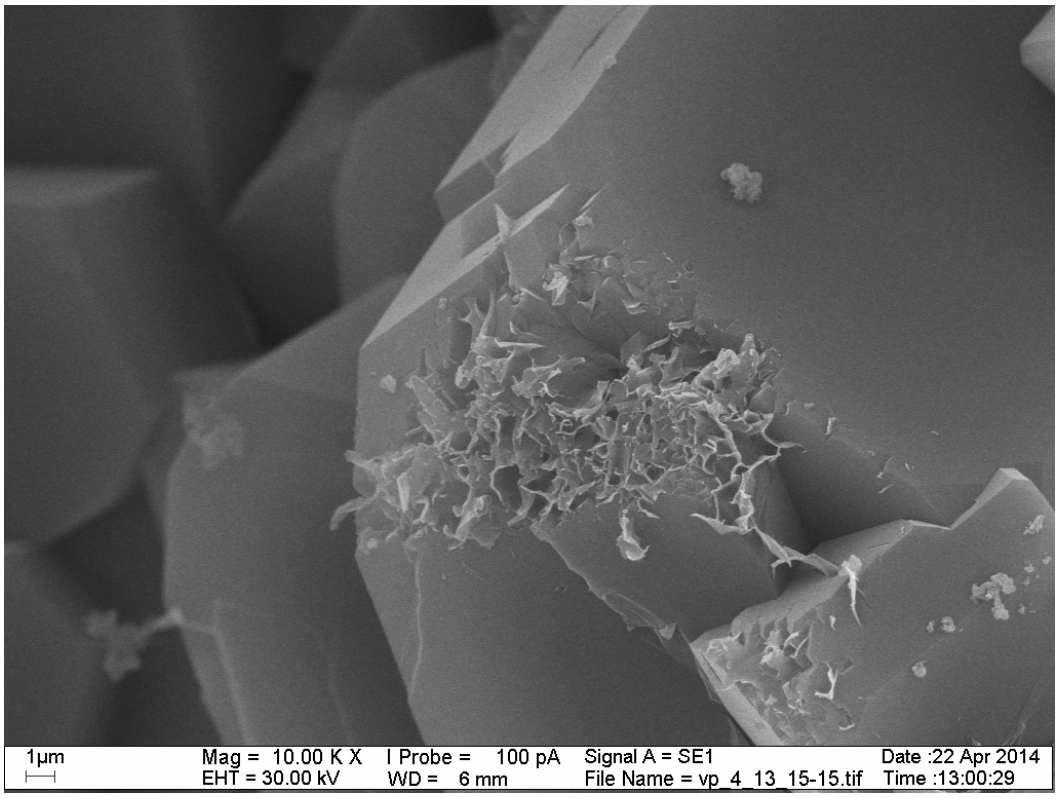


а

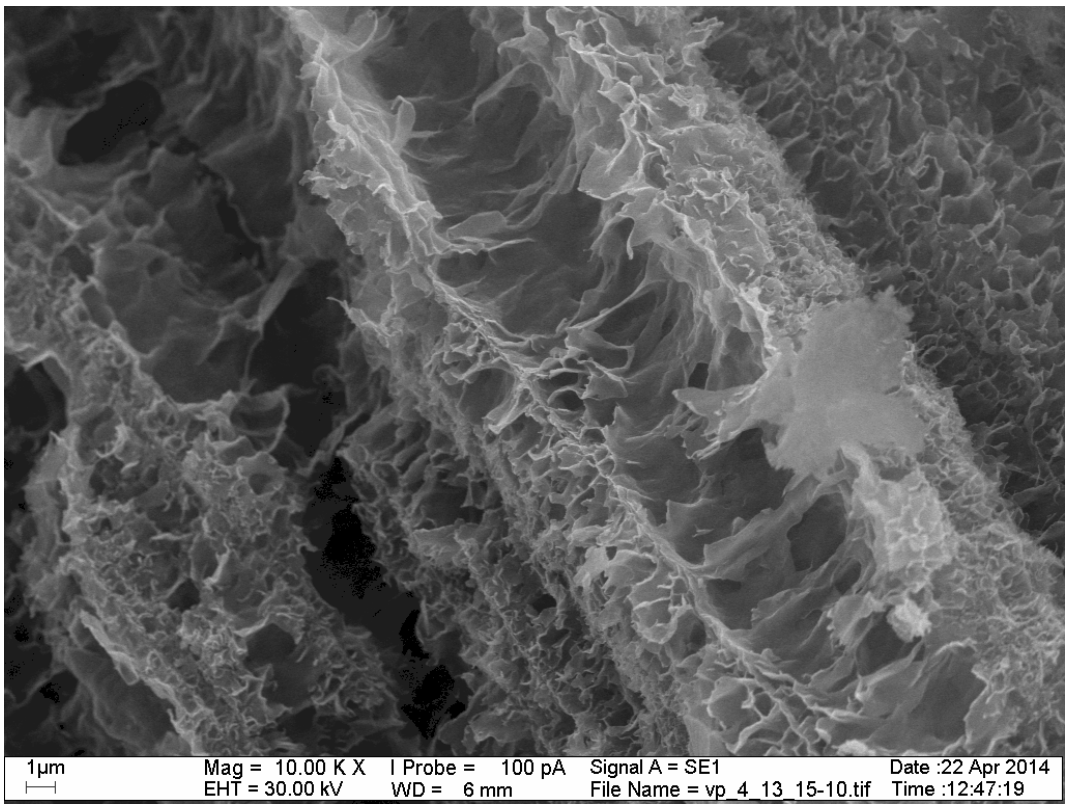


б

Рис. 3. Микростроение вторичных минералов в туфе: цеолиты выполняют пустоты (а); витрокласты замещаются смектитами (б)



в



г

Рис. 4. Микростроение вторичных минералов в туфе: пористые смектиты замещают плагиоклаз (а); смектиты развиваются по цеолитам (б)

По данным рентгеновской дифрактометрии (см. табл. 2) основными глинистыми минералами являются смектиты и каолинит, причем смектиты преобладают, за исключением самого верхнего горизонта (выше 25 см). Также вверх по разрезу увеличивается содержание пирита. В породах присутствует микрокристаллический кварц.

Согласно результатам гранулометрического анализа, вверх по разрезу (с глубины 135 см) увеличивается дисперсность отложений: на глубине 135 см преобладает песчаная фракция, до глубины 25 см – пылеватая, выше – глинистая. По-видимому, в нижних горизонтах присутствуют реликты кристаллокластов, которые и образуют песчаную фракцию. Исключением из общей закономерности является горизонт на границе с туфами (глубина 1,6 м), для которого характерно высокое содержание глинистых частиц. Микроагрегатный анализ показал, что природная дисперсность отличается от гранулометрического состава, т.е. все глинистые частицы находятся в агрегированном состоянии. Размеры агрегатов соответствуют песчаным фракциям и только в приповерхностном горизонте они имеют пылеватую размерность.

На микроуровне (по данным РЭМ) снизу вверх происходит смена типов структур: матричная – псевдоглобулярная – губчатая – псевдоглобулярная – доменоподобная (табл. 3).

Трансформация туфов в глины сопровождается их разуплотнением и формированием вторичной пористости (у туфов ρ_d=1,83-2,13 г/см^3, n=30 %; у глин ρ_d=0,62-1,18 г/см^3, n=57-75 %). Прочность снижается на два-три порядка (у туфов R_c=17-42 МПа, у глин 0,07-0,16 МПа), что обусловлено сменой кристаллизационно-цементационных контактов между частицами на преимущественно коагуляционные. Породы приобретают пластические свойства (I_p=8-55), становятся гигроскопичными (W_r=2,2-6,3 %) (табл. 4).

Заключение

В приповерхностной зоне Верхне-Паужетского термального поля выявлены следующие закономерности изменения состава и свойств пород (снизу вверх).

1. В интервале глубин 3,5 - 0 м выделяются два горизонта. Нижний (в среднем, от 2 м и глубже) представлен интенсивно цеолитизированными и аргилизированными туфами. Верхний сложен гидротермальными глинами преимущественно смектитового состава с примесью каолинита (в приповерхностном слое каолинит преобладает). Замещение носит псевдоморфный характер - глины наследуют обломочную структуру туфов.

2. В толще гидротермальных глин увеличивается дисперсность пород – в основании преобладают частицы песчаной фракции, в средней зоне - пылеватой, в верхней – глинистой фракции.

3. Происходит существенное разуплотнение пород (рис. 5 а), пористость увеличивается в 3-4 раза (рис. 5 б), прочность снижается на два-три порядка. Породы приобретают пластические свойства, становятся гигроскопичными.

4. Меняется класс грунтов: скальные грунты (туфы) превращаются в дисперсные (глинистые) с совершенно иными свойствами и инженерно-геологическими особенностями.

Таблица 3. Микростроение гидротермальных глин по разрезу шурфа ВхПП 1/10

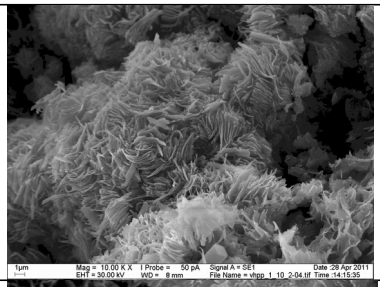
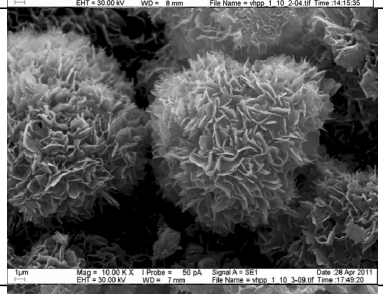
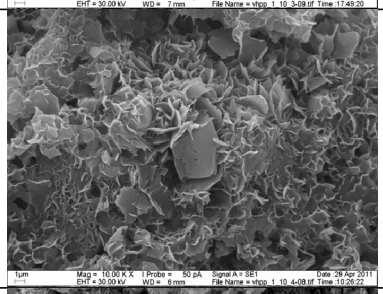
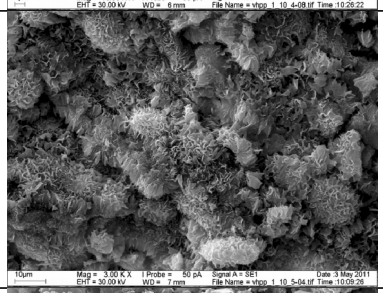
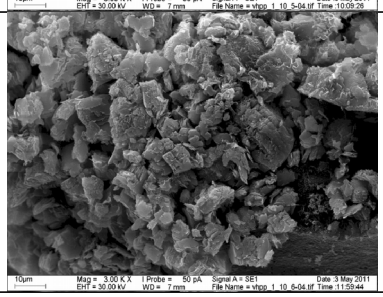
Глубина, м	Описание микростроения	РЭМ-изображение
25	Доменоподобная микроструктура. Дисперсная масса сложена агрегатами (доменами) частиц каолинита. Расположение доменов беспорядочное. Образец по микротрещинам разделяется на отдельности.	
58	Псевдоглобулярная микроструктура. Видны псевдоморфозы по вулканическому стеклу.	
82	Псевдоглобулярная микроструктура. Видны частицы железистого смектита. Наблюдаются псевдоморфозы по обломкам вулканического стекла и выщелоченные остатки исходных пород.	
105	Губчатая микроструктура. Ориентации структурных элементов не наблюдается. Преобладают частицы смектита.	
135	Псевдоглобулярная микроструктура. Преобладают частицы смектита.	
162	Матричная микроструктура. Преобладают частицы смектита.	

Таблица 4. Свойства гидротермальных глин

Глубина, м	Название грунта по [1]	Плотности, г/см^3			n, %	Wг, %	We ,%	Ip, %	I_L	S_r,	Rc, МПа	$\chi \cdot 10^{-3}$ ед. СИ
		ρ	ρ_d	ρ_s								
25	Глина тяжелая	1,40	0,62	2,52	75	2,2	126	40	1,15	0,94	0,07	3,3
58	Глина тяжелая	1,45	0,74	2,73	73	3,6	96	55	0,56	0,97	0,08	0,95
82	Супесь пылеватая	1,55	0,99	2,73	64	4,3	56	5	0,2	0,86	0,10	8,0
105	Глина легкая пылеватая	1,52	1,01	2,67	62	2,6	51	18	0,11	0,83	0,90	8,9
135	Суглинок легкий песчанистый	1,67	1,18	2,75	57	6,3	42	8	1,25	0,87	0,12	7,7
162	Суглинок тяжелый песчанистый	1,58	1,01	2,76	63	4,4	56	17	0,06	0,9	0,16	6,2

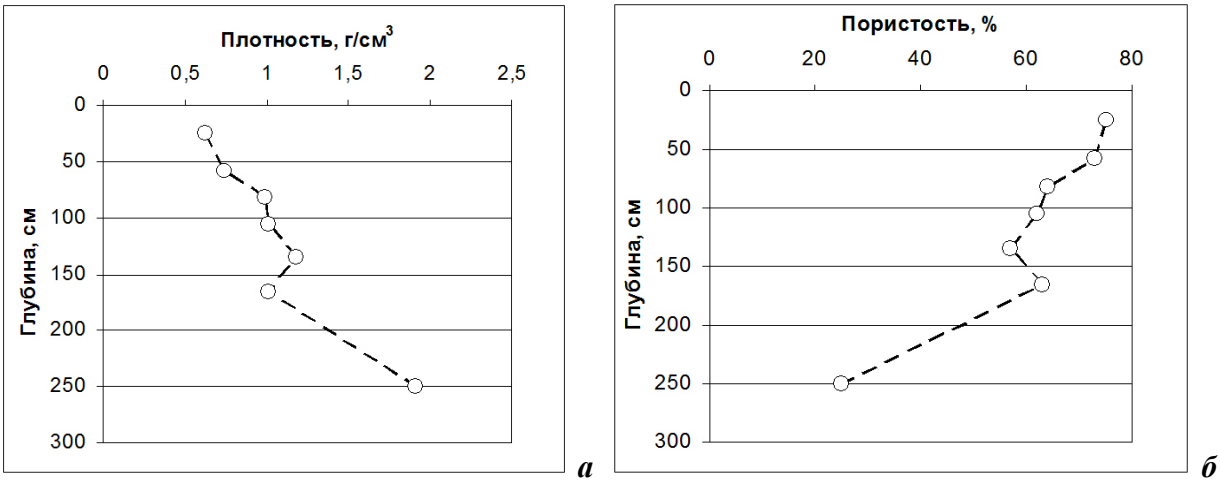


Рис. 5. Изменение плотности (а) и пористости (б) пород по разрезу Верхне-Паужетского термального поля

Следует отметить, что гидротермальные преобразования имеют некоторое сходство с гипергенными процессами, однако изменения пород происходят более интенсивно и отличаются высокой динамичностью.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 14-05-00708а, 16-05-00501а, 16-05-00971а, 16-05-00007а). Исследования проведены с использованием оборудования, полученного в рамках реализации Программы развития МГУ имени М.В. Ломоносова.

Список литературы

1. ГОСТ 25100-2011. Грунты. Классификации. М. 2011. 42 с.
2. *Ерощев-Шак В.А.* Гидротермальный субповерхностный литогенез Курило-Камчатского региона. М.: Наука, 1992.131 с.

3. Лабораторные работы по грунтоведению / Под ред. В.Т. Трофимова и В.А. Королева. М.: Высш. шк., 2008. 519 с.
4. *Набоко С.И., Карпов Г.А.. Розникова А.П.* Гидротермальный метаморфизм пород и минералообразование // Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965. С. 76-119.
5. *Набоко С.И.* Фации гидротермальных глин и аргиллизированных пород среди современных гидротермально измененных пород // Каолиновые месторождения и их генезис. М.: Наука, 1968. С. 83-91.
6. *Рычагов С.Н., Давлетбаев Р.Г., Ковина О.В.* Гидротермальные глины и пирит геотермальных полей: значение в геохимии современных эндогенных процессов (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2009. № 2. С. 39-55.
7. Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. 298 с.
8. *Фролова Ю.В.* Скальные грунты и методы их лабораторного изучения. М.: КДУ, 2015. 222 с.
9. *Фролова Ю.В., Чернов М.С.* Формирование глинистых минералов в вулканогенных породах при гидротермальном литогенезе // Материалы третьего Всероссийского совещания "Глины-2015", 2015. С. 70-72.
10. *Frolova Ju., Ladygin V., Rychagov S., and Zukhubaya D.* Effects of hydrothermal alterations on physical and mechanical properties of rocks in the Kuril-Kamchatka island arc // Engineering Geology. 2014. Vol. 183. P. 80-95.

УДК 553.078.2 + 624.131

СТРОЕНИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ГЛИН ЮЖНОЙ КАМЧАТКИ: ОТ МАКРО- ДО НАНОУРОВНЯ

М.С. Чернов[1], В.Н. Соколов[1], С.Н. Рычагов[2], Р.А. Кузнецов[1], А.Р. Алёшин[1]

[1]МГУ имени М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, 119992; e-mail: chernov@geol.msu.ru
[2]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: rychsn@kscnet.ru

В работе рассматривается макро-, микро- и наностроение гидротермальных глин, развитых на геотермальных полях Паужетско-Камбально-Кошелевского геотермального (рудного) района юга Камчатки. Гидротермальные глины образуют высокопористые ультрадисперсные минеральные микро- и наносистемы, что может объяснить высокую физико-химическую активность таких новообразований.

Введение

Гидротермальные глины являются одним из наименее изученных типов глинистых грунтов. Тем не менее, на Камчатке, Курильских островах и во многих других областях современного и четвертичного вулканизма (Апеннинский п-ов, США, Индонезия, Филиппины и др.) они образуют достаточно мощные и протяженные толщи и попадают в область инженерно-хозяйственной деятельности человека. Кроме того, и что особенно важно на наш взгляд, эти гидротермально-метасоматические новообразования несут в себе богатейшую информацию о природе взаимодействия гидротермальных систем с глубинным металлоносным флюидом [5].

Как известно, главными факторами, определяющими свойства горных пород и грунтов, являются их состав и строение. Для тонкодисперсных образований, таких как глинистые грунты – это микро- и наностроение. Как показали проведенные нами исследования, именно особенности состава, а также микро- и наностроения гидротермальных глинистых грунтов определяют их уникальные свойства, главным из которых является их высокая физико-химическая активность. Под гидротермальными глинистыми грунтами понимается первый от дневной поверхности горизонт наиболее интенсивной аргиллизации пород, формирующийся в результате гидротермальной переработки вулканитов и развитый в пределах термальных полей – участков естественной приповерхностной разгрузки гидротермальных растворов или парогазовой смеси.

Работа является результатом обобщения многолетних исследований состава, строения и свойств гидротермальных глинистых грунтов, отобранных из шурфов на 15 ключевых

участках термальных полей Паужетской гидротермальной системы и Нижне-Кошелевского пародоминирующего геотермального месторождения (Южная Камчатка).

Методы исследования

Полевые методы включали проходку шурфов и скважин колонкового бурения, послойное опробование гидротермальных глин на определение их состава, строения и свойств. В естественном залегании определялись также показатели влажности и плотности грунтов.

Минеральный состав определялся методом рентгеновской дифрактометрии на приборе Rigaku ULTIMA-IV (аналитик: к.г.-м.н. В.В. Крупская, Геологический факультет МГУ). Микро- и наностроение грунтов изучалось с помощью растрового электронного микроскопа (РЭМ) LEO 1450VP, оснащенного микрозондовым анализатором INCA 300 (операторы проф. В.Н. Соколов, ст.н.с. М.С. Чернов).

Изучение свойств образцов гидротермальных глинистых грунтов выполнялось по стандартным методикам [3], расчетные и классификационные характеристики образцов получены в соответствии с ГОСТ 25100-2011 [1].

Макростроение гидротермальных глин

Толща гидротермальных глин образует на термальных полях сплошной покров средней мощностью 1,5 - 2,5 м (на отдельных участках – до 5 м) и характеризует область разгрузки минерализованных и часто газонасыщенных растворов, формирующихся под влиянием восстановленных глубинных флюидов. В толще гидротермальных глин сверху вниз практически всегда выделяются два горизонта: серно- и углекислотного выщелачивания, характеризующихся различным строением и минеральным составом [5].

Глинистые грунты в зоне сернокислотного выщелачивания имеют пеструю охристо-красную окраску и брекчиевидную текстуру. В минеральном составе преобладает каолинит. Грунты характеризуются блочным строением, между блоками присутствует налет ожелезнения, либо тонкие корочки минералов кремнезема. Блоки разламываются с образованием раковистого излома. В выделенном горизонте присутствует большое количество псевдоморфоз по обломкам исходных пород.

Зона углекислотного выщелачивания сложена глинами зеленовато- и синевато-серого цветов. Она занимает большую часть толщи. В минеральном составе преобладают глинистые минералы группы смектита и смешанослойный минерал каолинит-смектит. В ней также присутствуют псевдоморфозы по обломкам материнских пород. Характерной особенностью выделенной зоны является наличие участков пропаривания. К ним приурочены скопления и сплошные корочки микрокристаллов пирита, марказита и минералов кремнезема. Такие структуры обладают повышенной хрупкостью.

Между верхней и нижней зонами часто выделяется горизонт «синих глин» (интенсивно пиритизированных с содержанием других сульфидов) мощностью ≥ 20-30 см. Он образуется на геохимических (термодинамических) барьерах и имеет особое строение: преобладание

минералов группы смектита (преимущественно монтмориллонита) в ассоциации с мелкими (0.5-1.0 мкм) кристаллами пирита, содержание которого достигает 10 % и более.

В гранулометрическом составе гидротермальных глинистых грунтов преобладают глинистая и пылеватая фракции (70-90 %), причем содержание глинистой фракции иногда достигает 90 %. Однако, в естественном сложении глинистая фракция таких грунтов полностью агрегирована, что связано с повышенной кислотностью среды. С увеличением глубины залегания грунтов содержание песчаной и пылеватой фракций увеличивается.

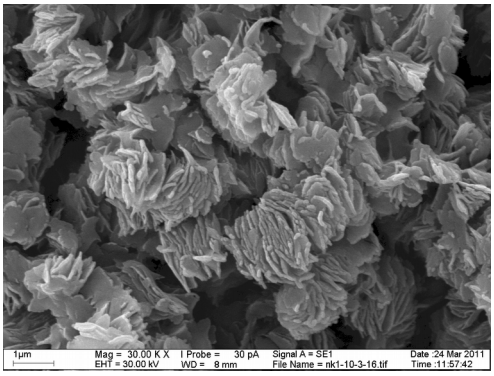
Микро- и наностроение гидротермальных глин

Микроморфологические исследования горизонтов гидротермальных глин показали, что в верхней зоне преобладает доменоподобная микроструктура, сложенная пластинчатыми глинистыми частицами каолинита псевдогексагональной формы, собранными в доменоподобные пачки; края таких частиц имеют неровную «рваную» форму (рис. 1 а, б). На отдельных участках верхней зоны, где содержание смешанослойных образований типа каолинит-смектит становится больше, характерной является ячеисто-доменная микроструктура глин (рис. 1 в, г). Такая микроструктура сложена листообразными глинистыми наночастицами смешанослойных образований, контактирующих между собой по типу базис-скол и скол-скол, и формирующих при этом ячеистую сетку, в которую погружены микроагрегаты гексагональных частиц каолинита, собранных в пачки (домены).

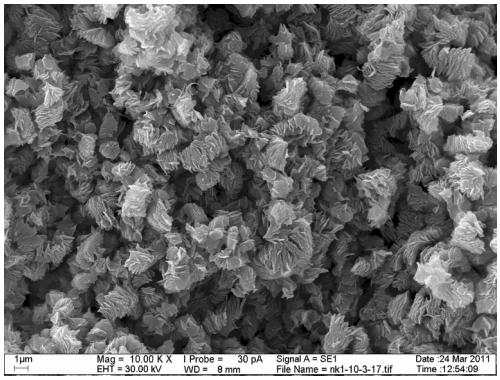
Нижняя зона разрезов гидротермальных глин характеризуется псевдоглобулярной и губчатой микроструктурой. Псевдоглобулярная микроструктура сложена микроагрегатами глинистых наночастиц железистого смектита, контактирующих между собой по типу базис-скол под острым углом (рис. 1 д, е). Микроагрегаты имеют округлую форму, напоминающую глобули, размером 2-10 мкм. Губчатая микроструктура сложена глинистыми частицами листоватой формы размером до 2-3 мкм, монтмориллонитового состава (рис. 1 ж, з). Частицы контактируют по типу базис-скол и образуют сплошную мелкоячеистую структурную сетку. К основанию разреза гидротермальных глин их микроструктура переходит к матричному типу: матрицы состоят из хаотично расположенных глинистых частиц и их микроагрегатов смектитового состава, в которую погружены песчаные и пылеватые зерна первичных пород. В подошве толщи гидротермальных глин микроструктура образцов становится неотличимой от микроструктуры материнской породы, например андезита (рис. 2).

Для горизонта «синих глин» характерна неоднородная микро- и наноструктура, поверхности отдельных глинистых частиц и микроагрегатов в которых являются зонами роста многочисленных мелких кристаллов пирита.

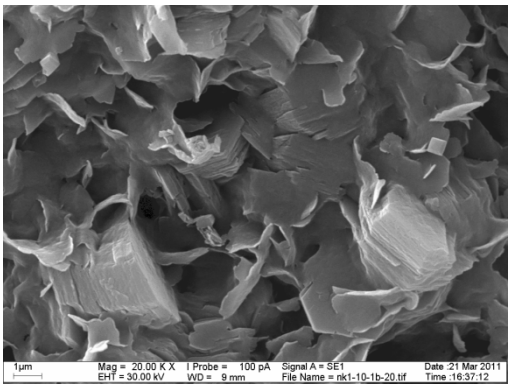
Стоит отметить, что большинство образцов гидротермальных глинистых грунтов характеризуются неоднородным строением. Так, в образцах из нижней части разреза на отдельных участках присутствует псевдогубчатая микроструктура, на других – доменоподобная или ячеистая. Такой характер изменения типа микроструктур объясняется неоднородностью состава и строения первичных пород, а также широким развитием в глинах смешанослойных минералов.



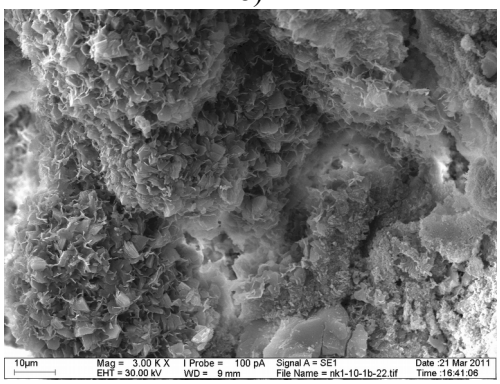
а)



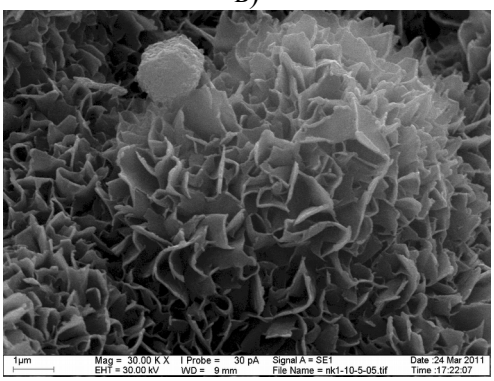
б)



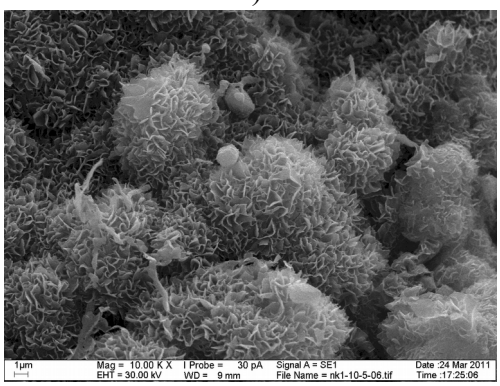
в)



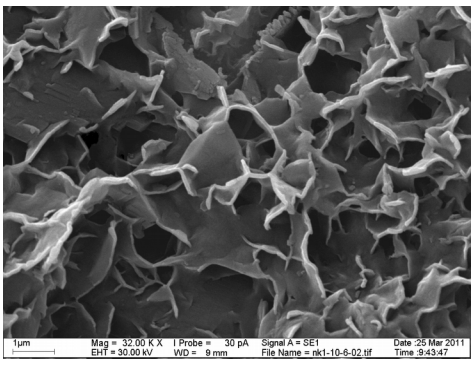
г)



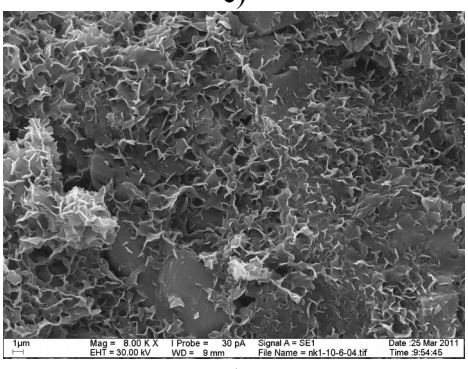
д)



е)



ж)



з)

Рис. 1. Микро- и наноструктуры гидротермальных глин Нижне-Кошелевской термоаномалии: а, б – доменоподобная (а – при увеличении 30000 раз, б – при увеличении 10000 раз); в, г – ячеисто-доменная (в – 20000 раз, г – 3000 раз); д, е – псевдоглобулярная (д – 30000 раз, е – 10000 раз); ж, з – губчатая (ж – 32000 раз, з – 8000 раз)

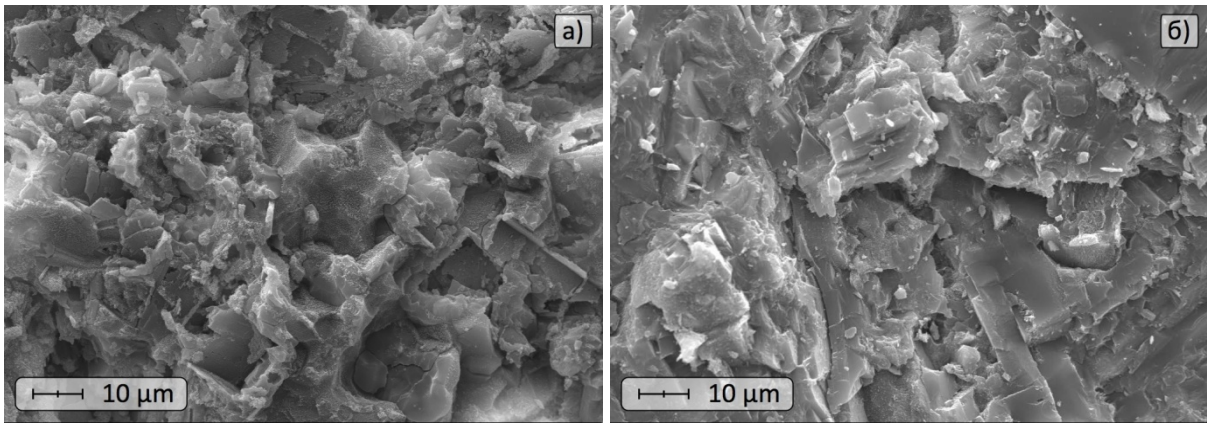


Рис. 2. Фрагменты микроструктуры образцов гидротермальной глины (а) и андезита (б)

Специальные исследования ультрадисперсного состава показали, что во всех гидротермальных глинистых грунтах присутствуют минеральные наночастицы (фракции < 0,1 мкм), содержание которых в верхней части разрезов достигает 24-29 % и к его основанию снижается до 4-9 % [7]. По данным количественного анализа микроструктур по РЭМ-изображениям [4], проведенного с помощью ПО «STIMAN» [6], в поровом пространстве гидротермальных глин преобладают крупные (10-100 мкм) и мелкие межмикроагрегатные (1-10 мкм) микропоры. Их вклад в общую пористость значителен и достигает 70 %. Межультрамикроагрегатные (0,1-1 мкм) и межчастичные (< 0,1 мкм) микропоры составляют 15-25 % и 1-3 % общей пористости, соответственно.

Свойства гидротермальных глин

Гидротермальные глинистые грунты характеризуются высокими значениями естественной влажности, которая убывает с глубиной от 116-84 % в кровле - до 60-38 % в подошве толщи. Плотность грунтов имеет тенденцию к увеличению с глубиной от 1,38-1,43 до 1,65-1,70 г/см^3. Пористость при этом изменяется от 75-81 до 39-45 %, соответственно. Число пластичности гидротермальных глинистых грунтов принимает значения в диапазоне от 2 до 55 %, консистенция вниз по разрезу меняется от скрытотекучей ($1{,}04 < I_L < 3{,}00$) - до твердой ($I_L < 0$).

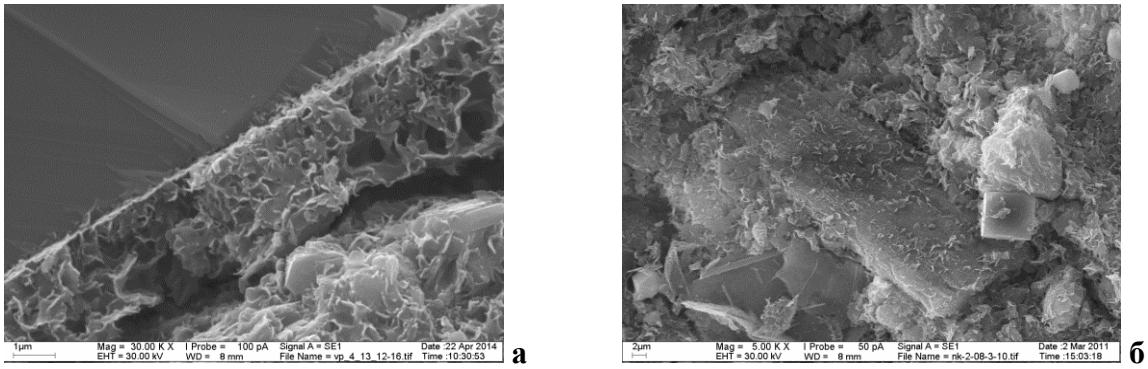
Большинство изученных образцов гидротермальных глинистых грунтов характеризуется высокой физико-химической активностью. Так, величина емкости катионного обмена достигает 110-140 мг-экв/100 г. Максимальная гигроскопическая влажность – 50-60 %. Удельная поверхность – 270-300 м^2/г.

Изучение деформационных свойств позволяет классифицировать гидротермальные глинистые грунты как сильносжимаемые по всей толще. Модуль общей деформации гидротермальных глин изменяется от 0,14 до 3,27 МПа. Отмечается, что даже при нагрузках 0,2-0,3 МПа в грунте могут сохраняться макропоры и трещины [2]. При одноосном раздавливании практически все образцы гидротермальных глин разрушаются как хрупкопластичные тела, при этом прочность на одноосное сжатие изменяется от 0,05 до 0,14 МПа. Высокой прочно-

стью обладают даже глины, находящиеся в скрыто-текучем состоянии, т.е. те, которые переходят в текучее состояние при нарушении структурных связей. Это можно объяснить присутствием в грунтах структурных связей смешанного типа (фазовых и коагуляционных). Как правило, с увеличением глубины показатели прочностных и деформационных свойств грунтов несколько увеличиваются.

Заключение

Проведенные исследования позволяют описать закономерности изменения строения толщи гидротермальных глин. На первом этапе аргиллизации исходных пород поверхность преобразуемого минерального зерна замещается глинистыми минералами, контактирующими по базальным поверхностям. Затем вокруг новообразованных глинистых минералов формируется гидратная пленка. Ее толщина постепенно увеличивается, что сопровождается возрастанием расклинивающего давления между глинистыми частицами. Со временем глинистые частицы формируют сплошную высокопористую корочку на поверхности породообразующих минералов (рис. 3 а). Описанные выше стадии повторяются, приводя к полному преобразованию исходного минерального зерна (рис. 3 б). В гидротермальных глинах, наряду с участками микроструктур, в которых между структурными элементами преобладают ближние коагуляционные контакты, сохраняются многочисленные фрагменты глинистой матрицы и псевдоморфоз по зернам первичных минералов, между которыми преобладают фазовые контакты кристаллизационного типа.



а **б**

Рис. 3. РЭМ-изображения участка поверхности образцов гидротермальных глинистых грунтов: а – контакт зерна плагиоклаза с «рубашкой» из глинистых частиц, увеличение 30000 раз; б – псевдоморфоза по кристаллу плагиоклаза, полностью замещенного смешанослойными минералами типа каолинит-смектит, увеличение 5000 раз

Таким образом, формируется грунт со смешанным типом контактов (фазовых и коагуляционных). Наличие фазовых контактов, наряду с коагуляционными, обусловливает повышенную структурную прочность гидротермальных глин и в ряде случаев определяет хрупкий и хрупкопластичный характер их разрушения.

Эволюция гидротермально-метасоматических процессов на термальных полях приводит к тому, что структурные элементы материнской породы полностью замещаются микроагрегатами глинистых минералов. Обычно этот процесс начинается на локальных участках (в очаговых зонах) аргиллизации: во всех изученных образцах наблюдается формирование минеральных наноструктур доменоподобного, глобулярно-пластинчатого, губчатого, ячеистого и смешанного типов, в зависимости от состава и морфологии наночастиц. В дальнейшем происходит разрастание и смыкание участков. Все это приводит к резкому возрастанию количества контактов между минеральными частицами. За счет повышения дисперсности происходит увеличение пористости и удельной поверхности. Улучшается сорбционная способность и гидрофильность гидротермальных глин, повышается их пластичность.

Особенности микроструктуры и характер структурных связей напрямую влияют на значения показателей физических и физико-химических свойств и в значительной степени определяют величину и характер прочностных и деформационных свойств гидротермальных глинистых грунтов.

Анализ полученных данных о составе, строении и свойствах гидротермальных глин позволяют охарактеризовать их как высокопористые ультрадисперсные минеральные микро- и наносистемы, в которых преобладают структурные связи смешанного типа.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 14-05-00708а, 16-05-00971а, 16-05-00007а). Исследования проведены с применением оборудования, приобретенного в рамках реализации Программы развития МГУ имени М.В. Ломоносова.

Список литературы

1. ГОСТ 25100-2011. Грунты. Классификации. М. 2011. 42 с.
2. Кузнецов Р.А., Булыгина Л.Г., Чернов М.С. Изменение строения гидротермальных глинистых грунтов при деформировании // Материалы третьего Всероссийского совещания "Глины-2015". Москва: ИГЕМ РАН, 2015. С. 96-97.
3. Лабораторные работы по грунтоведению / Под ред. В.Т. Трофимова и В.А. Королева. М.: Высш. шк., 2008. 519 с.
4. *Осипов В.И., Соколов В.Н., Румянцева Н.А.* Микроструктура глинистых пород / Под ред. академика Е. М. Сергеева. М.: Недра, 1989. 211 с.
5. *Рычагов С.Н., Соколов В.Н., Чернов М.С.* Гидротермальные глины геотермальных полей Южной Камчатки: новый подход и результаты исследований // Геохимия. 2012. № 4. С. 378–392.
6. *Соколов В.Н., Юрковец Д.И., Разгулина О.В.* Исследование микроструктуры грунтов с помощью компьютерного анализа РЭМ-изображений // Геоэкология. 2008. № 4. С. 377- 382.
7. *Чернов М.С., Соколов В.Н., Крупская В.В., Алёшин А.Р.* Наночастицы в гидротермальных глинах: состав, строение и свойства // Материалы третьего Всероссийского совещания "Глины-2015". Москва: ИГЕМ РАН, 2015. С. 113-115.

УДК 550.4:553.9

К ДИСКУССИ ОБ ОСОБЕННОСТЯХ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И ПЕРСПЕКТИВАХ ИССЛЕДОВАНИЯ ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ П-ВА КАМЧАТКА И ПРИЛЕГАЮЩЕГО ШЕЛЬФА

Р.Б. Шакиров [1], А.И. Обжиров [1], И.Ф. Делемень [2,3], В.Ю. Павлова [2,3]

[1]Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, e-mail: ren@poi.dvo.ru
[2]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский
[3]Камчатский государственный университет имени Витуса Беринга, Петропавловск-Камчатский

В статье приводится сопоставление данных морской и сухопутных газогеохимических исследований. Даны оценки углеводородоносности западной части полуострова Камчатка и прилегающего шельфа. Рассмотрены особенности распределения газогеохимических полей.

Обсуждение

В Охотоморском регионе наиболее активная дегазация литосферы происходит в пределах Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы и в Японо-Курило-Камчатской вулканической дуге с прилегающими шельфом и склоном. В этой связи наиболее крупным и сложным объектом является полуостров Камчатка и его шельф, которые находятся в составе Японо-Охотской нефтегазовой провинции и входят в состав Тихоокеанского нефтегазового суперрегиона [1].

Существует четкая дифференциация газогеохимических полей вдоль охотоморского побережья Камчатки. Здесь, в пределах северо-восточной части Голыгинского прогиба, обнаружено в 1988 г. и подтверждено в 1989 г. низкоинтенсивное аномальное поле метана в придонной воде, достигающее значений 230 нл/л [8]. В пределах района отмечено повышенное содержание CO_2 – 2.6 мл/л. Был также обнаружен C_3H_8 – 3 нл/л. Мощность осадочной толщи в прогибе достигает 6000 м, при этом углистое вещество имеет высокий нефтегенерационный потенциал, что характеризует район как перспективный для поисков нефти и газа [3]. Более высокие (290 нл/л) концентрации метана установлены в пределах Ичинско-Колпаковского прогиба, в структурах которого выявлено 4 газовых и газоконденсатных месторождений – Северо-Колпаковское, Нижне-Квакчинское, Средне-Кунжинское и Кшукское (их суммарные запасы порядка 16 млрд. куб. м). В Кшукском месторождении нефтегазоматеринскими свойствами также обладают угли [4]. Осадочные породы Колпаковского прогиба сформировались в составе молодой складчатой области полуострова Камчатка и имеют сложное тектоническое строение. В его пределах широко развиты брахиантиклинальные и куполовидные структуры, которые ориентированы в субмеридиональном направлении. Все они приурочены к брахиантиклиальным складкам. Между этими низкоинтенсивными аномальными полями ме-

тана на подводном продолжении прогиба наблюдалось равномерное фоновое распределение с концентрациями 70-90 нл/л. В Карте полезных ископаемых (1999) геологический разрез через Ичинско-Колпаковский прогиб показывает хорошую сохранность и согласное залегание осадочных слоев, причем разломы являются "слепыми", низко или неоактивными. Это подтверждается данными прежних лет (рис. 1). Аномальные содержания каких либо газов в осадках и придонной воде участка структуры Первоочередная выявлены не были.

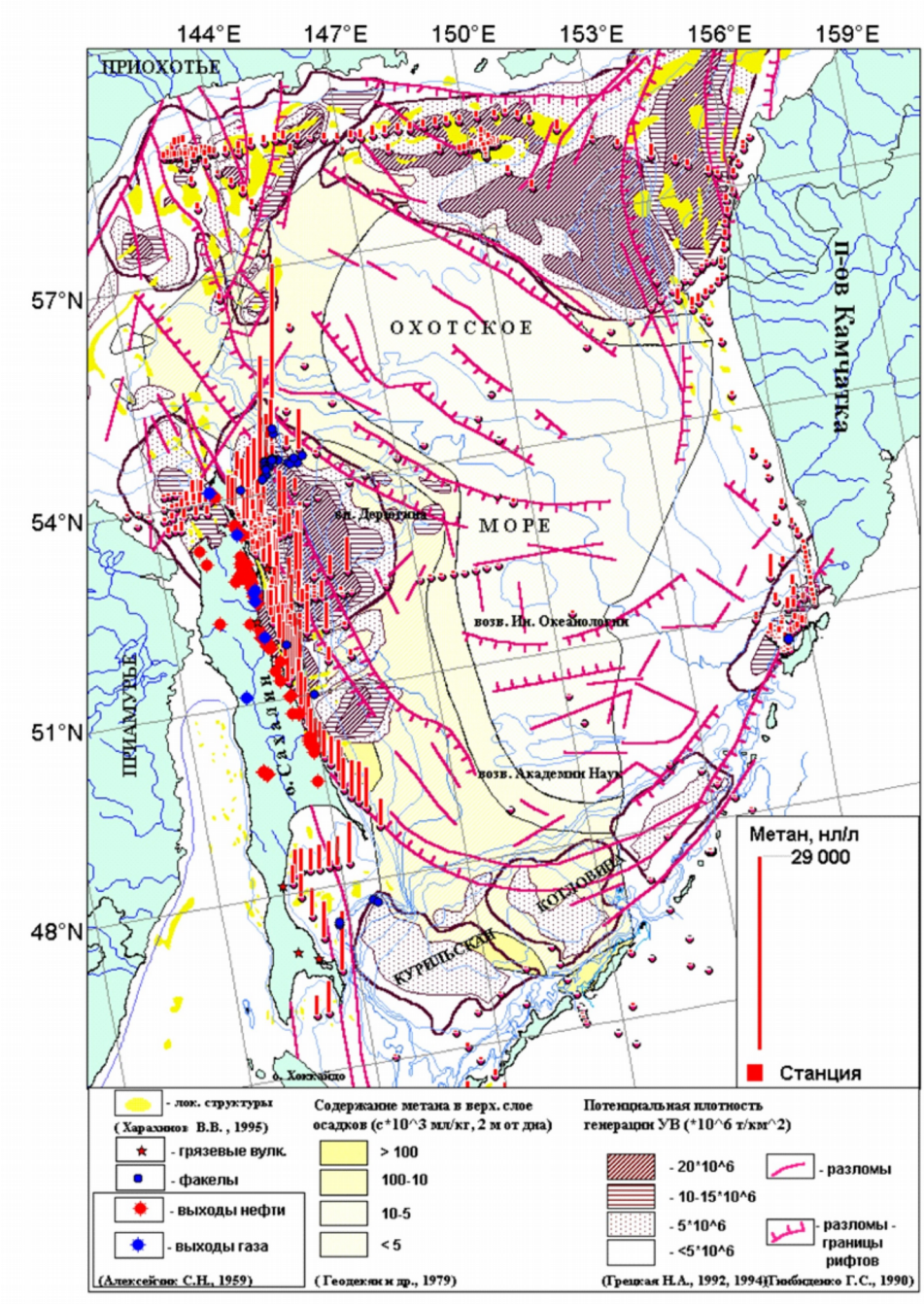


Рис. 1 Распределение метана (1989-1997 гг.) в придонном слое водной толщи (1 м от дна) Охотского моря. Составил Шакиров Р.Б.

Анализируя данные предшественников, мы видим, что на западном и юго-западном шельфе Камчатского полуострова (Западно-Камчатский и северная часть Голыгинского прогиба) были зафиксированы только низко интенсивные аномальные поля метана с концентрациями 150-300 нл/л. Это, в первую очередь, свидетельствует об отсутствии активных тектонических каналов для миграции природных газов, что также обусловлено низкой сейсмической активностью акватории [6]. Землетрясения в этом районе довольно редки и являются преимущественно глубокофокусными, что, как и в Японском море, формирует фон и устойчивое малоинтенсивное превышение фона в случае углеводородного скопления.

Изучение нефтегазоносности полуострова Камчатка за последний век показало, что этот вулканический район содержит в изобилии проявления нефти и горючего газа (рис. 2), включая промышленные углеводородные скопления. В настоящее время, кроме интереса к разработке залежей газа и газоконденсата на шельфе полуострова, возрастает интерес и к цен-

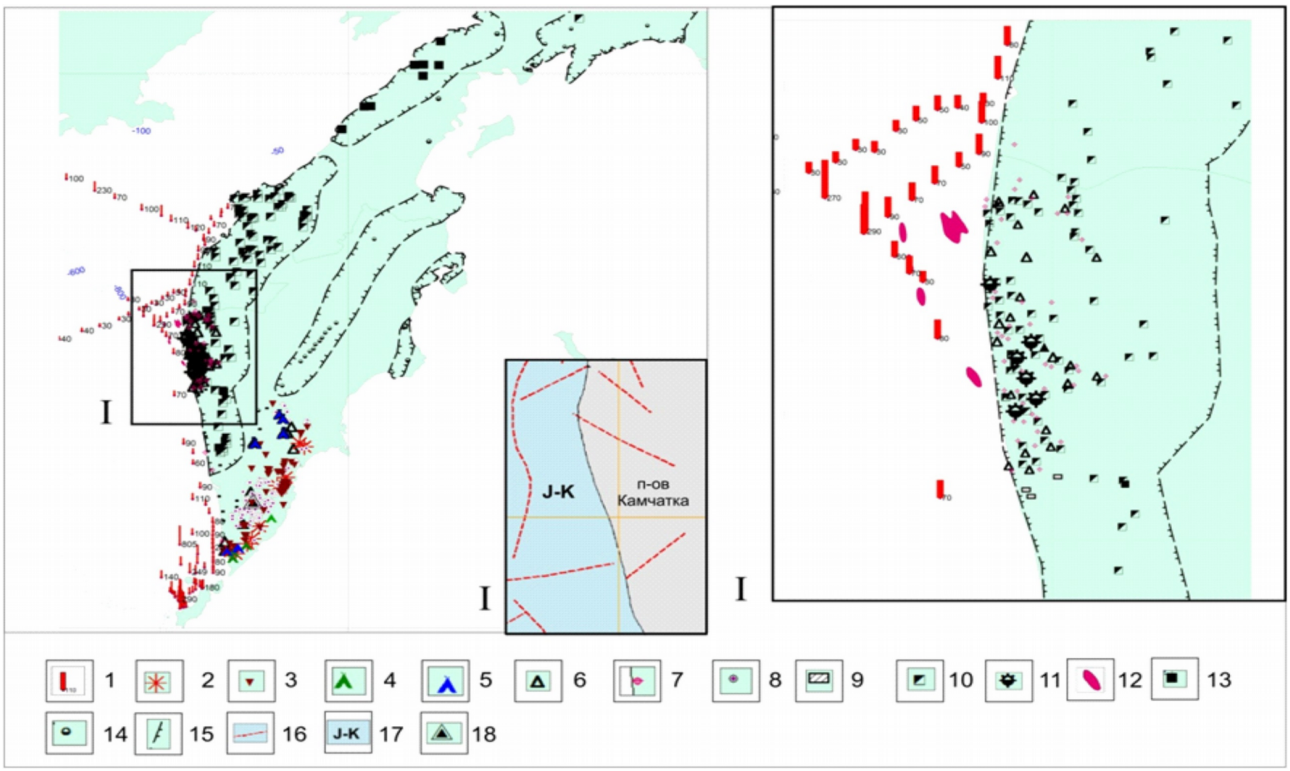


Рис. 2. Карта углеводородных проявлений и флюидов западной части п-ова Камчатка. Составлено на основе литературных (Карта полезных ископаемых…, 1999; Гресов, 2014) и авторских данных. Условные обозначения: 1 – концентрации метана в придонном слое толщи вод; 2 – активные вулканы; 3 – термальные источники; 4 – признаки флюидопроявлений; 5 – холодные источники; 6 – газовые скважины; 7 – нефтеразведочные скважины с термальными проявлениями; 8 – жерла вулканов; 9 – торф; 10 – бурый уголь; 11 – конденсат; 12 – нефтегазоносные структуры; 13 – каменный уголь; 14 – углепроявления; 15 – границы углегазоносных отложений; 16 – разломы фундамента; 17 – возраст пород фундамента по Ильеву и др., (2004); 18 – нефтегазовые скважины. I – врезка района Ичинско-Колпаковского прогиба.

тральным районам, при этом повышается внимание к локальным молодым впадинам (например, об этом пишут Морозов, Каган, 2014). Необходимо учитывать, что из 240 нефтегазоносных районов в мире 55, в разной степени, связано с нефтегазоносностью фундамента, кристаллических и вулканических пород [5]. В пределах прилегающей к Камчатскому краю акватории обособляются перспективные бассейны Охотского и Притихоокеанского шельфа. В пределах Западного шельфа в его северной части выделяются крупные Охотско-Шелиховский, Западно-Камчатский и небольшой Голыгинский осадочные бассейны. В пределах Охотско-Шелиховского бассейна перспективы нефтегазоносности как шельфа, так и суши, связывают с мощной (до 10000 м) толщей палеоген-неогеновых отложений; к продуктивным отложениям относят песчаники палеоцен – нижнего олигоцена, среднего и верхнего миоцена, а также кремнистые породы позднего олигоцена – среднего миоцена (по Ившина и др., 2010). В целом, нефтегазовый потенциал Западно-Камчатского региона (суша и шельф) оценивается в 3.7 млрд. т нефтяного эквивалента. А геологические прогнозные локализованные ресурсы углеводородов этого района оцениваются в 1.5 млрд. т нефтяного эквивалента (по Ким, 2013). Западная равнина Камчатки является непосредственным продолжением прилегающей подводной части осадочных бассейнов шельфа, поэтому знание о газах наземной и подводной территории позволяет представить более целостную картину газогеохимического режима этого сложнейшего района. Западно-Камчатский бассейн развивался в условиях активного проявления рифтогенной деструкции [9], а значит в условиях активной флюидодинамики. Это выражается также в проявлениях термальных вод в нефтеразведочных скважинах западного побережья полуострова. Для сравнения полезно привести данные по углеводородным газам вулканических систем центрального и восточного районов полуострова. Большинство известных проявлений углеводородных газов на п-ове Камчатка относятся к термогенному, метаморфогенному и магматогенному типам. К ним принадлежат предгорные, равнинные газопроявления и даже некоторые в пределах вулканических аппаратов. $\delta^{13}C\text{-}CH_4$ [7] из скважин, вскрывших залежи газонефтяного состава до глубин 2910 м, находится в довольно узком типично термогенном диапазоне: -31.4 ÷ -39.4 ‰ за исключением Верхне-Низконской скважины, в которой проявилась микробная компонента, в том числе, судя по отношению метана к сумме ТУВГ (табл. 1). В проявлениях углеводородных газов полуострова Камчатка сумма тяжелых углеводородных газов иногда достигает 40 %, при этом доля пентанов может достигать 17 %, превышая содержание других гомологов метана (Карта полезных ископаемых..., 1999).

В целом газогенетические характеристики УВГ газопроявлений и газов залежей указывают на значительную долю миграционных компонентов, которые в данном случае могут иметь глубинный характер, что согласуется с данными по распределению гелия (до 0.2 % об.) и др. Для сопоставления с прилегающим шельфом ключевыми являются структурно формационные зоны: Западно-Камчатская, Гижигинская и Пенжинская (Карта полезных ископаемых..., 1999). В этих зонах также сосредоточены почти все угольные месторождения п-ова Камчатка (рис. 3).

Таблица 1. Газогеохимические показатели нефтеразведочных скважин на п-ове Камчатка.

Газонефтяные (смешанные)	**CH_4, % об.**	**$\delta^{13}C$-CH_4 PDB ‰**	**∑ ТУВГ, % об.**	**CH_4 / ∑ТУВГ**
Рассошинская, ГП-1 (2240-2245)	80.13	-39.4	16.13	5
Хромовская, ГП-1 (2175)	85.95	-33.2	9.83	9
Гаванская, ГК-38 (342-345.5)	89.52	-35.4	3.03	30
Верхне-Низконская, ГП-2 (774-760)	77.09	-61.8	0.11	701
Междуреченская, ГП-3 (1480-1605)	78.96	-27.3	1.04	76
Лиманская, 1 (2085-2110)	90.87	-31.4	5.03	18
Лиманская, 4 (2629-2660)	89.97	-35	6.29	14
Тхуклукская, 3 (2905-2910)	51.87	-30.6	1.66	31
Схикийская, 1 (1054-1189)	94.06	-39.8	2.94	32
Схикийская, 1 (1390-1410)	86.5	-37.8	10.70	8
Схикийская, 1 (2853-2896)	80.23	-38.4	11.47	7
Усть-Облуковинская, 1 (2468-2472)	53.73	-36.6	8.26	7
Дорожная, 1 (2552-2568)	66.4	-36.7	5.06	13
Дорожная, 1 (2540-2607)	72.87	-34.9	3.03	24
Дорожная, 1 (2813-2835)	84.09	-37.2	10.34	8
Дорожная, 1 (2829-2861)	85.92	-38	10.53	8
Кшукская, 1 (1814-1835)	92.94	-36	0.19	489

Анализируя приведенные данные, мы видим, что на западном и юго-западном шельфе Камчатского полуострова (Западно-Камчатский и северная часть Голыгинского прогибов и другие структуры) зафиксированы низко интенсивные аномальные поля метана с концентрациями 150-300 нл/л. Для изучения гетерогенных источников углеводородных газов очень важно, что вся Западно-Камчатская равнина, погружающаяся к Охотскому морю, характеризуется высокой угленосностью. Начальные ресурсы углеметаморфогенного метана Западно-Камчатского бассейна достигают 77 млрд. куб. м [2].

Вывод

В целом сопоставление данных морской и сухопутных газогеохимических исследований можно заключить, что рассматриваемый район является уникальным в отношении сопряженности процессов нормально осадочного и геотермального процессов нефтегазообразования. Полученные результаты позволяют заключить, что еще не все аспекты углеводородоносности этого района изучены. В свете развиваемой в настоящее время общей теории нефтегазообразования и необходимости выполнения прогноза углеводородных ресурсов на долгую перспективу целесообразна организация комплексных геолого-геохимических научно-исследовательских проектов на данной территории.

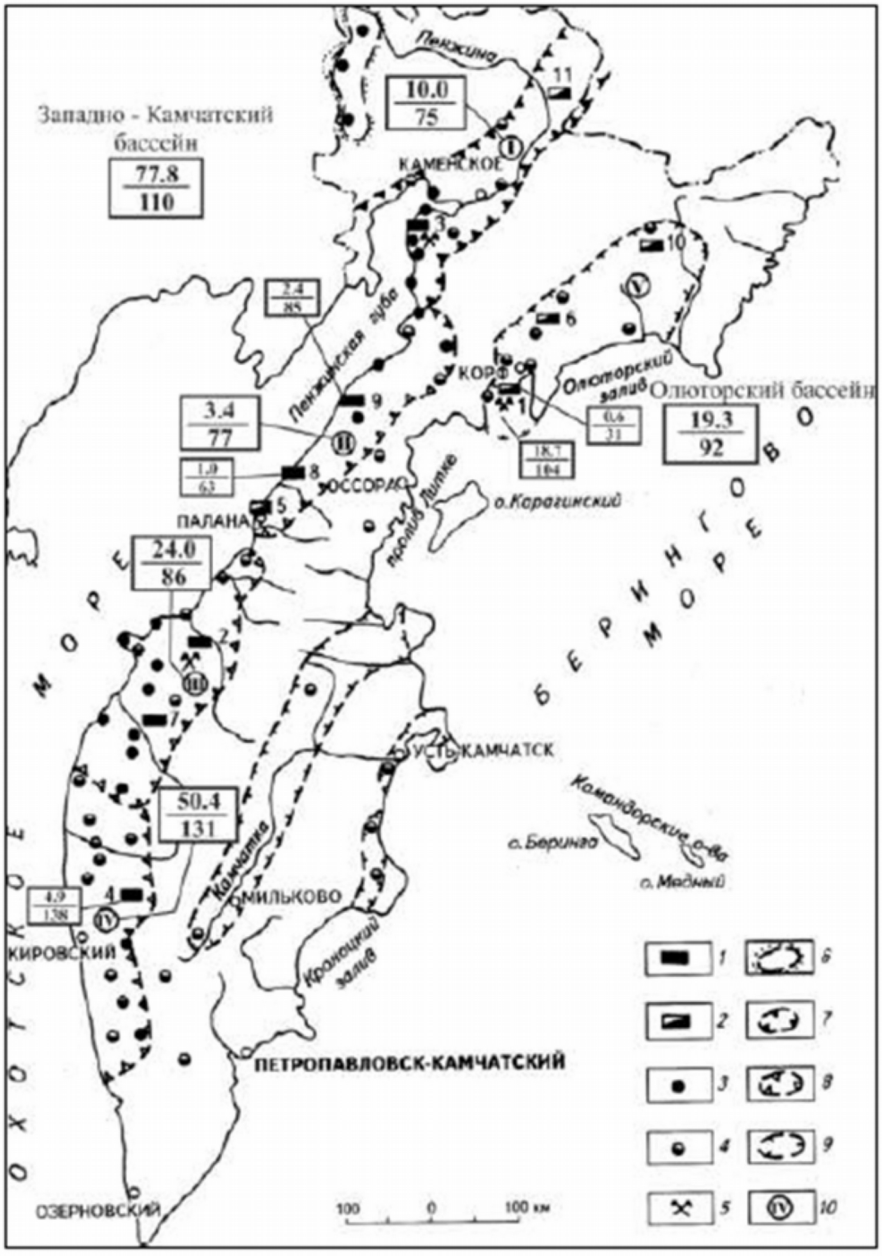


Рис. 3. Угленосность западной части Камчатского полуострова. Условные обозначения: 1 и 2 – месторождения каменных и бурых углей; 3 и 4 – проявления каменных и бурых углей; 5 – эксплуатируемые месторождения. Границы распространения угленосных отложений: 6 – нижнемеловых; 7 – верхнемеловых; 8 – палеоген – неогеновых; 9 – неогеновых. Угленосные районы (10): 1 – Пенжинский, 2 – Пусторецко-Паланский, 3 – Гореловский, 4 – Крутогоровский, 5 – Паланский, 6 – Хаилинское, 7 – Хайрюзовское, 8 – Лесновское, 9 – Подкагерное, 10 – Эчваямское, 11 – Чернореченское (по Подолян и др., 1999). В квадратах – в числителе ресурсы метана (млрд. $м^3$), в знаменателе – плотность ресурсов метана млн. $м^3/км^2$ (по Гресову, 2014).

Список литературы

1. *Аносов Г. И., Байков А. И., Дунин-Барковский Р. Л. и др.* Камчатская нефтегазоперспективная провинция // Строение, геодинамика и металлогения Охотского региона и прилегающих частей Северо-Западной Тихоокеанской плиты. Том 2. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2002. С. 6-7.
2. *Гресов А.И., Обжиров А.И., Яцук А.В., Шакиров Р.Б.* Геотектонические аспекты формирования углегазоносных бассейнов Северо-Востока России // ВЕСТНИК КРАУНЦ. НАУКИ О ЗЕМЛЕ. 2015. №3. Выпуск №27. Статья на сайте: http://www.kscnet.ru/kraesc/2015/2015_27/art5.pdf
3. *Грецкая Е.В., Крапивенцева В.В., Сергеев К.Ф.* Углеводородный потенциал осадочных отложений Голыгинского бассейна (Камчатка) // Доклады Академии наук, 2008. Т. 420. №6. С. 796 – 798.
4. *Грецкая Е.В., Дахнова М.В.* Углеводородный потенциал угленосных отложений Южного Сахалина // Доклады Академии наук, 2010. Т. 432. №6. С. 801-804.
5. *Ермаков В.А., Штейнберг Г.С.* О перспективности впадин Курило-Камчатского региона на нефть и газ. 2000. Статья на сайте: http://www.geolib.ru/OilGasGeo/2000/03/Stat/stat01.html
6. *Карп Б.Я., Бессонова Е.А.* Сейсмичность районов Охотского и Японского морей. Строение фундамента дна Охотского моря // Геология и полезные ископаемые шельфов России. М.: ГЕОС, 2002. С. 320-323.
7. *Кудрявцева Е.И., Лобков В.А.* Изотопный состав углерода метана как критерий прогнозирования дифференцированных залежей углеводородов // Тихоокеанская геология. 1984. № 3. С. 117-120
8. *Обжиров А.И.* Газогеохимические поля и прогноз нефтегазоносности морских акваторий: Дис.-…д-ра геол.-минер. наук. Владивосток, 1996. 266 с.
9. *Харахинов В.В.* Тектоника Охотоморской нефтегазоносной провинции: Дис.-…д-ра геол.-минер. наук. Оха – на – Сахалине. 1998. 77 с.