Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН

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

ДНЮ ВУЛКАНОЛОГА

29 - 30 марта 2012 г.

Петропавловск-Камчатский, 2012

УДК 551.21+552+550.34
Научное издание
Материалы региональной конференции, «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 29 - 30 марта 2012 г. – Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2012. – 207 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 978-5-902424-15-4

В сборнике представлены материалы ежегодной научной конференции, посвящённой Дню вулканолога, проводимой Институтом вулканологии и сейсмологии ДВО РАН в 2012 г. Освещаются исследования современных проблем вулканологии, сейсмологии, петрологии, геофизики и вулканогенных гидротермальных систем.
На обложке: Лавовый поток влк. Кизимен, 2012 г. Фото Н. А. Малик.

Назад

Правила оформления статей

Материалы конференций:

2016
2015
2014
2013
2012
2011
2010
2009
2008
2007
2006
2005
2004
2003

СОДЕРЖАНИЕ

cont.pdf (86 KB)

Секция I Современный и четвертичный вулканизм: общие вопросы, петрология, петрохимия, механизмы и прогноз извержений. Кальдеры.

Асавин А.М., Удинцев Б. Г. Генезис подводных гор Мэри Берд по данным петрографического исследования пород — **art1.pdf** (963 KB)

Базанова Л. И., Пузанков М.Ю., Дирксен О. В., Кулиш Р. В., Карташёва Е. В. Лавовые потоки Корякского вулкана в голоцене: успехи и проблемы датирования — **art2.pdf** (2.72 MB)

Блох Ю. И., Бондаренко В. И., Долгаль А. С., Новикова П.Н., Рашидов В. А., Трусов А. А. Строение подводного вулкана Макарова (Охотоморский склон Курильской островной дуги) — **art3.pdf** (13.20 MB)

Гвоздкова А. А. Почвенно-пирокластические чехлы морских террас Камчатки (на примере бухты Солдатской) — **art4.pdf** (4.06 MB)

Гирина О. А., Демянчук Ю. В. Извержение вулкана Безымянный в 2012 г. по данным KVERT — **art5.pdf** (2.25 MB)

*Гирина О. А., Маневич А. Г., Мельников Д. В., Ушаков С. В., Нуждаев А. А., Демянчук Ю. В.*Активность вулканов Камчатки в 2011 г. — **art6.pdf** (3.08 MB)

2002

Тезисы конференций:

2015

2013

2012

2011

2010

Карданова О.Ф., Дубровская И. К. Термоаномалии в кратере вулкана Старый Кихпиныч и на конусе Савича (результаты данных ИК-съёмки и наземных наблюдений за 30 лет: 1980–2010 гг.)	**art7.pdf** (17.33 MB)
Колосков А. В. Изотопно-геохимические характеристики позднекайнозойских вулканитов северо-востока Азиатской окраины и проблемы субдукционной геодинамики	**art8.pdf** (4.41 MB)
Леонов В. Л., Биндеман И.Н., Рогозин А.Н. Новые данные о вулканизме, предварявшем суперизвержение и формирование кальдеры Карымшина (Южная Камчатка)	**art9.pdf** (3.66 MB)
Малик Н. А., Максимов А. П., Ананьев В. В. Извержение вулкана Кизимен в 2010–2012 гг. и его продукты	**art10.pdf** (10.92 MB)
Маневич Т.М., Малик Н. А., Маневич А. Г., Овсянников А. А. Пирокластика извержения вулкана Карымский в 2005–2011 гг.	**art11.pdf** (3.32 MB)
Фирстов П. П., Шакирова А. А. Извержение вулкана Кизимен в 2009–2012 гг. и его проявление в сейсмических эффектах	**art12.pdf** (7.18 MB)
Хубуная С. А., Гонтовая Л. И., Москалёва С. В., Соболев А. В., Батанова В. Г., Кузьмин Д. В., Кузьмина О. Б. Оливины и пироксены магнезиальных и высокоглинозёмистых базальтов и андезибазальтов вулкана Ключевской — показатели процессов фракционной кристаллизации в малоглубинном периферическом очаге	Убрана по просьбе автора

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

Акманова Д. Р., Асавин А.М., Жулёва Е. В., Мельников М. Е., Рашидов В. А., Чесалова Е. И. Интегрированный анализ геолого-геофизических материалов с использованием ГИС-методов как новый способ исследования гайотов Магеллановых гор Тихого океана	**art14.pdf** (3.01 MB)
Андреев В. И., Рашидов В. А., Фирстов П. П. Радиоактивное равновесие в вулканических породах и поствулканических образованиях	**art15.pdf** (984 KB)
Викулин А. В. Геодинамика и космические факторы	**art16.pdf** (279 KB)
Викулин А. В., Иванчин А. Г. Фазовый переход твёрдое тело — жидкость в блоковой геосреде как механизм извержения	**art17.pdf** (336 KB)
Долгая А. А., Акманова Д. Р., Викулин А. В. Вулканизм как волновой процесс	**art18.pdf** (722 KB)
Копылова Г.Н., Сизова Е. Г. О предвестнике землетрясений, проявляющемся в изменениях уровня воды в скважине Е-1, Камчатка	**art19.pdf** (7.03 MB)
Махмудов Е. Р.	**art20.pdf** (1.43

Разработка информационной системы классификации данных акустического мониторинга волновых возмущений в атмосфере в рамках системы комплексного мониторинга вулканических извержений на Камчатке	MB)
Нуждаев И. А., Феофилактов С. О. Геолого-геофизическая модель центральной части Нижне-Кошелевского геотермального месторождения на основании магнитометрических исследований	**art21.pdf** (5.23 MB)
Панин Г. Л., Котенко Т. А., Бортникова С. П. МАЛОГЛУБИННОЕ ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ ФУМАРОЛЬНЫХ ПОЛЕЙ ВУЛКАНА ЭБЕКО	**art22.pdf** (5.07 MB)
Сенюков С. Л., Дрознина С. Я., Кожевникова Т.Ю., Гарбузова В. Т., Нуждина И.Н. Прогноз извержения вулкана Безымянный 8 марта 2012 года по сейсмологическим данным	**art23.pdf** (6.31 MB)
Фирстов П. П., Фи Д., Махмудов Е. Р., Самойленко С. Б. Особенности акустического и сейсмического излучений от эксплозий вулкана Карымского	**art24.pdf** (1.27 MB)
Чебров В.Н., Дрознин Д. В., Дрознина С. Я., Захарченко Н. З., Кугаенко Ю. А., Мишаткин В.Н., Нуждина И.Н., Сенюков С. Л., Сергеев В. А., Сероветников С. С., Титков Н.Н., Фирстов П. П., Ящук В. В. Разработка концептуальных и технических требований к системе комплексного мониторинга вулканов Дальневосточного региона	**art25.pdf** (5.44 MB)
Чебров В.Н., Дрознин Д. В., Дрознина С. Я., Кугаенко Ю. А., Мельников Д. В., Муравьев Я. Д., Нуждина И.Н., Сенюков С. Л., Сергеев В. А., Сероветников С. С., Титков Н.Н., Фирстов П. П., Ящук В. В. Разработка научного, информационного и методического обеспечения системы комплексного мониторинга вулканов Дальневосточного региона	**art26.pdf** (231 KB)
Секция III Современные гидротермальные системы: геотермия, геохимия, постмагматические процессы. Вулканогенное рудообразование. Новые методы исследования и оборудование.	
Карданова О.Ф., Карташёва Е. В. Железистые осадки Кихпинычского долгоживущего вулканического центра (КДВЦ)	**art27.pdf** (4.17 MB)
Карпов Г. А., Аникин Л. П., Николаева А. Г. Самородные металлы и интерметаллиды в пеплах действующих вулканов Камчатки и Исландии	**art28.pdf** (1.54 MB)
Кирюхин А. В., Мирошник О. О. Анализ эксплуатации Мутновского геотермального месторождения (Камчатка) с использованием термогидродинамических и геохимических данных	**art29.pdf** (492 KB)
Сандимирова Е. И., Сидоров Е. Г., Чубаров В.М., Ибрагимова Э. К., Антонов А. В. Самородные металлы и интерметаллиды в шлиховых ореолах р. Ольховая 1-я (Камчатский мыс, Восточная Камчатка)	**art30.pdf** (2.52 MB)

Яроцкий Г. П., Митрофанов М. О. Сереброрудная провинция северо-запада Корякии (геолого-геофизическое обоснование выделения)	**art31.pdf** (14.90 MB)

УДК 551.214

А. М. Асавин, Б. Г. Удинцев

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

Генезис подводных гор Мэри Берд по данным петрографического исследования пород

Исследована коллекция образцов драгированных в районе подводных гор Мэри Берд (Южный океан). Среди образцов выделены группы пород, предположительно связанные с ледовым разносом, и коренные породы, слагающие подводную гору. К последним отнесены вулканические породы — оливиновые базальты, трахибазальты и трахиандезиты, возможно трахиты. Среди ксеногенных пород встречаются граниты, гнейсы, амфиболиты, известняки, филлиты и углистые сланцы.

Введение

Обособленные поднятия дна океана — подводные горы — служат исследователям важными источниками сведений как об особенностях структуры океанского ложа, так и о вещественном составе его фундамента и литосферы под ним. По генезису среди них наиболее обычны: вулканические постройки и блоковые структуры, результаты дислокаций фундамента, горсты или останцы оседания, результаты вертикальных тектонических движений.

Подводные горы Антарктического сегмента Мирового океана, чаще именуемого в работах его исследователей Южным океаном, изучены пока ещё очень слабо. Между тем, без учёта их морфологии, а в особенности данных по петрологии слагающих их пород, реконструкции тектонической истории океана грешат большой условностью.

Район работ

Горы Мэри Берд, это крупнейшая группа гор южного сектора Тихоокеанского кольца. Восточнее них лежат горы Скотта, горы Герлаша, и вулкан, воздымающийся над водой островом Петра Первого. Однако, и кроме них, вблизи подводной окраины Западной Антарктиды существует много отдельных подводных гор и холмов.

Восточный сегмент Тихоокеанского кольца, представленный Андийским ороклином Патагонии, до момента раскола Гондваны находил прямое продолжение вдоль северной окраины Антарктического полуострова и на острове Александра I [1]. Об этом свидетельствует структурное и возрастное сходство комплексов пород гранулитовой фации по обеим сторонам пролива Дрейка и далее к западу на побережьях и на подводных окраинах в морях Беллинсгаузена и Амундсена до моря Скотта. Находки там во многих местах образцов пород гранулитовой фации позволяют, как нам кажется, считать справедливыми представления о продолжении континентальной коры складчатого Андийского пояса в западном направлении. В юрско-меловое время эта кора испытала прогрев от мантийного плюмажа, а в олигоцен-миоценовое время — деструкцию и погружение в зону континентального склона и, отчасти, до океанских глубин, с формированием коры переходного типа.

Исходные материалы

По результатам драгировки подводных гор Мэри Берд в экспедиции АНТ-XXVI/X на НИС «Полярштерн» был поднят обширный каменный материал, возможно, включающий в себя как коренные породы подводных гор, так и продукты ледового разноса (рис. 1).

Часть этого материала была любезно предоставлена нам для исследования профессором Карстеном Гохл. На длительную историю существования этой области накопления моренного материала указывает значительная мощность образованных на поверхности окатанных валунов корочки железомарганцевых образований от 2 до 30 мм толщиной. По современным оценкам скоростей образования этих корок можно оценить время накопления поднятого материала от 5 до 20 млн лет.

Определённую сложность в интерпретации результатов единичных опробований (с помощью драгировки, дночерпателей, грунтовых трубок) представляет вопрос о влиянии ледового разноса. Породы гранулитовой фации (метаморфические, гранитные, осадочные) широко развитые на нунатаках Западной Антарктиды, выносятся айсбергами и плавающими ледовыми полями и, по мере таяния, формируют коллювиальные залежи на поверхности подводных гор. Объём этого ледового разноса, его закономерности и эволюция во времени площади распространения пока остаются важными дискуссионными вопросами, которые также могут быть прояснены при анализе каменного материала поднятого на подводных горах.

Общепринятым представлением о характеристиках флювиогляциальных (моренных) отложений является слабая окатанность и сортированность ма-

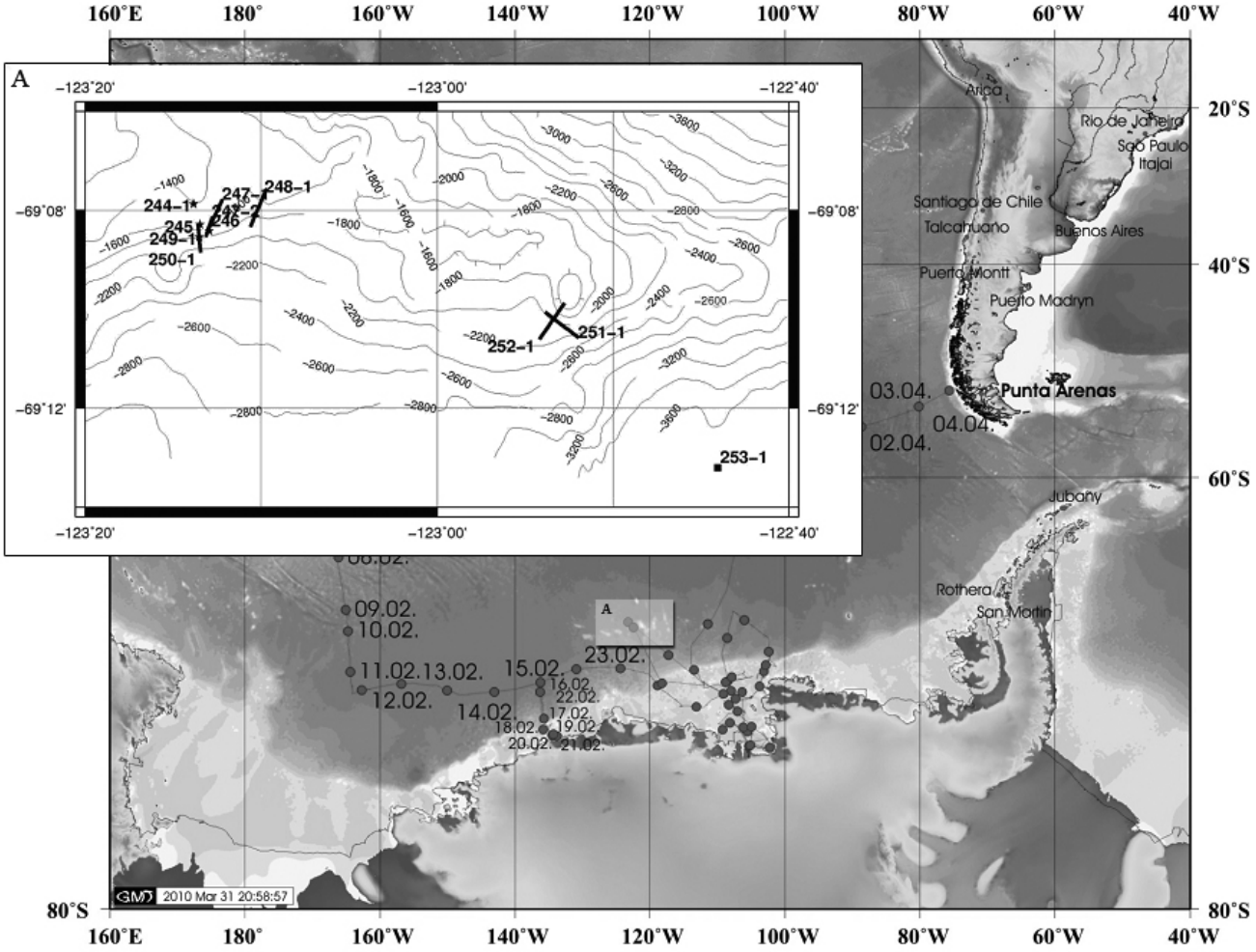


Рис. 1. Карта рейса ANT-XXVI/3 2010 г. НИС Polarstern из работы [2]. В районе точки 23,02 серым прямоугольником А показана область драгирования подводных гор. На врезке А этот район показан более подробно (чёрные линии — треки драгирования склонов).

териала, наличие борозд и следов ледового сглаживания, слабая степень гипергенного изменения пород.

Кроме того, отличить ксеногенный коллювий от образованного по коренным породам можно по свежим сколам отрыва от коренных обнажений, учёту общегеологической ситуации в районе, петрографическому сопоставлению обломков разных размеров и т. п. Петрографический состав продуктов, возможно ледового разноса, следующий.

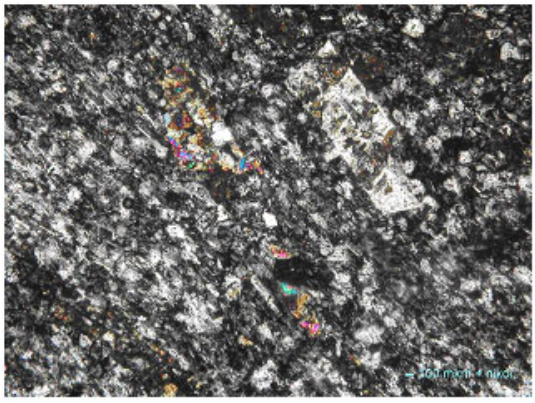
Крупные валуны (до 50–80 см) окатанных и угловатых аляскитовых крупнозернистых гранитов розового и желтоватого цвета, аплитов и, вероятно, щелочных гранитов белого цвета (высокое содержание альбита, отдельные чёрные кристаллы пироксена или щелочной роговой обманки).

Метаморфический комплекс представлен биотитовыми и амфиболовыми гнейсами, единичными образцами гранатовых гнейсов, средне-зернистыми гранитогнейсами.

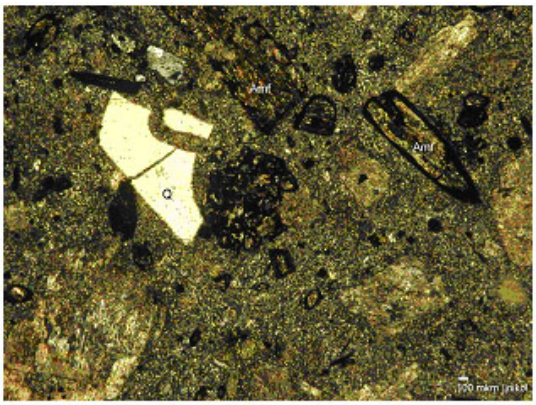
Осадочный комплекс представлен известняками (мраморизованными плотными серыми, возможно с примесью кремниевого — радиоляриевого материала), кремнями, сланцами (местами углистыми, тонко слоистыми, серого и чёрного цвета).

Комплекс представлен следующими вулканически продуктами — валунами вулканической брекчии (по — видимому кислого состава), более мелкозернистыми слоистыми туфами.

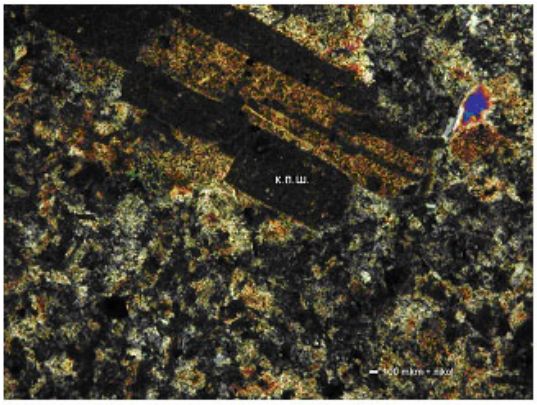
К собственным породам подводной горы мы отнесли единичные не окатанные угловатые и уплощенной формы обломки вулканических и субвулканических пород с заметными следами гальмеролиза на поверхности (до 2–3 см глинисто-хлоритового агрегата). Вулканиты содержат стекло разной степени измененности, имеют миндалекаменную и пузырчатую структуру, наблюдаются крупные вкрапленники полевого шпата (иногда даже в образце они обладают ясно видимой зональностью) и редкого мелкого пироксена. Кроме этих ярких пород, ред-



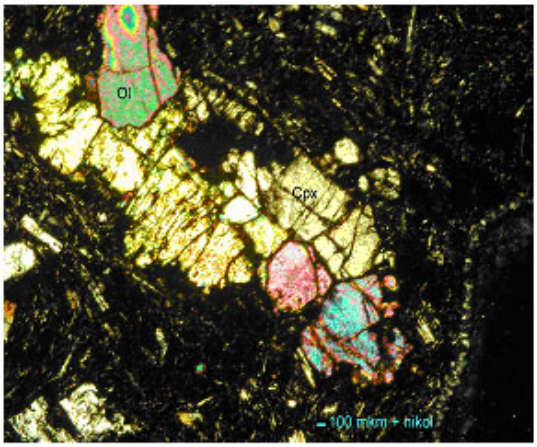
трахиандезит (николи +)



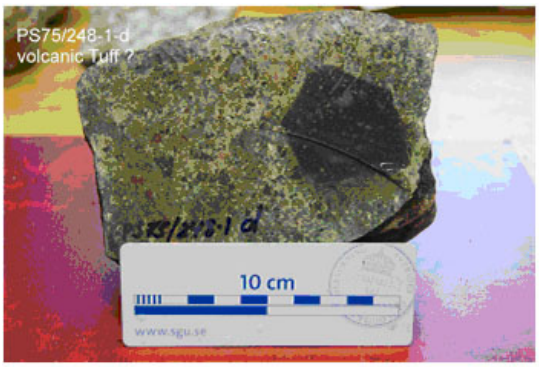
амфиболовый андезит (николи +)



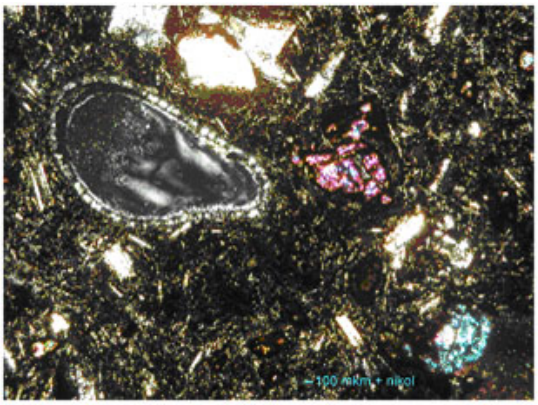
трахибазальт-трахит (николи +)



оливиновый базальт (николи +)



вулканический туф (образец)



оливиновый базальт (николи +)

Рис. 2. Шлифы вулканических пород поднятых при драгировке гор Мэри Берд.

ко встречается мелкий щебень скрытокристаллических гипабиссальных вулканитов типа базальта, долерита. Порода также носит следы хлоритизации и окисления в подводных условиях.

Обсуждение результатов

Относительно недавно выдвинутое предположение [3] о существенной роли в морском осадконакоплении Арктических регионов гляциотурбидитов или ледовых морских отложений, вероятно, столь же существенно и для Антарктики. Представленный предварительный материал по петрографии пород, драгированных на поверхности одной из подводных гор Мэри Берд, позволяет сделать предположения о источниках сноса метериала. Наиболее характерной породой является мраморовидный известняк. Он коррелируется с протерозойскими известняками мыса Херланер [4] побережья Антарктиды — Земля Уолгрина. Там же выходят метаморфические докембрийские комплексы, которые могут быть со-

поставлены с метаморфическим породами, обнаруженными на подводных горах. Устойчивые течения и маршруты движения ледников на побережье Антарктиды [5], по видимому, создают постоянную транспортную магистраль по доставке вещества на подводные горы Мэри Берд из этого района Антарктиды. Что касается более молодых вулканических пород, обнаруженных на горах, то до их детального исследования нельзя однозначно говорить о их принадлежности к вулканогенным комплексам побережья Антарктиды (островодужные комплексы субщелочных вулканитов).

Выводы

1. Процессы ледового разноса, формирующие морены на подводных горах, являются в высоких широтах устойчивым (?) фактором осадконакопления параллельно реликтам эрозионно-абразионного обнажения коренных пород фундамента.

2. Район мобилизации каменного материала для возможного ледового разноса включал в себя центральные области Антарктиды с выходом древних гранитно-метаморфических комплексов и районы с проявлением кислого вулканизма и древних осадочных карбонатных толщ.

3. Собственные проявления вулканизма на подводных горах включают в себя как продукты примитивного толеитового вулканизма, так и значительно дифференцированные разности более кислого состава.

4. Гора, на которой был получен исследуемый материал, скорее всего, является вулканом, осложнённым наложенными проявлениями тектонических движений.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 12–05-00 974).

Список литературы

1. *Herve F., Miller H., Pimpiev C.* Patagonia — Antarctica Connections before Gondwana Break-Up // Futterer D.K., Damaske D., Kleinschmidt G., Tessendohn E. (eds.). Antarctica, 2006.
2. Ed. by Karsten Gohl with contributions of the participants (Coordinator Eberhard Fahrbach) Report 2010 The Expedition of the Research Vessel «Polarstern» to the Amundsen Sea, Antarctica, in 2010 (ANT-XXVI/3) // 2010 Alfred-Wegener-institut für polar — und meeres forschung 173 p.
3. *Лисицын А.П.* Новый тип седиментогенеза в Арктике — ледовый морской, новые подходы к исследованию процессов // Геол. и геофиз. 2010. Т. 15.№1. С. 18–60.
4. Геологическая карта Антарктиды М 1:5 000 000 под ред. Равич М. Г. и Грикуров Г. Э. Аэрогеология Москва 1978 г.
5. *Graham A.G.C., Larter R.D., Gohl* K., *Hillenbrand C.-D., Smith J.A.; Johnson J.S., Kuhn G.,* Late Quaternary ice sheet dynamics and deglaciation history of the West Antarctic Ice Sheet in the Amundsen Sea Embayment: Preliminary results from recent research cruises"(2007). Related Publications from ANDRILL Affiliates. Paper 8. (http://digitalcommons.unl.edu/andrillaffiliates/8).

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

Петропавловск-Камчатский
ИВиС ДВО РАН, 2012 г.

УДК 551.217+552.313.1

Л. И. Базанова, М. Ю. Пузанков, О. В. Дирксен, Р. В. Кулиш, Е. В. Карташёва

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

Лавовые потоки Корякского вулкана в голоцене: успехи и проблемы датирования

Обобщены прежние и новые авторские материалы тефрохронологических исследований на лавовых потоках Корякского вулкана. Определён возраст лавовых излияний из вершинного кратера, сформировавших лавовое поле у западного подножия вулкана. Все они относятся к раннему голоцену и увязаны с ранее выявленными и датированными эруптивными событиями на Корякском вулкане: КР 8000–8200, 7800, 7150, 6700 л. н. Побочные прорывы были приурочены только к юго-западным склонам и подножию вулкана. Последние такие события имели место 3350–3150 л. н. Рассмотрены петрохимические и петрографические особенности голоценовых лав и их вариации во времени. Высказано мнение, что часть лавовых потоков, в основном позднеголоценовых, требуют более достоверных хронологических данных для завершения реконструкции истории формирования Корякского вулкана в голоцене.

Введение

Долгосрочный прогноз деятельности вулкана и оценка связанной с ним будущей опасности основываются на реконструкции его эруптивной истории за длительный отрезок времени, в случае Корякского вулкана — за голоцен, т. е. за последние 10–12 тысяч лет, с использованием вулканологического, геолого-геоморфологического и тефрохронологического методов исследований и радиоуглеродного (^{14}C) датирования продуктов извержений. Эти работы были направлены на выявление реальных закономерностей в динамике эруптивной активности и продуктивности вулкана с определением характерных особенностей того периода жизни, на котором он находится в настоящее время. Тефростратиграфические исследования на начальной стадии включали, прежде всего, детальное изучение разрезов почвенно-пирокластического чехла (ППЧ) подножия вулкана с идентификацией и корреляцией его пепловых горизонтов. Стратиграфическими маркирантами при этом служили транзитные пеплы удалённых вулканов: Ксудач 1907 г., 1800 и 6900 лет назад (л. н.)[1], Бараний Амфитеатр в кальдере вулкана Опала (1400 л. н.), кратера Чаша (5400 л. н.) и кальдерообразующего извержения 8500 л. н. (кальдера Курильского озера) [4, 7]. В качестве надёжных и, в большинстве случаев, непосредственных хронологических реперов использовались горизонты тефры крупнейших извержений соседнего Авачинского вулкана (3000, 3500, 3800, 4500, 6000, 6600, 7500, 8000 л. н. и др.).

Однако в полученной нами сводной тефростратиграфической летописи запечатлены следы лишь эксплозивных проявлений вулкана, которые необходимо увязать и с лавовыми излияниями и составить, таким образом, единый разрез лавово-пирокластических отложений вулкана. Этот разрез и явится основой для реконструкции истории его формирования с наибольшей полнотой и достоверностью. Голоценовые лавы Корякского вулкана внесли существенные изменения в морфологию конуса и рельеф его подножия. Они формируют два обширных лавовых поля, распространившихся далеко за пределы подножия самой постройки. Ранее, на стадии предварительных обобщений, лавовые потоки были разделены нами в основном на две возрастные группы, отвечающие главным этапам активности Корякского вулкана в голоцене [1]. Мы провели новые дополнительные исследования по возрастному расчленению лавовых потоков, что позволило уточнить их место в голоценовой истории активности вулкана.

Главные этапы эруптивной активности Корякского вулкана в голоцене

Около 9700–9500 л. н. начался раннеголоценовый эксплозивно-эффузивный этап деятельности Корякского вулкана длительностью ~3500 лет, для которого характерно чередование периодов с разной интенсивностью вулканических проявлений [1]. Отчётливо выделяются два цикла усиления эруптивной активности: ~8600–8200 и 7300–6500 л. н., когда на фоне постоянных, но слабых эксплозий происходили более сильные извержения со средней частотой — одно событие в 50–60 лет. Продолжительность циклов ~400 и 800 лет соответ-

[1] Здесь и далее приведены округлённые значения календарного возраста.

ственно. Каждому из них предшествовали периоды, сопоставимые по длительности (~1100 и 850 лет), с более низкой частотой извержений: в среднем, одно в 200–250 лет. Сходный режим вулканической активизации сохранялся и в течение 350 лет, завершивших раннеголоценовый этап. Все извержения зафиксированы в ППЧ горизонтами андезитовой тефры, крупность которой варьировала от песка до лапилли и бомб в зависимости от силы извержения и близости к эруптивному центру. С отдельными сильными извержениями были связаны излияния протяжённых и мощных лавовых потоков преимущественно андезитового состава. Часть крупных эруптивных событий второй половины данного этапа сопровождалась формированием раскалённых агломератовых лавин (6700, 7000, 7150 л. н.), реже — пирокластических потоков (7800, 8000 л. н.).

После завершения раннеголоценового этапа наступил длительный (~3000 лет) период прекращения эруптивной деятельности, поскольку никаких вулканических форм рельефа или чётко выраженных в ППЧ горизонтов тефры Корякского вулкана для интервала 6200–3350 л. н. нами не обнаружено. Не исключено, правда, что вулкан проявлял в это время фумарольную активность. Следующий импульс вулканической активности 3350–3150 л. н., в отличие от предыдущего этапа, был главным образом эффузивным. Эксплозивная деятельность в ходе излияния лавовых потоков была крайне слабой.

Лавовые потоки Западного лавового поля

Наши работы по детальному возрастному расчленению лавовых потоков были сосредоточены в первую очередь у запад-северо-западного подножия Корякского вулкана, в междуречии верховий Дремучей и Железной (рис. 1). Здесь лавовые потоки, излившиеся из западного вершинного кратера, сформировали обширное лавовое поле («Западное»), где выделены потоки: Водопадный, Горелый, Лагерный, Вилка (названия авторов). Их длина достигала 8–10 км, мощность лав составляла 30–50 м. Вся серия потоков относится к раннеголоценовому этапу активности, что подтверждает данные наших предыдущих исследований. Побочные прорывы в этом секторе отсутствуют (ранее предполагавшиеся центры таких излияний [1] являются вторичными прорывами, горнитосами). Присутствие в разрезах на лавах датированной пемзовой пирокластики Авачинского вулкана (АВ 6000, АВ 4500 — соответственно $АВ_{5300}$, $АВ_{4000}$ в [3]), наиболее заметных здесь маркирующих горизонтов, отличает лавовые потоки «Западного» поля от более молодых лав юго-западного подножия, которые полностью лишены этой пемзовой тефры на поверхности.

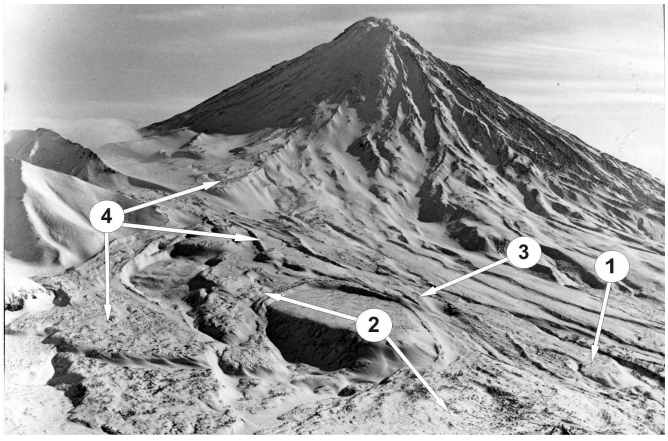


Рис. 1. Раннеголоценовые лавовые потоки вулкана Корякского («Западное» лавовое поле, названия авторов), обтекающие фрагмент позднеплейстоценовой постройки. 1 — Водопадный, 8000–8200 л. н., 2 — рукава потока Горелый, 7800 л. н., 3 — Лагерный, 7150 л. н., 4 — рукава потока Вилка, 6700 л. н. Вид с запада. Фото Н. Смелова.

Изучение разрезов тефры на лавовых потоках и их корреляция с полным голоценовым разрезом ППЧ, полученным на выступе позднеплейстоценовой морены в центре лавового поля, позволило впервые разделить потоки по возрасту и увязать с ранее выявленными и датированными эруптивными событиями на Корякском вулкане: КР 8000–8200, 7800, 7150, 6700 л. н.[1]. Так, например, разрез ППЧ на потоке Водопадный начинается погребённой почвой и горизонтом тефры КР 7800 л. н. (рис. 2А). Залегающая выше в разрезе пирокластика связана с извержениями вулканов Корякский, Авачинский и Ксудач и легко диагностируется в пределах изучаемой территории. Все более древние горизонты, фиксирующиеся на морене, здесь отсутствуют: КР 8000, 8200, 8300 л. н. и т. д. В основании разрезов тефры на трёх рукавах потока Вилка повсеместно прекрасно выражен слой пемзового вулканического песка АВ 6000 и подстилающий гумусовый горизонт (рис. 2Б), в котором отмечаются следы ещё двух эруптивных событий, что позволяет датировать поток возрастом 6700 лет. В ходе излияния этого потока, по-видимому, формировались и раскалённые агломератовые лавины, установленные и датированные нами ранее.

Не исключено, что лавы изливались и в более ранние эпизоды голоценовой активизации. Они либо скрыты под более молодыми потоками, либо не распространялись за пределы склона конуса, где проведение тефростратиграфических работ невозможно из-за отсутствия там ППЧ. К наиболее древним лавовым излияниям могут относиться и потоки, фронтальный части которых выступают из-под лав с возрастом 6700 л. н. (Вилка) у северного фланга лавового поля. Они замыты грязевыми потоками, удалось лишь условно определить верхнюю возрастную границу как 6900 л. н. по присутствию в нижней части ППЧ на их поверхности маркирующего горизонта $КС_2$ (вулкан Ксудач).

Лавовые потоки Юго-Западного лавового поля

В отличие от «Западного» лавового поля, лавовые потоки юго-юго-западного подножия Корякского

вулкана изливались из побочных прорывов в нижних частях главной постройки. Два потока (Кречет, Родник) относятся к раннему голоцену, три другие (Исток, Дубль, Остров — названия авторов) связаны с вулканическими проявлениями позднеголоценового этапа активизации (рис. 3, 4). Новые данные здесь получены только для потока Кречет и побочного прорыва, представляющего собой цепочку из трёх, почти слившихся шлаковых конусов с лавовыми потоками. Самый южный из них и наиболее сохранившийся конус на топографической карте имеет название Вулкан (рис. 3). На прилегающих к конусу Вулкан более древних участках подножия под тефрой вулкана Авачинский (7500 л. н.) зафиксирована пачка лапилли и бомб шлака видимой мощностью 2 м. Несомненно, это тефра конуса (конусов) Вулкан, отсутствующая во всех более удалённых разрезах. Стратиграфическое положение тефры этого шлакового конуса совпадает с положением лавового потока Кречет, идущего от его подножия. Состав лав и тефры подтверждает их принадлежность к одному событию, что позволяет датировать поток временем образования прорыва (7600 л. н.). Ранее поток Кречет мы относили к самостоятельному трещинному излиянию, жерло которого было не установлено, и датировали более неопределенно, как >7000 л. н.

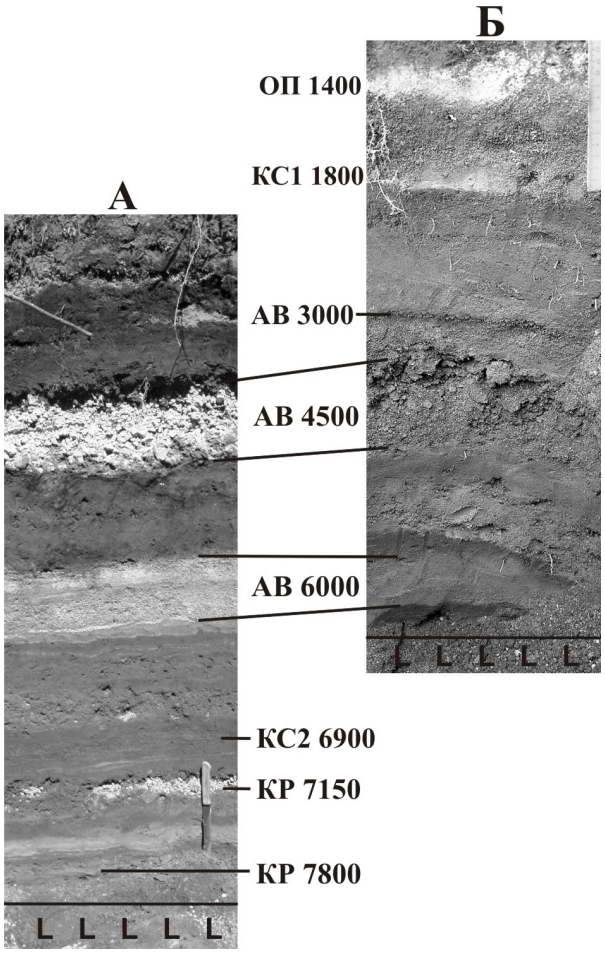


Рис. 2. Фрагменты разрезов почвенно-пирокластического чехла на лавовых потоках: А — Водопадный, 8200–8000 л. н., Б — Вилка, 6700 л. н. В центре приведены индексы источника тефры и её округленный календарный возраст по [1, 3. 4, 7]. ОП — Бараний Амфитеатр в кальдере вулкана Опала, КС — Ксудач, АВ — Авачинский, КР — Корякский.

Наиболее далеко продвинувшийся поток Родник, 70–80-метровый фронт которого находится сейчас на абсолютных отметках 130–140 м (район истоков р. 2-я Мутная), датирован ранее по единичному наблюдению как 6200 л. н. Однако наши последние работы показали, что данные единичного наблюдения отражают лишь верхний возрастной предел и могут занизить, иногда существенно, реальный возраст датируемого объекта. Строение ППЧ на поверхности потока Вилка (6700 л. н.) «Западного» лавового поля указывает на его возрастную близость к потоку Родник, что вызывает сомнения в результатах датировки последнего.

Принадлежность потоков Исток, Дубль и Остров к позднему голоцену надёжно определяется тефрохронологическими данными. Отсутствие на их поверхности пемзовой тефры Авачинского вулкана позволяет однозначно отделять эти лавы от вышеописанных раннеголоценовых лавовых комплексов. Изучение разрезов тефры на лавовых потоках с целью их хронологической привязки показало, что все они перекрыты одинаковым пирокластическим чехлом, что не даёт возможности разделить их по возрасту более дробно. Не установлены и эксплозивные продукты рассматриваемых побочных извержений. В основании разрезов непосредственно на лавах повсеместно залегают слой шлака Молодого конуса Авачинского вулкана с календарным возрастом 3000 л. н. ($АВ_{2800}$ в [3]) и подстилающий его гумусовый горизонт. Более древняя тефра АВ 3800, связанная с извержением начала формирования Молодого конуса [2], распространённая в окрестностях лавовых потоков, нигде на их поверхности не обнаружена. К сожалению, других опознаваемых возрастных маркёров для периода 3000–3800 л. н. здесь нет. Таким образом, учитывая скорость почвообразования, излияние потоков Исток, Дубль и Остров мы относим к интервалу 3350–3150 л. н. Полная идентичность разрезов тефры на потоках этой серии свидетельствует об излиянии лав практически во время одного извержения. Однако есть некоторые нюансы в строении ППЧ на поверхностях потоков и их морфологии, заставляющие искать более убедительные доказательства их одновременности. Поток Родник, как и серия потоков, отнесенных к этапу активности 3350–3150 л. н., требуют дополнительной хронологической заверки и, возможно, более дробного датирования.

По-прежнему остаётся открытым вопрос о возрасте, единственного в голоцене, лавового потока, излившегося из вершинного кратера в южном направлении (поток Терминальный, рис. 4) и закупо-

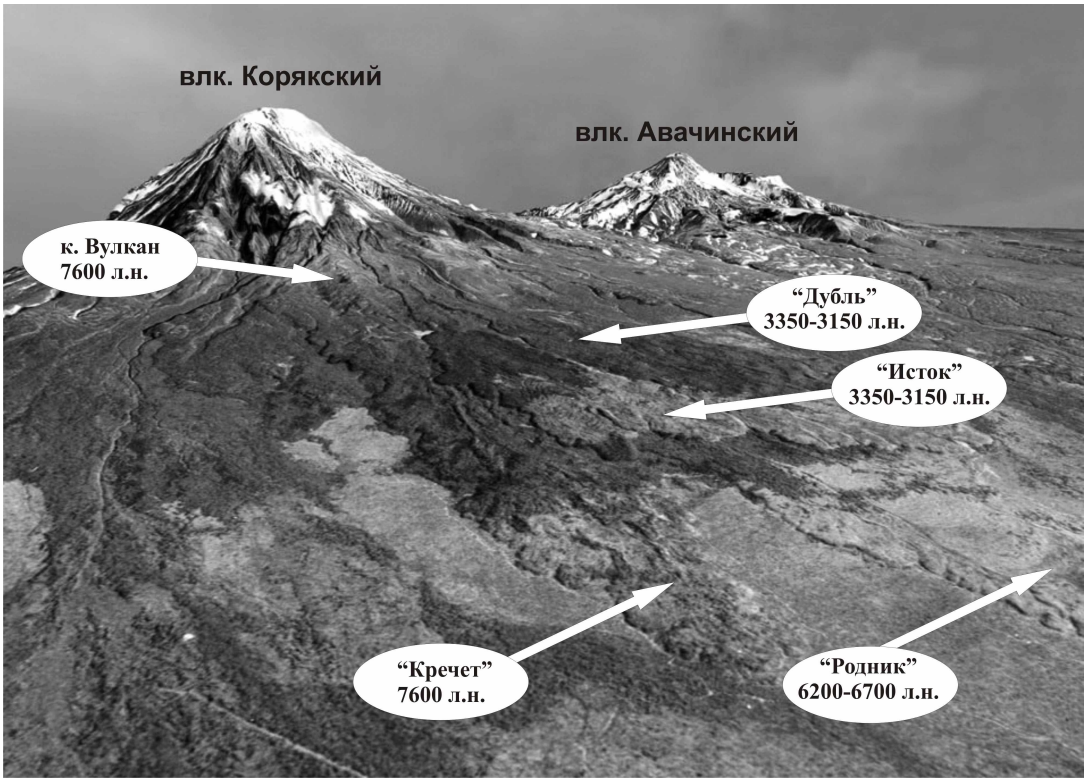


Рис. 3. Лавовые потоки юго-западного подножия Корякского вулкана. Названия авторов.

ривший кратер лавовой пробкой. Этот узкий поток заполнил днище глубокого барранкоса на южном склоне вулкана. Его фронт располагается на абсолютной высоте 1550 м, а длина около 2,7 км. Нам пока не удалось обнаружить какие-либо следы ППЧ на его поверхности, не установлена и тефра этого извержения. Можно лишь предположить, что он моложе лавовых потоков, излившихся 3150 л. н. Его условный пока возраст (по косвенным данным) около 730 лет.

Рис. 4. Позднеголоценовые лавовые потоки юго-юго-западного подножия Корякского вулкана (названия авторов). Из вершинного кратера излился самый молодой лавовый поток «Терминальный».

Что касается возраста конуса Страж на юго-восточном склоне Корякского вулкана, заявленного в работе [1] как 650 л. н., полученные нами новые данные заставляют усомниться в правильности такой датировки. Мы намерены провести дополнительную проверку и, не исключено, внести исправления. Полученные результаты будут использованы для выявления реальных закономерностей в динамике эруптивной активности и продуктивности Корякского вулкана и завершения реконструкции истории его формирования.

Петрохимия и петрография голоценовых лав

Голоценовые лавовые потоки Корякского вулкана представлены известково-щелочными умереннокалиевыми андезибазальтами и андезитами (рис. 5А, табл. 1), с заметным преобладанием доли андезитов. От раннеголоценовых лав к позднеголоценовым просматривается тенденция уменьшения их максимальной кремнекислотности (рис. 6). Самый молодой по нашим предположениям лавовый поток (Терминальный) сложен андезибазальтами, что подтверждает данные И. Т. Кирсанова, впервые опубликованные в работе [5]. На диаграммах Харкера точки фигуративных составов лав образуют компактные рои с плавно изменяющимися содержаниями главных компонентов пород относительно кремнезёма (рис. 5). Исключением являются продукты извержений, связанные с цепочкой побочных конусов у юго-западного подножия Корякского вулкана. Андезибазальтовые лавы и пирокластика этих раннеголоценовых шлаковых конусов (поток Кречет

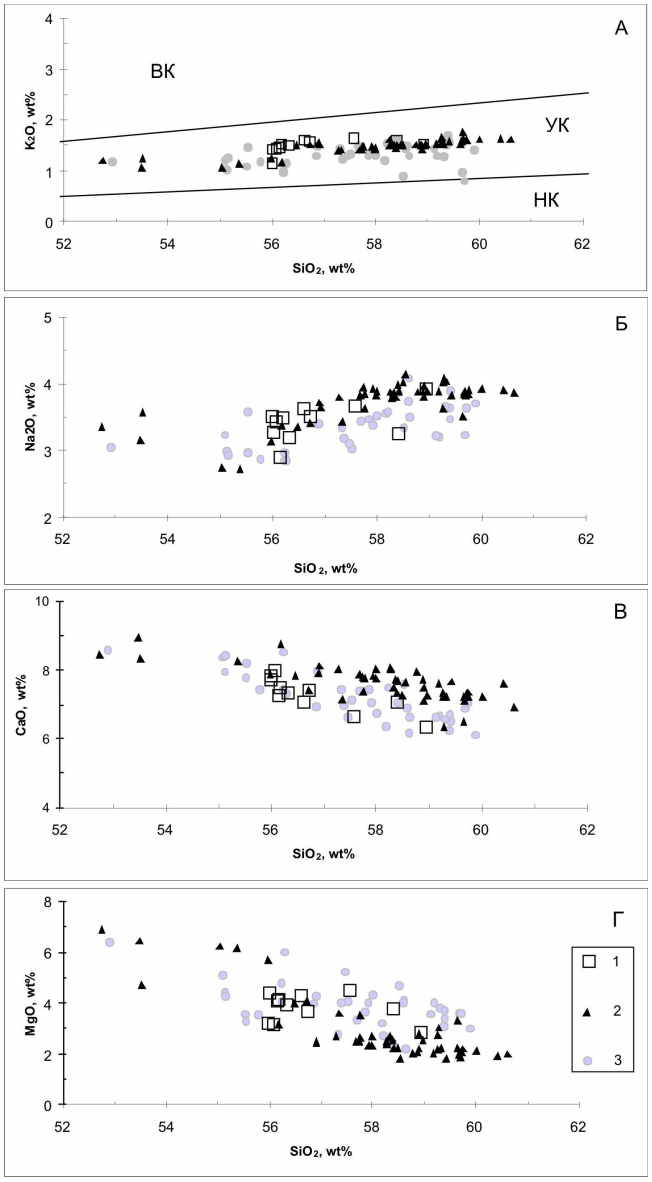


Рис. 5. Характеристика составов голоценовых лав Корякского вулкана. А–Г — диаграммы Харкера. Поля серий: НК — низкокалиевой, УК — умереннокалиевой, ВК — высококалиевой по [6]. 1–2 — составы лав Корякского вулкана: 1 — позднеголоценовых, 2 — раннеголоценовых. 3 — составы голоценовой пирокластики Корякского вулкана.

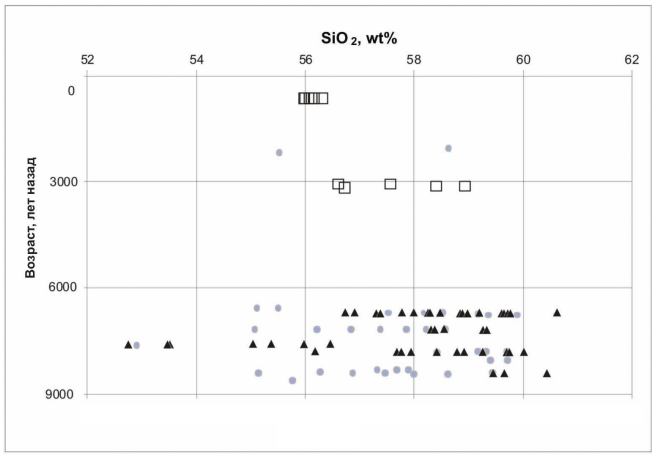


Рис. 6. Кремнекислотность лав датированных лавовых потоков Корякского вулкана. Точки составов лав и пирокластики показаны в соответствии с их календарным возрастом. Для «Терминального» потока принят условный возраст 700 л. н. Прочие обозначения см. рис. 5.

в табл. 1) обладают повышенной магнезиальностью и нарушают временную тенденцию снижения кремнекислотности (рис. 5Г, 6). На бинарных диаграммах, где составы лав показаны в сравнении с составами голоценовых пирокластических отложений, наблюдается некоторое смещение полей фигуративных точек лав из потоков и относительно мелкой пирокластики (вулканических песков и лапилли). Причины такого несовпадения будут выясняться при дальнейших исследованиях.

Структуры пород обычно сериальнопорфировые — относительно крупные выделения принадлежат преобладающему во вкрапленниках плагиоклазу, иногда также и пироксенам. Микроструктура основной массы чаще всего гиалопилитовая, но в некоторых случаях, например, в основных андезибазальтах, наблюдалась интерсертальная. Вкрапленники представлены плагиоклазами, ромбическим и моноклинным пироксенами, рудными минералами. Кроме того, отмечены вкрапленники роговой обманки и оливина. Причём, наряду с собственными оливинами, в породах также могут присутствовать и оливины из дезинтегрированных гомеогенных и ксеногенных включений, которые присутствуют во всех лавах. Среди ксеногенных обычны породы плейстоценовой постройки и мелового фундамента.

По модальному набору вкрапленников среди голоценовых лав можно выделить следующие разновидности: 1) двупироксеновые андезиты; 2–4) двупироксеновые андезиты и андезибазальты, содержащие оливин и/или роговую обманку; 5) оливин — клинопироксеновые андезибазальты. Вариации минеральных ассоциаций отражены в табл. 2. При этом относительно массивные лавы центральных частей потоков зачастую обладают довольно высокой кристалличностью (см. табл. 3). Самые ранние из датированных лав имеют чисто двупироксеновый парагенезис вкрапленников. Более поздние, как раннеголоценовые, так и позднеголоценовые, обычно содержат идиоморфные субфенокристаллы оливина (табл. 2). Оливин — клинопироксеновый парагенезис вкрапленников встречен только в андезибазальтах шлакового конуса Вулкан (бомба) и в андезибазальтах лавового потока Кречет с резким преобладанием клинопироксена среди темноцветов. Ассоциирующие вкрапленники в этих породах могут быть разделены на два парагенезиса, что в сочетании с особенностями химического состава лав, по-видимому, указывает на их смешанную природу. Подробнее этот вопрос будет рассмотрен в отдельном сообщении.

Таблица 1. Представительные составы лав из голоценовых потоков вулкана Корякского.

№ п/п	№ проб	Возраст, л. н.	Место отбора, лавовые потоки	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ппп	Сумма
1	94450-1	<3150	Терминальный	55,80	0,80	18,20	3,78	4,96	0,15	3,22	7,71	3,49	1,42	0,17	0,45	100,14
2	94450-2	<3150	Терминальный	55,80	0,84	17,80	3,38	5,46	0,15	3,17	7,94	3,42	1,43	0,16	0,46	100,00
3	92257A	3150	Исток	58,50	0,76	17,70	2,88	4,57	0,13	2,82	6,34	3,91	1,51	0,17	0,60	99,88
4	6517	7600	Кречет	52,90	0,91	17,90	3,06	6,10	0,14	4,65	8,22	3,53	1,23	0,21	0,85	99,70
5	O909	6700	Вилка	57,90	0,77	17,80	2,63	4,24	0,12	2,45	7,99	3,84	1,47	0,16	0,72	100,09
6	O917	7150	Лагерный	58,20	0,78	17,90	2,76	4,25	0,13	2,59	7,69	3,78	1,47	0,16	0,60	100,31
7	200902-1	7800	Горелый	58,40	0,70	18,80	2,11	3,85	0,12	2,02	7,87	3,84	1,49	0,16	0,58	99,93
8	O910	8000–8200	Водопадный	59,00	0,70	18,80	1,68	4,04	0,12	1,82	7,59	3,80	1,56	0,16	0,68	99,95
9	200 917	8000–8200	Водопадный	60,00	0,71	18,50	1,09	3,80	0,12	1,87	7,55	3,88	1,61	0,18	0,59	99,90

Примечание. Лавовые потоки: 1–4 — Юго-западное лавовое поле, 5–9 — Западное лавовое поле. Даны авторские названия опробованных мощных и протяжённых потоков. Анализы выполнены в Аналитическом центре ИВиС ДВО РАН методом рентгенофлуоресцентной спектрометрии на рентгенофлуоресцентном спектрометре «S4 PIONEER» (исполнители: Н. И. Чеброва, Н. А. Соловьёва, В. М. Рагулина, И. Ф. Тимофеева).

Таблица 2. Петрографический состав лав некоторых голоценовых потоков Корякского вулкана.

№ п/п	Возраст, л. н.	Лавовые потоки	Ассоциация вкрапленников	Состав основной массы
1	<3150	Терминальный	$PL \gg Cpx + Opx + Ol + Mt$	$gl > (pl + cpx + opx + mt)$
2	3150	Исток	$PL \gg Opx + Cpx + Hbl + Ol + Mt$	$gl > (pl + opx + cpx + mt)$
3	3150	Дубль	$PL \gg Opx > Cpx + Hbl \pm Ol + Mt$	$gl > (pl + opx + cpx + mt)$
4	3150	Остров	$PL \gg Opx > Cpx + Hbl + Ol + Mt$	$gl > (pl + opx + cpx + mt)$
5	7600	Кречет	$PL \gg Cpx > Opx + Ol + Mt$	$gl \geqslant (pl + cpx + opx \pm ol + mt)$
6	7600	Конус Вулкан	$PL \gg Cpx > Ol \pm Opx + Mt$	$gl \leqslant (pl + cpx + ol + mt)$
7	6700	Вилка	$PL \gg Cpx + Opx \pm Hbl + Ol + Mt$	$gl \geqslant (pl + cpx + opx \pm ol + mt)$
8	7150	Лагерный	$PL \gg Cpx + Opx \pm Hbl + Mt$	$gl \geqslant (pl + cpx + opx + mt)$
9	7800	Горелый	$PL \gg Opx + Cpx + Mt$	$gl > (pl + opx + cpx + mt)$
10	8000–8200	Водопадный	$PL \gg Opx + Cpx + Mt$	$gl > (pl + opx + cpx + mt)$

Примечание. Лавовые потоки (названия авторов): 1–5 — Юго-западное лавовое поле, 7–10 — Западное лавовое поле. 6 — бомба, бровка кратера конуса Вулкан. Минералы-вкрапленники: PL, pl *— плагиоклаз;* Opx, opx *— ортопироксен;* Cpx, cpx *— клинопироксен;* Hbl *— роговая обманка;* OL, ol *— оливин;* Mt, mt *— рудные минералы;* gl *— стекло.*

Таблица 3. Кристалличность лав некоторых голоценовых потоков Корякского вулкана.

№ п/п	Возраст, л. н.	Лавовые потоки	PL	Opx	Cpx	Ol	Hbl	Mt	*GM*	*n*
1	3150	Остров	39,2	4,2	2,4	0,1	0,3	1,7	52,4	2
2	7600	Конус Вулкан	36,1	0,3	9,8	1,9	—	0,3	51,6	1
3	7150	Лагерный	37,6	4,9	4,4	—	0,2	1,5	51,4	2
4	7800	Горелый	34,5	3,3	3,3	—	—	1,0	57,9	1
5	8000–8200	Водопадный	33,8	2,2	2,4	—	—	1,0	60,6	1

Примечание. Доля вкрапленников в об.%. Тире — не обнаружено. GM — основная масса, n — количество подсчётов. Прочие обозначения см. в примечаниях к табл. 1–2.

Лавам позднеголоценовых трещинных излияний юго-западного сектора Корякского вулкана свойственно одновременное присутствие во вкрапленниках роговой обманки и оливина. Роговая обманка в них практически свежая, обладает тонкой опацитовой каймой. Роговая обманка в раннеголоценовых андезитах, изливавшихся из центрального кратера, встречается, но в виде реликтов: обычно видно, что она присутствовала в единичных зёрнах, и почти полностью разложена на микрозернистые агрегаты новообразованных минералов. Различная сохранность вкрапленников роговой обманки, с одной стороны, отличает друг от друга разновозрастные группы потоков, а с другой, лавы побочных и терминальных излияний. Это отличие можно рассматривать как свидетельство об относительно быстром подъёме к гипсометрически более низким (примерно на ~1,5–2 км) центрам излияний позднеголоценовых потоков Остров, Дубль, Исток, по сравнению с терминальными раннеголоценовыми (потоки Лагерный, Вилка).

Таким образом, даже при предварительном изучении химического и минерального состава голоценовых лав выявляются как общие признаки, так и некоторые различия. Сходство лав разных потоков явно доминирует: все они являются средними по кремнекислотности, известково-щелочными умереннокалиевыми, а также обладают весьма сходным сложением и примерно одинаковым набором ассоциирующих вкрапленников (плагиоклазы + ортопироксен + клинопироксен + рудные минералы ± оливин ± роговая обманка). Отличия — более тонкие, и заключаются в последовательном появлении во времени относительно всё более основных разностей и в устойчивом присутствии оливина во вкрапленниках, начиная лишь с завершающих излияний в раннем голоцене. Наблюдается также различная сохранность вкрапленников роговой обманки в лавах терминальных раннеголоценовых и побочных позднеголоценовых потоков.

Выводы

1. Впервые тефрохронологическим методом определён возраст лавовых потоков Корякского вулкана, сформировавших лавовое поле у его западного подножия. Все они относятся к раннему голоцену и увязаны с ранее выявленными и датированными эруптивными событиями на Корякском вулкане: КР 8000–8200, 7800, 7150, 6700 л. н. В качестве маркирующих горизонтов использовалась тефра вулканов Авачинский, Корякский, Ксудач и др.

2. Все потоки «Западного» лавового поля изливались из вершинного кратера. Побочные прорывы, как ранне-, так и позднеголоценовые, сосредоточены только в юго-западном секторе главной постройки.

3. Уточнён возраст потока Кречет (7600 л. н.), для которого установлен центр излияния — побочный шлаковый конус Вулкан («Юго-западное» лавовое поле).

4. Необходимо продолжить исследования на потоках, требующих дополнительной хронологической заверки и, возможно, более дробного датирования. К ним относятся: поток Родник, серия потоков, излившихся 3350–3150 л. н., потоки Терминальный и Страж.

5. Голоценовые лавовые потоки Корякского вулкана представлены известково-щелочными умереннокалиевыми андезибазальтами и андезитами, с преобладанием доли последних. От раннеголоценовых лав к позднеголоценовым их максимальная кремнекислотность в целом уменьшается. Исключением являются андезибазальтовые лавы раннеголоценовых побочных конусов у юго-западного подножия Корякского вулкана.

6. По набору вкрапленников среди голоценовых лав выделены: двупироксеновые андезиты; двупироксеновые андезиты и андезибазальты, содержащие во вкрапленниках оливин и/или роговую обманку; оливин — клинопироксеновые андезибазальты. Для самых ранних андезитов свойственен двупироксеновый ± роговая обманка парагенезис вкрапленников. Во всех более поздних лавах, всегда присутствует оливин. Он особенно характерен для основных андезибазальтов юго-западных побочных конусов.

7. Роговая обманка или продукты её распада встречаются в большинстве голоценовых андезитовых лавовых и пирокластических потоков. В ла-

вах терминальных раннеголоценовых и побочных позднеголоценовых излияний отмечается различная сохранность вкрапленников роговой обманки.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант №12–05-00630). Авторы выражают особую признательность О. А. Брайцевой и И. В. Мелекесцеву, под руководством которых и с их участием начинались детальные исследования по реконструкции истории голоценовой активности Корякского вулкана.

Список литературы

1. *Базанова Л. И., Сулержицкий Л. Д.* Вулкан Корякский: реконструкция динамики эруптивной активности за последние 10–12 тысяч лет // Вулканизм и геодинамика. Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Петропавловск-Камчатский. 2009. Т. 1. С. 269–272.
2. *Базанова Л. И., Брайцева О. А., Пузанков М. Ю., Сулержицкий Л. Д.* Катастрофические плинианские извержения начальной фазы формирования Молодого конуса вулкана Авачинский (Камчатка, Россия) // Вулканология и сейсмология. 2003. №5. С. 20–40.
3. *Базанова Л. И., Брайцева О. А., Дирксен О. В. и др.* Пеплопады крупнейших голоценовых извержений на траверсе Усть-Большерецк — Петропавловск-Камчатский: источники, хронология, частота // Вулканология и сейсмология. 2005. № 6. С. 30–46.
4. *Брайцева О. А., Мелекесцев И. В., Пономарёва В. В. и др.* Сильные и катастрофические эксплозивные извержения на Камчатке за последние 10 тыс. лет // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский. 2001. С. 235–252.
5. *Кирсанов И. Т., Медведева Г. Г., Серафимова Е. К.* Фумарольная деятельность Авачинского и Корякского вулканов // Бюл. вулканол. ст. 1964. №38. С. 3–32.
6. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. Рекомендации Подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук. М.: Недра, 1997. 248 с.
7. *Gusev A. A., Ponomareva V. V., Braitseva O.A. et al.* Great explosive eruptions on Kamchatka during the last 10,000 years: self-similar irregularity of the output of volcanic products // J. Geophys. Res. 2003. Vol. 108. No. B2: 2126, doi: 10,1029/2001JB000312.

УДК 550

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;*

[2] *Костромской государственный университет им. Н. А. Некрасова, г. Кострома;*

[3] *Горный институт УрО РАН, г. Пермь;*

[4] *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский e-mail: rashidva@kscnet.ru*

[5] *ЗАО «ГНПП Аэрогеофизика», г. Москва*

Строение подводного вулкана Макарова (Охотоморский склон Курильской островной дуги)

Приводятся результаты комплексного изучения строения подводного вулкана Макарова, расположенного на Охотоморском склоне Курильской островной дуги примерно в 25 км к юго-западу от о. Чиринкотан.

Местоположение объекта, морфология, состав и магнитные свойства драгированных пород

Впервые подводный вулкан Макарова (рис. 1) был обследован на нескольких галсах в экспедициях Института океанологии (ИО) АН СССР в 1949–1955 гг. на НИС «Витязь» и НИС «Крылатка» и получил своё название в честь крупнейшего русского океанографа, адмирала Степана Осиповича Макарова [5]. Вулкан расположен в пределах Курильской островной дуги (КОД) примерно в 25 км к юго-западу от о. Чиринкотан [5, 13]. Он включен в «Каталог подводных вулканов и гор Курильской островной дуги» под номером 3,7 [12].

В 1980 г. сотрудники СахКНИИ ДВО АН СССР в 21 рейсе НИС «Пегас» выполнили драгирование подводного вулкана Макарова [11].

В 1982 и 1985 гг. в 15-ом и 24-ом рейсах НИС «Вулканолог» сотрудниками Института вулканологии (ИВ) ДВО АН СССР в районе вулкана Макарова было отработано 5 геофизических профилей (рис. 2) и выполнена одна станция драгирования.

Подводный вулкан Макарова является существенно лавовым. При драгировании вулкана в 24-ом рейсе НИС «Вулканолог» (рис. 3) и 21-ом рейсе НИС «Пегас», были подняты базальты, андезибазальты, андезиты, андезидациты, дациты и небольшие гальки палеотипных пород [11, 12]. Многие небольшие драгированные образцы покрыты железомарганцевой коркой (рис. 4), содержание Mn в них составляет 12,595 вес. %, а Fe — 12,817 вес. % [1].

Изучение физических свойств драгированных образцов в лабораторных условиях показало, что наиболее магнитными среди них являются андезибазальты и галька диорита (см. таблицу).

Результаты геофизических исследований

Комплекс геофизических исследований включал в себя эхолотный промер глубоководным эхолотом «WD-110M», непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСП) в одноканальном варианте в модификации метода центрального луча с применением электроискрового источника типа «спаркер» [4] и модульную гидромагнитную съёмку (ГМС) протонным магнитометром ПМИВ, разработанным в ИВ АН СССР. При проведении геофизических исследований использовалась единая служба судового времени, которая позволяла синхронизировать работу измерительной аппаратуры различных методов исследований и приводить ре-

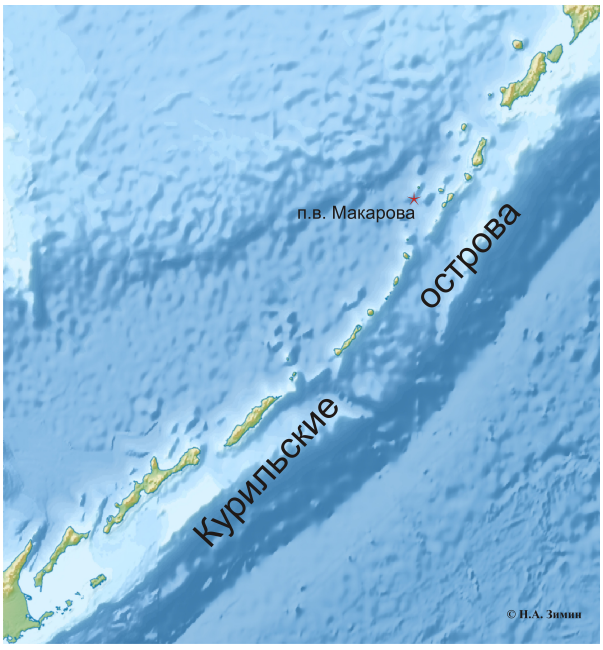


Рис. 1. Местоположение подводного вулкана Макарова.

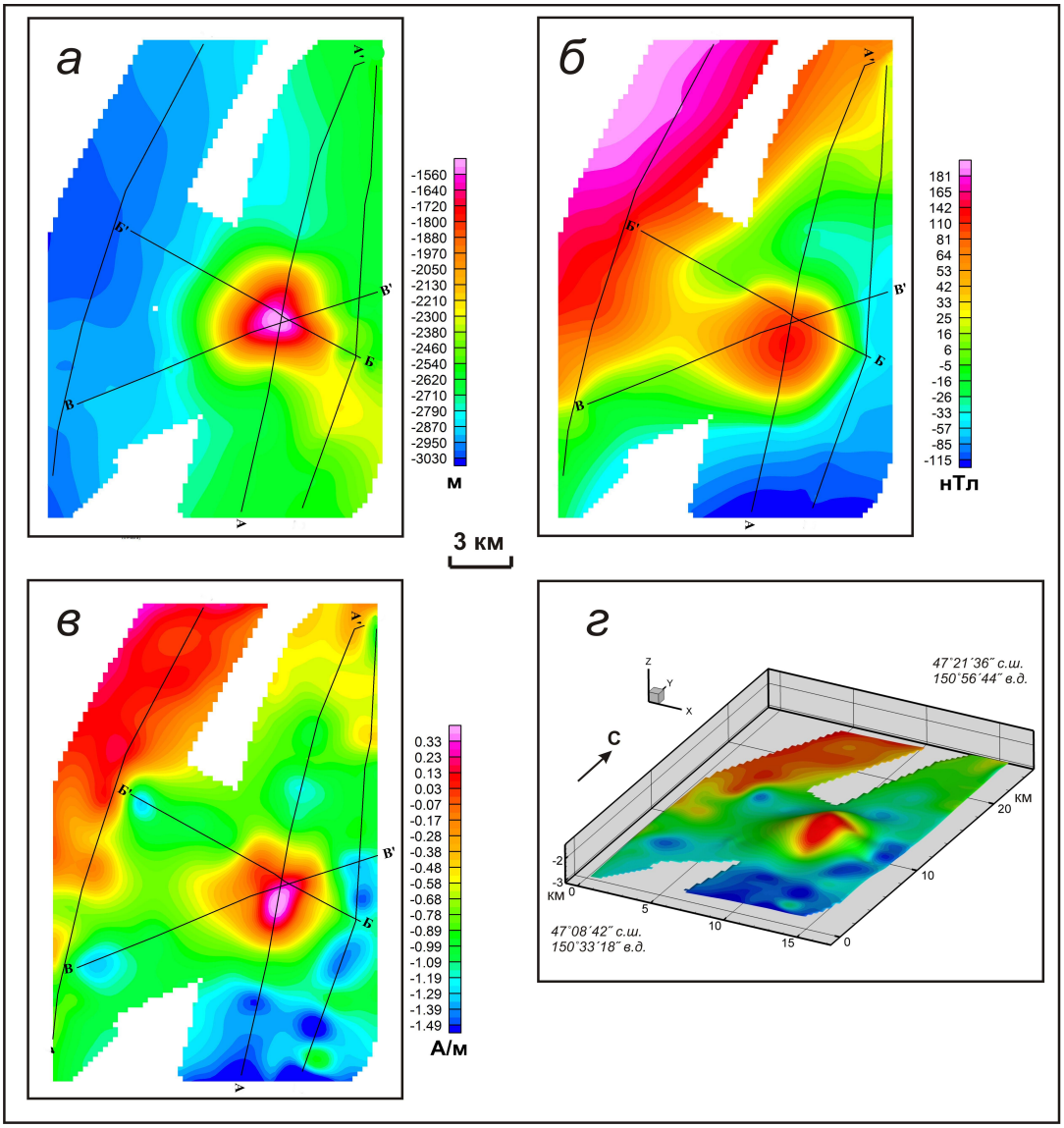


Рис. 2. Подводный вулкан Макарова: а — батиметрия; б — аномальное магнитное поле ΔT_a; в — распределение эффективной намагниченности вулкана; г — распределение эффективной намагниченности, изображенное на поверхности вулкана.

Физические свойства пород, драгированных на подводном вулкане Макарова

№п/п	Количество образцов	Горная порода	Диапазон изменения остаточной намагниченности Jn, А/м	Диапазон изменения магнитной восприимчивости $\varkappa$, 10^3 СИ
1	9	Андезибазальт	3,04–6,29	3,2–12,5
2	9	Базальт	0,69–3,08	5,49–26,0
3	3	Диорит	0,10–0,16	5,26–5,66
4	3	Галька диорита	6,01–6,41	10,2–10,4

зультаты измерений к единым координатам времени и пространства.

В результате выполненных работ с борта НИС «Вулканолог» над вершиной вулкана Макарова отмечена минимальная глубина 1340 м [12] (рис. 2а), а не 1437 м, как было измерено в экспедициях ИО АН СССР [5]. Вулканическая постройка возвышается над окружающим дном Охотского моря примерно на 2500 м, а крутизна склонов, лишенных осадков, достигает 30°. Размер основания, перекрытого осад-

Рис. 3. Образцы горных пород, драгированных в 24 рейсе НИС «Вулканолог» на подводном вулкане Макарова.

Рис. 4. Железомарганцевые образования, драгированные в 24 рейсе НИС «Вулканолог» на подводном вулкане Макарова.

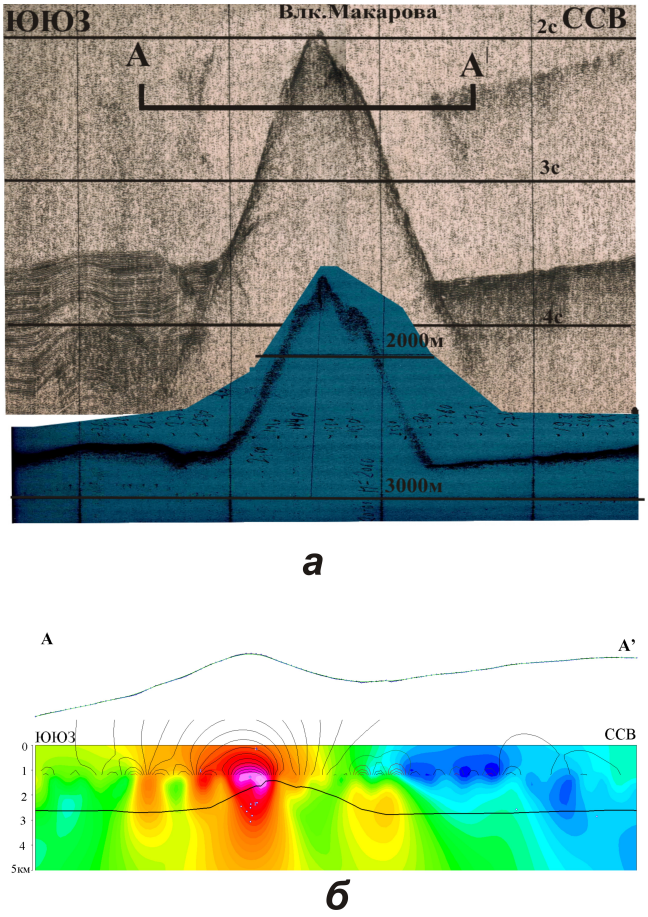


Рис. 5. Совмещенный профиль А-А' НСП и эхолотного промера (а) и изображение, синтезированное системой СИНГУЛЯР для локализации особых точек функций, описывающих аномальное магнитное поле ΔT_a подводного вулкана Макарова, с наложенным рельефом дна по данным эхолотного промера (б). Местоположение профиля см. на рис. 2.

ками мощностью до 1000 м — 12×15 км (рис. 2а, 2 г), а его объём — около 120 км^3.

Интерпретация материалов комплексных геофизических исследований была выполнена с помощью технологии моделирования данных гидромагнитной съёмки в комплексе с эхолотным промером, непрерывным сейсмоакустическим профилированием и анализом естественной остаточной намагниченности и химического состава драгированных горных пород, разработанной авторами [6–8].

В результате применения этой технологии сделано предположение, что с юго-юго-запада к подводному вулкану Макарова примыкает погребённая куполообразная структура, а привершинная часть вулкана представляет собою экструзивный купол, сформировавшийся в древнем кратере (рис. 5а).

Применение интегрированной системы СИНГУЛЯР [9] дало возможность установить, что основные особенности магнитного поля приурочены к верхней кромке намагниченных объектов, и позволило предположить наличие на глубинах 2,5–3,0 км периферического магматического очага, а так же субвертикальное положение подводящей системы (рис. 5б).

Применение программы ИГЛА [7, 10] (рис. 6) свидетельствует о том, что вектор суммарной намагниченности из-за высокой остаточной намагниченности пород вулкана Макарова отклонен от вектора нормального поля T_0 в данном районе к югу на угол около 38° (склонение 211°, наклонение 77°).

Проведённое 3D-моделирование с помощью программы REIST из пакета СИГМА-3D [2] показало, что наиболее интенсивно намагниченной является привершинная часть вулканической постройки и фрагмент её южного склона до глубины 2300 м (рис. 2в, 2 г). Среднеквадратическая погрешность подбора аномального поля ΔT_a при этом составила ±8,1 нТл, что сопоставимо с точностью съёмки.

Интересной особенностью результатов выполненной интерпретации является выявленное кольцо изометричных минимумов намагниченности, оконтуривающее основание вулкана (рис. 2в, 2 г) и приуроченных к небольшим локальным положительным структурам, проявляющимся на профилях НСП и эхолотного промера, которые, вполне вероятно, являются побочными конусами. Подобная картина при комплексном изучении других подводных вулканов КОД никогда ранее не встречалась. Выявление этих структур в основании вулкана Макарова стало возможным только благодаря разработанной

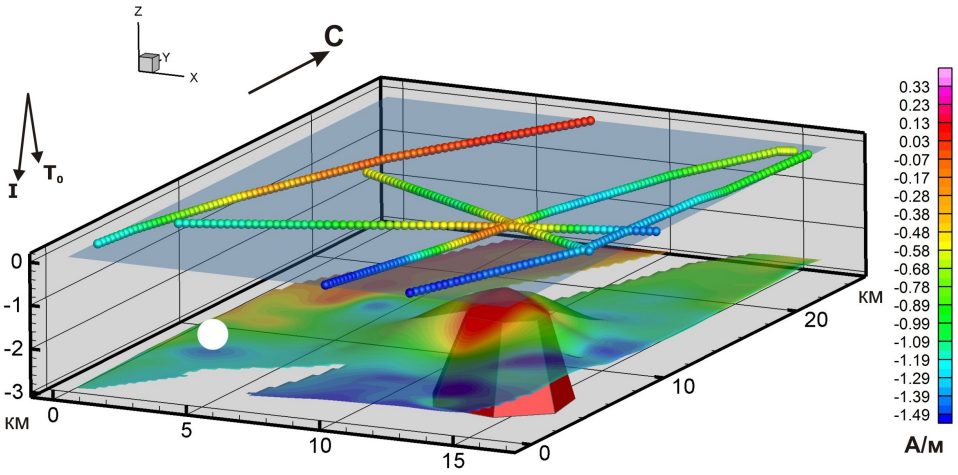


Рис. 6. Уточнение ориентировки вектора намагниченности пород подводного вулкана Макарова с помощью программы ИГЛА.

современной технологии комплексного моделирования подводных вулканов.

Результаты томографической интерпретации аномального магнитного поля ΔT_a хорошо согласуются с данными 3D-моделирования и подтверждают предположение о том, что наиболее намагниченной является вершина вулканической постройки, а с глубиной отмечается монотонное убывание намагниченности горных пород (рис. 7).

Результаты интерпретационной томографии позволили сформировать начальное приближение для решения нелинейной обратной задачи магнитометрии (ОЗМ) монтажным методом, использующим в качестве исходных данных вертикальную составляющую магнитного поля ΔZ_a, полученную путём редуцирования поля к полюсу.

При решении ОЗМ был выполнен подбор конфигурации аномалиеобразующего тела в вертикальной плоскости в 2.5D-варианте, представляющей собой набор правильных замкнутых многоугольников (элементов замощения) с плотным прилеганием по целой стороне [3]. Подбор проводился способом регулируемой направленной кристаллизации с квадратными элементами замощения размером 250×250 м. В результате была получена серия эквивалентных решений ОЗМ, отвечающих «коридору» невязки [-15, 15] нТл. В качестве наиболее достоверного варианта интерпретации были выбраны модели с величиной намагниченности, равной 2,5 А/м, близкой к магнитным свойствам базальтов и андезибазальтов (рис. 8, таблица).

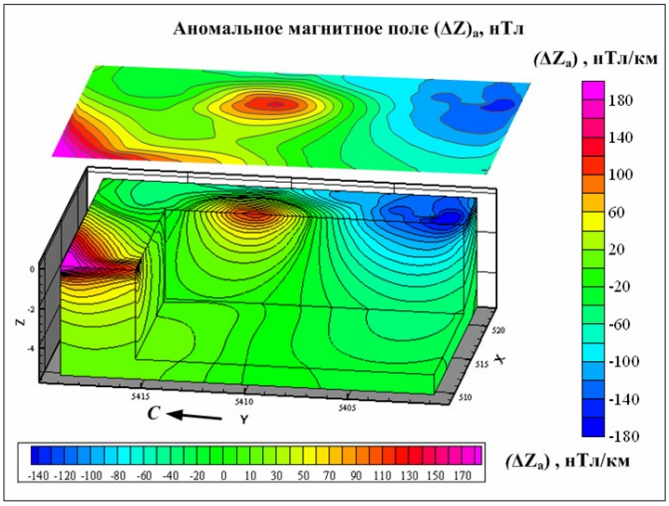


Рис. 7. Томографическая интерпретация магнитного поля вулкана Макарова.

Решение нелинейной ОЗМ монтажным методом позволило выделить и оконтурить намагниченный объект, прослеженный на глубину до 11,5 км и имеющий средний размер в поперечнике ∼2 км (рис. 9). Этот объект условно можно разделить на две части: привершинный трапециевидный блок, расположенный на глубинах 2,5–4,2 км, и субвертикальный крутопадающий блок с относительной высотой 7,5 км. Вершина первого блока имеет размер ∼2 км, а основание — 2,2–2,8 км. Верхняя часть второго блока имеет размер ∼3,7 км, а в нижняя — 2,8 км. Возможно, что этот крутопадающий блок является подводящей системой вулкана, а трапециевидный блок представляет собой застывший периферический магматический очаг.

Заключение

В результате проведённых исследований установлено, что подводный вулкан Макарова является существенно лавовым. Над его вершиной отмечена минимальная глубина 1340 м, а его постройка возвышается над дном Охотского моря ∼ на 2500 м. Крутизна склонов, лишенных осадков, достигает 30°. Основание, перекрытое осадками мощностью до 1000 м, имеет размер 12 × 15 км, а объём — около 120 км^3.

Возможно, что привершинная часть вулкана представляет собою экструзивный купол, сформировавшийся в древнем кратере. С юго-юго-запада к под-

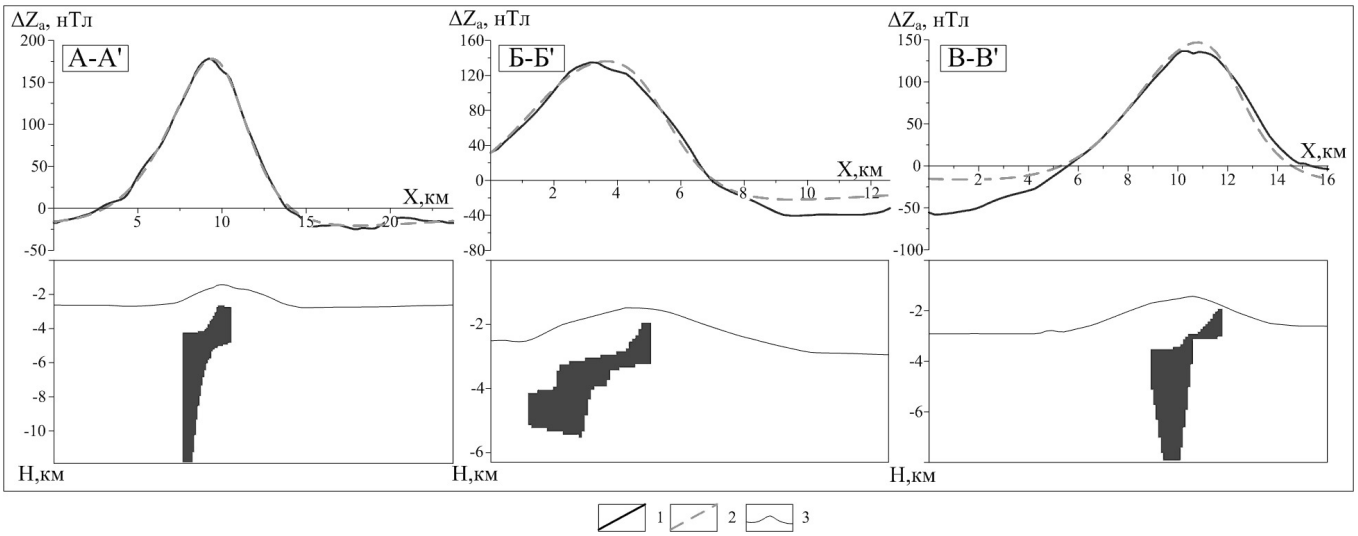


Рис. 8. Результаты решения обратной задачи магниторазведки монтажным методом для профилей А–А', Б–Б' и В–В': 1 — исходное поле; 2 — модельное поле; 3 — рельеф дна по данным эхолотных промеров. Местоположение профилей см. на рис. 2.

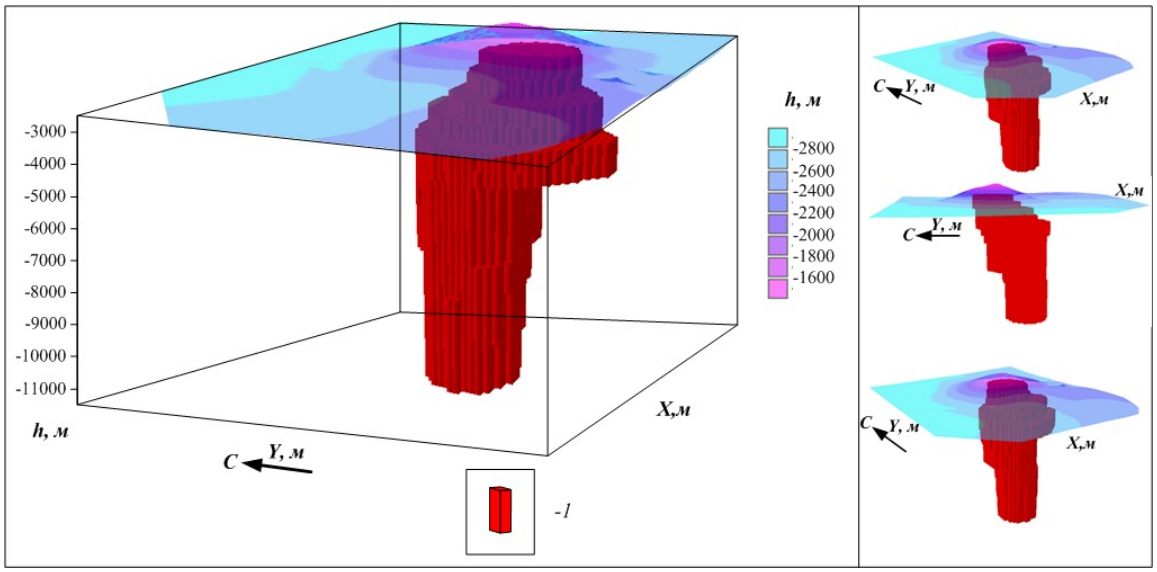


Рис. 9. Интерполяционная 3D-модель источника магнитного поля.

водному вулкану Макарова примыкает погребённая куполообразная структура.

Выполнена оценка магнитных свойств вулканических горных пород: как в естественном залегании, так и в лабораторных условиях.

Выявлен магнитовозмущающий блок, прослеженный на глубину до 11,5 км.

Сделаны предположения о наличии на глубинах 2,5–4,2 км застывшего периферического магматического очага и субвертикальном положении подводящей системы вулкана.

Авторский коллектив, состоящий из представителей классических отечественных геофизических школ, на примере вулкана Макарова продолжил плодотворную интеграцию вузовской, академической и отраслевой науки организаций Москвы, Костромы, Перми и Петропавловска-Камчатского для изучения подводных вулканов КОД, а также привлечение молодых учёных и аспирантов для выполнения фундаментальных научных исследований.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 12–05-00 156-а и 12–05-00 414-а).

Список литературы

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

тации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 31 сессии Междунар. семинара им. Успенского Д. Г. М.: ОИФЗ РАН, 2004. С. 88–89.

3. *Балк П. И., Долгаль А. С., Балк Т. В.* Сеточные методы решения обратных задач и опыт их применения при прослеживании дифференцированных интрузий по данным гравиразведки // Геология и геофизика. 1993. № 5. С. 127–134.
4. *Баснак В. В., Дубровский В. Н., Селивёрстов Н. И.* Аппаратурный комплекс НСП на НИС «Вулканолог» // Вулканология и сейсмология. 1981. № 1. С. 93–103.
5. *Безруков П. Л., Зенкевич Н. Л., Канаев В. Ф., Удинцев Г. Б.* Подводные горы и вулканы Курильской островной гряды // Тр. Лаборатории вулканологии. 1958. Вып. 13. С. 71–88.
6. *Блох Ю. И., Бондаренко В. И., Долгаль А. С., Новикова П. Н., Рашидов В. А., Трусов А. А.* Геофизические исследования подводного вулкана 6.1 (Курильская островная дуга) // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: Материалы 38-й сессии Международного научного семинара имени Успенского Д. Г., Пермь, 24–28 января 2011 г. Пермь: ГИ УрО РАН, 2011. С. 32–35.
7. *Блох Ю. И., Бондаренко В. И., Долгаль А. С., Новикова П. Н., Рашидов В. А., Трусов А. А.* Современные интерпретационные технологии при комплексных геофизических исследованиях подводного вулкана Макарова (Курильская островная дуга) // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей. Материалы 39-й сессии Международного научного семинара им. Успенского Д. Г. Воронеж: ВГУ, 2012. С. 36–40.
8. *Блох Ю. И., Бондаренко В. И., Долгаль А. С., Новикова П. Н., Рашидов В. А., Трусов А. А.* Комплексные геофизические исследования подводного вулкана 6.1 (Курильская островная дуга) // Геофизика. 2012. № 2. С. 58–66.
9. *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.
10. *Блох Ю. И., Трусов А. А.* Программа «IGLA» для интерактивной экспресс-интерпретации локальных гравитационных и магнитных аномалий // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 34-й сессии международного семинара им. Успенского Д. Г. М: ИФЗ РАН, 2007. — С. 36–38.
11. *Коренев О. С. Неверов Ю. Л., Остапенко В. Ф. и др.* Результаты геологического драгирования в Охотском море на НИС «Пегас» (21-й рейс) // Геологическое строение Охотоморского региона. Владивосток: СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 36–51.
12. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Отв. ред. Пущаровский Ю. М. М.: Наука, 1992. 528 с.
13. *Gnibidenko G. S., Svarichevsky A. S.* Tectonics of the South Okhotsk Deep-Sea Basin // Tectonophysics. 1984. Vol. 102. P. 225–244.

УДК 551.4.07+631.48

А. А. Гвоздкова

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

Почвенно-пирокластические чехлы морских террас Камчатки (на примере бухты Солдатской)

Представлены результаты исследований почвенно-пирокластического покрова морской аккумулятивной террасы. Работы проводились в бухте Солдатской, расположенной на восточном побережье Камчатского полуострова. Морская аккумулятивная терраса в бухте Солдатской формировалась на протяжении последних примерно 5000 лет путём последовательного образования береговых валов. Растительные сообщества представлены псаммофитными приморскими лугами вблизи зоны штормового заплеска и тундровыми сообществами на древних береговых валах. Почвенно-пирокластический покров разновозрастных береговых валов изменяется с расстоянием от моря — от рыхлых, без гумуса, полностью песчаных почв до почв песчаных с плотным сложением, с пеплами и с маломощным перегнойно-торфяным горизонтом. Результаты химических анализов позволили получить некоторые количественные характеристики этих почв.

Введение

Бухта Солдатская имеет протяжённость около 5 км, на её побережье в голоцене сформировалась морская аккумулятивная терраса шириной примерно в 700 м (рис. 1). Возраст наиболее древних береговых валов, составляющих террасу, около 5 тысяч лет [7, 13, 15].

Почвы морской аккумулятивной террасы формируются на отложениях морского песка, поэтому все почвенные профили на террасе лёгкого гранулометрического состава. Именно песчаный почвенный профиль на морских отложениях является особенностью, которая более остальных выделяет исследованные почвы среди известных почв на Камчатке.

В августе 2009 г. на восточном побережье Камчатского полуострова в бухте Солдатской проводились комплексные исследования: геоботанические, почвенные и тефростратиграфические. Целью проведённых нами исследований было выявление взаимосвязей между строением почвенно-пирокластического чехла и растительностью. В данной работе представлены результаты почвенных исследований, задачей которых было охарактеризовать почвы морской аккумулятивной террасы.

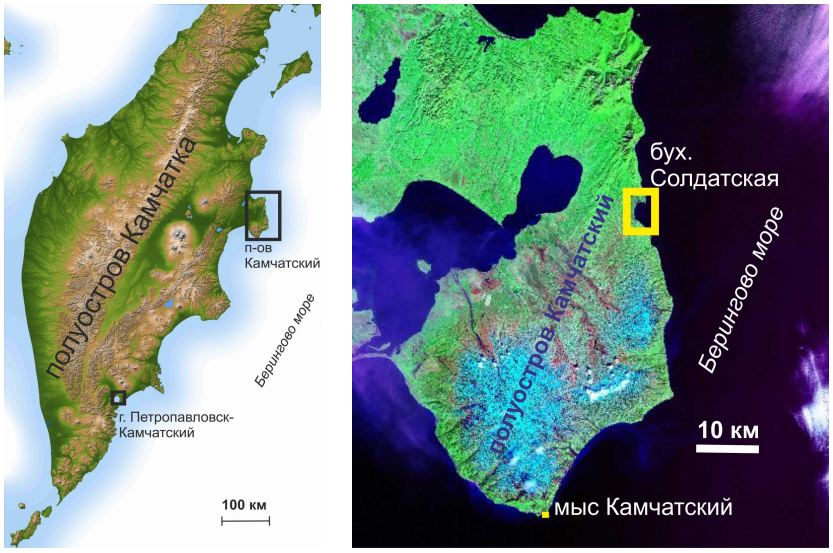
Краткий обзор сведений о почвах морских аккумулятивных террас

Почвы морских побережий до сих пор являются малоизученным объектом, хотя использование этих почв в Европе создало потребность знаний о них около 4–5 веков назад. В России морские побережья занимают огромные территории, а изучение почв этих территорий производилось в разных регионах лишь точечно, отдельными исследователями [19]. Почвы морских побережий чаще ассоциируются с исследованиями маршей, т. е. затопляемых территорий. Такие работы занимают большее место в научных исследованиях, чем изучение почв голоценовых морских аккумулятивных террас. Почвы неприливных прибрежных территорий в мировой литературе обычно привязываются к соответствующему ландшафту и описываются как болотные, дюнные, луговые и т. д. [10].

Краткий анализ публикаций, посвящённых почвам морских аккумулятивных террас мира, показал, что такие территории изучаются довольно редко, и ещё реже являются антропогенно не преобразованными и ненарушенными эрозией и другими экзогенными процессами [12, 18, 19]. Почвы морских террас Камчатки не описаны в русскоязычной литературе. В литературе, как отечественной, так и зарубежной, описывают камчатские погребённые почвы, а также уделяют внимание почвам на моренных, аллювиальных и вулканических отложениях [3, 5, 8, 11]. При определении времени, за которое был сформирован каждый из рассматриваемых почвенных профилей (т. е. времени за которое он был сформирован) на морской террасе, был использован метод тефрохронологии, основанный на идентификации в почвенно-пирокластическом чехле датированных ранее вулканических пеплов. Области распространения идентифицируемых пеплов, источники их извержений и возраст были изучены ранее и представлены в литературе [14, 16, 17]. В ходе работ впервые были получены данные о строении почвенных профилей в районе наших исследований.

Методика исследований, схема образования морской аккумулятивной террасы

Расположение района работ на восточном побережье Камчатки показано на рис. 1. Побережье бухты омывается водами Берингова моря.



(а) (б)

Рис. 1. Полуостров Камчатка (а) и расположение бухты Солдатской на полуострове Камчатский (б) (схемы построены на основе снимков SRTM и Landsat-7).

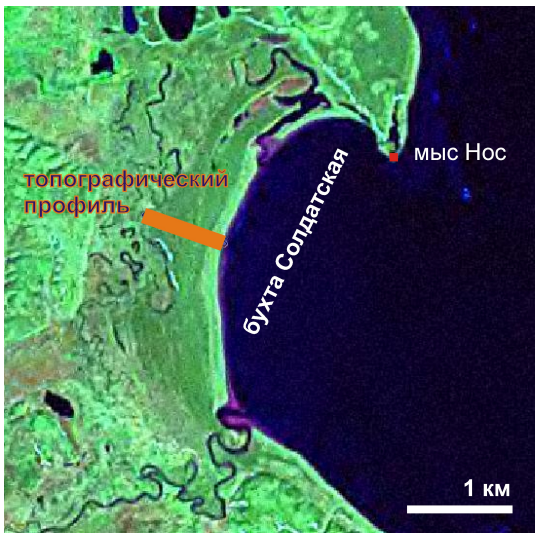


Рис. 2. Бухта Солдатская и положение измеренного топографического профиля

Рис. 3. Схематический разрез через морскую аккумулятивную террасу, отражающий историю её формирования [по 2, 7, 14].

Положение топографического профиля, вдоль которого проводились почвенные работы и закладывались шурфы, показано на рис. 2. Этот топографический профиль заложен примерно перпендикулярно береговой линии.

В шурфах были описаны почвенные профили и отобраны образцы из поверхностных горизонтов с диапазоном глубин примерно 5–15 см. Напочвенные органогенные образования из войлока, подстилки, очёса и т. п. не анализировались.

По результатам проведённых ранее геологических исследований [7], морская аккумулятивная терраса в бухте Солдатской сформировалась путём последовательного отложения песка в виде береговых валов, при этом поверхность суши постепенно выдвигалась в сторону моря (рис. 3). По мере появления молодой поверхности, пионерная растительность постепенно заселяла новые территории. Со временем на разных участках террасы растительные сообщества меняют свой видовой состав, включают большее количество видов. В результате, можно наблюдать, что на разных участках морской террасы размещаются разные растительные сообщества (рис. 4). На древних валах, где присутствие растительных сообществ в большей степени послужило развитию почвообразования, почвенный покров отличен от покрова на молодых участках террасы.

Результаты

По результатам полевых работ представлен схематический геологический профиль (рис. 4), вдоль которого проводились наши исследования. Показана информация о возрасте поверхности на разных участках и места заложения шурфов (в кружках с цифрами). Растительность меняется от моря в сторону суши от псаммогалофитных лугов к приморским кустарничковым тундрам, соответственно.

Результаты полевого морфологического анализа почв. От моря в сторону суши общие черты почвенного профиля изменяются. Профиль усложняется, дополняется маломощными органогенными и пес-

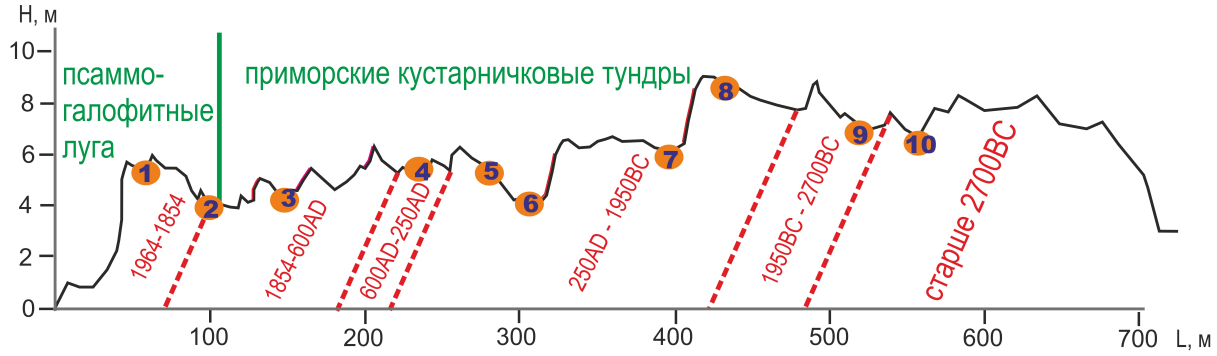


Рис. 4. Схематический геологический профиль морской аккумулятивной террасы бухты Солдатской [7, 15].

чаными горизонтами. При удалении от моря почвы изменяются от профиля из рыхлого песка до более плотных песчаных почв с пеплами и маломощным перегнойно-торфяным горизонтом, с кочкарным микрорельефом, характерным для тундровой зоны. Климат данной местности определяет развитие морфологии почвенного профиля в таком направлении. Территория находится на границе умеренной и субполярной климатических зон по классификации Б. П. Алисова [9]. При более детальном рассмотрении, В. И. Кондратюк [4] выделяет камчатский климатический район в восточной приморской подобласти, который характеризуется морским, умеренным влажным климатом, но со значительно меньшим количеством осадков (800–900 мм), чем в других районах, и суммой активных температур всего 500–800° С.

Можно выделить следующие стадии изменения и усложнения строения почвенного профиля от моря в сторону суши:

1. Близко к морю располагается почвенный профиль из морского рыхлого отмытого песка, холодной окраски, с отмершими не утратившими анатомического строения остатками пионерной растительности на поверхности. Слабо разложенные остатки колосняка (Leymus mollis) редко можно обнаружить в песчаном профиле, а не на поверхности. Нужно отметить, что пепел вулкана Шивелуч от извержения в 1964 г. присутствует повсеместно в бухте Солдатской в составе поверхностных почвенных горизонтов.

2. Далее от моря вышеописанный почвенный профиль из морского песка дополнен погребёнными под штормовыми наносами остатками пионерной растительности, разложенными или мало утратившими анатомическое строение (на рис. 4, шурф 1).

3. Далее в сторону суши в шурфах появляются маломощные горизонты бурого песка. Такой тёплый оттенок морской песок приобретает при наличии в материале гумуса бурого цвета. Эти горизонты многократно перекрываются в почвенном профиле отложениями штормовых наносов из отмытого песка (на рис. 4, шурфы 2, 3).

4. Ещё далее от моря, почвенный профиль заметно уплотняется с глубиной. Бурая песчаная толща в верхних 20–40 см приобретает всё более тёмные и насыщенные оттенки, а слоистость, обусловленная штормовыми наносами, становится менее выраженной (на рис. 4, шурфы 3, 4). В строении почвенного профиля участвуют древние вулканические пеплы.

5. Наиболее сформированный профиль почвы на террасе отличается наличием оторфованного тёмного органогенного горизонта, характерного для почвенного покрова тундры. Мощность этого органогенного горизонта относительно маленькая — от 5 до 15 см, но данный горизонт представляет максимально возможное проявление процесса накопления органического вещества на исследуемой территории. Для участков с таким горизонтом характерно появление слабо выраженного кочкарного микрорельефа. Общее строение наиболее сформированного почвенного профиля следующее: под сухоторфянистой дерниной из корней кустарничков и с участием пепла вулкана Шивелуч 1964 г. расположен тёмный органогенный горизонт. Тёмный горизонт оторфованной органики залегает на плотной песчаной толще. Уплотнённый песок представлен множеством слоёв разной мощности — от 2 до 20 см бурой окраски разной интенсивности. Множество песчаных слоёв с окраской разной интенсивности может быть результатом перекрывания слабо выраженных органогенных горизонтов и дернины древними штормовыми наносами или наносами древних цунами (на рис.4, шурфы 5, 6, 7, 8, 9).

6. Далее вглубь суши, оторфованый горизонт может исчезать, предположительно из-за изменения дренажной обстановки. Вместо него обнаруживается более растянутая толща песка с тёмно-бурой окраской от гумусовых веществ (на рис. 4, шурф 10).

Полученные наблюдения изменения строения почвенных профилей морской аккумулятивной террасы были сопоставлены с данными о растительном покрове и возрасте этой террасы (табл. 1).

Результаты химических анализов почв. Отобранные почвенные горизонты были проанализированы на показатели гидролитической кислотности, суммы обменных кальция и магния, содержание гумуса, на фракционный состав гумуса и pH.

Таблица 1. Отмеченные изменения свойств почв морской аккумулятивной террасы бухты Солдатской

Наблюдения	Расстояние от моря, м	Возраст берегового вала	Отмеченные особенности свойств почв	Растительные сообщества и их особенность
1	от 50 до 100 м	от 50 до 150 лет	выраженный рыхлый песчаный профиль из отмытого морского песка (шурф 1)	псаммогалофитные луга
2	от 100 до 300 м	от 150 до 1800 лет	горизонты бурого песка из-за окраски гумусовыми веществами (шурфы 2, 3, 4)	приморская кустарничковая тундра с колосняком в аспекте*
3	от 300 до 600 м	от 1800 и более 4700 лет	встречается маломощный перегнойно-торфяной горизонт, мощностью менее 15 см (шурфы 5, 6, 7, 8, 10)	приморская кустарничковая тундра
4	500 м	старше 4000 лет	единично отмечен более мощный перегнойно-торфяной горизонт, более 15 см (шурф 9)	приморская кустарничковая тундра

**Аспект — внешний вид фитоценоза. Аспекты растительных сообществ в большей части сезонов постоянны, т. е. наблюдаются ежегодно [1].*

Содержание гумуса в количестве менее 1% было зафиксировано в ближайших к морю шурфах № 1 и 2. По направлению в сторону суши, содержание гумуса становится выше, но изменяется хаотично от 2 до 17%. Такие разбросы процентного содержания гумуса являются очень экстремальными значениями и не позволили сделать каких-либо закономерных выводов.

Состав гумуса поверхностных горизонтов показал преимущественно переходный гуматно-фульватный тип гумуса (табл. 2), также в некоторых образцах отмечается фульватный и фульватно-гуматный гумус. Фульватный состав гумуса является легкогидролизуемым, в отличие от гуматного гумуса, и может быть получен при следующих условиях в почвах: короткий период биологической активности в верхних горизонтах почв, кислая обстановка, ненасыщенность почв обменными основаниями (в частности, кальцием и магнием). Все эти условия при различных природных обстановках в разной степени определяют состав гумуса. Также существует предположение, что на начальных этапах гумификации малоразложившихся органических остатков в приповерхностных горизонтах почв возможно накопление фульвокислот [6].

Таблица 2. Тип гумуса в приповерхностных горизонтах почв морской аккумулятивной террасы бухты Солдатской

№ шурфа	Сгк/Сфк*	Тип гумуса
1	0,5	фульватный
2	0,2	фульватный
3	0,6	гуматно-фульватный
4	0,7	гуматно-фульватный
5	0,6	гуматно-фульватный
6	1,2	фульватно-гуматный
7	1,0	гуматно-фульватный
8	1,3	фульватно-гуматный
9	0,9	гуматно-фульватный
10	1,1	фульватно-гуматный

**Сгк/Сфк — показатель отношения углерода фракции гуминовых кислот к фракции фульвокислот. Тип гумуса определяется этим показателем: гуматный — Сгк/Сфк≥2, фульватно-гуматный — Сгк/Сфк от 1 до 2, гуматно-фульватный — Сгк/Сфк от 0,5 до 1, фульватный — Сгк/Сфк ≤0,5 [6].*

Фульватный тип гумуса определён в шурфах на расстоянии 50–100 м от моря, на самых молодых береговых валах, где получено самое низкое содержание гумуса. С увеличением расстояния от моря, гумус становится переходного гуматно-фульватного типа. А переходный фульватно-гуматный тип гумуса появляется в шурфах на том же расстоянии от моря (300–600 м), где обнаружен маломощный перегнойно-торфяной горизонт.

Все почвы бухты имеют слабокислую реакцию среды (рис. 5), где минимальный показатель pH до 5,4. Местами встречается нейтральная среда с pH до 6,8. Такие значения и варьирование pH для почв, формирующихся в зоне пеплопадов вполне характерно. Тренд общего изменения pH в кислую сторону при удалении от моря весьма слабый.

Показатели гидролитической кислотности оказались низкими (рис. 6), что свойственно почвам с песчаным профилем. Гидролитическая кислотность отличается очень низкими показателями в двух шурфах на первых валах близ моря. На Камчатке поверхностные органоминеральные горизонты могут показать величину гидролитической кислотности до 50 мг-экв на 100 г почвы [3], а на графике среднее значение соответствует 14 мг-экв.

Сумма обменных кальция и магния слабо изменяется при продвижении от моря к суше, можно отметить лишь слабый тренд уменьшения обменных катионов при удалении от моря (рис. 7).

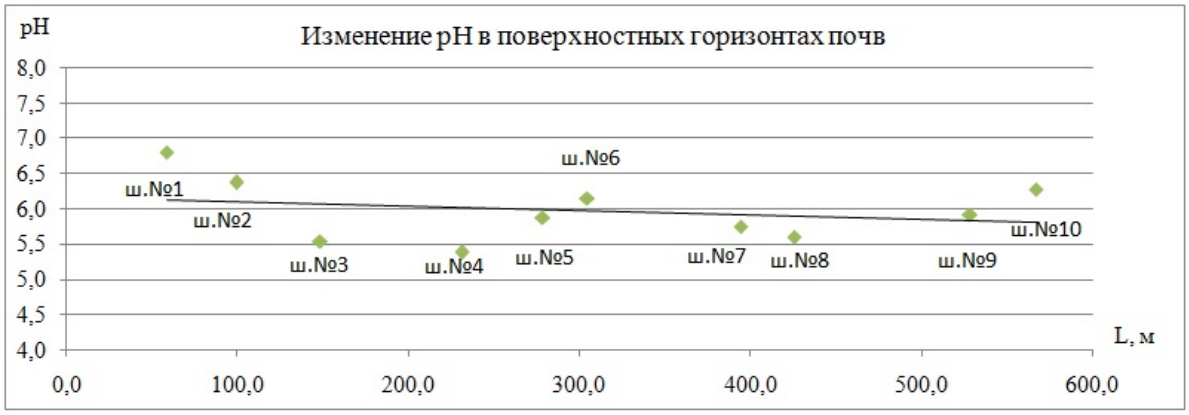


Рис. 5. График изменения показателя pH почв морской аккумулятивной террасы бухты Солдатской.

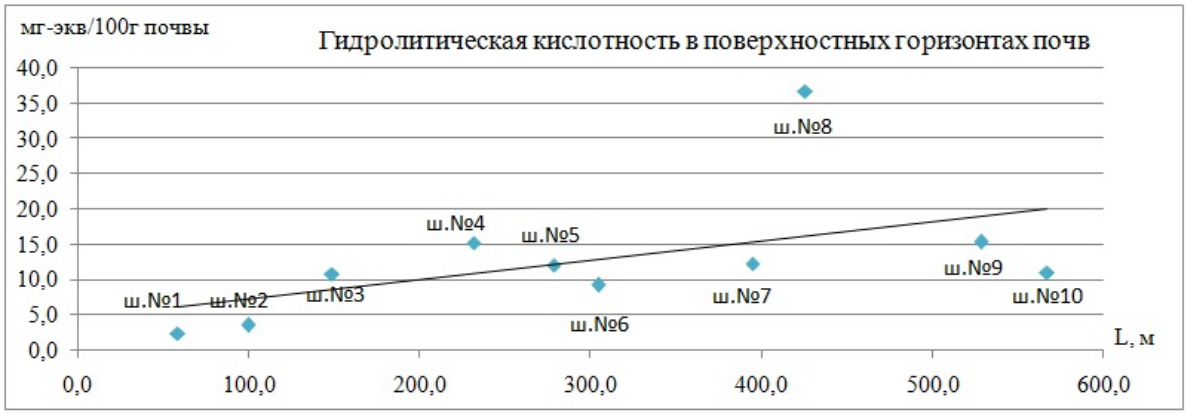


Рис. 6. График изменения гидролитической кислотности почв морской аккумулятивной террасы бухты Солдатской.

Полученная сумма обменных кальция и магния оказалась крайне низкой. По литературным данным, большинство почв Камчатки имеет величины в 2–3 раза выше полученных, при том обстоятельстве, что для почв Камчатки характерно низкое содержание обменных оснований.

Наиболее показательные результаты для представления изменения свойств почв при удалении от моря получились по величине степени насыщенности основаниями (рис. 8). Степень насыщенности почв основаниями в данной работе рассчитывалась как процентное отношение величины «суммы обменных кальция и магния» к сумме показателей «гидролитической кислотности» и «суммы обменных кальция и магния».

Падение показателя степени насыщенности основаниями в сторону удаления от моря может объясняться следующими полевыми наблюдениями. В сторону суши почвенный покров изменяется от очень рыхлого отмытого морского песка до более плотной, менее сыпучей толщи бурого песка. На расстоянии около 300 м от моря, вблизи дневной поверхности отмечены маломощные перегнойно-торфяные горизонты. Ближе к морю в отмытом песке, в котором нет визуальных признаков следов органики и тонкодисперсных минералов, кальций и магний ничем не поглощаются, а постоянно находятся в обменной форме. Предположительно, обменные основания даже привносятся за счёт механизма импульверизации солей. Для восточного побережья Камчатки характерно большое количество атмосферных осадков, которое обуславливает нисходящее перемещение веществ по профилю почвы, в том числе оснований. Несмотря на это, наиболее близко расположенные к морю почвы могут испытывать привнесение солей. Из-за отсутствия органики в профиле почв, расположенных близ моря, гидролитическая кислотность в них минимальная и не оказывает существенного влияния на уменьшение степени насыщенности основаниями.

При удалении от моря, привнесение кальция и магния за счёт импульверизации солей ослабевает. Но степень вымывания веществ осадками не изменяется. На расстоянии от моря обменные основания, также как и вблизи моря, не накапливаются в профиле почв, а быстро вымываются дождевыми осадками в хорошо дренированных почвах. При удалении от моря гидролитическая кислотность, не смотря на низкие показания, приобретает всё больший вес в подсчете степени насыщенности основаниями. Поэтому степень насыщенности почв основаниями уменьшается с изменением других

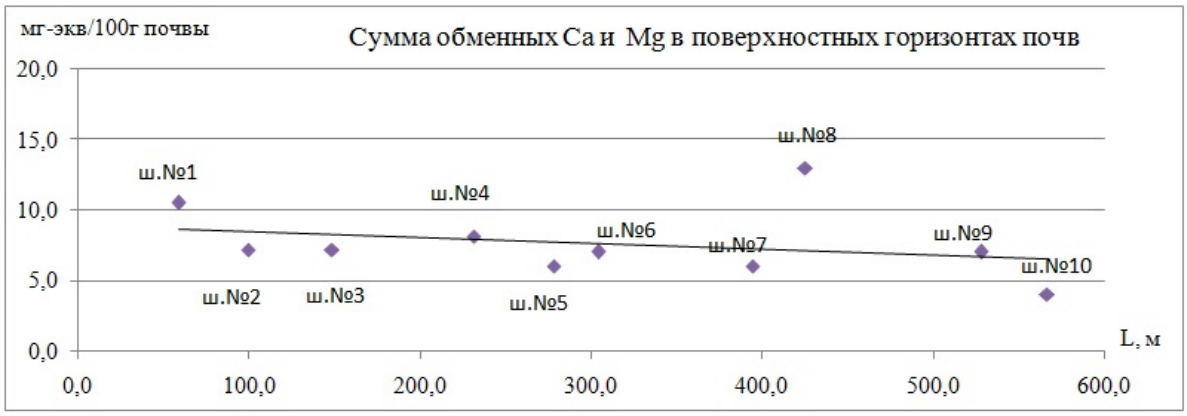


Рис. 7. График изменения суммы обменных кальция и магния в почвах морской аккумулятивной террасы бухты Солдатской.

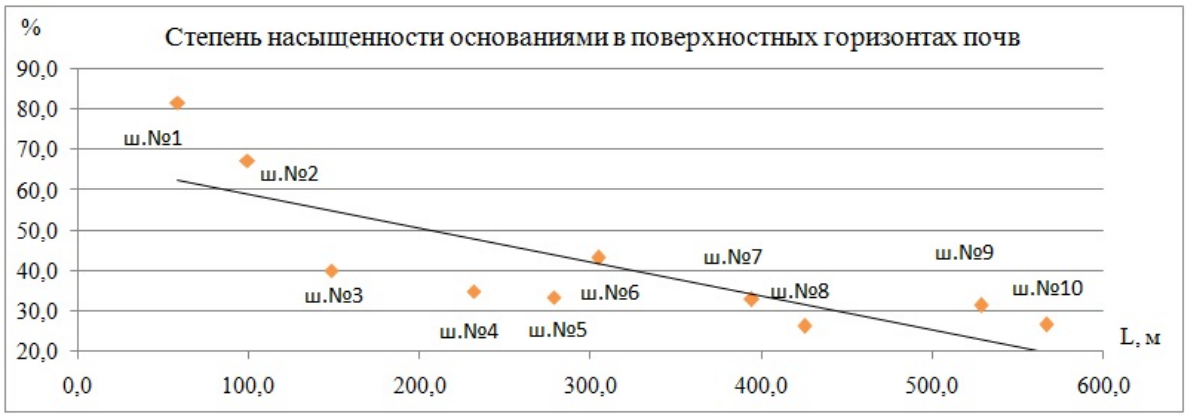


Рис. 8. График изменения степени насыщенности основаниями в почвах морской аккумулятивной террасы бухты Солдатской.

условий (с увеличением возраста береговых валов, уплотнением песчаного профиля почв, нарастанием признаков процесса гумусонакопления, нарастанием проявления окраски органических веществ).

Выводы

1. Почвы морской террасы бухты Солдатской изменяют морфологические свойства при удалении от моря и сопутствующем увеличении возраста береговых валов.

2. Полученные величины показателей pH, гидролитической кислотности, суммы обменных кальция и магния в поверхностных горизонтах почв можно связать с близким расположением почв к морю.

3. Изменение расчётного показателя степени насыщенности почв основаниями можно связать с различным расстоянием исследованных почв от моря.

Гранты и благодарности

Автор благодарит Л. В. Захарихину за выделение средств и организацию химических анализов 2009 г. в НИГТЦ ДВО РАН; Е. А. Кравчуновскую за выделение средств на проведение и организацию химических анализов 2009 г. по гранту ДВО 09-III-B-08–468. Изучение геологического строения морских аккумулятивных террас и их датирование проводилось в 1998, 2003 и 2009 гг. при поддержке грантов NSF № EAR 0125 787 (to Bourgeois), РФФИ № 03–05-64 584, 03–05-78 027 (рук. Пинегина), ДВО 09-III-B-08–468 (рук. Кравчуновская). Автор благодарит Т. К. Пинегину и Е. А. Кравчуновскую за советы и пожелания при написании статьи и за научное руководство при написании отдельных разделов в статье.

Список литературы

1. *Быков Б. А.* Геоботанический словарь. Алма-Ата: Издательство «Наука» КазССР, 1973. 214 с.
2. *Зенкович В. П.* Основы учения о развитии морских берегов. М.: Издательство Академии наук СССР, 1962. 710 с.
3. *Карпачевский Л. О. и др.* Почвы Камчатки. М.: ГЕОС, 2009. 224 с.
4. *Кондратюк В. И.* Климат Камчатки. М.: Гидрометеоиздат, 1974. 202 с.
5. *Ливеровский Ю. А.* Почвы равнин Камчатского полуострова. М.: Издательство Академии наук СССР, 1959. 130 с.
6. *Орлов Д. С., Садовникова Л. К., Суханова Н. И.* Химия почв. М.: Высшая школа, 2005. 558 с.
7. *Пинегина Т. К., Кравчуновская Е. А., Ландер А. В. и др.* Голоценовые вертикальные движения побере-

жья полуострова Камчатский (Камчатка) по данным изучения морских террас // Вестник КРАУНЦ. 2010. № 1. Вып. № 15. С. 100–116.

8. *Соколов И. А.* Вулканизм и почвообразование. М.: Наука, 1973. 224 с.
9. *Хромов С. П., Петросянц М. А.* Метеорология и климатология. М.: Изд-во Моск. Ун-та: Наука, 2006. 528 с.
10. *Шляхов С. А., Костенков Н. М.* Почвы Тихоокеанского побережья России, их классификация, оценка и использование. Владивосток.: Дальнаука, 2000. 183 с.
11. *Baümler R., Zech W.* Quaternary paleosols, tephra deposits and landscape history in South Kamchatka, Russia // Catena. 41. 2000. P. 199-215.
12. *Botha G., Porat N.* Soil chronosequence development in dunes on the southeast African coastal plain, Maputaland, South Africa // Quaternary International. Volumes 162–163. March 2007. P. 111–132.
13. *Bourgeois J., Pinegina T.*K., *Ponomareva V. V. et al.* Holocene tsunamis in the southwestern Bering Sea, Russian Far East and their tectonic implications // The Geol. Soc. Amer. Bull. 2006. Vol. 11 (3/4). P. 449–463.
14. *Braitseva* O.*A., Ponomareva V. V., Sulerzhitsky L. D. et al.* Holocene key-marker tephra layers in Kamchatka, Russia // Quaternary Res. 47. 1997. P. 125–139.
15. *Kravchunovskaya E. A., Pinegina T.*K., *Bourgeois J.* Active-Margin Coastal Morphology as a Reflection of Holocene Seismotectonic Evolution: An Example From Eastern Kamchatka, Southwestern Bering Sea. // Abstract for AGU Fall Meeting. 2004.
16. *Ponomareva V. V., Churikova T. G., Melekestsev I. V. et al.* Late Pleistocene — Holocene Volcanism on the Kamchatka Peninsula, Northwest Pacific region. In: Eichelberger J., Gordeev E., Kasahara M., Izbekov P., Lees J. (Eds) «Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region», American Geophysical Union Geophysical Monograph Series, Volume 172. 2007. P. 165–198.
17. *Ponomareva V. V., Kyle P. R., Pevzner M. M. et al.* Holocene eruptive history of Shiveluch volcano. Kamchatka Peninsula. In: Eichelberger J., Gordeev E., Kasahara M., Izbekov P., Lees J. (Eds) «Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region», American Geophysical Union Geophysical Monograph Series, Volume 172. 2007. P. 263–282.
18. *Scarciglia F., Pulice I., Robustelli G., Vecchio G.* Soil chronosequences on quaternary marine terraces along the northwestern coast of Calabria (Southern Italy) // Quaternary International. Volumes 156–157. November 2006. P. 133–155.
19. *Tseits M. A., Dobrynin D. V.* Classification of Marsh Soils in Russia // Eurasian Soil Science. 2005. Vol. 38. P. 844–848.

УДК 551.214

О. А. Гирина, Ю. В. Демянчук

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

Извержение вулкана Безымянный в 2012 г. по данным KVERT

Приведена информация о подготовке и кульминации эксплозивного извержения вулкана Безымянный 8 марта 2012 г. Извержение было предсказано сначала за 2 недели, затем за 24 ч до эксплозивного события. Дана характеристика эффекта извержения.

Введение

Безымянный — один из самых активных вулканов мира. После катастрофического извержения 30 марта 1956 г. рост лавового купола в его эксплозивном кратере продолжается непрерывно до настоящего времени. В течение 1965–2012 гг. произошло 43 эксплозивных извержения Вулканского типа, во время 20-ти из которых пепловые тучи поднимались до 10–15 км над уровнем моря (н. у. м.) [3]. Предыдущее извержение вулкана произошло 13 апреля 2011 г. [2].

Мониторинг активности вулкана Безымянный проводится Камчатской группой реагирования на вулканические извержения (Kamchatkan Volcanic Eruption Response Team — KVERT) института вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН с 1993 г. [1].

Подготовка эксплозивного извержения

Выжимание вязкого лавового потока на лавовом куполе в 2011 г. продолжалось, и почти всё время на спутниковых снимках в районе вулкана отмечалась слабая термальная аномалия. Выжимание потока сопровождалось иногда обрушениями лавин с фронтальных частей лавового потока, поэтому время от времени регистрировалось некоторое повышение сейсмической активности Безымянного (данные о сейсмичности вулкана взяты с веб-сайта Камчатского филиала геофизической службы (КФ ГС) РАН[1].

Согласно спутниковым данным, размер термальной аномалии в районе лавового купола постепенно начал расти с 12 января 2012 г., и с 20 февраля в ночное время стали регистрироваться положительные значения температуры аномалии, то есть приток магматического вещества к поверхности Земли увеличился (рис. 1).

Сейсмичность вулкана активно начала повышаться с 12 февраля. Например, 12–29 февраля ежедневно отмечалось от 5 до 16 серий низкочастотных сейсмических событий, отношение A/T_{max} (A — амплитуда, T — период) изменялось от 0,3 до 1,0 мкм/с. 15, 22 и 29 февраля фиксировались короткие эпизоды вулканического дрожания. Было ясно, что началась и происходит экструзивная фаза эруптивной активности вулкана (выжимание жёстких блоков лавы на вершине вулкана), которая предваряет сильное эксплозивное извержение.

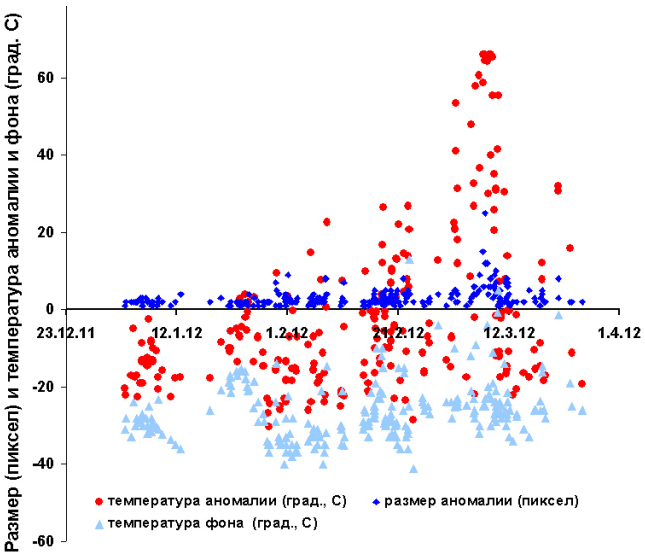


Рис. 1. Термальная аномалия в районе вулкана Безымянный в январе-марте 2012 г.

В связи с усилением активности вулкана, 23 февраля в 23:10 UTC в Интернете О. А. Гириной был опубликован прогноз сильного эксплозивного извержения вулкана, которое может произойти в течение двух следующих недель (KVERT Information Release 09–12)[2].

1–3 марта количество серий низкочастотных землетрясений возросло до 29–34, со 2 марта ежедневно начали регистрироваться эпизоды вулканического дрожания продолжительностью до нескольких часов. Кроме этого, 2 марта в 09:35 UTC впервые была

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

[2] http://www.kscnet.ru/ ivs/kvert/updates/2012/02/

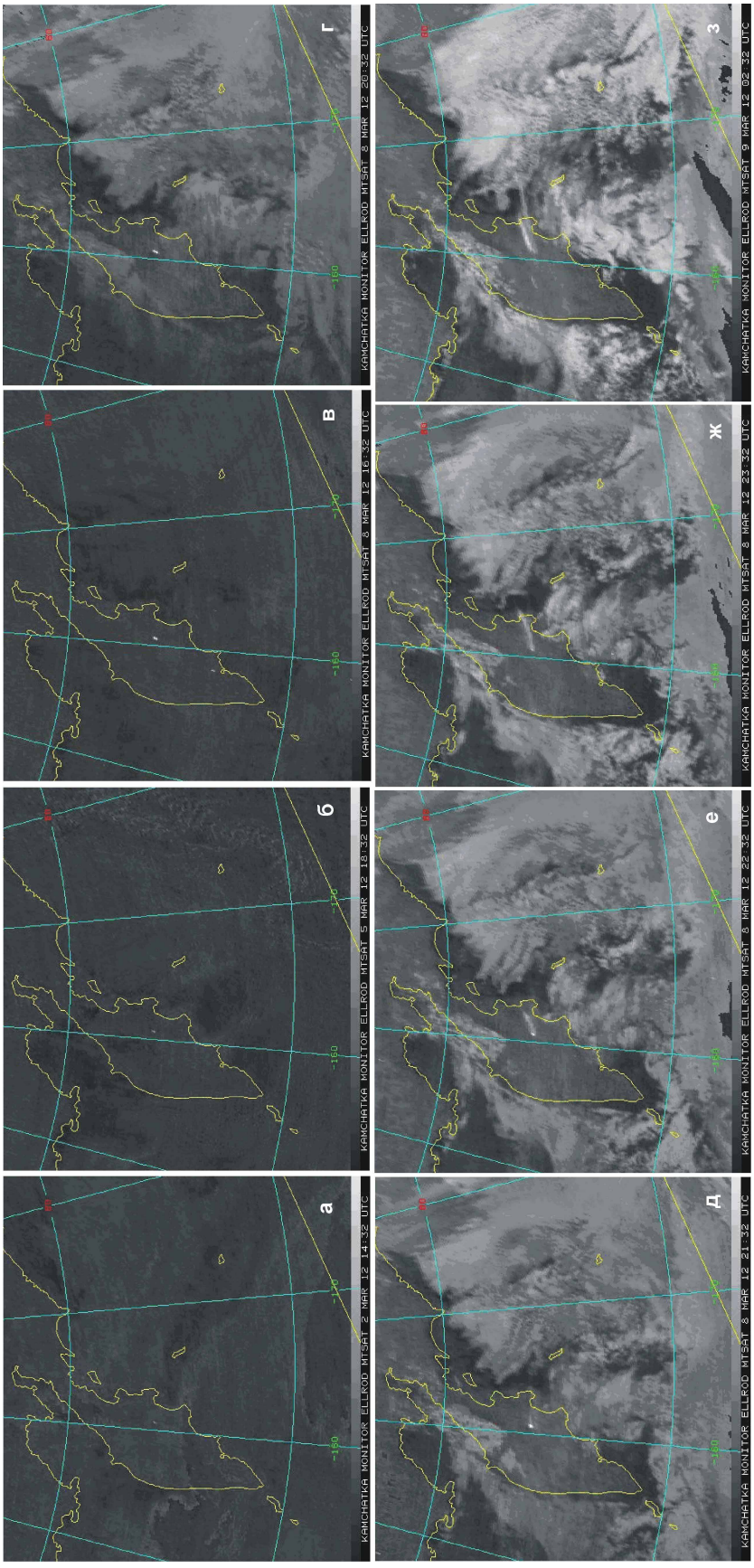


Рис. 2. Развитие активности вулкана Безымянный 2–9 марта 2012 г. по данным спутника MTSAT. Яркая термальная аномалия 2 марта в 14:32 (а); 5 марта в 18:32 (б); 8 марта: в 16:32 (в), в 20:32 (г) и в 21:32 (д). Распространение теплового шлейфа 8 марта в 22:32 (е) и в 23:32 (ж), 9 марта в 02:32 (з) (время по Гринвичу).

Рис. 3. Эруптивная колонна вулкана Безымянный 8 марта 2012 г. Фото Ю. В. Демянчука.

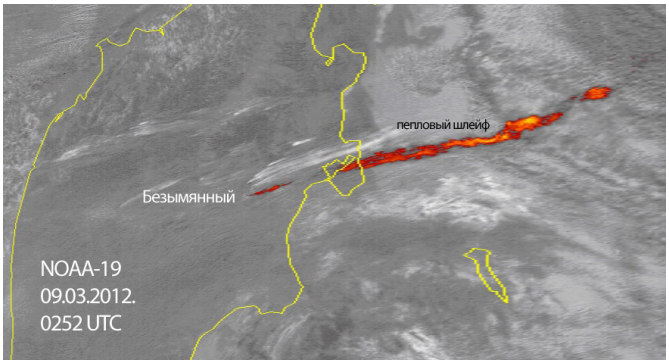


Рис. 4. Пепловый шлейф от вулкана Безымянный на спутниковом снимке NOAA-19 в 02:52 UTC 9 марта 2012 г.

отмечена очень высокая температура аномалии (+53,4° С). Было ясно, что на поверхность купола активно поступает свежий магматический материал, а значит, новое сильное эксплозивное извержение вулкана произойдет в очень скором времени.

1 марта в 23:45 UTC в Интернете был опубликован новый прогноз, в котором указывалось, что сильное эксплозивное извержение вулкана произойдет в течение следующей недели (KVERT Information Release 10–12). В связи с дальнейшим усилением сейсмической активности вулкана, а также ростом температуры и размера термальной аномалии, 2 марта в 20:55 UTC Авиационный цветовой код вулкана был изменен с Оранжевого на Красный (KVERT Information Release 11–12), в прогнозе было указано, что эксплозивное извержение возможно в любое время[3].

С 4 по 6 марта количество серий низкочастотных землетрясений увеличилось до 55, 7-го марта достигло 149. Вулканическое дрожание продолжало регистрироваться ежедневно, 7-го марта его продолжительность составила 13,5 ч. На спутниковых снимках в районе Безымянного со 2-го марта отмечалась крупная яркая термальная аномалия (рис. 2). Сильное эксплозивное извержение вулкана могло произойти в любую минуту.

8 марта в 02:02 UTC в KVERT Information Release 15–12 О. А. Гириной было указано, что сильное эксплозивное извержение вулкана произойдет в течение следующих 24 ч[4]. Авиационный цветовой код оставался Красный.

Эксплозивное извержение 8 марта 2012 г.

Согласно сейсмическим данным, мощная эксплозивная фаза извержения происходила с 21:27 до 22:10 UTC 8 марта. По видео камере КФ ГС РАН было видно, что в 21:36 UTC 8 марта началось обрушение пирокластических масс на восточный склон вулкана. Пепловая колонна в течение 5 секунд поднялась до максимальной высоты — в 21:41 UTC она достигла 8 км н. у. м. (рис. 3). Пепловый шлейф распространялся на северо-восток от вулкана (рис. 4), и 9 марта в 01:30 UTC (спустя 4 ч после начала эксплозивного извержения) в п. Усть-Камчатск начался слабый пеплопад, мощность пепла не превысила 1 мм.

По данным П. Вебли (Peter Webley) из Вулканологической обсерватории Аляски (Alaska Volcano Observatory, USA), масса пепла в пепловом шлейфе в 01:32 UTC 9 марта 2012 г. составила около 20,8 килотонн[5].

Судя по спутниковым данным, вслед за событиями с выносом пепла, в результате которых пепловый шлейф протянулся на 1250 км на северо-восток от вулкана, происходила мощная парогазовая активность Безымянного — парогазовый шлейф со значительно меньшим содержанием пепла перемещался несколько севернее относительно пеплового (см. рис. 2). Мощный парогазовый шлейф, протягивавшийся на северо-северо-восток от вулкана, наблюдался по видеокамерам 8–11 марта почти непрерывно[6].

Эффект извержения 8 марта 2012 г.

9 марта в 07:00 UTC, в связи со снижением активности вулкана, Авиационный цветовой код был изменен с Красного на Оранжевый (KVERT Information Release 19–12). В районе вулкана регистрировалась крупная термальная аномалия, связанная с выжиманием вязкого лавового потока на склон купола. 10 марта на спутниковом снимке NOAA-19 была отмечена полоса отложений пепла, протянувшаяся от вулкана до восточного побережья Камчатского полуострова: пепел покрыл юго-восточный склон вулкана Ключевской, район стационара ИВиС ДВО РАН (ст.) Апахончич, оз. Ажабачье и др. (рис. 5). Площадь отложений пепла на суше составила около 1700 км^2.

[3] http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/updates/2012/03/KamAct11-12.html

[4] http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/updates/2012/03/KamAct15-12.html

[5] http://www.avo.alaska.edu/admin/logs/logs_file.php?id=12421

[6] http://volcano.febras.net/archive/2012/06/03/; http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/current_eng.php?name=Bezymianny

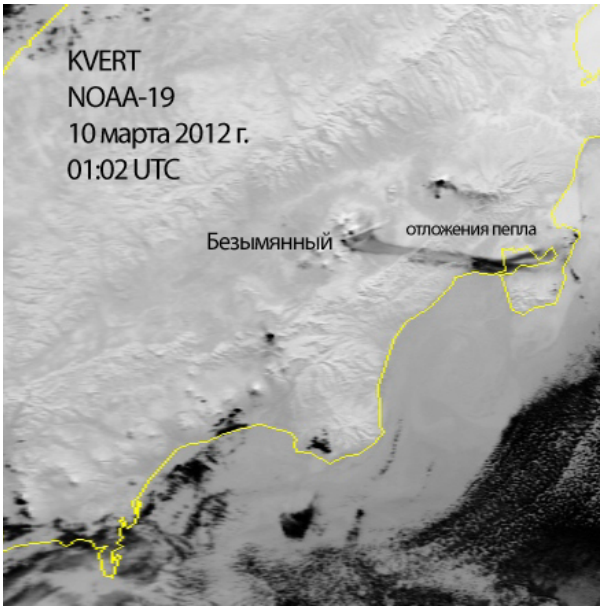


Рис. 5. Отложения пепла на спутниковом снимке NOAA-19 в 01:02 UTC 10 марта 2012 г.

Рис. 6. Вулкан Безымянный 12 апреля 2012 г.: новый лавовый поток (черный) на склоне лавового купола (а); субвертикальная стена на фронте лавовых потоков, сформированных в 2008–2009 гг. (б). Фото Ю. В. Демянчука.

15–16 марта Ю. В. Демянчук обследовал окрестности вулкана Безымянный. У подножия купола в Долине Восточной были отмечены образования пирокластических потоков, протянувшиеся примерно на 4 км от вулкана. Спустя неделю после извержения поток был, в основном, припорошен снегом, то есть остывшим с поверхности. Центральная часть отложений была без снега и в некоторых местах, где ручьи уже успели немного размыть их толщу, наблюдались фумаролы с температурой более 100° С.

На южном склоне лавового купола наблюдался свежий лавовый поток длиной около 400 м — он почти достиг внутреннего края эксплозивного кратера 1956 г., выжимание его продолжалось (рис. 6). Новый лавовый поток покрывал многослойное тело лавовых потоков, формирующихся с 2006 г. Было отмечено, что фронтальная часть этого многослойного потока представляет собой субвертикальную стену высотой около 100–150 м (см. рис. 6). Возможно, при эксплозивном извержении вулкана Безымянный 8 марта часть лавового потока, сформированного в 2008–2009 гг., обрушилась, образовав субвертикальную стену, и породы лавового потока смешались с ювенильной пирокластикой, поступившей на поверхность Земли при эксплозиях.

Характеристика извержения вулкана Безымянный 8 марта 2012 г.

1. Эксплозивное извержение происходило на фоне активно выжимавшегося на склон купола лавового потока, о чём свидетельствует яркая крупная термальная аномалия, наблюдавшаяся в течение недели до извержения.

2. Во время эксплозивной активности вулкана пепловые облака поднимались до 8 км н. у. м., пепловый шлейф протягивался на расстояние более 1200 км на северо-восток от вулкана.

3. По данным П. Вебли (Peter Webley) из Вулканологической обсерватории Аляски, США (Alaska Volcano Observatory, USA), масса пепла в шлейфе 9 марта 2012 г. в 01:32 UTC составила 20,8 килотонн.

4. Ось пеплопада прошла через ст. Апахончич, оз. Ажабачье; в п. Усть-Камчатск мощность пепла не превышала 1 мм; площадь отложений пепла составила около 1700 км^2.

5. Сформированы отложения пирокластических потоков длиной 4,0 км; возможно, частично они состоят из материала обрушения фронтальных частей лавового потока, выжатого в течение 2008–2009 гг.

6. Новый лавовый поток, длина которого по состоянию на 16 марта была около 400 м, продолжает выжиматься на склон лавового купола.

В связи с необычностью подготовки вулкана к извержению 8 марта 2012 г., возможно, характер активности Безымянного изменяется.

Список литературы

1. *Гирина О. А., Гордеев Е. И.* Проект KVERT — снижение вулканической опасности для авиации при эксплозивных извержениях вулканов Камчатки и Северных Курил // Вестник ДВО РАН. 2007. № 2. С. 100–109.
2. *Маневич А. Г., Гирина О. А., Мельников Д. В. и др.* Активность вулканов Камчатки в 2011 г. // Тез. докл. Традиц. регион. науч. конф., посвящённой Дню вулканолога (к 50-летию ИВиС ДВО РАН) «Вулканизм и связанные с ним процессы». Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 29–30 марта 2012 г. С. 20 (http: // www.kscnet.ru/ivs/conferences/documents/tezis_2012.pdf).
3. *Girina O.* Modern Activity of Bezymianny Volcano and Danger to Aviation // Japan Geoscience Union Meeting 2012. Makuhari Messe. May 20–25. No: 01 814.

УДК 551.214

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

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

Активность вулканов Камчатки в 2011 г.

Мониторинг активности вулканов Камчатки (видео-визуальный и спутниковый) проводится Камчатской группой реагирования на вулканические извержения (Kamchatkan Volcanic Eruption Response Team — KVERT) с 1993 г. [2]. В 2011 г. в состоянии извержения находились вулканы Шивелуч, Безымянный, Кизимен, Карымский, отмечалась также повышенная активность вулканов Горелый и Ключевской.

Введение

На Камчатке 30 действующих вулканов, в 2011 г. в состоянии повышенной активности различной интенсивности были шесть из них: Шивелуч, Безымянный, Кизимен, Карымский, Горелый, Ключевской[1]. Характеристика сейсмичности вулканов основана на данных Камчатского филиала геофизической службы (КФ ГС) РАН[2]. Спутниковый мониторинг вулканов выполняется учёными из Аляскинской вулканологической обсерватории (АВО) и KVERT: обрабатываются данные со спутников NOAA (National Oceanographic and Atmospheric Administration) с датчиками высокого разрешения AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), геостационарных спутников GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite), TERRA и AQUA с датчиками MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer), MTSAT (Multi-functional Transport Satellite), ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) и др. [2].

Активность вулканов в 2011 г.

Вулкан Шивелуч весь год находился в состоянии экструзивно-эксплозивно-эффузивного извержения, продолжающегося с 1980 г. В районе купола вулкана почти постоянно регистрировались вулканическое дрожание, являющееся одной из главных характеристик высокой степени активности вулкана, и термальная аномалия (рис. 1а). Время от времени наблюдались пепловые эксплозии, при которых пепел достигал 7–12 км над уровнем моря (н. у. м.), и обрушения раскалённых лавин, пепел от которых поднимался до 5–6 км н. у. м.

Эксплозивная активность вулкана постепенно повышалась: в январе визуально наблюдалось два пепловых выброса до 8 км н. у. м. (2 и 26 января) и один был определён по сейсмическим данным (до 7 км н. у. м. 18 января), в феврале их было уже четыре до 7,5. км н. у. м. (3, 22 и 24 февраля были отмечены визуально, 27 февраля до 8,5 км н. у. м. — по сейсмичности), пепловые шлейфы протягивались на более чем 200 км от вулкана (рис. 2а). С середины мая в эксплозивную воронку, образовавшуюся при сильном извержении 27–28 октября 2010 г., понемногу начал поступать новый лавовый материал[3] Эксплозивная активность вулкана усилилась. 29–30 мая и 5 июня эксплозии выносили пепел до 8–9 км н. у. м. 30–31 мая протяжённое пепловое облако перемещалось на юго-запад от вулкана, около 04:00 UTC 31 мая оно прошло над аэропортом Елизово, городами Петропавловск-Камчатский и Елизово, посёлками и дачными участками, но мощность выпавшего пепла не превышала 1 мм. В июне-сентябре наблюдалось по нескольку пепловых выбросов, при которых пепел поднимался до 7–8 км н. у. м.

5–6 октября активность вулкана резко усилилась — после эксплозий до 7–8 км н. у. м. началось непрерывное поступление на поверхность лавового купола свежего магматического материала. Термальная аномалия в районе вулкана резко увеличилась в размере, температура её достигла 65° С (предел измерения AVHRR) (рис. 1а). В тёмное время суток невооружённым глазом из п. Ключи (45 км от вулкана) наблюдалось свечение лавового потока и раскалённые лавины (протяжённостью до 2 км), связанные с его движением. К середине ноября воронка, образовавшаяся при сильном извержении в октябре 2010 г., была заполнена, купол достиг своей прежней высоты, лавовый поток продолжал выжиматься на его склон (рис. 3).

Вулкан Безымянный. После эксплозивного извержения вулкана 31 мая 2010 г. продолжалось выжимание лавового потока на юго-юго-восточный склон купола вулкана — слабая термальная аномалия в районе вершины вулкана отмечалась почти постоянно [2]. Сейсмичность вулкана всё это время была относительно слабой. Некоторое повышение

[1] http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/current.php
[2] http://emsd.iks.ru/~ssl/monitoring/main.htm
[3] http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/current.php.

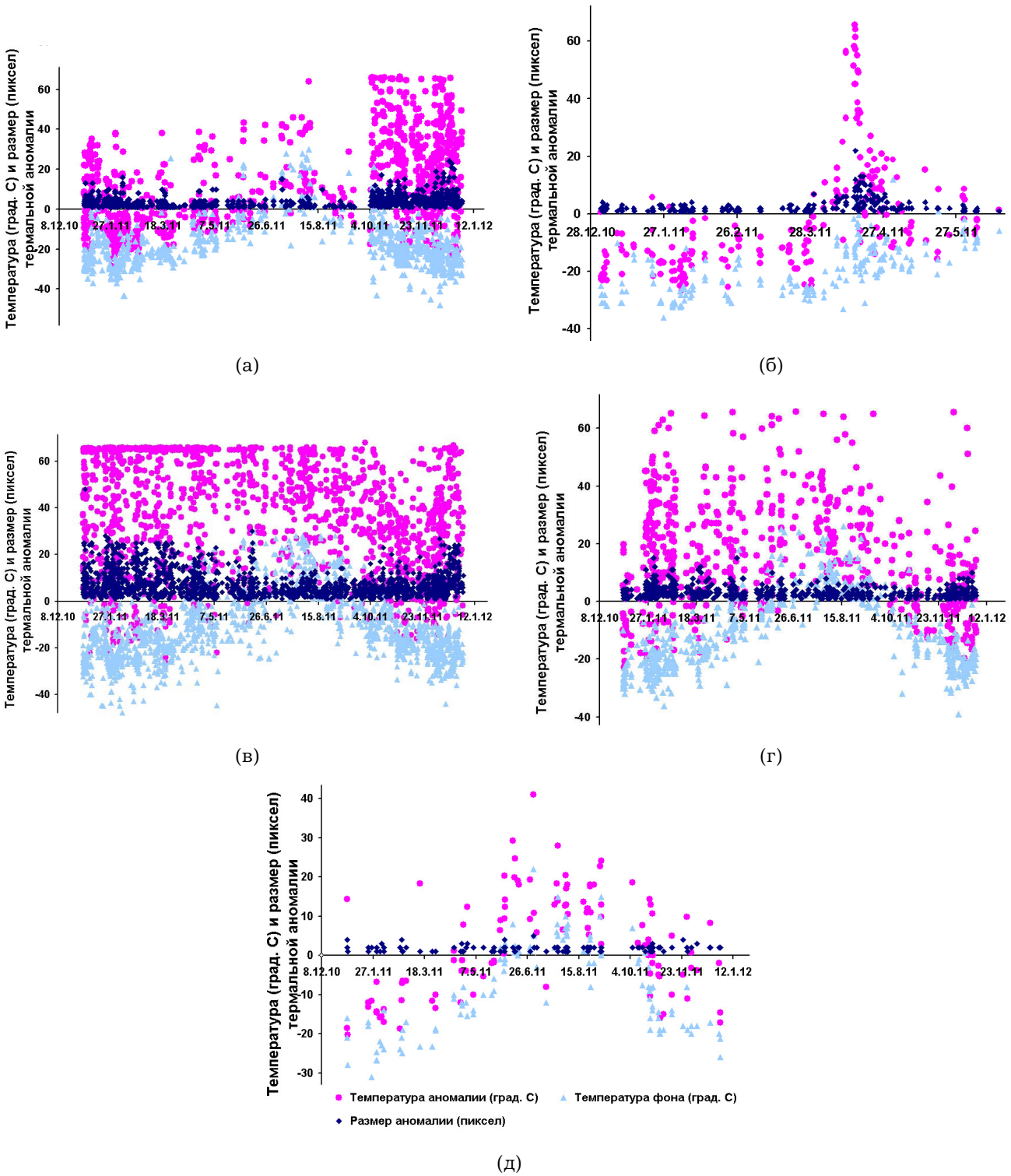


Рис. 1. Изменение размера и температуры термальных аномалий в районах вулканов: Шивелуч (а); Безымянный (б); Кизимен (в); Карымский (г); Горелый (д) в 2011 г. (обработка данных со спутников NOAA (AVHRR) выполнена учёными АВО и KVERT)

сейсмической активности вулкана начало отмечаться с 29 марта — количество ежедневно регистрируемых слабых поверхностных землетрясений возросло с двух до шести; с 5 по 10 апреля их количество менялось от 8 до 13. Примерно с этого же времени стали увеличиваться размер и температура термальной аномалии (рис. 1б). 14–15 марта на спутниковых снимках были зарегистрированы пепловые шлейфы длиной до 70 км, распространявшиеся на северо-запад и север от вулкана. С 29 марта температура аномалии ещё более повысилась — фиксировались только положительные её значения; размер аномa-

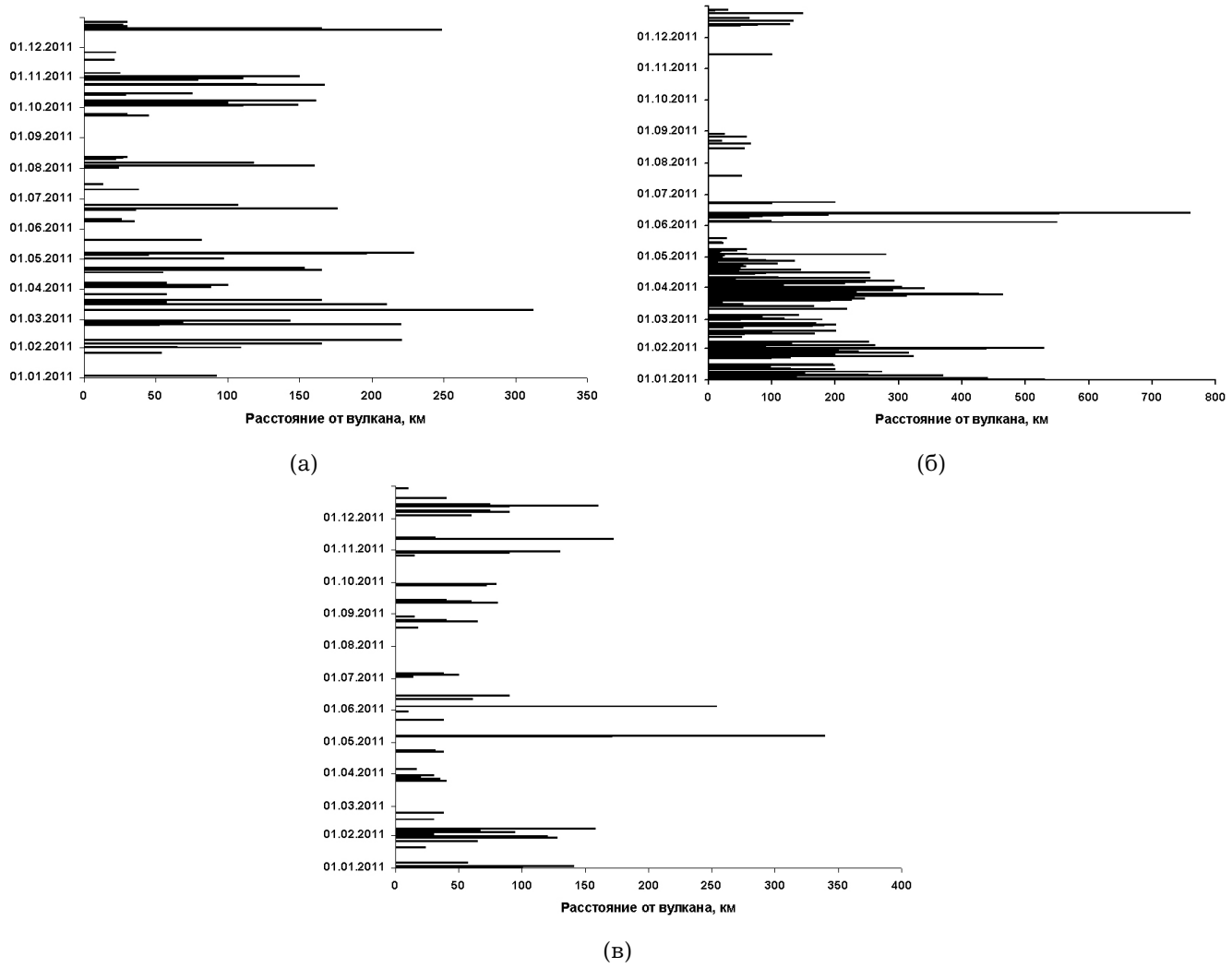


Рис. 2. Протяжённость пепловых шлейфов от вулканов: Шивелуч (а); Кизимен (б); Карымский (в) в 2011 г. (обработка данных со спутников NOAA (AVHRR), MTSAT, TERRA и AQUA (MODIS) выполнена учёными АВО и KVERT).

лии порой достигал 6–7 пикселов. Было ясно, что происходит подготовка вулкана к эксплозивному извержению, поэтому 11 апреля 2011 г. в 04:00 UTC был опубликован KVERT Information Release 19-11, в котором Авиационный цветовой код вулкана был изменен с Жёлтого на Оранжевый и было указано, что пепловые выбросы до 10 км н. у. м. могут произойти в любое время. 11 и 12 апреля было зарегистрировано, соответственно, 22 и 72 слабых поверхностных землетрясения, температура аномалии 11 апреля выросла до +33,0 — +56,5° С.

13 апреля в 20:20 UTC (по сейсмическим данным) началось сильное эксплозивное извержение вулкана, продолжавшееся около 20 мин. Так как район вулкана во время извержения был закрыт плотными облаками на высоте 8 км н. у. м., предполагается, что пепловая туча поднялась не выше этих облаков. Системой «The World Wide Lightning Location Network» 13 апреля около 20:34 UTC были зарегистрированы многочисленные вспышки молний в районе вулкана Безымянный, что указывало на формирование эруптивного облака. Полоса отложений пепла шириной около 35 км протянулась на северо-северо-запад от вулкана. По данным КФ ГС РАН, в п. Красный Яр, на расстоянии 45 км от вулкана, пеплопад начался в 22:15 UTC, мощность слоя выпавшего пепла составила около 3–5 мм.

После окончания извержения на юго-юго-восточный склон купола вулкана началось выжимание свежих порций лавового потока — 19 апреля отмечались раскалённые лавины со склона купола, термальная аномалия в районе вулкана регистрировалась на спутниковых снимках почти постоянно (рис. 1б). 15 апреля сотрудники Камчатской вулканологической станции им. Ф. Ю. Левинсона-Лессинга обследовали продукты извержения. Был отмечен необычный характер пирокластических отложений — площадное распространение, малая мощность — около 40–60 см в средней части Долины Восточной, и высокая газонасыщенность — вулканологи проваливались в отложениях на 15–20 см. Такие особенности присущи образованиям пирокластических волн,

Рис. 3. Состояние лавового купола вулкана Шивелуч 15 сентября (а) и 14 ноября (б) 2011 г. Фото Ю. В. Демянчука.

и гранулометрических анализ пород подтвердил это. Характеристика пирокластических отложений: протяжённость составила 6,5 км от вулкана, площадь — 5,8 км^2; объём — 0,01 км^3[1] (рис. 4). При облёте вулкана 6 сентября 2011 г. было установлено, что фронт свежего лавового потока продвинулся по юго-юго-восточному склону купола примерно на 500 м от его вершины, то есть средняя скорость движения лавового потока составила 3 м/сутки.

Вулкан Кизимен. Извержение вулкана, начавшееся 9 декабря 2010 г., продолжалось весь описываемый год [4]. В январе — марте и июне 2011 г. эксплозивная активность вулкана была наиболее интенсивной. Эксплозии выносили пепел до 10 км н. у. м., пепловые шлейфы протягивались до 850 км от вулкана (рис. 2б). В результате интенсивной эксплозивной активности вулкана 31 декабря — 1 января широкий пепловый шлейф распространился от вулкана на весь юг Камчатки вплоть до мыса Лопатка: пепловая туча прошла на высоте около 4,5 км н. у. м. через аэропорт Елизово, гг. Петропавловск-Камчатский и Елизово, другие населённые пункты и дачные участки. Мощность отложений пепла в различных районах г. Петропавловск-Камчатский составила 1–2 мм. 5 января пепловые шлейфы перемещались на восток-северо-восток от вулкана более 500 км — пеплопад прошёл на Командорах, позднее пепловое облако было отмечено на расстоянии 840 км к северо-востоку от вулкана. В дальнейшем пепловые шлейфы длиной > 300–500 км, распространявшиеся в различных направлениях от вулкана, регистрировались на спутниковых снимках почти ежедневно вплоть до середины июня 2011 г. В августе и декабре отмечались пепловые шлейфы, связанные с обрушениями раскалённых лавин с бортовых и фронтальных частей лавового потока (см. рис. 2б).

Крупная (до 20–25 пикселов) термальная аномалия в районе вулкана отмечалась на спутниковых снимках непрерывно с 10 декабря 2010 г. по 31 декабря 2011 г. (рис. 1в). Аномалия была связана сначала с отложениями пирокластических потоков, непрерывно низвергавшихся на восточный склон с декабря 2010 г. до середины июня 2011 г., затем с выжимающимся лавовым потоком. Анализ фотоматериалов с облета вулкана позволил нам определить, что 25 января 2011 г. на юго-восточном склоне вулкана уже имелся небольшой вязкий лавовый поток, возможно, его выжимание началось в начале-середине января 2011 г.[4] Излияние лавового потока продолжается до настоящего времени — апрель 2012 г.

Вулкан Карымский. В течение года сейсмичность вулкана была повышенной, отмечалась умеренная эруптивная активность. Если в январе — начале мая количество локальных поверхностных сейсмических событий в районе вулкана в сутки составляло 100–400, то с середины мая до начала августа оно возросло до 700 в сутки, затем постепенно снизилось, и в ноябре-декабре не превышало 50 событий в сутки. По сейсмическим данным, вероятно, происходили пепловые эксплозии выше 4,0 км н. у. м. в конце января, во второй половине марта, во второй половине мая, во второй половине июня, в августе и сентябре. 21 мая, вероятно, произошёл пепловый выброс до 6,5 км н. у. м., 10 мая и 17 сентября — до 6,0 км н. у. м.

По сообщению пилотов самолёта ЯК-40, 2 февраля в 01:45 UTC столб пепла поднимался до 6,0 км н. у. м., 6 мая пепловый шлейф на высоте до 3,0 км н. у. м. распространялся на юго-восток от вулкана.

На спутниковых снимках почти всё время в районе вулкана отмечалась термальная аномалия размером от 2 до 15 пикселов (рис. 1г). Также были зафиксированы пепловые шлейфы длиной до 150 км от вулкана в феврале, до 250–340 км в мае и 160–170 км в ноябре-декабре (рис. 2в).

Вулкан Горелый. В течение года продолжала работать новая фумарола, появившаяся в Активном кратере вулкана в 2010 г., в районе вулкана непрерывно фиксировалось вулканическое дрожание [3]. Время от времени визуально над кратером наблюдалась мощная парогазовая эмиссия, ночью над ним отмечалось свечение, так как температура исходящего из фумаролы газа превышала 800° С [5]. На спутниковых снимках в районе вулкана отмечалась термальная аномалия (рис. 1д). Интенсивность аномалии была почти постоянной в течение года, что

[4] http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/current.php.

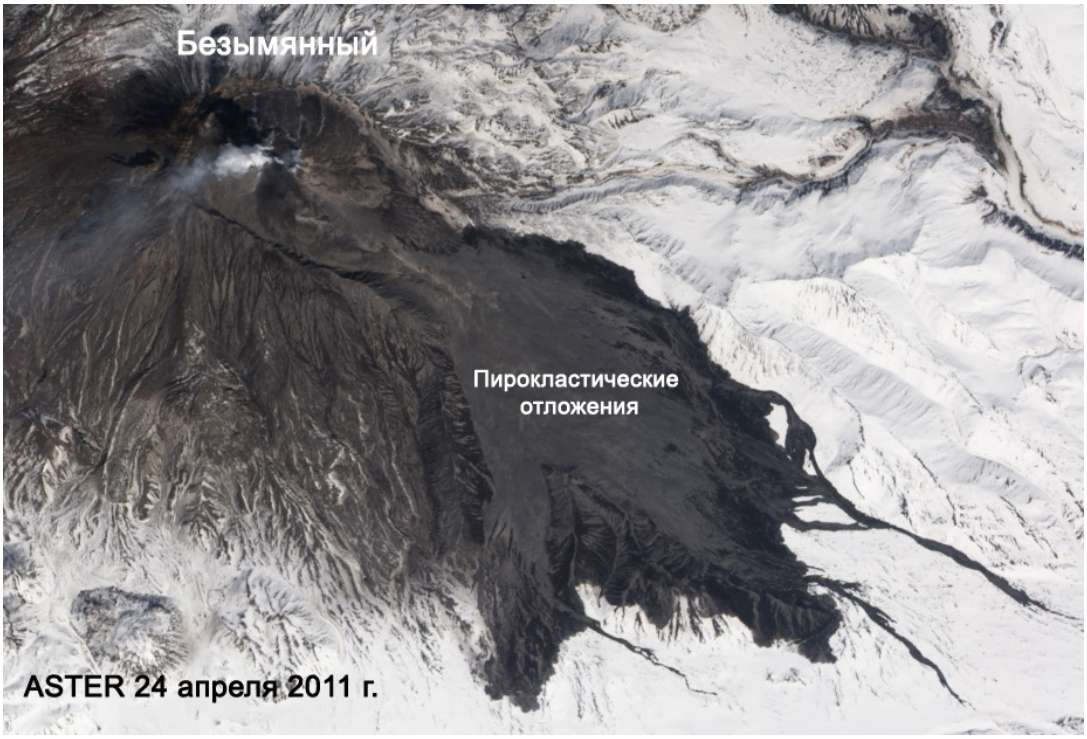


Рис. 4. Пирокластические отложения извержения вулкана Безымянный 13 апреля 2011 г. Спутниковый снимок ASTER (NASA/GSFC/METI/Japan Space Systems, and U.S./Japan ASTER Science Team).

может свидетельствовать о некоторой стабильности потока тепла, выносимого вулканом.

Наблюдения 24 апреля показали отсутствие озера в Активном кратере вулкана. На его дне, засыпанном снегом, наблюдались лишь две удлинённые термальные площадки[5]. По наблюдениям 26 июля, на дне Активного кратера небольшое озеро вновь было, на его поверхности отмечалось большое количество снежно-ледяных глыб. Вероятно, озеро появилось в результате таяния снега и льда в кратере и на склонах вулкана. 9 августа озеро было полностью свободным ото льда, площадь его зеркала составляла примерно 1/4 часть от зеркала озера 2008 г.

Вулкан Ключевской после окончания очередного эксплозивно-эффузивного извержения, продолжавшегося с конца августа 2009 г. по декабрь 2010 г., находился в состоянии фумарольной активности. Сейсмичность вулкана в течение года изменялась от слабой до умеренной, время от времени в районе вулкана фиксировалось вулканическое дрожание. Проявления различной сейсмической активности вулкана были связаны, вероятно, с оттоком магмы и формированием глубокого кратера на вершине вулкана после продолжительного извержения 2009–2010 гг. Крупный шлаковый конус, образовавшийся на вершине вулкана в результате извержения, заполнил весь его кратер. По мере оттока магмы кратер шлакового конуса, который стал кратером собственно вулкана Ключевской, расширялся и углублялся, на его склонах обнажились шлако-лавовые останцы. При значительных подвижках шлако-лавовой массы, заполняющей магмовод, происходили крупные обрушениях пирокластики с внутренних склонов кратера, и над вершиной вулкана появлялись пепловые облака, как, например, 29 мая или 21 июля. По фотографиям альпинистов, поднимавшихся на вершину вулкана в июне и августе 2011 г., видно, что чаша кратера к августу ещё более углубилась (рис. 5). В центральной части кратера, с некоторым смещением к югу, наблюдался колодец, в который время от времени ссыпался пирокластический материал с его бортов. По данным альпиниста А. Горчакова, выполнившим 6 августа 2011 г. измерения с помощью GPS, кратер представлял собой овал с диаметрами 300 и 200 м; абсолютная высота вулкана составляла 4845 м н. у. м., то есть высота шлакового конуса была 95 м от кромки старого кратера.

По визуальным наблюдениям, фумарольная деятельность вулкана различной интенсивности происходила почти непрерывно, парогазовая колонна поднималась порой до 1 км над кратером (5,8 км н. у. м.). В течение года в районе кратера вулкана время от времени наблюдалась слабая термальная аномалия, парогазовые шлейфы максимальной протяжённостью 115 км (на северо-восток от вулкана) отмечались 28–29 января, 5–7 февраля, 24 и 27 июня, 10 июля и 5 декабря.

Авачинский вулкан на протяжении года находился в состоянии умеренной фумарольной активности, наибольшая её интенсивность (парогазовый столб

[5]http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/current.php

Рис. 5. Кратер Ключевского вулкана 6 августа 2011 г. Фото А. Горчакова и В. Маркова.

до 4,2 км н. у. м.) наблюдалась в марте[6]. Некоторое повышение сейсмичности вулкана, возможно, связанное с сезонными изменениями потока фумарольных газов, отмечалось во второй половине января, и в период с конца апреля до начала мая. В отдельные дни количество слабых сейсмических событий в районе вулкана достигало 15 на глубине около 2 км. По спутниковым данным в районе вершины вулкана иногда регистрировалась небольшая термальная аномалия, вероятно, связанная с некоторым повышением температуры фумарольных газов.

Корякский вулкан был относительно спокоен. Отмечалась преимущественно низкая сейсмичность вулкана, лишь однажды (10 августа) было зафиксировано 10 событий с магнитудой 0,5–2,0. Время от времени, наблюдалась слабая фумарольная деятельность вулкана, высота парогазовых струй редко достигала 4,0 км н. у. м.

Другие вулканы Камчатки находились в состоянии слабой или умеренной фумарольной активности.

Заключение

В 2011 г. наиболее высокой была активность вулканов Шивелуч, Кизимен и Безымянный. В течение года продолжалось экструзивно-эксплозивно-эффузивное извержение вулкана Шивелуч, сопровождавшееся порой выбросами пепла до 8–10 км н. у. м.; в январе-июне наблюдалась эксплозивная фаза извержения вулкана Кизимен, пепел при выбросах поднимался до 10 км н. у. м.; в апреле сильно извергался вулкан Безымянный — эксплозии выносили пепел до 8 км н. у. м.; продолжалось умеренное эксплозивное извержение вулкана Карымский с редкими выбросами пепла до 6–7 км н. у. м. Кроме этого, постоянно отмечалась умеренная и сильная фумарольная активность вулканов Ключевской, Горелый, Авачинский, Корякский.

[6]http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/current_eng.php?name=Avachinsky

Список литературы

1. *Боровков С. О.* О пирокластических потоках вулкана Безымянный // Материалы IX регион. молодежн. научн. конф. «Исследования в области наук о Земле». Петропавловск-Камчатский: КамГУ им. В. Беринга, 2011. С. 87–94.
2. *Гирина О. А., Гордеев Е. И.* Проект KVERT — снижение вулканической опасности для авиации при эксплозивных извержениях вулканов Камчатки и Северных Курил // Вестник ДВО РАН. 2007. № 2. С. 100–109.
3. *Гирина О. А., Маневич А. Г., Ушаков С. В. и др.* Активность вулканов Камчатки в 2010 г. // Материалы региональной конференции, посвящённой Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы», 30 марта — 1 апреля 2011 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2011. С. 19–24.
4. *Гирина О. А., Нуждаев А. А., Маневич А. Г., Ушаков С. В.* Извержение вулкана Кизимен в 2010–2012 гг. по данным мониторинга группы KVERT // Традиционная региональная научная конференция, посвящённая Дню вулканолога (к 50-летию ИВиС ДВО РАН) «Вулканизм и связанные с ним процессы». Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 29–30 марта 2012 г. С. 10 (http://www.kscnet.ru/ivs/conferences/documents/tezis_2012.pdf).
5. *Овсянников А. А., Чирков С. А.* Состояние вулкана Горелый в июне 2010 г. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. №1 (15). С. 10.

УДК 551.21: 551.435: 552.142

О. Ф. Карданова, И. К. Дубровская

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

Термоаномалии в кратере вулкана Старый Кихпиныч и на конусе Савича (результаты данных ИК-съёмки и наземных наблюдений за 30 лет: 1980–2010 гг.)

Анализ материалов плановой аэротепловой и наземной ИК-съёмки 2010 г. показал изменения по сравнению со съёмками 1982, 1993 гг. в температурном режиме аномалий конуса Савича: повышение температуры в верхней части конуса, появление новых прогретых площадок в прикратерной зоне конуса, появление белых возгонов в северо-западном секторе кратера, ранее не отмечавшихся. За рассматриваемый период в кратере вулкана Старый Кихпиныч неоднократно происходили оползни, обрушение (обвал) северного склона в кратере вулкана Старый Кихпиныч. В 1997 г. по ручью Кислому прошёл лахар длиной более 14 км.

Введение

Впервые Кихпинычский долгоживущий вулканический центр (КДВЦ) выделил В. И. Белоусов [1]. Массив Кихпиныч включает несколько разнородных и разновозрастных сооружений. Вулкан Старый Кихпиныч (гора Пик) образовался в интервале 23–40 тыс. лет в Восточной вулканической зоне [2]. Постройка вулкана Старый Кихпиныч служит основанием для двух базальтовых конусов Молодого Кихпиныча (конус Западный и конус Савича) и для расположенного несколько южнее дацитового вулкана Сопка Жёлтая [2–3]. Термальные поля (ТП) Кихпинычского долгоживущего вулканического центра (рис. 1) изучались наземными методами в 1976, 1978–1982, 1986 и 1997 гг., кратер вулкана Старый Кихпиныч — в 1980–1982 и 1997 гг., конус Савича — в 1982 и 1997 гг. Аэротепловая съёмка района проводилась в 1982, 1989 гг. (AGA-Thermovision 680, 1 pix ~ 10 м) и 16 октября 2010 г. тепловизором высокого разрешения ThermaCam P640 (1 pix $\sim 1{,}4$ м).

Основными факторами, под влиянием которых происходили морфологические изменения на термальных полях КДВЦ, были землетрясения класса $\geqslant 13$ с магнитудой $\geqslant 5{,}8$ (оползни и обрушения). Августовское землетрясение 1983 г. сильно повлияло на морфологию отдельных полей и участков КДВЦ. Одни режимные источники и котлы на ТП исчезли, другие появились вновь, изменилась температура в котлах и источниках, появились новые термальные участки. После этого землетрясения существенно изменился химический состав воды на некоторых термальных полях КДВЦ в сторону увеличения доли глубинной составляющей, содержание H_3BO_3, Cl^-, NH_4^+, Na^+ увеличилось. В 1986 г. морфологические изменения были отмечены на термальных полях в кратере вулкана Старый Кихпиныч (СК): ТП 1 — ТП 3, на ТП 18 и на участках ТП 22 [5]. Атмосферные явления, подобные тайфуну «Эльза» (октябрь 1981 г.), также приводят к изменениям, но меньшего масштаба (оплывины). После тайфуна «Эльза» по данным [10] содержание ионов натрия и хлора в воде гейзеров понизилось. Изменения в районе КДВЦ по 1997 г. включительно, подробно рассмотрены в статьях авторов [5–6].

Кратер вулкана Старый Кихпиныч

Наземные исследования. В данной статье подробно рассмотрены изменения, произошедшие в кратере вулкана Старый Кихпиныч и на конусе Савича с 1980 г. по 2010 г. На рис. 2 приведены снимки 1950 г. (рис. 2 а) и 1985 г. (рис. 2 б). В марте-июле 1982 г. произошло три землетрясения, которые фиксировались на сейсмостанции Кроноки как 4–5 бальные (с магнитудой 5–6). Первое из них произошло в радиусе 50 км от вулкана, два других — в радиусе 100 км [4]. К августу 1982 г. всё Северное поле (ТП 3) было полностью погребено под обвалом ($\sim 200 \times 300$ м), в том числе 5 щелевидных каньонов глубиной до 10 м и более. В результате образовался вал, перекрывший полностью часть кратера ниже места обрушения. Две мощные ревущие фумаролы с диаметром устья более 0,5 м оказались под обвалом; на их месте возникли грязевые вулканы ~ 2 м высотой. Были перекрыты нижняя часть Южного (ТП 1) и Восточного (ТП 2) термальных полей (см. рис. 2 б, № 8–10). Сплошной красной линией на рис. 3 а-б отмечена максимальная высота материала обрушения, контур 1 отмечает участок, возвышавшийся в 1982 г. над обрушившейся породой. Часть материала обрушения к 1991 г. была удалена, что хорошо видно на этих снимках и, возможно, это было связано с землетрясением 17 августа 1983 г., одним из сильнейших землетрясений Камчатки (класс — 15,4 и магнитуда 6,8). Это

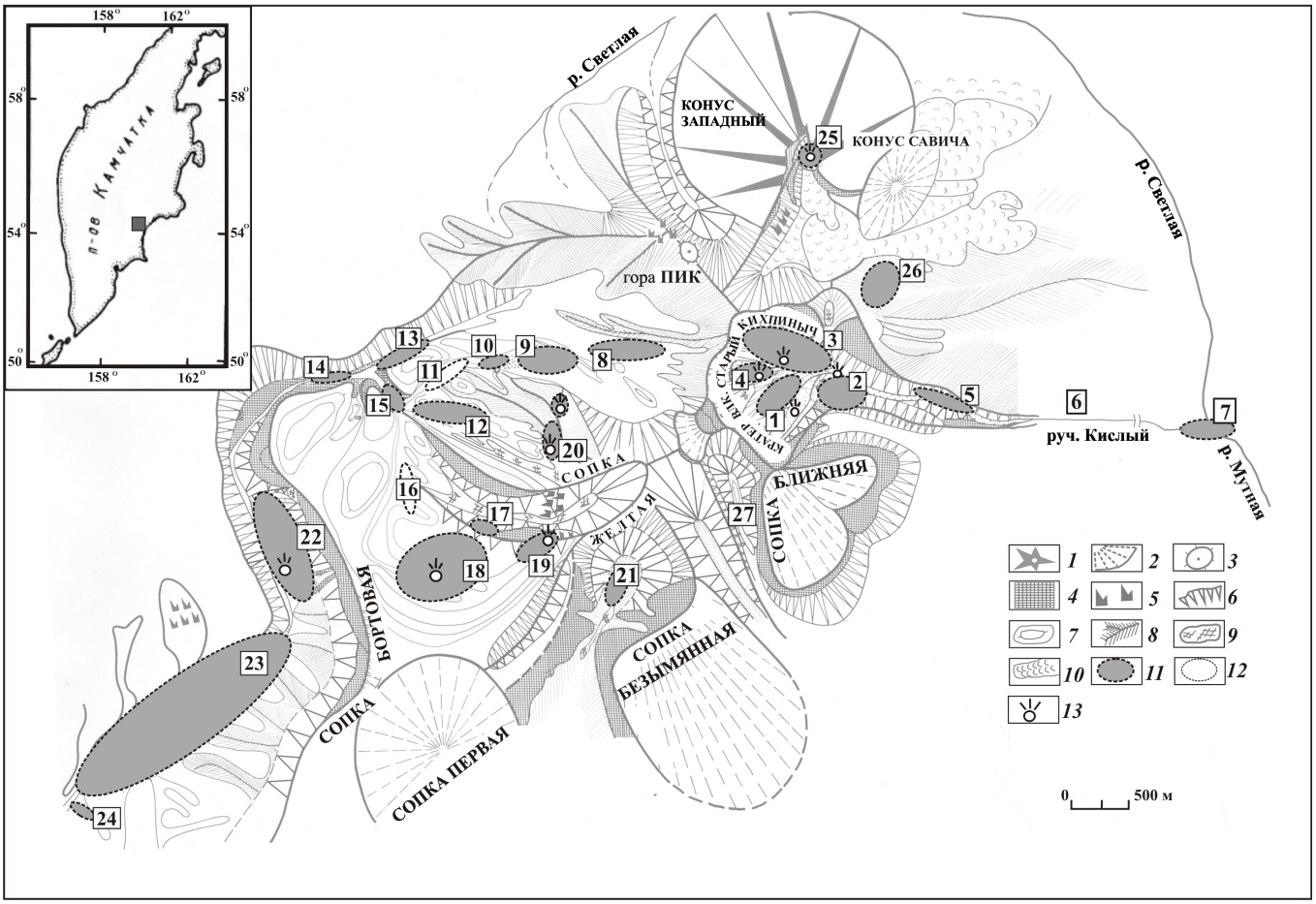


Рис. 1. Схематическая карта расположения термальных полей КДВЦ. Условные обозначения: 1 — лавовые конусы; 2 — лаво-пирокластические конусы; 3 — вершины; 4 — отвесные склоны; 5 — отдельные скалы; 6 — крутые склоны; 7 — горизонтали; 8 — водоразделы; 9 — снежники; 10 — лавовые потоки; 11 — термальные поля (цифра — номер поля); 12 — границы полей с холодными источниками; 13 — фумаролы. Термальные поля: 1–5 — вулкан Старый Кихпиныч (1 — Южное, 2 — Восточное, 3 — Северное, 4 — Западное, 5 — «Щёки»); 6 — русло ручья Кислого между полем «Щёки» и истоком реки Мутная; 7 — исток реки Мутная; 8 — Перевальное; 9 — Травертиновое; 10 — Тёплое; 11 — Серное (холодное); 12 — Каменный Карман; 13 — ручей Прозрачный; 14 — «Колорадо» с источником Неожиданным; 15 — Долина Смерти; 16 — холодные источники Новые; 17 — горячий источник Новый; 18 — Южно-Кихпинычское; 19 — Вершинное; 20 — Северо-Кихпинычское; 21 — исток ручья Короткий Ключ; 22 — Верхне-Гейзерное; 23 — Долина Гейзеров; 24 — ручей Второй (в ~ 0,5 км от гейзера Первенец вниз по р. Шумная); 25 — Конус Савича; 26 — Склоновое; 27 — источники в верховье ручья Извилистый. На врезке показано расположение района исследований.

землетрясение могло вызвать оползень в северо-западной части цирка, в котором находилось ТП 3 и вынести часть материала за пределы обрушения 1982 г. Наземные наблюдения 1997 г. подтвердили результаты дешифрирования ИК-снимков сезона 1989 г. об увеличении аномальной зоны на этом поле [5].

В верховьях ручья Кислого (по руслу, в пределах постройки вулкана Старый Кихпиныч) по 1982 г. включительно наблюдалась блочно — клавишная структура с многочисленными 3–5 метровыми водопадами. По аэровизуальным наблюдениям в 1986–1987 гг. отмечено отсутствие глубоких каньонов, в том числе и каньона глубиной несколько десятков метров в районе ТП 5 (см. рис. 1). Этот каньон был перекрыт материалом оползней, что подтвердилось при более поздних наземных исследованиях. За период с 1983 г. по 1997 г. произошло несколько оползней в кратере вулкана: один — вблизи южного перевала (см. рис. 2 б, № 12), второй — на ТП 2 (см. рис. 3 б). Оползень, сошедший в районе ТП 2, полностью уничтожил это поле. Только в истоках ручья Карбонатного, под отвесным склоном, из-под осыпи вытекал источник, со значительно меньшим дебитом, чем раньше. В 1997 г. на ТП 2 отсутствовал источник, который хорошо виден на термограммах 1982 г. (см. ниже).

В 1997 г. почти во всех пробах воды источников в кратере СК было отмечено заметное увеличение в воде содержания таких компонентов, как Cl^-, NH_4^+,

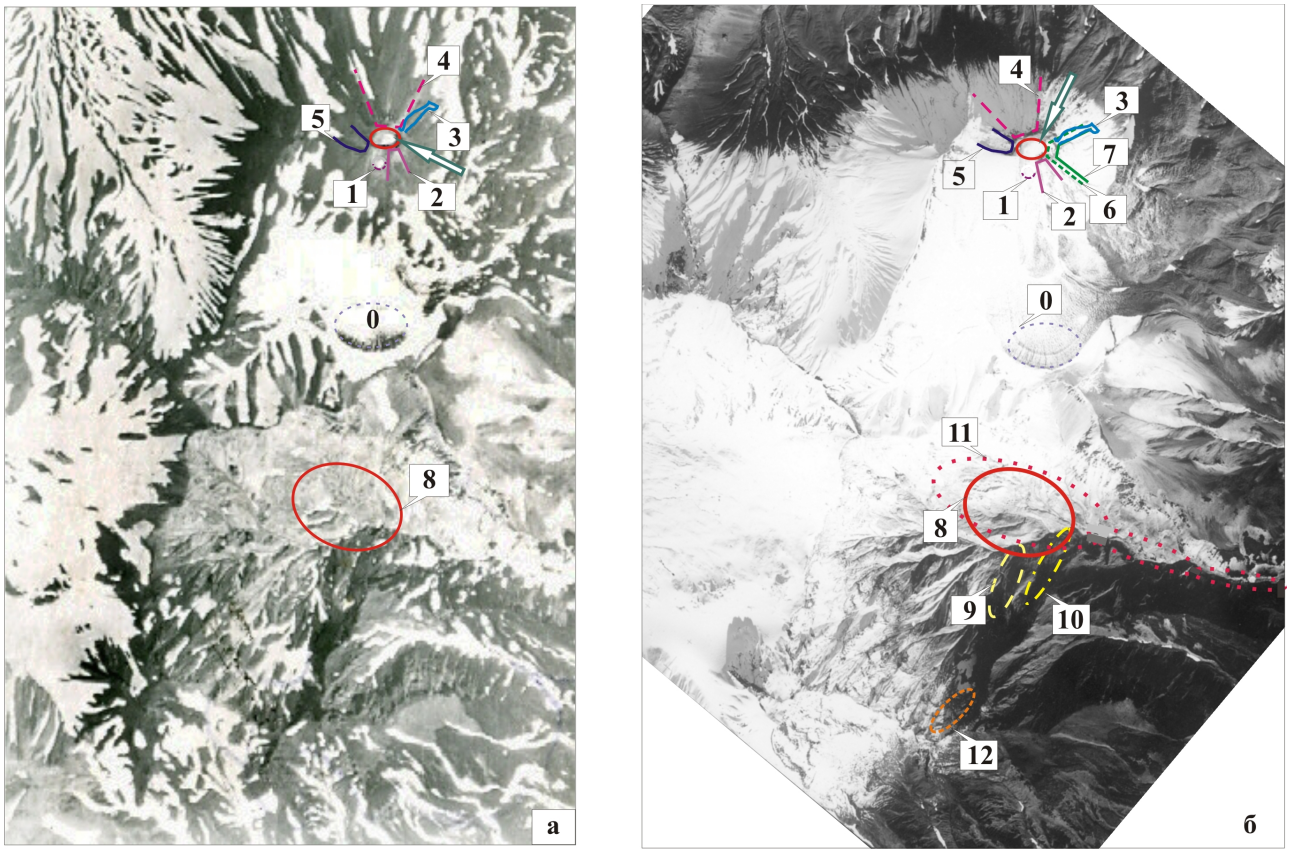


Рис. 2. Кратер вулкана Старый Кихпиныч (СК) и конус Савича. Сравнение аэрофотоснимков: а — 1950 г., б — 1985 г. Все фрагменты с одинаковыми номерами равны между собой. Примечание. 0 — фрагмент круглого потока у подножия конуса Савича; 1 — край сместившегося южного сектора; 2 — юго-восточный сегмент; 3 — северо-восточный сегмент; 4 — северный сегмент; 5 — западный сегмент; 6 — положение восточного сегмента в 1950 г. (пунктирная линия,); 7 — смещение восточного сегмента вниз по склону (1985 г.); 8 — обрушение 1982 г.; 9 — ТП 1 в кратере СК; 10 — ТП 2 в кратере СК; 11 — контур обрушения на 1997 г.; 12 — оползень, сошедший с внутренней стороны кратера вблизи крутой стенки сопки Ближней. Стрелка показывает кратер конуса Савича.

Na^+ и H_3BO_3 по сравнению с замерами 1982 г., что могло свидетельствовать о повышении сейсмической активности и, возможно, быть предвестниками сильного землетрясения 5 декабря 1997 г.

В августе 1997 г. у восточного подножия СК, на выходе ручья Кислого из каньона на тундру, наблюдался мощный краевой вал материала оползней и лахаров, которого в 1982 г. не было. Образовалась плотина протяжённостью несколько сот метров. По руслу этого ручья летом 1997 г. наблюдался водяной вал, движущийся в сторону Кроноцкого залива (устное сообщение В. А. Николаенко). Произошёл прорыв плотины, образованной материалом, вынесенным из кратера вулкана Старый Кихпиныч к его подножию. При прорыве плотины образовался лахар. Первые ~ 5 км от этой плотины вниз по течению ручья Кислого были завалены валунами разного размера, иногда — глыбами, характер материала виден на рис. 4б. На урезе реки виден типичный галечниковый материал, наблюдаемый в 1981–1982 гг. примерно на таком же расстоянии от подножия вулкана СК. Территория, по которой прошёл этот вал в ~5 км от подножия вулкана и далее до истоков реки Мутной была покрыта светлой каолинитовой глиной, что хорошо видно на рис. 4в-г. Следует обратить внимание на кустик с засохшими листочками на рис. 4 в, что может говорить о дате прорыва плотины — не ранее июля. Все пространство между рекой Светлой и ручьём Кислым (за ~1 км до слияния) было покрыто слоем светлой каолинитовой глины. В истоках реки Мутной, расстояние от которой до подножия СК более 12 км, мощность слоя подсохшей глины превышала 10 см. При впадении реки Мутной в Кроноцкий залив в воде был чётко виден светлый конус выноса. (Отметим, что истоком реки Мутной служит зона смешения водотоков реки Светлой и ручья Кислого).

Тепловая съёмка вулкана Старый Кихпиныч. Термоаномалии в кратере СК показаны на рис. 5. Впервые аэротепловая съёмка была проведена в сентябре 1982 г., затем в 1988 и 1989 гг. (AGA — Thermovision 680) и в 2010 г. тепловизором высокого разрешения ThermaCam P640.

В 1982 г. на месте обрушения была отмечена кольцевая неоднородность радиусом 35–40 м (рис. 5а), последняя подробно рассмотрена в статье авторов [5].

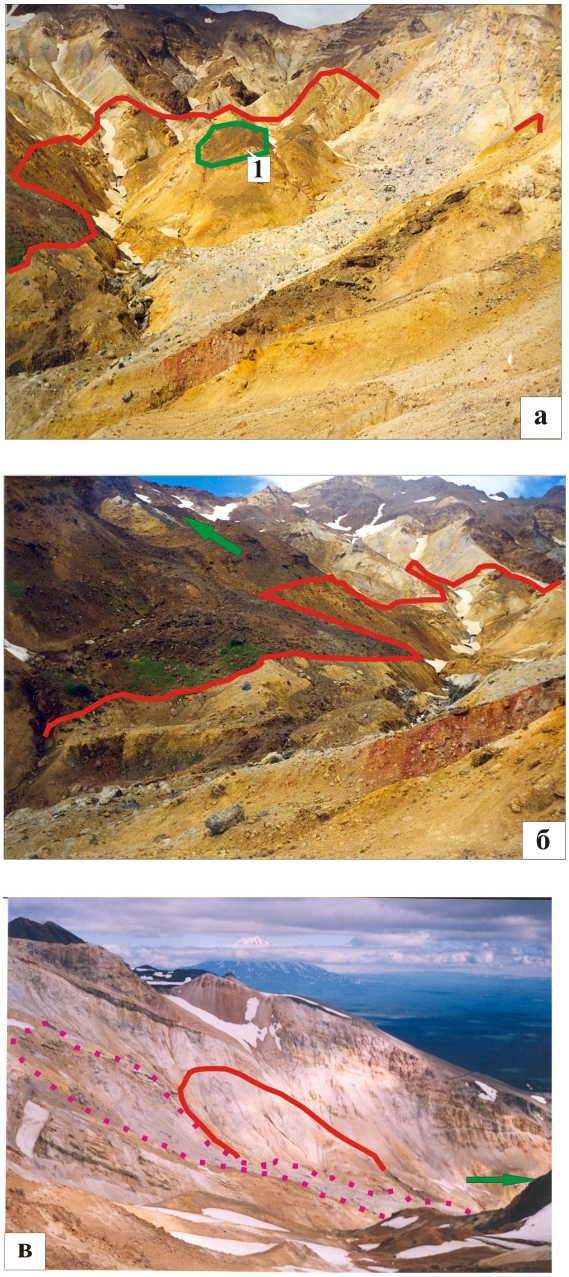


Рис. 3. Контуры обрушения 1982 г. на Северном поле в кратере СК. (а-б фото В. Л. Леонова, 1991 г.), в — фото 1997 г. Примечание. Контур распространения материала обрушения 1982 г. показан сплошной красной линией: а — вид, на ТП 3 с северо-восточной кромки кратера (участок, оставшийся свободным от материала обрушения в 1982 г., показан пунктиром); б — вид на ТП 2 с той же точки; в — вид на ТП 3 с южного перевала вулкана СК (точками показано увеличение к 1997 г. площади обрушения). ТП 1–3 — номера термальных полей. Стрелка — оползень выше ТП 1.

На этой термограмме на ТП 1 видны две фумаролы, обозначенные буквой Ф (Т = 96° С), источник (И) на ТП 2 (в 1982 г. Т = 39° С), ГВ — два грязевых вулканчика, которые образовались на ТП 3 после обрушения 1982 г. на месте мощных фумарол. На рис. 5б видно, что конфигурация термоаномалии в июле 1989 г. заметно отличалась от предыдущей съёмки. Были выявлены заметные изменения: радиационная температура светлых пятен увеличилась вдвое: с 20° С (1982 г.) до 40° С (1989 г.); появились новые прогретые участки в западной стенке цирка. К августу 1997 г. объёмы обрушенного и вынесенного с ТП 3 материала заметно увеличились. В верхней части северной стенки, в цирке, на восточном склоне, в 1997 г. был небольшой источник, русло которого было покрыто железистым осадком. Этот источник также был отмечен по материалам дешифровки ИК-снимков 1989 г. [5]. В 2010 г. ИК-съёмка проводилась с вертолёта МИ-8, с высоты 3000 м С. А. Чирковым (рис. 5в). Максимальная радиационная температура на ТП 3 равна 55° С, что значительно выше, чем в 1989 г. Точки ГВ на ТП 3 чётко фиксировались ИК-съёмкой как в 1982 г., так и в 1989 и 2010 г. На ТП 3 в 2010 г. появилась новая термальная площадка. Наблюдается явное увеличение температуры термоаномалий на ТП 3.

Конус Савича

На рис. 2 приведены снимки 1950 г. (см. рис. 2а) и 1985 г. (см. рис. 2б). На этих снимках конуса можно выделить несколько одинаковых сегментов. Но отдельные сегменты на рис. 2 б смещены относительно рис. 2 а в ту или иную сторону. На этих снимках все фрагменты с одинаковыми номерами равны между собой и для четырёх сегментов (2–5) в 1985 г. наблюдается смещение относительно их положения на снимке 1950 г. Центрирование снимков велось по фрагменту круглого потока (сегмент 0) у подножия конуса Савича. Сегменты смещены: 2 — на восток 14°; 3 — на юго-восток 20°; 4 — на юго-запад 22,5°; 5 — на юг 11°. Место, где изначально находился восточный сегмент 6, показано пунктирной линией, его положение в 1985 г. обозначено сплошной линией (сегмент 7). Смещение сегмента 6 вниз по склону привело к проседанию, в котором долго держится снег (см. рис. 6 б-г). Аналогичное смещение имело место ранее, о чём свидетельствует положение сегмента 1.

В 2009 г. на конусе Савича, при проведении плановых облётов действующих вулканов, было зафиксировано, что его вершинная часть очень сильно парит (фото А. Сокоренко, рис. 6 а-г), в 2010 г. была проведена плановая тепловая аэросъёмка конуса (фото С. А. Чиркова). На снимках сплошной линией показаны смещённые сегменты (плиты), пунктирной — изначальное положение сегментов. Наблюдается проседание внешних склонов конуса. На рис. 6а-д показана величина смещения отдельных сегментов. Смещения сегментов могли быть откликом на сильные землетрясения с $M \geqslant 6{,}8$ (1969, 1971, 1983, 1996, 1997 гг. и др.), т. к. вулкан Кихпиныч несколько раз попадал в зону 6–6,5 баллов.

В 1982 г. на конусе Савича проводился отбор фумарольных газов для их последующего анализа. Заметных парогазовых выходов, пригодных для

Рис. 4. Материал оползней и лахаров, вынесенный по руслу ручья Кислого (фото 1997 г.). Примечание: а — вид с южного перевала вулкана СК: 1 — река Светлая; 2 — в ∼4–5 км от подножия вулкана 3 — в 3–4 км от истока реки Мутной; 4 — в ∼1 км от истока реки Мутной, 5 — устье реки Мутной; б — ручей Кислый в точке 2 (две красные сплошные линии — мощность отдельных участков с псаммитовым материалом), стрелками показаны огромные блоки, вынесенные лахаром; в — ручей Кислый в точке 3 (белые линии со стрелками внутри показывают мощность материала лахаров); г — каолинитовое поле в ∼1 км от истока реки Мутной (площадь ∼1x1 км между рекой Светлой и ручьём Кислым).

отбора газов было немного. Породы на устьях фумарол были изменены до красных глин, некоторые устья парогазовых выходов были окружены мхами, возгонов не было. Отбор газа производился на восточной внутренней стенке кратера ($T = 63°$ С). Газы имели преимущественно воздушный состав с небольшой примесью CO_2 (3,43%), сернистые газы отсутствовали, в отличие от фумарол в кратере СК. (На ТП 1 в 1981 г. в составе газов нижней фумаролы определено 73,64% CO_2, 0,79% H_2S, 5,79% CH_4, см. рис. 5а; а на ТП 3 в 1982 г. — 0,22% H_2; 87,17% CO_2; 0,89% H_2S; 4,56% CH_4). На северо-западной стороне внутренней стенки кратера замеры показали $T = 72 - 76°$ С. В 1981 г. на конусе была отмечена $T = 52°$ С (устное сообщение Г. А. Карпова). Температура в 1997 г. была замерена в $\sim$ 20 точках, где наблюдался выход газа; $T_{max} = 92 - 96°$ С. Наземные исследования кратера Савича 13 августа 2010 г. проводились Я. Д. Муравьёвым и С. А. Чирковым. Тепловизором была замерена температура внутренних склонов кратера Савича, термограмма и фотография одного из участков северо-западного склона показаны на рис. 7в-г. Площадки типа «парящий грунт» имели $T_{max} \sim 75°$ С, на устьях фумарол $T_{max} \sim 110°$ С. В северо-западной части кратера появились белые возгоны, которыми частично покрыты камни и грунт у их основания (см. рис. 7в-г). Ранее в кратере конуса Савича возгоны не наблюдались. Идёт заметное увеличение температуры на термоаномалиях конуса Савича, а так же увеличение площади прогрева верхней части конуса. При сравнении материалов ИК-съёмки 1993 (TIMS, NASA) и 2010 гг. (рис. 7а-б) это видно. На рис. 7б площадь аномалии 5 существенно больше, появилась новая большая термоаномалия 8 на восточном склоне, но исчезла аномалия 6. Изменилась структура аномалий. Сравнивая термограммы можно заключить, что интенсивность в северной части кратера уменьшилась, а в южной увеличилась. Стал теплее восточный склон.

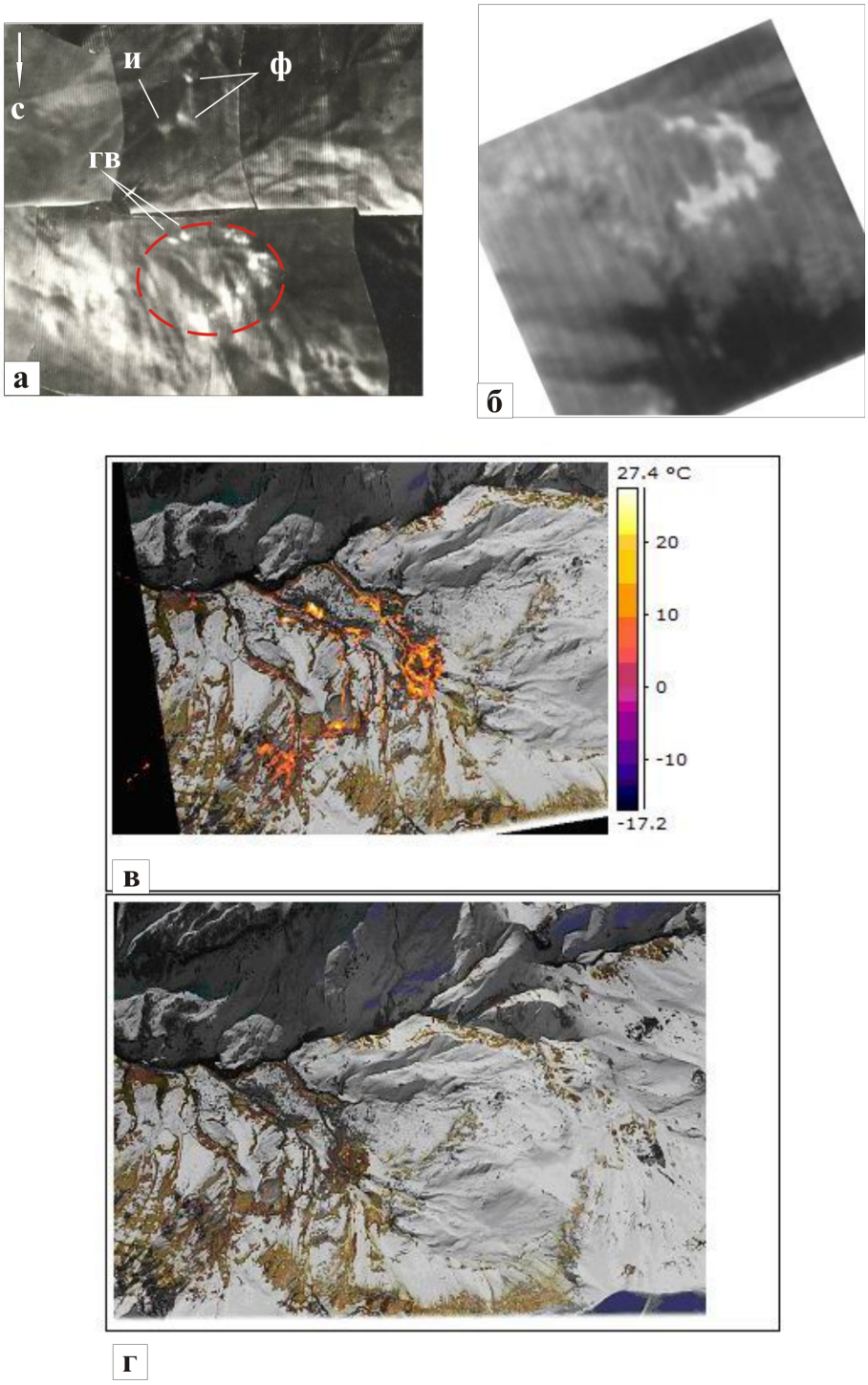


Рис. 5. Данные ИК-съёмки ТП 3 в кратере вулкана СК. Примечание. ИК-съёмка: а — 1982 г., б — 1989 г., в — 2010 г., г — аэрофотосъёмка ТП 3. Пунктирный контур — обрушение 1982 г., Ф — фумаролы ТП 1; И — источник на ТП 2; ГВ — грязевые котлы.

Обсуждение результатов.

Реконструкция истории формирования и динамики активности вулкана Кихпиныч дана в работе [3], общие сведения о вулкане в [2], а долгосрочный прогноз и оценка вулканической опасности для него приведены в [9] и в [8]. Исследователи [9] считают, что вулкан Кихпиныч в настоящее время находится между циклами его вулканической деятельности. Другие исследователи [8] считают прогноз для вулкана Кихпиныч неоднозначным и не исключают, что его современный период покоя не крупный цикл активности, а лишь перерыв в ходе нормальной деятельности конуса Савича. Интервал между извержениями и раньше составлял от 200 до 400 лет,

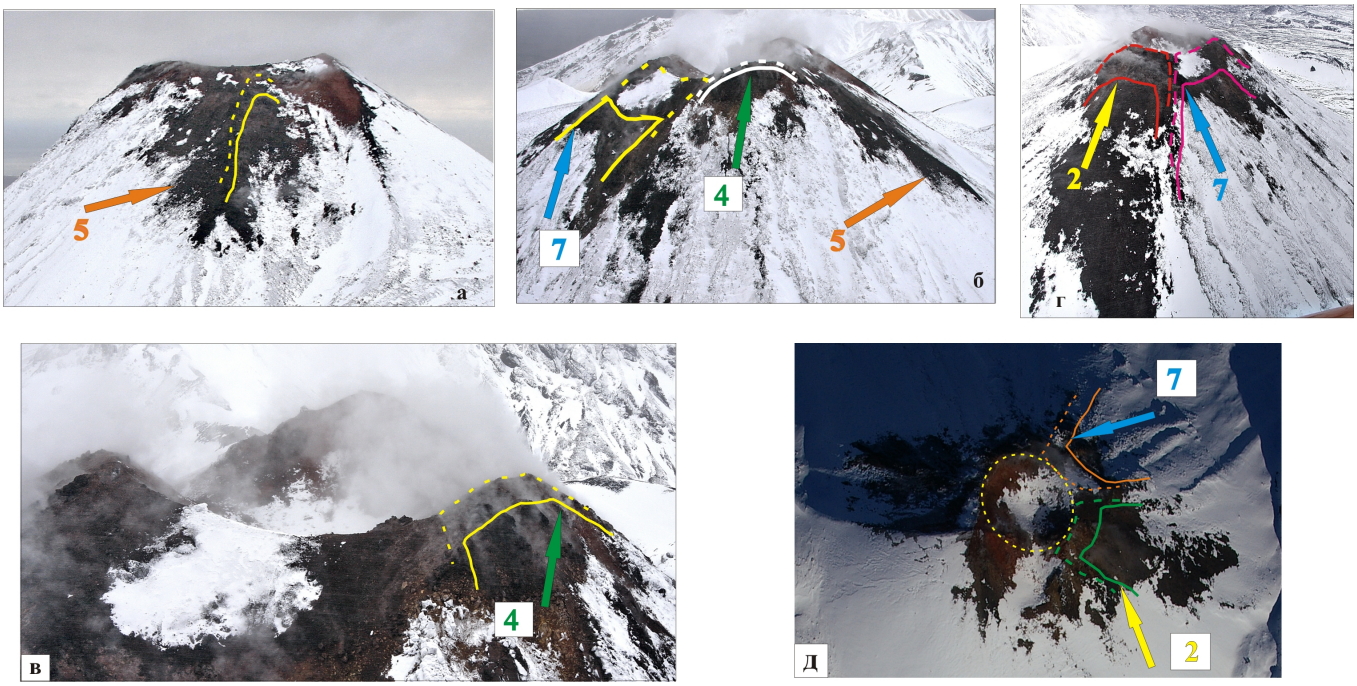


Рис. 6. Конус Савича в 2009–2010 гг. (а-г — 2009 г., фото С. В. Сокоренко, д — 2010 г., фото Чиркова). На всех снимках сплошная линия показывает положение блока на момент съёмки, пунктир — место отрыва блока. Цифра у стрелки соответствует блоку на рис. 2. Каждому блоку соответствует стрелка определённого цвета. Примечание: а-г — сектора: а — западный, б — северный, в — северо-восточный, г — восточный, д — вид сверху, кромку кратера на фото 2010 г. оконтуривает пунктирная линия.

и тогда можно ожидать извержения вулкана Кихпиныч в ближайшем будущем. Авторы данной статьи ранее обращали внимание на то, что в исследуемом районе наблюдается оживление глубинных процессов под вулканом Кихпиныч, выражающееся в усилении термальной деятельности [5–6]. В 2000–2003 г. по [11] было зафиксировано поднятие примерно на 15 см в районе восточного борта Узон-Гейзерной депрессии.

В 2009 г. для реконструкции глубинной структуры Узон-Гейзерной депрессии были организованы геофизические наблюдения методом микросейсмического зондирования. По результатам этих работ [7] получено согласие геометрии обнаруженных глубинных структур с моделью внедрения магмы в верхние горизонты коры, предполагаемой по данным спутниковой интерферометрии. Предполагаемая ими форма современного внедрения магмы определена как тонкий силл, распространяющийся по ослабленным зонам земной коры.

В заключение отметим, что процессы, происходящие в районе кратера вулкана Старый Кихпиныч и на конусе Савича, свидетельствуют об усилении процессов, идущих под вулканом на глубине. Конус Савича требует к себе пристального внимания, т. к. за последнее время заметно усилились следующие процессы: 1 — резко повысилась температура в верхней части конуса; 2 — появились новые большие прогретые площадки на склонах конуса; 3 — появились белые возгоны в северо-западном секторе кратера, которых там ранее не было.

Посещая кратер вулкана Старый Кихпиныч, нужно помнить о возможности обрушений и оползней, которые неоднократно происходили за 30 лет. Нельзя исключать возможность лахаров, аналогичных тому, который произошёл в 1997 г. с восточной стороны вулкана по ручью Кислому.

Список литературы

1. *Белоусов В. И.* Геология гидротермальных полей в областях современного вулканизма. М.: Наука, 1978. 137 с.
2. *Брайцева О. А., Флоренский И. В., Волынец О. Н.* Вулкан Кихпиныч // Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука, 1991. Том. 2. С. 74–91.
3. *Брайцева О. А., Флоренский И. В., Пономарёва В. В. и др.* История активности вулкана Кихпиныч в голоцене // Вулканология и сейсмология. 1985. № 6. С. 3–19.
4. *Зобин В. М., Гордеев.Е.И., Синельникова Л. Г. и др.* Землетрясения Камчатки и Командорских островов // Землетрясения в СССР в 1982 г. М.: Наука, 1985. С. 83–94, 223–243.
5. *Карданова О. Ф., Дубровская И. К.* Состояние кратера вулкана Старый Кихпиныч с 1980 по 1989 гг. // Вулканология и сейсмология. 1994. № 1. С. 19–33.
6. *Карданова О. Ф., Дубровская И. К.* Морфологические изменения на термальных полях Кихпинычского долгоживущего вулканического центра // Материалы ежегодной конференции, посвящённой дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский, 2005. С. 59–69.
7. *Кугаенко Ю. А., Горбатиков А. В., Салтыков В. А., Степанова М. Ю.* Первые результаты исследования структуры земной коры под районом Узон-Гейзерной

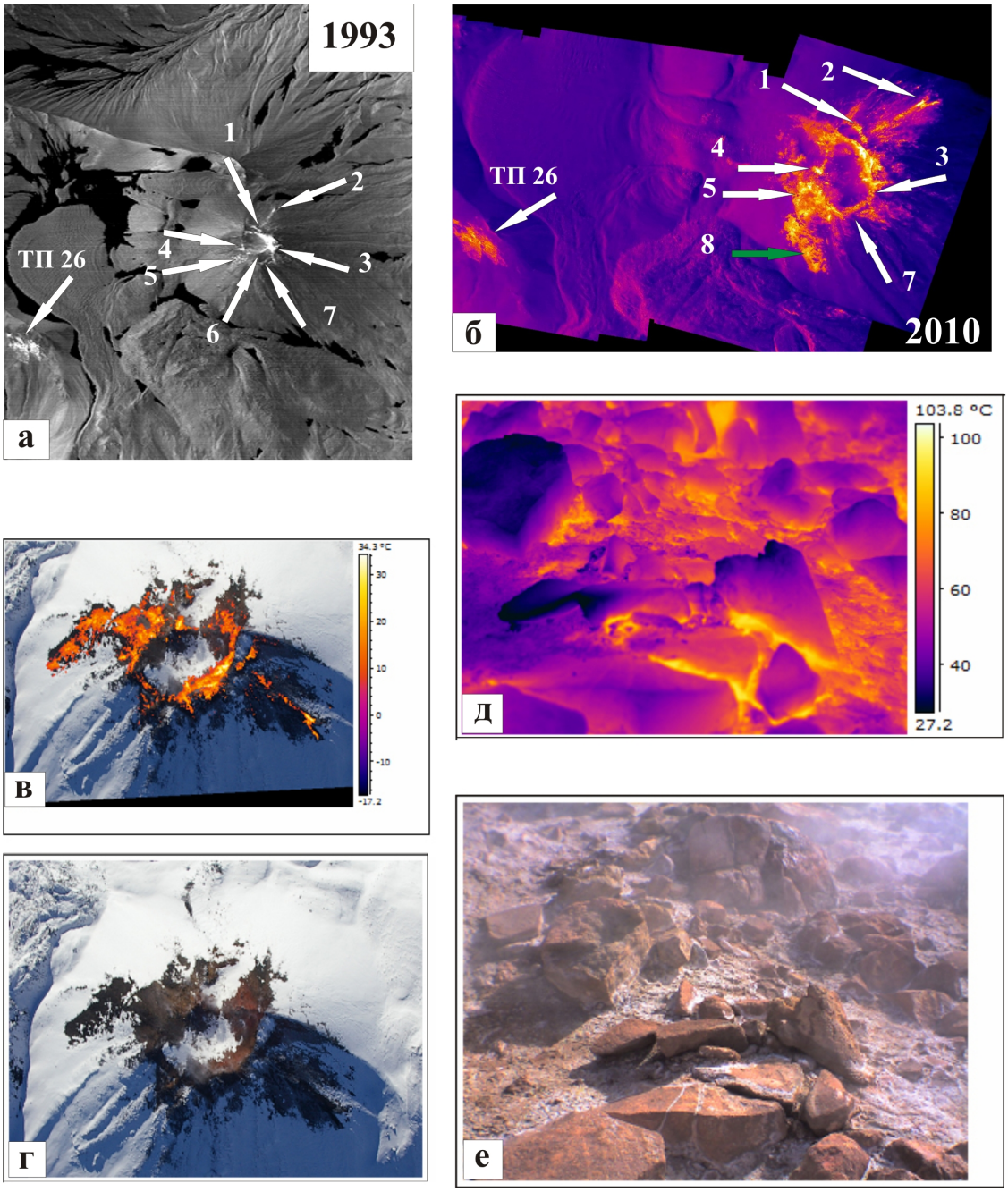


Рис. 7. ИК-съёмка конуса Савича. Примечание: а — съёмка 1993 г., б — термоаномалии в 2010 г. (стрелками 1–8 показаны отдельные термоаномалии), в — вид конуса с наложением ИК — съёмки; г — аэрофотосъёмка кратера, д — фрагмент наиболее горячего участка внутри кратера (ИК-съёмка), е — фото фрагмента д (видны белые возгоны на камнях и грунте).

вулкано-тектонической депрессии методом микросейсмического зондирования // Материалы конференции, посвящённой дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский, 2010. С. 157–166.

8. Новейший и современный вулканизм на территории России. М.: Наука, 2005. 604 с.
9. *Пономарёва В. В., Брайцева О. А.* Вулканическая опасность для района Кроноцкое озеро — Узон — Долина Гейзеров // Вулканология и сейсмология. 1990. № 1. С. 27–44.
10. *Сугробова Н. Г., Сугробов В. М.* Изменения режима термопроявлений Долины Гейзеров под влиянием циклона «Эльза» // Вопросы географии Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1985. Вып. 9. С. 88–94.
11. *Lundgren P., Lu Zh.* Inflation model of Uzon caldera, Kamchatka, constrained by satellite radar interferometry observations // Geophysical Research Letters, 2006. Vol. 33, L06 301, doi:10.1029/2005GL025181.

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

Петропавловск-Камчатский
ИВиС ДВО РАН, 2012 г.

УДК 550.4: 551/2(571.6)

А. В. Колосков

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

Изотопно-геохимические характеристики позднекайнозойских вулканитов северо-востока Азиатской окраины и проблемы субдукционной геодинамики

Особенности изотопного состава проявлений позднекайнозойского вулканизма Курило-Камчатского и Беринговоморского регионов анализируются в рамках концепции плюмовой геодинамики.

Введение

В островодужных системах изотопная систематика вулканических пород прямо или косвенно связывается с субдукционной моделью, которая подразумевает взаимодействие двух основных компонентов: 1 — поддвигаемой океанической плиты (океаническая кора и расплавы, образующиеся при её плавлении, океанические осадки и флюиды, выделяющиеся при дегидратации океанической плиты) и 2 — мантийного клина, в той или иной степени модернизированного процессами рециклинга или мантийного метасоматоза [13, 16, 24]. В этих системах нередко наблюдается сочетание вулканитов с «островодужными» и «внутриплитными» геохимическим признаками. Наиболее распространённым сценарием, в таком случае, является образование островодужного типа вулканитов, как результат обычного субдукционного механизма, а внутриплитный тип базальтоидов связывается либо с некоторой геохимической аномалией, как отражение присутствия добавочного компонента OIB-типа [13, 16] в мантийном источнике, либо рассматривается, как результат совмещение двух механизмов — субдукции океанической плиты и подъёма мантийных диапиров по принципу «slab-window» [31]. Обширный материал по изотопному составу четвертичных вулканических пород Камчатки интерпретируется на корреляционной диаграмме $^{143}Nd/^{144}Nd$–$^{87}Sr/^{86}Sr$ в рамках трехкомпонентной модели [13]. Одним компонентом при этом является мантийный источник ($^{87}Sr/^{86}Sr < 0{,}7031$ и $^{143}Nd/^{144}Nd \sim 0{,}5131$), подобный слегка обедненной мантии Тихоокеанского срединно-океанического хребта (NMORB). Он осложняется добавкой компонента типа базальтов океанических островов (OIB) в тыловой части дуги. Второй компонент с возрастающими значениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ при неизменных характеристиках $^{143}Nd/^{144}Nd$, отражает состав флюида, отделяющегося от поддвигаемой плиты. Состав его, однако, не может превышать значения соответствующих компонентов для Тихоокеанских MORB. Наконец, третий источник, который характеризуется понижением радиогенности неодима и повышением Sr-изотопных отношений, образовался, вероятно, при смешении с обогащенным мантийным компонентом. Неясным, однако, остаётся состав и источники этого обогащенного компонента. Ниже изотопно-геохимические характеристики (изотопные отношения Sr, Nd, Pb) позднекайнозойских вулканитов северо-востока Азиатской окраины будут рассмотрены на основе анализа локальных изотопно-геохимический аномалий.

Мантийные плюмы в процессах магмообразования на Восточно-Азиатской окраине

В современных петрологических моделях островодужного вулканизма так или иначе используются данные, касающиеся поперечной изотопно-геохимической зональности. Наличие такой зональности, которая коррелируется с глубиной до сейсмофокальной зоны, является важным аргументом в пользу постулируемого субдукционного механизма.

В работе [5] на основании анализа характера распространения плиоцен — четвертичных вулканитов Камчатки, имеющих различные Sr-изотопные характеристики, показано, что корреляционной зависимости Sr-изотопных составов вулканитов от глубины до сейсмофокальной зоны не существует. Вместо этого мы видим ряд локальных аномалий с повышенной радиогенностью Sr для Камчатки и пониженной для Беринговоморского региона. Эти аномальные области совпадают с контурами «вихревых» структур, выделенных [6] на основании закономерного пространственного расположения ксенолит-содержащих вулканитов. Более того, центры проявления вулканитов с так называемыми «адакитоподобными» характеристиками определенно тяготеют к краевым зонам этих анома-

лий [7]. Адакиты и ассоциирующие с ними магнезиальные андезиты обычно рассматриваются, как возможные петролого-геохимические индикаторы процессов плавления молодой (<25 млн. лет) или более древней, но подвергшейся деструкции и влиянию астеносферной мантии, субдуцируемой океанической плиты [15, 35]. Локальные структурные, тепловые и вещественные аномалии, сопровождающие проявления вулканизма в некоторых островных дугах рассматриваются на основе модели «hot finger» [29] — инъекции астеносферного потока в мантийный клин и подъёма отдельных «капель» — диапиров. Однако, если мы имеем сопряжённость трёх, казалось бы, независимых друг от друга факторов: пространственное распределение вулканических центров с находками ксенолитов ультрамафитов (трассеры структур вихревого типа), аномалии Sr -изотопных составов и развитие пород «адакитового типа», то для объяснения такой зависимости требуется более универсальная модель.

Структуры вихревого типа являются наиболее общим поверхностным отражением плюмовой геодинамики [1, 6]. Они, по сути дела, являются следствием глубинных процессов теплового, механического и вещественного взаимодействия мантийных плюмов (диапиров) и низов литосферной мантии. Происходит существенная ремобилизация мантийного материала — метасоматическая переработка, вторичная перекристаллизация и плавление, вынос радиогенного стронция. Поверхностное выражение этих процессов мы и наблюдаем на рассмотренных примерах.

Во многих петрологических моделях происхождения островодужного вулканизма присутствие изотопно-геохимического компонента Тихоокеанского MORB-типа является важным аргументом в пользу выводов о связи вулканизма этих регионов с механизмом субдукции тихоокеанской литосферы [13, 24, 32].

Материалы по изотопии свинца и неодима (рис. 1а) свидетельствует о том, что в составе камчатских вулканитов находит своё отражение мантия MORB Индийского (I-MORB), а не Тихоокеанского типа (T-MORB). Подобные выводы можно сделать в отношении Курило-Южно-Охотоморского региона при рассмотрении такой же диаграммы на рис. 1б. Действительно, точки изотопных составов для основных вулканитов среднемиоценового-голоценового возраста о-ва Кунашир, четвертичных вулканов Бараний и Богдана Хмельницкого (о-в Итуруп), образцов драгированных подводных вулканов Курильской котловины располагаются в поле I-MORB. С другой стороны, изотопные характеристики вулканитов Командорско-Алеутской островодужной системы (в возрастном интервале от палеогена до современного) соответствуют уже полю T-MORB. Составы вулканитов Беринговоморского бассейна по изотопии свинца разделились — часть их относится к полю I-MORB, а часть — к T-MORB.

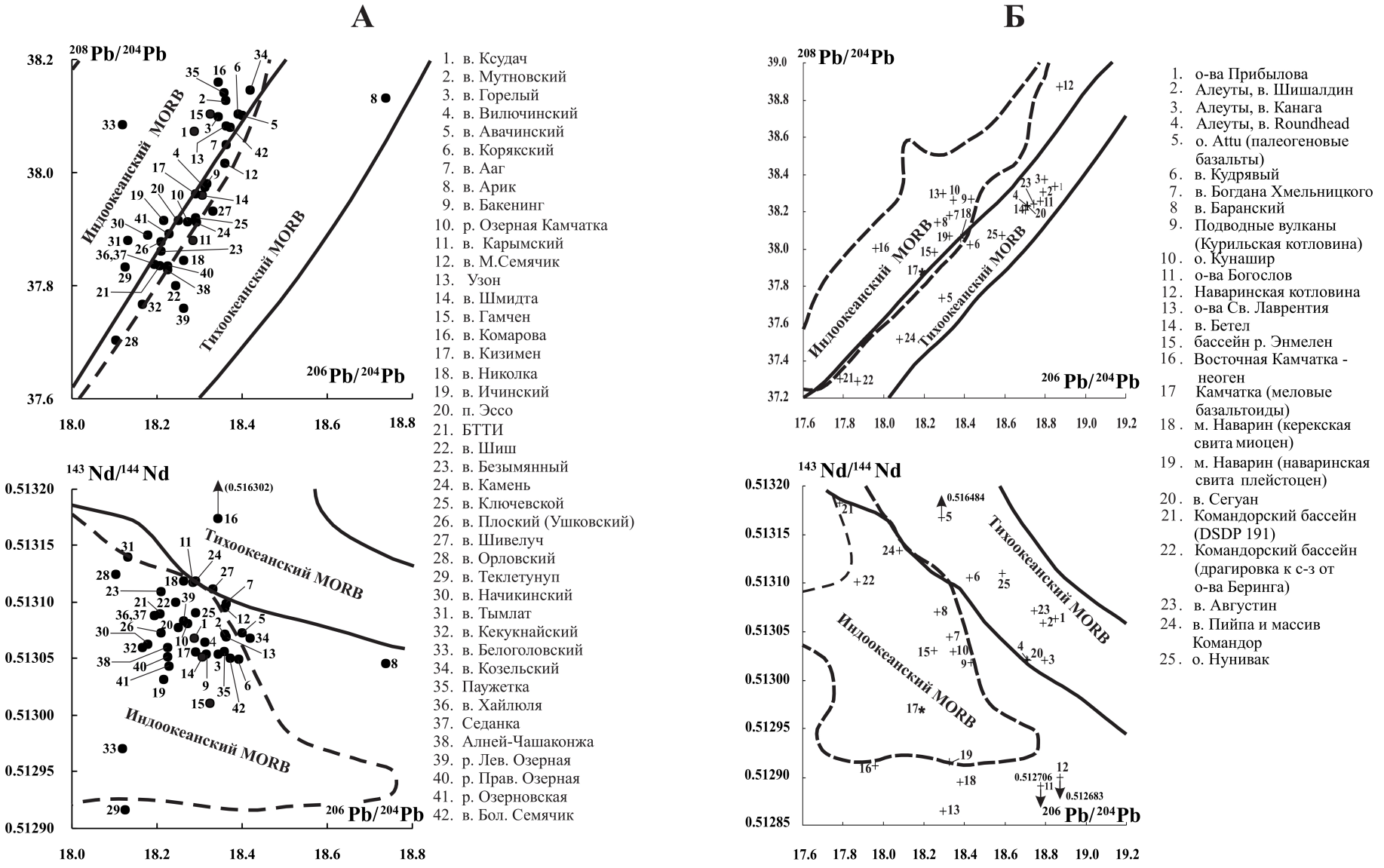
Что касается Камчатских базальтоидов, то по своим изотопным характеристикам проявления вулканизма верхнемелового-палеоценового и позднемиоцен-плиоценового возраста также характеризуются участием мантийного источника I-MORB типа (рис. 1б).

Общая картина проявления изотопных аномалий в пределах рассматриваемых регионов представлена на рис. 2. Блок-диаграмма (рис. 3) даёт картину интерпретации наиболее существенных глубинных неоднородностей в виде двух мантийных доменов Индоокеанского и Тихоокеанского типов. Необходимо говорить о существенно разных мантийных источниках, проявившихся в составе вулканитов Курило-Камчатского и Беринговоморского регионов, с одной стороны, и Алеутско-Командорского, с другой.

Характеристики различных мантийных доменов начинают проявляться на Камчатке, начиная с верхнемелового, а на Курилах [8] с миоценового времени.

Повышенная радиогенность Sr, высокие отношения $^{208}Pb/^{204}Pb$ и $^{207}Pb/^{204}Pb$ (при фиксированных значениях $^{206}Pb/^{204}Pb$) большой группы вулканических пород на западной окраине Пацифики иногда рассматриваются в рамках известной DUPAL-аномалии Южной хемисферы [18]. Так, модель «DUPAL-подобной» астеносферы была предложена для объяснения особенностей изотопно-геохимического состава вулканитов Восточной Азии и Западной Пацифики [17]. Мантийные домены с характеристиками Индоокеанских MORB (I-MORB) были выделены под Ю-З Пацификой [14], С-В Японией, Японским и Южно-Китайским морями [19, 30], под островом Кунашир и южной Камчаткой [8]. На основании данных по изотопии Hf и Nd в островодужных вулканитах сделан вывод о наличии мантийного домена «Индийского типа» в Камчатском мантийном клине [26]. В статье [25] приводится схема существования двух разделяющихся по изотопным характеристикам мантийных доменов: Тихоокеанского (внутреннего) и Индоокеанского (внешнего). Граница между этими доменами для северной части Пацифики проходит вдоль Японского и Курило-Камчатского желобов, затем по северной части подводного хребта Ширшова, отделяет Командорскую котловину и уходит далее в сторону Северной Америки. При этом она хорошо совпадает с рисовкой подобной границы на рис. 2. Сходная картина для границ этой аномальной зоны была представлена в форме «Тихоокеанской и циркум-Тихоокеанской DUPAL-области» в работе [11].

Авторы по-разному объясняют причины сосуществования этих мантийных источников. По данным [19], обогащенный компонент с характеристиками «DUPAL-аномалии» внедрился в астеносферу под Филиппинской плитой из более глубинной мантии около 60 млн. л. н. Присутствие DUPAL-подобных изотопных составов объясняется также варьирующим притоком мантии Индийского океана



1. в. Ксудач
2. в. Мутновский
3. в. Горелый
4. в. Вилючинский
5. в. Авачинский
6. в. Корякский
7. в. Ааг
8. в. Арик
9. в. Бакенинг
10. р. Озерная Камчатка
11. в. Карымский
12. в. М.Семячик
13. Узон
14. в. Шмидта
15. в. Гамчен
16. в. Комарова
17. в. Кизимен
18. в. Николка
19. в. Ичинский
20. п. Эссо
21. БТТИ
22. в. Шиш
23. в. Безымянный
24. в. Камень
25. в. Ключевской
26. в. Плоский (Ушковский)
27. в. Шивелуч
28. в. Орловский
29. в. Теклетунуп
30. в. Начикинский
31. в. Тымлат
32. в. Кекукнайский
33. в. Белоголовский
34. в. Козельский
35. Паужетка
36. в. Хайлюля
37. Седанка
38. Алней-Чашаконжа
39. р. Лев. Озерная
40. р. Прав. Озерная
41. р. Озерновская
42. в. Бол. Семячик

1. о-ва Прибылова
2. Алеуты, в. Шишалдин
3. Алеуты, в. Канага
4. Алеуты, в. Roundhead
5. о. Attu (палеогеновые базальты)
6. в. Кудрявый
7. в. Богдана Хмельницкого
8. в. Баранский
9. Подводные вулканы (Курильская котловина)
10. о. Кунашир
11. о-ва Богослов
12. Наваринская котловина
13. о-ва Св. Лаврентия
14. в. Бетел
15. бассейн р. Энмелен
16. Восточная Камчатка - неоген
17. Камчатка (меловые базальтоиды)
18. м. Наварин (керекская свита миоцен)
19. м. Наварин (наваринская свита плейстоцен)
20. в. Сегуан
21. Командорский бассейн (DSDP 191)
22. Командорский бассейн (драгировка к с-з от о-ва Беринга)
23. в. Августин
24. в. Пийпа и массив Командор
25. о. Нунивак

Рис. 1. Соотношение изотопов 208Pb/204Pb — 206Pb/204Pb и $^{143}Nd/^{144}Nd$ — 206Pb/204Pb в четвертичных базальтоидах Камчатского (а), Беринговоморского, Охотоморского регионов, а также верхнемеловых-палеоценовых и миоценовых вулканитов Камчатки (б). Использованы материалы из [3, 9, 10, 12, 21–23, 33–35] и банк данных из [27]. Поля по [20].

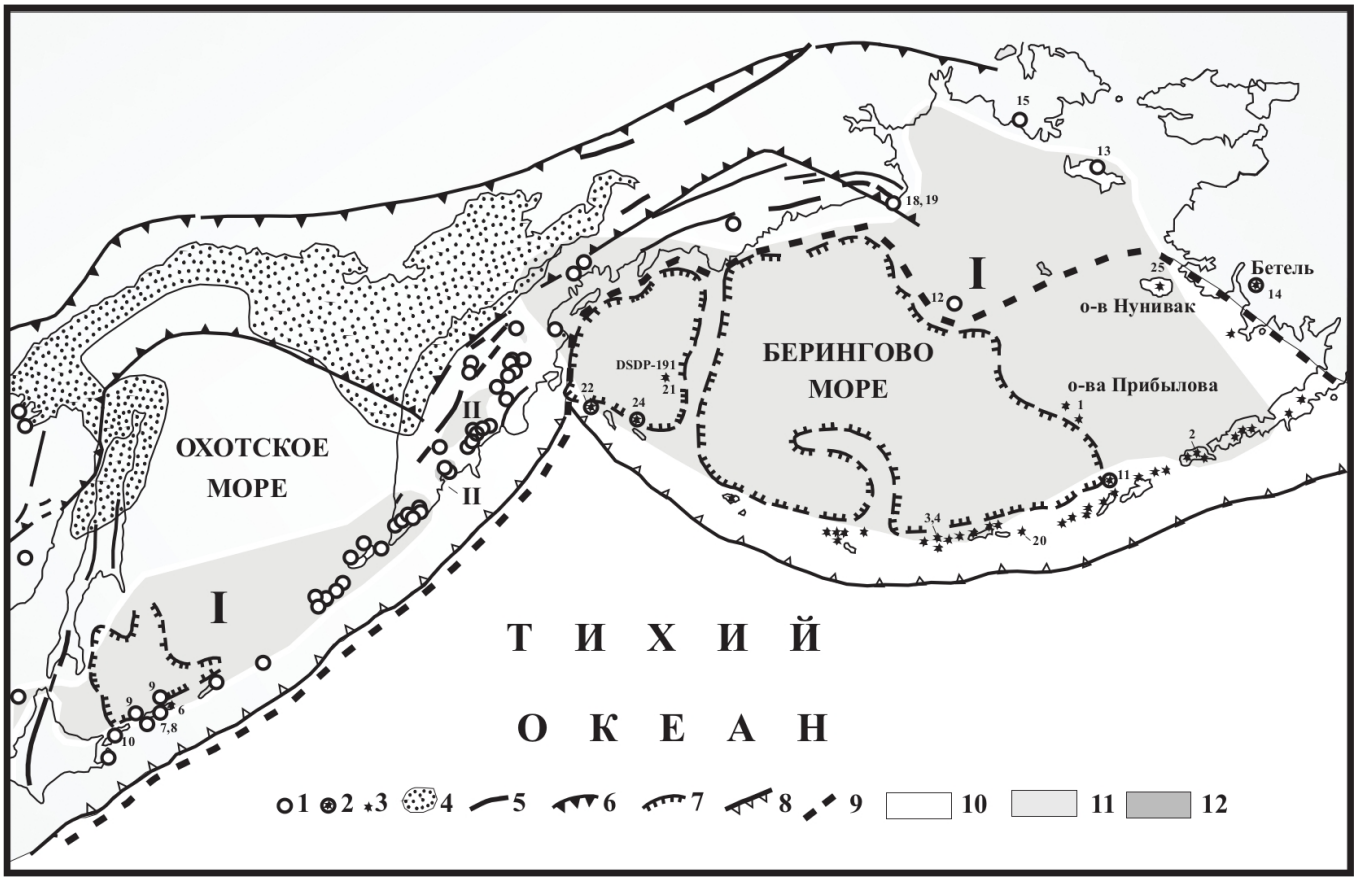


Рис. 2. Характер проявления вулканических пород с различными изотопными составами и локальные изотопные аномалии для Охотоморского, Камчатского и Беринговоморского регионов. 1–3 — вулканические центры с мантийными изотопными характеристиками I-MORB (1), промежуточных (2) и T-MORB типов (3); 4 — позднекайнозойские впадины; 5 — тектонические нарушения; 6 — границы Восточно-Азиатского грабенового пояса по [2]; 7 — границы глубоководных впадин; 8 — глубоководные жёлоба; 9 — граница различных мантийных доменов: 10 — тихоокеанского, 11 — индоокеанского типов; 12 — локальные аномалии Sr-изотопного состава [6–7].

Рис. 3. Блок-диаграмма распространения различных мантийных доменов и соответствующих им конвективных ячеек под Курило-Камчатским регионом.

или влиянием эндогенных мантийных плюмов [11, 30]. Sr-изотопные аномалии типа II, по-видимому, являются унаследованными ещё с позднемелового времени, аномалии I-типа наиболее молодые, связанные с образованием глубоководных впадин Охотоморской и Командорской. Наиболее полное объяснение они находят в рамках плюмовой геодинамики [6].

Заключение

1. Проведено обобщение большого объёма материалов по изотопно-геохимическому составу позднекайнозойских вулканитов Курило-Камчатского и Беринговоморского регионов.

2. Показано, что под Камчаткой, Курилами и значительной частью Беринговоморского бассейна выделяются локальные изотопные аномалии, которые можно рассматривать, как отражение мантийного домена Индоокеанского типа. При этом Командорско-Алеутская островная дуга относится к Тихоокеанскому домену.

3. В пределах Камчатского региона изотопные аномалии отражают существование мантийного домена I-MORB типа, начиная с верхнемелового, а на Курилах — с миоценового времени.

4. Sr-изотопные аномалии в пределах Беринговоморского и Южно-Охотоморского бассейнов являются наложенными — более молодыми и соответствуют времени образования этих бассейнов. Возникновение этих локальных аномалий является следствием участия мантийных плюмов в процессах магмогенерации.

5. Следует говорить о глобальной изотопно-геохимической мантийной неоднородности, которая ожерельем окружает континентальную окраину Пацифики, по крайней мере, с позднемелового времени.

6. Длительное пространственно-временное сочетание мантийных доменов Индоокеанского и Тихоокеанского типов может внести существенные коррективы в наши представления о террейновой и субдукционной геодинамике на границе этих доменов.

Список литературы

1. *Аносов Г.И., Колосков А.В., Флёров Г.Б.* Особенности проявления ультрамафитов Камчатского региона с позиций вихревой геодинамики. В сб. «Вихри в геологических процессах». 2004. Петропавловск-Камчатский. С. 129–200
2. *Варнавский В.Г., Малышев Ю.Ф.* Восточно-Азиатский грабеновый пояс // Тихоокеанская геология. 1986. №3. С. 3–13
3. *Волынец О.Н., Колосков А.В., Ягодзински Дж. М. и др.* Бонинитовая тенденция в лавах подводного вулкана Пийпа и его обрамления. (Западная часть Алеутской дуги). 1. Геология, петрохимия, минералогия). // Вулканол. и сейсмол. 1992. №1. С. 3–23
4. *Волынец О.Н., Карпенко С.Ф., Кэй Р.У. и др.* Изотопный состав поздненеогеновых K-Na щелочных базальтоидов Восточной Камчатки: отражение гетерогенности мантийного источника магм. // Геохимия. 1997. N 10. С. 1005–1018.
5. *Колосков А.В.* Изотопно-геохимическая неоднородность плиоцен-четвертичных вулканитов Камчатки, геометрия субдукционной зоны, модель флюидно-магматической системы // Вулканология и сейсмология. 2001. №6. С. 16–42.
6. *Колосков А.В.* Особенности проявления позднекайнозойского магматизма на Восточно-Азиатской окраине в рамках концепции «вихревой геодинамики». В сб. «100-летие Камчатской экспедиции Русского географического общества 1908–1910 гг.» Петропавловск-Камчатский. 2009. С. 150–158
7. *Колосков А.В.* Ещё раз о мантийных ксенолитах. В сб. «Вулканизм и связанные с ним процессы». Материалы конференции, посвящённой Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский. 2011. С. 50–52
8. *Мартынов Ю.А., Кимура Дж. И., Мартынов А.Ю. и др.* Присутствие мантии индийского MORB — типа под Курильской островной дугой: результаты изотопных исследований мафических лав о-ва Кунашир. // Петрология. 2012. Т. 20. №1. С. 102–110
9. *Перепёлов А.Б., Татарников С.А., Павлова Л.А. и др.* Neb-адакитовый вулканизм Камчатки: новые изотопные геохронологические и минералого-геохимические данные, условия развития. В сб. «Новые горизонты в изучении процессов магматизма и рудообразования». М., 2010. С. 136–137
10. *Федоров П.И., Колосков А.В., Ляпунов С.М.* Геохимия и петрология позднекайнозойских вулканитов мыса Наварин (восток Корякского нагорья). // Геохимия. 1993. №9. С. 1284–1296
11. *Филатова Н.И.* Щелочной вулканизм восточной окраины Евразии, как отражение Тихоокеанского суперплюма. // ДАН. 2002. Т. 383. №3. С. 378–384
12. *Akinin V.V., Sobolev A.V., Ntaflos T. et al.* Clinopyroxene megacrysts Enmelen melanephelinitic volcanoes (Chukchi Peninsula, Russia): application to composition and evolution of mantle melts. // Contrib. Mineral. Petrol. 2005. Vol. 150. P. 85–101
13. *Churikova T., Dorendorf F., and Woerner G.* Sources and fluids in mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation. // J. Petrology. 2001. 42. P. 1567–1593.
14. *Crawford A.J., Briqueu L., Laporte C. et al.* Coexistence of Indian and Pacific upper mantle reservoirs beneath the Central New Hebrides island arc // Geophys. Monogr. 1995. 88.
15. *Defant M.J., Drummond M.S.* Mount St. Helens: potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc // Geology, 1993, Vol. 21. P. 547-550.
16. *Dorendorf F., Churikova T., Koloskov A. et al.* Late Pleistocene to Golocene activiti at Bakening volcano and surrounding monogenetic centers (Kamchatka): volcanic geology and geochemical evolution // J. Volcan. Geotherm. Res. 2000, Vol. 104. P. 131–151
17. *Flower M.F.J., Tamaki K., Hoang N.* Mantle extrusion: a model for dispersed volcanism and Dupal-like asthenosphere in East Asia and the West Pacific. In: Flower M.F.J., Chung S.L., Lo C.H., Lee T.Y. (Eds.), Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia. American Geophysical Union, Geodynamics. Series 1998. N. 27. P. 67–88.
18. *Hart S.R.* Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. Vol. 90. P. 273–297.
19. *Hickey Vargas R.* Isotope characteristic of submarine lavas from the Philippine Sea; implication for the origin of arc and basin magmas of the Philippine Sea plate // Earth and Planet. Sci. Let. 1991. Vol. 107. P. 290–304
20. *Hofmann A.W.* Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. 1997. Vol. 385 (16). P. 219–229
21. *Kay R.W., Sun S.S., Lee-Hu C.N.* Pb and Sr isotopes in volcanic rocks from the Aleutian Islands and Pribilof Islands, Alaska // Geochim. Cosmochim. Acta, 1978. 42. P. 263–273
22. *Kepezhinskas P.*K., *Defant M.J., Drummond M.S.* Na Metasomatism in the Island-Arc Mantle by Slab Melt-Peridotite Interaction: Evidence from Mantle Xenoliths in the North Kamchatka Arc // J. Petrology. 1995. Vol. 36 (6). P. 1505–1527
23. *Kepezhinskas P., Mc Dermott F., Defant J. et al.* Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka Arc petrogenesis. // Geochim. Cosmochim Acta. 1997. Vol. 61. No 3. P. 577–600
24. *Kersting A.B., Arculus R.J.* Pb isotope composition of Klyuchevskoy volcano, Kamchatka and North Pacific sediments: Implications for magma genesis and crystal recycling in the Kamchatkan arc. // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. Vol. 135. P. 133–148
25. *Machida S., Hirano N., Kimura J.* Evidence for recycled plate material in Pacific upper mantle unrelated to plumes. // Geochim. Cosmochim. Acta. 2009. Vol. 73. P. 3028–3037.

26. *Munker C., Worner G., Yogodzinski G. et al.* Behaviour of high field strength elements in subduction zones: constraints from Kamchatka-Aleutian arc lavas. // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. Vol. 224. P. 275–293

27. *Portnyagin M., Bindeman I., Hoernle K. et al.* Geochemistry of primitive lavas of the Central Kamchatka Depression: Magma generation at edge of the Pacific Plate. In: Eichelberger J., (eds) Volcanism and tectonics of the Kamchatka peninsula and adjacent arcs. Geophys Monograph Series. 2007. 172. P. 199–239

28. *Portnuyagin M., Savelyev D., Hoemle* K. *et al.* Mid-Cretaceous Hawaiian Tholeiites preserved in Kamchatka // Geology. 2008. Vol. 36. No 11. P. 903–906

29. *Tamura Y., Tani* K., *Chang Q. et al.* Wet and Dry Basalt MAGMA Evolution at Torishima Volcano, Izu-Bonin Arc, Japan: the Possible Role of Phengite in the Downgoing Slab // J. Petrology. 2007. Vol. 48 (10). P. 1999–2031

30. *Tatsumoto M., Nakamura Y.* DUPAL anomaly in the Sea of Japan: Pb, Nd, and Sr-isotopic variations at the eastern Eurasian continental margin // Geochim. Cosmochim. Acta. 1991, Vol. 55. P. 3697–3708.

31. *Volynets* O.*N.* Geochemical Types, petrology and genesis of Late Cenozoic volcanic rocks from the Kurile-Kamchatka island-arc system // Intern. Geol. Rev. 1994. Vol. 36. N. 4. P. 373–405

32. *Volynets A., Churikova T., Wörner G. et al.* Mafic Late Miocene — Quaternary volcanic rocks in the Kamchatka back arc region: implications for subduction geometry and slab history at the Pacific-Aleutian junction // Contrib. Mineral. Petrol. 2010. Vol. 159. №5. P. 659–687.

33. *Yogodzinski G. M., Volynets O. N., Koloskov A. V. et al.* Magnesian Andesites and the Subduction Component in a Strongly Calc-Alkaline Series at Piip Volcano, Far Western Aleutians / J. Petrology. 1994. 35 (1). P. 163–204.

34. *Yogodzinski G. M., Kay R. W., Volynets O. N. et al.* Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region: Implications for slab melting and processes in the mantle wedge. GSA Bulletin; 1995. Vol. 107. NO 5. P. 505–519

35. *Yogodzinski G. M., Lee J. M., Churikova T. G. et al.* Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges. // Nature. 2001. Vol. 409. P. 500–504

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

Петропавловск-Камчатский
ИВиС ДВО РАН, 2012 г.

УДК 551.21

В. Л. Леонов[1], И. Н. Биндеман[2], А. Н. Рогозин[1]

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

[2] *Университет штата Орегон, США*

Новые данные о вулканизме, предварявшем суперизвержение и формирование кальдеры Карымшина (Южная Камчатка)

В работе рассмотрены особенности вулканизма, который проявился на Южной Камчатке перед тем, как там произошло суперизвержение и сформировалась кальдера Карымшина. Выделены и охарактеризованы вулканические постройки, которые существовали в районе перед суперизвержением. Приведены данные о их возрасте, петрохимии и изотопии кислорода пород, слагающих эти постройки. Показано, что перед формированием кальдеры в районе длительное время проявлялся кислый вулканизм и, по-видимому, существовали близповерхностные магматические очаги. Приведенные данные свидетельствуют, что формирование магматического очага в недрах района, с которым было связано суперизвержение, шло со значительным участием коровой ассимиляции.

Введение

В настоящей работе рассмотрены особенности вулканизма, который проявился на Южной Камчатке перед тем, как там сформировалась кальдера Карымшина. Кальдера, имеющая размеры 15×25 км, была открыта в 2007 г. [2]. Тогда же был рассчитан примерный объём изверженных продуктов, выброшенных при формировании этой кальдеры — он составил около 825 км^3 или по массе — $2 \cdot 10^{15}$ кг. Это позволило рассматривать кальдеру Карымшина как крупнейшую из известных до сих пор на Камчатке и относить её к супервулканам [17].

Крупнейшие вулканические извержения на Земле (суперизвержения) влияют на климат, на жизнь на планете, они способны привести к глобальным катастрофам [11, 19, 23]. Магматические очаги супервулканов, имеющие огромные размеры, являются как источниками тепла для современных гидротермальных систем, так и источниками вещества для процессов рудообразования. Как возникают такие магматические очаги? Какие процессы происходят в них и приводят к суперизвержениям? Можно ли обнаружить предвестники грядущих суперизвержений? Ответы на эти вопросы ищут многие учёные в разных странах [10, 16, 20, 22, 24].

В последние годы нами было проведено изучение разрезов вулканогенных отложений и Ar-Ar датирование пород, связанных с кальдерой Карымшина [3, 14]. Вулканогенные толщи района, относящиеся до сих пор к единому Карымшинскому комплексу, были расчленены. Было выделено, по крайней мере, три этапа кислого вулканизма, проявившегося в плиоцене — раннем плейстоцене на Южной Камчатке [4]. Возраст кальдеры Карымшина был определён в 1,78 млн лет [14].

В данной работе впервые выделены и охарактеризованы вулканические постройки, которые существовали в районе, где сформировалась кальдера Карымшина, непосредственно перед тем, как произошло суперизвержение (рис. 1). Впервые приводятся данные о геохимии и изотопии кислорода для пород, слагающих докальдерные вулканы. Сделан вывод, что формирование кальдеры Карымшина произошло в районе, где перед этим длительное время (в течение всего плиоцена) проявлялся кислый вулканизм. Это и привело, в итоге, к суперизвержению и формированию крупной кальдеры.

Описание докальдерных построек

В северной части кальдеры в верховьях реки Левой Быстрой вскрыты остатки вулканической постройки, сложенной лавами дацитового состава — мы назвали этот вулкан — Северный (рис. 1). К югу постройка оборвана разломами, ограничивающими кальдеру Карымшина, и наблюдаются контакты лав, слагающих постройку, с игнимбритами, заполняющими кальдеру. В обоих бортах ручья, где обнаружены остатки вулкана, выше они перекрыты мощным наслоением посткальдерных лав риолитового состава. Размеры реконструированной постройки небольшие — её диаметр составлял, по-видимому, не более 3 км.

В 5 км к северо-западу от описанной постройки расположен ещё один вулкан, который также сложен лавами дацитового состава. Он расположен на перевале между речками Левая Быстрая и Плотникова и получил название вулкан Перевальный (рис. 2). У этого вулкана постройка сохранилась лучше — он имеет вид конусовидной горы, широкий эрозионный кратер в центре. Высота

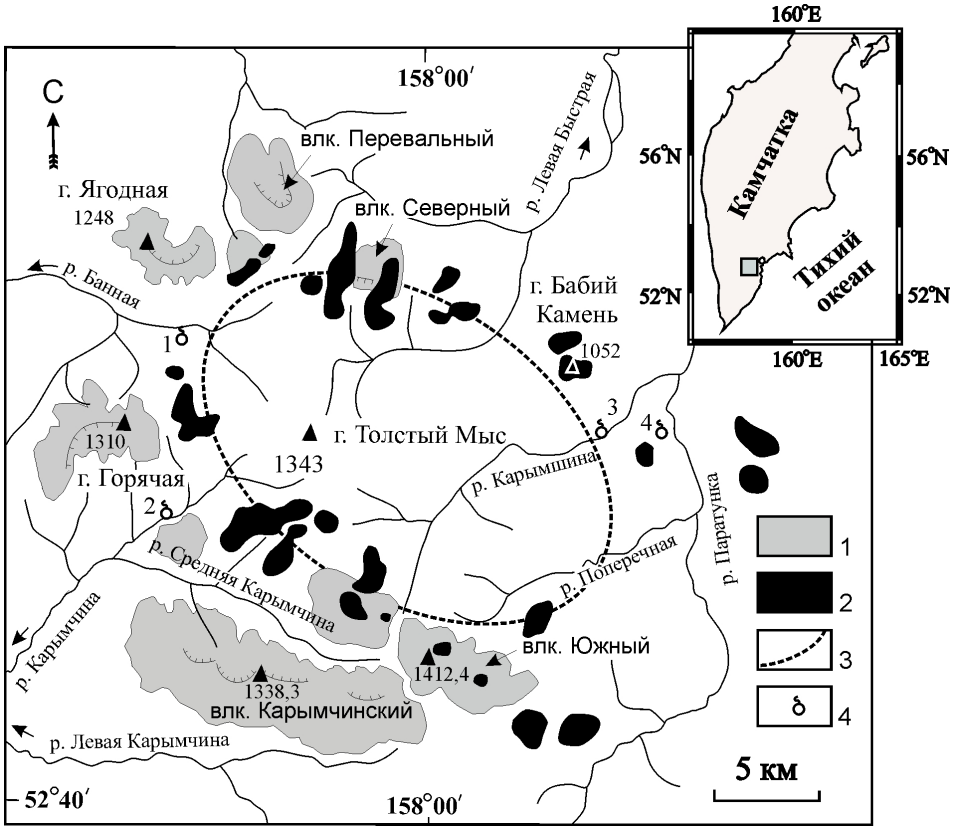


Рис. 1. Схема расположения докальдерных вулканов, расположенных по краям кальдеры Карымшина. 1 — докальдерные вулканы, 2 — посткальдерные экструзии и лавовые потоки риолитового состава, 3 — границы кальдеры, 4 — термальные источники (1 — Больше-Банные, 2 — Карымчинские, 3 — Карымшинские, 4 — Верхне-Паратунские).

Рис. 2. Вулкан Перевальный, вид с юго-востока. Вдали — озеро Начикинское. Фото А. Н. Рогозина.

постройки — более 500 м, диаметр — около 4,5 км. $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирование пород этого вулкана дало возраст 3586 ± 6 тыс. лет (дата получена в Ar-Ar лаборатории Университета штата Висконсин, США).

Далее примерно в 6 км к юго-западу от вулкана Перевального расположен массив горы Ягодной. Это сложная постройка, у которой вершину горы слагают лавы базальтового состава — остатки относительно молодого вулкана четвертичного возраста, а ниже вскрываются лавы дацитового состава (рис. 3). Возраст дацитовых лав из нижней части разреза горы Ягодной В. С. Шеймович и Д. И. Головин [9] определили K-Ar методом в 2,0±0,04 млн лет. Реконструировать постройку в данном случае сложно, так как большая её часть скрыта под более молодыми лавами базальтового состава, но диаметр вулкана, сложенного дацитовыми лавами, был не менее 5 км.

У западных границ кальдеры расположены руины ещё одного вулкана с наивысшей отметкой 1310 м — г. Горячая (рис. 4). Ранее Ю. А. Краевой с соавторами [1] считали, что именно в недрах этого вулкана расположен гипотетический очаг, питающий теплом Больше-Банную и Карымчинскую гидротермальные системы. Нами было показано, что дацитовые лавы, слагающие вулкан сопки Горячая, залегают под игнимбритами кальдеры Карымшина [2]. Возраст одного из образцов пород, отобранных в восточной части вулкана, был определен в Ar-Ar лаборатории Университета штата Висконсин, США, в интервале от 2 до 2,3 млн лет. То

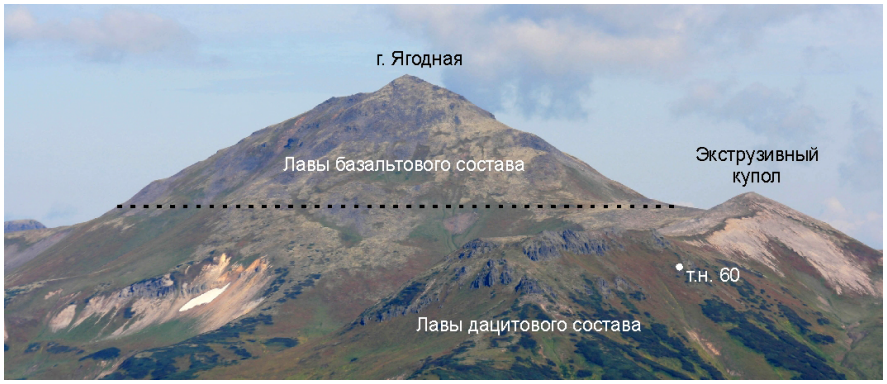


Рис. 3. Вулкан Ягодный, вид с юга. Пунктирная линия в центре — граница лав базальтового (вверху) и дацитового (внизу) состава. Фото А. Н. Рогозина.

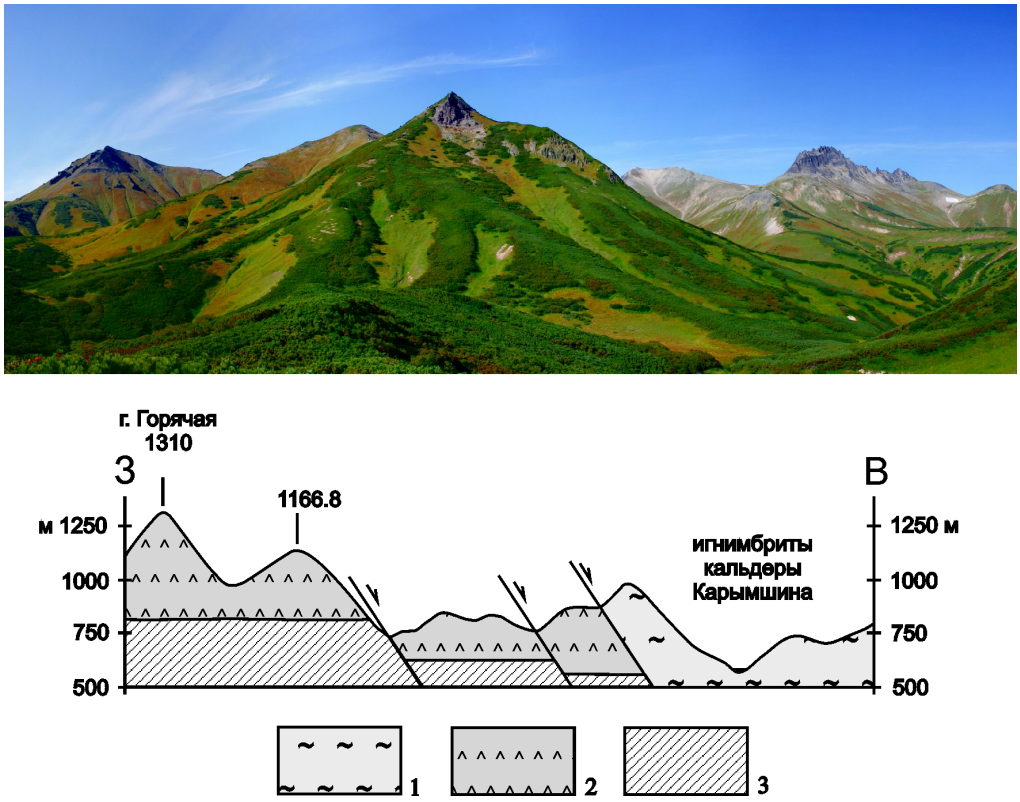


Рис. 4. Вулкан г. Горячая, вид с юго-востока. Внизу приведён схематичный разрез участка, изображенного на фотографии. 1 — игнимбриты; 2 — лавы вулкана г. Горячая; 3 — нерасчлененные отложения в основании вулкана. Фото А. Н. Рогозина.

есть, было показано, что вулкан этот докальдерный, и предполагать, что в его недрах существует доныне магматический очаг — источник тепла для гидротермальных систем — нет оснований. Постройка вулкана частично сохранилась в западной части, где расположено обширное лавовое плато. На востоке по разломам, ограничивающим кальдеру Карымшина, породы вулкана погружены на восток с амплитудой в сотни метров [7]. Диаметр вулкана — не менее 8 км.

У южных границ кальдеры расположено несколько небольших вулканических построек, которые были описаны нами ранее [2]. Один из вулканов имеет в настоящее время наивысшую отметку 1412,4 м (рис. 5) — ему мы дали название Южный. Сложен вулкан наслоением лав преимущественно дацитового, риодацитового и риолитового состава. С южной стороны вулкана наблюдается прислонение игнимбритов и озёрных отложений, заполняющих кальдеру Карымшина, к лавам этого вулкана. Диаметр реконструируемой вулканической постройки составляет не менее 5–6 км.

В 4 км на юго-запад от вулкана Южный на левом борту долины реки Средняя Карымчина вскрыты остатки вулкана, сложенного преимущественно лавами базальтового состава (рис. 6). При геологи-

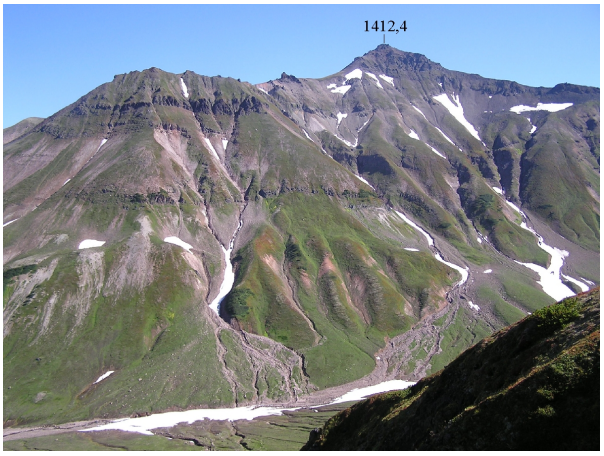


Рис. 5. Вулкан Южный (высота с отм. 1412,4 м), вид с юга. Фото В. Л. Леонова.

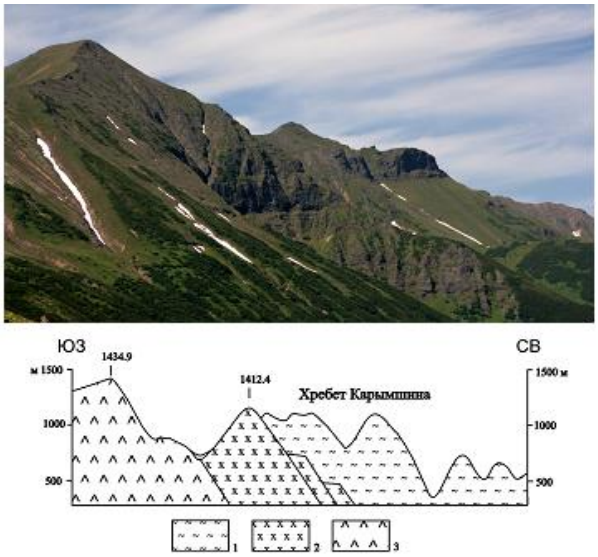


Рис. 6. Вулкан Карымчинский, вид с востока. Фото А. Н. Рогозина. Внизу приведён схематичный разрез борта кальдеры Карымшина. 1 — игнимбриты, 2 — лавы дацитового, риодацитового состава вулкана Южный, 3 — лавы базальтового состава вулкана Карымчинский.

ческой съёмке этот вулкан получил название Карымчинский [8]. От постройки вулкана сохранились лишь западные отроги, восточная часть вулкана срезана разломами, ограничивающими кальдеру Карымшина. По сохранившимся остаткам можно предполагать, что это был крупный вулкан щитового типа, его диаметр составлял не менее 14–15 км. $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирование лав этого вулкана дало возраст 3312 ± 78 тыс. лет (дата получена в Ar-Ar лаборатории Университета штата Висконсин, США).

Петрохимия пород рассматриваемого района

Обобщенная стратиграфическая колонка вулканогенных толщ, вскрытых в районе кальдеры Карымшина, показана на рис. 7. Видно, что в плиоцене — раннем плейстоцене в рассматриваемом районе проявилось три этапа риолитового вулканизма, которые разделены значительными перерывами или формированием вулканогенных толщ, значительно отличающихся по составу лав и пирокластики. Наиболее древний этап (I) — это риолитовые и риодацитовые лавы, туфы и туфобрекчии среднеплиоценового возраста, которые вскрываются в разрезах докальдерных отложений. Следующий этап (II) — это игнимбриты, связанные с кальдерой Карымшина. Они имеют эоплейстоценовый возраст (1,2–1,78 млн лет). Наиболее молодой этап (III) — это риолитовые экструзии и связанные с ними лавовые потоки, которые были подробно описаны в [6]. Они имеют возраст 0,5–0,8 млн лет и их необходимо рассматривать как проявление посткальдерного вулканизма.

На докальдерном этапе сформировалось две толщи вулканитов — риолиты, их туфы и туфобрекчии, относящиеся к комплексу I раннеплиоценового возраста, и разнообразные вулканические постройки средне-верхнеплиоценового возраста, краткая характеристика которых была приведена выше — они непосредственно предшествовали извержению игнимбритов комплекса II и формированию кальдеры Карымшина.

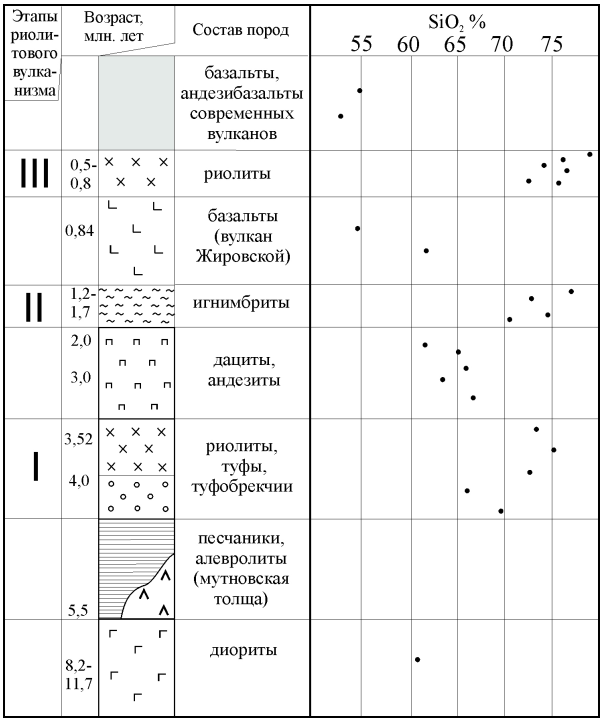


Рис. 7. Стратиграфическая колонка вулканогенных толщ района. В правой части рисунка показано содержание SiO_2 в породах [4].

На рис. 8 приведены классификационные диаграммы пород докальдерного этапа раннеплиоценового возраста (комплекса I). Видно, что эти породы относятся в основном к известковощелочной серии, они умеренно или нормальнощелочные и высококалиевые.

На рис. 9 приведены классификационные диаграммы пород вулканов и экструзий докальдерного этапа средне-верхнеплиоценового возраста. Эти породы попадают как в поле известковощелочной, так и толеитовой серий. Они являются, в основном, нормальнощелочными, а по содержанию K_2O относятся как к умереннокалиевым, так и к высококалиевым. Надо отметить, что все экструзии и дайки риолитового состава, внедрившиеся на последнем этапе формирования этих докальдерных вулканов, относятся к высококалиевым породам. Значительная часть этих пород должна быть отнесена к трахириолитами.

На рис. 10 приведены классификационные диаграммы пород кальдерообразующего и посткальдерного этапов. Видно, что эти породы попадают в поле известковощелочной серии и относятся преимущественно к нормальнощелочным и умереннокалиевым. Экструзии этого этапа по содержанию K_2O существенно отличаются от докальдерных экструзий.

Данные по изотопии кислорода

Новые данные по изотопии кислорода в породах рассматриваемого района были получены в результате исследований, проведённых в лаборатории стабильных изотопов Университета штата Орегон (США). Методы изучения изотопного состава в единичных кристаллах были разработаны в самое последнее время [12]. Изотопы кислорода дают ключевые данные о процессах образования кислых магм, а области, где изотопный контраст наиболее ярок (как на Камчатке), являются наилучшими для изучения этих процессов [13].

Полученные данные (рис. 11) позволяют сделать вывод, что система была слегка гетерогенна перед суперизвержением, которое произошло 1,78 млн л. н. К тому же нужно ассимилировать 10% гидротермально изменённых пород, чтобы получить наблюдаемый изотопный состав игнимбритов. Породы докальдерного этапа, а также игнимбриты кальдеры Карымшина тяжелее, чем тренд дифференциации мантийных магм (линия с крестиками), и требуют коровой ассимиляции, чтобы их объяснить.

Заключение

Для многих районов, где происходили суперизвержения, например, для вулканического комплекса Альтиплано-Пуна в Андах [15, 21], показано, что такие извержения происходят как итог длительного (в течение миллионов лет) развития вулканической деятельности на фоне общего прогрева территории. Это способствует формированию крупных магматических тел. Со временем небольшие по объему извержения сменяются крупными, увеличивается скорость, с которой проходят магматические процессы, частота извержений. В земной коре в это время происходит формирование крупных плутонов — именно этот фактор является ключевым для появления суперизвержений.

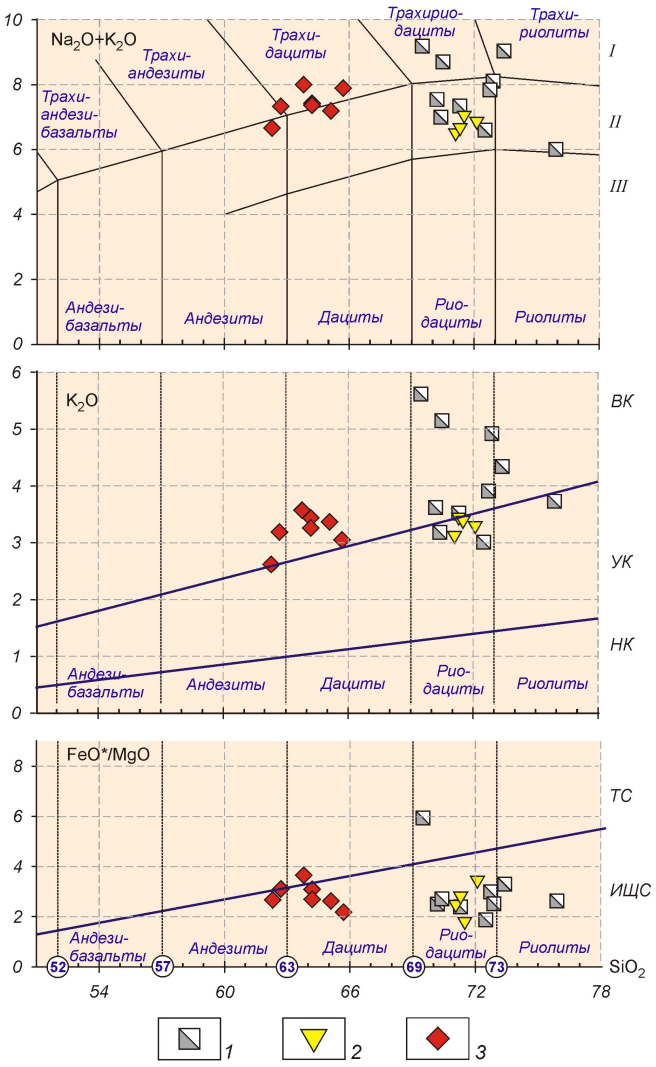


Рис. 8. Классификационные диаграммы пород докальдерного этапа раннеплиоценового возраста (комплекса I). Условные обозначения: 1 — экструзии, рвущие туфобрекчии и лавы комплекса I; 2 — кварцевые туфы и туфобрекчии комплекса I, 3 — игнимбриты комплекса I. Вверху, на диаграмме SiO_2–($Na_2O + K_2O$) (TAS): I — умеренно-щелочные породы, II — нормально-щелочные породы, III — низко-щелочные породы [5]. В средней части на диаграмме SiO_2–K_2O: ВК — высококалиевые породы, УК — умереннокалиевые породы, НК — низкокалиевые породы. В нижней части на диаграмме SiO_2–(FeO^*/MgO): ТС — толеитовая серия, ИЩС — известково-щелочная серия [18].

Нами установлено, что в раннем и среднем плиоцене в рассматриваемом районе сформировалось две толщи вулканитов — риолиты, их туфы и туфобрекчии (комплекс I), и разнообразные вулканические постройки, сложенные лавами преимущественно дацитового и риодацитового состава, описанные выше — они непосредственно предшествовали извержению игнимбритов и формированию кальдеры. То есть, можно, как и в других районах, где имели

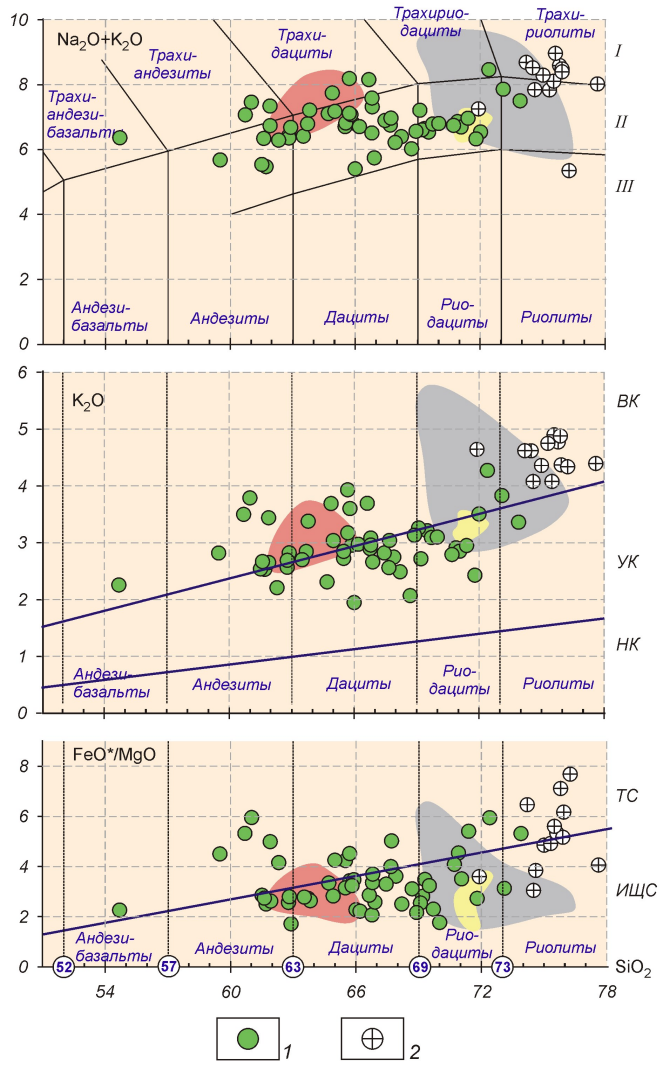


Рис. 9. Классификационные диаграммы пород докальдерного этапа средне-верхнеплиоценового возраста. Условные обозначения: 1 — лавы докальдерных вулканов, описанных в данной работе, 2 — экструзии, прорывающие лавы комплекса I. Затененные поля — области составов пород, изображенных на рис. 8. Остальные условные обозначения см. рис. 8.

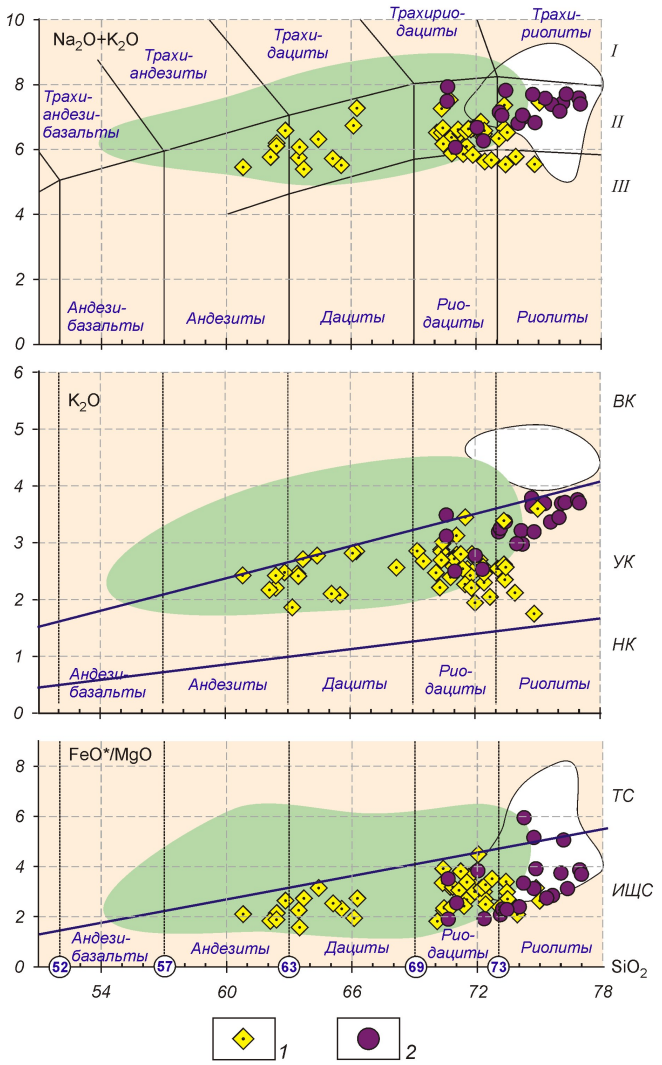


Рис. 10. Классификационные диаграммы пород кальдерообразующего и посткальдерного этапов (эоплейстоцен — ранний-средний плейстоцен). Условные обозначения: 1 — игнимбриты, 2 — экструзии, прорывающие игнимбриты. Затененные и очерченные тонкой линией поля — области составов пород, изображенных на рис. 9. Остальные условные обозначения см. рис. 8.

место явления супервулканизма, сделать вывод, что формирование кальдеры Карымшина на Южной Камчатке произошло на участке, где перед этим длительное время (в течение всего плиоцена) проявлялся кислый вулканизм и, по-видимому, существовали близповерхностные магматические очаги, в которых шли процессы дифференциации и коровой ассимиляции. В результате этих процессов скопились большие объёмы риолитовой магмы и это привело, в итоге, к суперизвержению и формированию крупной кальдеры.

В то же время необходимо отметить, что формирование столь больших объёмов риолитовой магмы — особое явление. Пока нигде в других местах на Камчатке столь крупных объёмов извергнутого пирокластического материала риолитового состава не обнаружено. Уникальными также являются объёмы риолитовых экструзий и связанных с ними лавовых потоков, сформировавшихся на посткальдерном этапе — таких объёмов лав риолитового состава мы также больше нигде на Камчатке не находим [6]. Всё свидетельствует о том, что формирование кальдеры Карымшина связано с особыми условиями, которые были присущи именно этому району. Возможно, что на формирование больших очагов кислой магмы здесь повлияло наличие крупной поперечной структуры — Начикинской складчато-глыбовой зоны. Плавление пород, вовлеченных в поднятие в этой зоне, могло быть основным

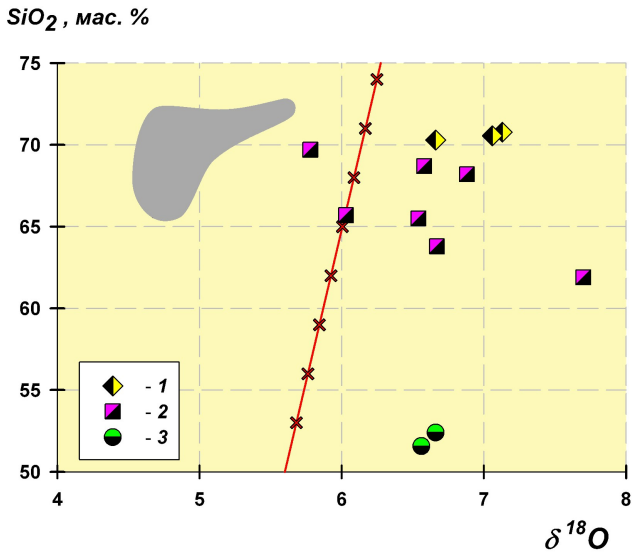


Рис. 11. Данные по изотопии кислорода в породах района: 1 — игнимбритах, связанных с кальдерой Карымшина [14]; 2 — лавах дацитового и риодацитового состава докальдерных вулканов, описанных в статье; 3 — лавах базальтового состава (вулкана Карымчинский). Серым цветом показана область значений $\delta^{18}O$ для пород района кальдеры Узон [13]. Все значения $\delta^{18}O$ показаны в пересчете на магму.

фактором, повлиявшим на появление гигантских объёмов кислой магмы. Это пока лишь предположение. Требуются дальнейшие целенаправленные работы, чтобы понять причины, которые привели к суперизвержению и формированию крупнейшей на Камчатке кальдеры.

Выводы

Впервые выделены и охарактеризованы вулканические постройки, которые существовали в районе, где сформировалась кальдера Карымшина, непосредственно перед тем, как произошло суперизвержение.

Впервые получены данные о возрасте, а также о петрохимии и изотопии кислорода для пород, слагающих докальдерные вулканы.

Показано, что формирование кальдеры Карымшина произошло в районе, где перед этим длительное время (в течение всего плиоцена) проявлялся кислый вулканизм и, по-видимому, существовали близповерхностные магматические очаги.

На основе данных по изотопии кислорода сделано предположение, что формирование магматического очага в недрах района перед суперизвержением шло со значительным участием коровой ассимиляции.

Как и во многих других районах мира, где происходили суперизвержения, формирование в изученном районе крупного магматического очага и больших объёмов риолитовой магмы — это особое явление, и необходимы дальнейшие исследования, чтобы понять причины той катастрофы, которая произошла на Камчатке 1,78 млн л. н.

Гранты и благодарности

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ № 11–05-00602-а (научный руководитель С. А. Федотов), а также по проектам, поддержанным Президиумом ДВО РАН: № 09-III-А-08–424 и № 12-III-А-08–171 (научный руководитель В. Л. Леонов), № 11-III-В-08–203 и № 12-III-В-08–174 (научный руководитель А. Н. Рогозин). Авторы выражают благодарность студентам КамГУ им. Витуса Беринга Е. С. Клячицкому и С. А. Рыловой, принимавшим активное участие в полевых работах.

Список литературы

1. *Краевой Ю. А., Охапкин В. Г., Сережников А. И.* Результаты гидрогеологических и геотермических исследований Большебанной и Карымчинской гидротермальных систем // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1976. С. 179–211.
2. *Леонов В. Л., Рогозин А. Н.* Карымшина — гигантская кальдера — супервулкан на Камчатке: границы, строение, объём пирокластики // Вулканология и сейсмология. 2007. № 5. С. 14–28.
3. *Леонов В. Л., Биндеман И. Н., Рогозин А. Н.* Новые данные по Ar-Ar датированию игнимбритов Камчатки // Материалы конференции, посвящённой Дню вулканолога, 27–29 марта 2008 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2008. С. 187–196.
4. *Леонов В. Л., Рогозин А. Н.* Эпизодичность кислого вулканизма на Южной Камчатке (по новым данным K-Ar и Ar-Ar датирования и результатам изучения разрезов) // Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога, 30–31 марта 2009 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2010. С. 62–74.
5. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание второе, переработанное и дополненное. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2008. 200 с.
6. *Рогозин А. Н.* Новые данные о кислых экструзиях Банно-Карымшинского района, Камчатка // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007. № 2. Вып.10. С. 156–164.
7. *Рогозин А. Н., Леонов В. Л.* Уточнение геологического строения и положения юго-западных границ кальдеры Карымшина, Камчатка // Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога «Современный вулканизм и связанные с ним процессы», 30 марта 2011 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2011. С. 62–66.
8. *Шеймович В. С.* Игнимбриты Камчатки. М., Недра. 1979. 179 с.
9. *Шеймович В. С., Головин Д. И.* Возраст кислых вулканитов района Больше-Банных источников // Вулканология и сейсмология. 2003. № 1. С. 21–25.
10. *Bachmann O., Bergantz G. W.* The magma reservoirs that feed supereruptions. // Elements. 2008. Vol. 4. P. 17–21.
11. *Bindeman I. N.* The Secrets of Supervolcanoes // Scientific American. 2006. № 6. P. 70–75.

12. *Bindeman I. N.* Oxygen isotopes in mantle and crustal magmas as revealed by single crystal analysis // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2008. Vol. 69. Chapter 11. P. 445–478.

13. *Bindeman I. N., Ponomareva V. V., Bailey J. C., Valley J. W.* Kamchatka Peninsula: a province with high-$\delta^{18}O$ magma sources and large scale $^{18}O/^{16}O$ depletion of the upper crust // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2004. Vol. 68. P. 841–865.

14. *Bindeman I. N., Leonov V. L., Izbekov P. E., et al.* Large-volume silicic volcanism in Kamchatka: Ar-Ar, U-Pb ages, isotopic, and geochemical characteristics of major pre-Holocene caldera-forming eruptions // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2010. Vol. 189. № 1–2. P. 57–80.

15. *de Silva S. L., Gosnold W. D.* Episodic construction of batholiths: Insights from the spatiotemporal development of an ignimbrite fl are-up // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2007. Vol. 167. P. 320-335.

16. *Lowenstern J. B., Smith R. B., Hill D. P.* Monitoring super-volcanoes: Geophysical and geochemical signals at Yellowstone and other large caldera systems // Philosophical Transactions of the Royal Society (2006) A364: 2055–2072.

17. *Mason B. G., Pyle D. M., Oppenheimer C.* The size and frequency of the largest explosive eruptions on Earth // Bul. of Volcanology. 2004. Vol. 66. P. 735–748.

18. *Miyashiro A.* Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. // Am. J. Sci., 274. 1974. P. 321–355.

19. *Rampino M. R.* Supereruptions as a threat to civilizations on Earth-like planets // Icarus. 2002. Vol. 156. P. 562–569.

20. *Reid M. R.* How long does it take to supersize an eruption? // Elements. 2008. Vol. 4. P. 23–28.

21. *Salisbury M. J., Jicha B. R., de Silva S. L., Singer B. S., Jimenez N. C., Ort M. H.* (40)Ar/(39)Ar chronostratigraphy of Altiplano-Puna volcanic complex ignimbrites reveals the development of a major magmatic province // Geological Society of America Bulletin. 2011. Vol. 123. I. 5–6. P. 821–840.

22. *Self S., Blake S.* Consequences of explosive supereruptions. // Elements. 2008. Vol. 4. P. 41–46.

23. *Sparks S., Self S., Grattan J. et al.* Super-eruptions: global effects and future threats. Report of a Geological Society of London Working Group. 2005. 25 pp.

24. *Wilson C. J. N.* Supereruptions and supervolcanoes: Products and processes. // Elements. 2008. Vol. 4. P. 29–34.

УДК 551.21

Н. А. Малик, А. П. Максимов, В. В. Ананьев

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

Извержение вулкана Кизимен в 2010–2012 гг. и его продукты

В работе даны краткая характеристика динамики извержения вулкана Кизимен от начала активизации до апреля 2012 г. и первые результаты петрохимического и минералогического изучения твёрдых продуктов извержения в 2011 г.

Ход извержения

Извержение вулкана Кизимен началось в октябре 2010 г. и продолжается до настоящего времени. Извержение началось после 1,5-годовой сейсмической подготовки с образования в привершинной части вулкана 2-х газовых выходов, из которых периодически происходили парогазовые выбросы с небольшим содержанием пепла. С 10 декабря 2010 г. извержение перешло в активную эксплозивную стадию: практически непрерывно отмечались пепловые шлейфы разной длины и насыщенности, частые выбросы пирокластики различной мощности с формированием пирокластических потоков, преимущественно в юго-восточном секторе вулкана, что привело к формированию мощного лахара в долине ручья Поперечного 13 декабря 2010 г. В конце февраля 2011 г. на восточном склоне вулкана был замечен лавовый поток длиной около 300 м, при этом интенсивность эксплозивной деятельности несколько снизилась [1]. В результате регулярных полевых работ с начала декабря по конец марта, пеплы этой наиболее активной эксплозивной стадии были отобраны примерно в 100 точках, всего более 200 проб [1].

В дальнейшем по сейсмическим данным КФ ГС РАН были отмечены эксплозивные активизации в марте и начале мая 2011 г., последняя была, вероятно, наиболее мощной и сопровождалась прохождением пирокластического потока по руслу руч. Поперечного на расстояние 7 км в северо-восточном направлении от вулкана. После этого активность снизилась (по данным КФ ГС), и с середины июня перестали регистрироваться пепловые шлейфы [2].

Последняя эксплозивная активизация отмечалась 14 декабря 2011 г., выразившаяся в формировании 16 крупных и 10 более мелких пирокластических потоков [3] на северо-восточном склоне вулкана.

В дальнейшем наблюдались преимущественно эффузивная активность с выжиманием лавового потока, раскалёнными лавинами и камнепадами на его фронте и реже в других частях, ночью — свечение

Рис. 1. Вулкан Кизимен, вид с севера, 23 декабря 2011 г. Фото В. В. Ящука.

из кратера и на лавовом потоке, а также парогазовая деятельность вершинного кратера (рис. 1).

Лавовый поток. Появление лавового потока достоверно было отмечено в конце февраля 2011 г., когда его длина составила уже около 300 м. В феврале вулкан практически постоянно был закрыт либо из-за низкой облачности, либо вследствие непрерывной паро-газовой деятельности.

14 сентября фронт лавового потока на восточном склоне вулкана находился на высоте 1300 м н. у. м., а его длина составила около 2,5 км. В нижней части потока наиболее активным являлся его северный борт, отличающийся более тёмным цветом, где наблюдались многочисленные раскалённые лавины, ночью светящиеся[1]. Именно в этом месте, как показали последующие наблюдения, образовалось ответвление лавового потока.

По данным сотрудников КФ ГС, находившихся в районе Верхнещапинских источников 23–26 декабря 2011 г., и сотрудников ИВиС, проводивших полевые работы в районе вулкана 2–4 и 17–25 марта 2012 г., лавовый поток был весьма активен, судя

[1] www.ivs.kscnet.ru/ivs/volcanoes/inform_messages

Рис. 2. Лавовый поток, разделившийся на 2 рукава, по состоянию на 30 апреля 2012 г., 1 — фронт потока (рис. 3), 2 — бортовой вал (рис. 4а), 3 — свежая лава (рис. 4б). Фото Н. А. Малик.

Рис. 3. Фронт лавового потока длиной 1,4 км, вид с востока, 23 марта 2012 г. Фото Н. А. Малик.

по частым камнепадам и обрушениям. К концу марта 2012 г. максимальная длина его составила около 3,1 км. Он разделился на 2 рукава, ответвление начинается приблизительно с высоты 1400 м н. у. м. (рис. 2). К концу марта 2012 г. 2 рукава лавового потока достигли долины ручья Поперечного на высоте 1100–1200 м н. у. м., образовав единый фронт, протяжённостью около 1,4 км (рис. 3). Приблизительная мощность лавового потока на фронте — 50–100 м. По всему фронту почти непрерывно отмечались обрушения. Над ним практически постоянно стояло пылевое облако, иногда образуя многокилометровый шлейф, прослои пыли отмечались в снегу на расстоянии до 20 км от вулкана.

Во время посещения вулкана 29–30 апреля 2012 г. была обследована средняя часть лавового потока на высоте около 1600 м н. у. м. В русле потока отмечена порция более свежей, горячей, покрытой возгонами лавы, имеющей глыбовый облик и отличающейся более тёмным цветом, ограниченной бортовыми валами (рис. 4а,б). Здесь мощность свежего лавового потока в его центральной части составила ~25 м, высота бортовых валов ~30 м с внешней стороны, ~40 м — с внутренней. В это время было отмечено ослабление эффузивной деятельности, судя по отсутствию частых обрушений и камнепадов на фронте и в других частях потока.

Средняя скорость продвижения фронта потока с конца февраля по 14 сентября 2011 г. составила около 350 м/мес (или 12 м/день). С сентября 2011 г. по конец марта 2012 г. фронт основной ветви потока продвинулся на 700 м, что соответствует средней скорости ~110 м/мес, при этом за это время сформировался 2-ой рукав длиной 700–800 м, но меньшей мощности.

Пирокластические потоки. Отложения пирокластических потоков на юго-восточном склоне вулкана активно формировались с декабря 2010 г. по март

(а)

(б)

Рис. 4. Средняя часть лавового потока на высоте 1600 м н. у. м.: а — вид с бортового вала на лаву в центральной части потока, б — лава в центральной части потока; 29 апреля 2012. Фото Н. А. Малик

2011 г. Ко времени их обследования 29 апреля 2012 г. они были покрыты слоем пылеватых пеплов, а в нижней части перемыты талыми водами (рис. 5).

В северо-восточном секторе вулкана в долине ручья Поперечного на высоте 1100 м н. у. м., где удалось провести наблюдения в сентябре 2011 г., отмечены свежие отложения пирокластических потоков (рис. 6). Наиболее протяженные из них, достигшие отметки 530 м н. у. м. сформировались 3 мая 2011 г. Мощность этих отложений, размытых ручьем, можно приблизительно оценить в 3 м. При обследовании в марте 2012 г. они ещё сохраняли высокую температуру, о чём свидетельствовало отсутствие или небольшое количество снега на их поверхности.

Не вызывает сомнения, что наблюдаемая в долине ручья Поперечного картина — последствия прохождения пирокластического потока, а не какого-либо вида лавин: пирокластический материал прошёл по достаточно пологонаклонной (в среднем — 5°, в нижней части ~3°) долине ручья более 5 км, повсеместно отмечаются выходы вторичных фумарол, местами их значительные скопления, а также возгоны возле газовых выходов и на крупных глыбах. Потоки сопровождались пирокластическими волна-

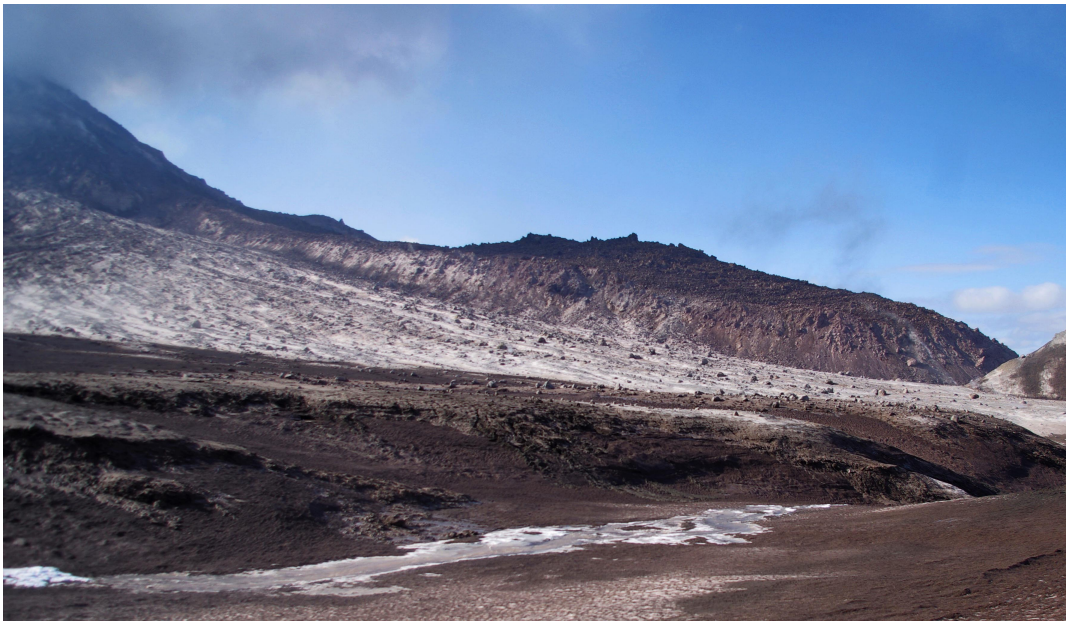


Рис. 5. Отложения пирокластических потоков на юго-восточном склоне вулкана, на заднем плане — лавовый поток, 29 апреля 2012 г. Фото Н. А. Малик

Рис. 6. Отложения пирокластического потока (активизация 14 декабря 2011 г.) в долине руч. Поперечного, на заднем плане — лавовый поток, 23 марта 2012 г. Фото Н. А. Малик

ми, последствия, которых хорошо видны: деревья на склонах долины ручья повреждены (ободраны, присыпаны). Отложения пирокластических волн — относительно хорошо сортированные, песчанистые, имеют холмистую поверхность (рис. 7).

Продукты эксплозивной активизации 14 декабря 2011 г. были отмечены спустя 10 дней В. В. Ящуком в долине ручья Поперечного — это были ещё тёплые, свободные от снега, рыхлые, сильно газонасыщенные отложения, спустившиеся по долине до отметки ~800 м н. у. м.

Гранулометрический состав заполнителей этих потоков (рис. 8) сходен и близок таковому заполнителя отложений пирокластичесих потоков вулкана Безымянного [4]. Отложения пирокластической волны, отобранные на высоте около 10 м в долине ручья, отличаются более выраженным максимумом, так же приходящимся на фракцию (0,25–0,5 мм), в 2 раза меньшим содержанием фракции <0,064 и практически отсутствием обломков крупнее 10 мм.

Химический анализ воды из ручья Поперечного, отобранной в начале и конце декабря 2011 г., по-

Рис. 7. Отложения пирокластической волны на склоне долины руч. Поперечного, 19 марта 2012 г. Фото Н. А. Малик

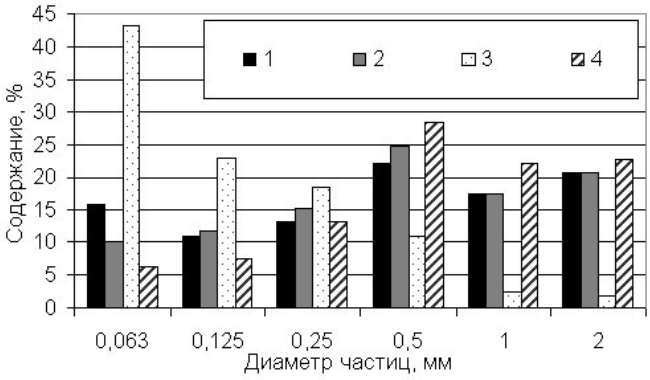
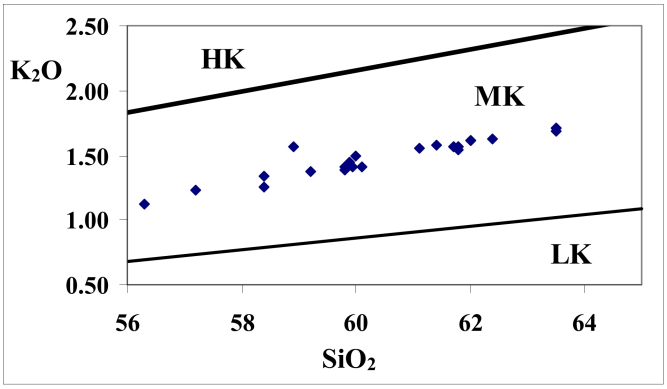
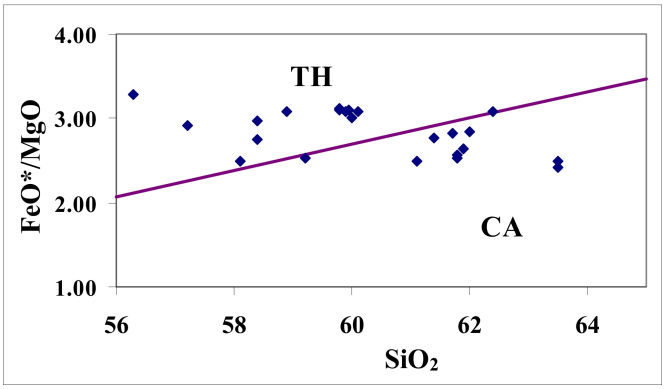


Рис. 8. Гранулометрический состав: 1 — заполнителя отложений пирокластических потоков в долине руч. Поперечного, отобран в сентябре 2011 г., 2 — отобран после активизации в декабре 2011 г.; 3 — пеплов облаков потоков и лавин, 4 — отложений пирокластических волн.



(а)



(б)

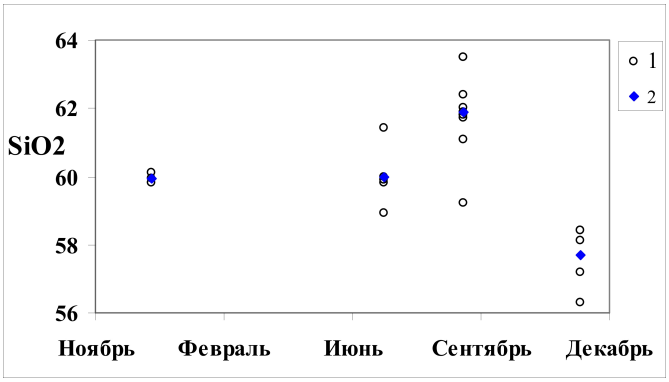
Рис. 9. Составы пород извержения в координатах K_2O — SiO_2 (а) и FeO^*/MgO — SiO_2 (б). LK, MK, HK — поля низко-, средне — и высококалиевых андезитов, соответственно. TH — и CA — поля пород толеитовой и известково-щелочной серий, соответственно.

казал увеличение содержания в ней хлорид-иона в 1,5 раза, сульфат-иона в 2,5 раза после активизации 14 декабря. В целом, содержание сульфат-иона (115 мг/л) значительно превышает показатели для рек Камчатки, что указывает на значительную газонасыщенность пирокластических отложений и существенную роль SO_2 в составе газов.

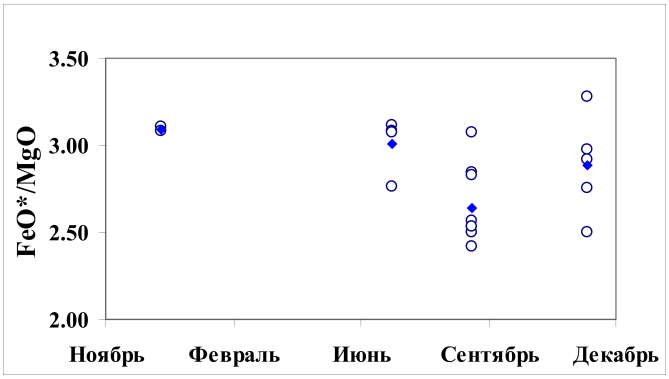
Продукты извержения

Исследованные образцы представляют различные вулканические фации: лапилли (образцы января), различные обломки на пирокластических отложениях в долине ручья Поперечного (июль), породы и заполнитель пирокластического потока (сентябрь), а также образцы лавового потока, отобранные у подножия конуса вулкана вблизи и на фронте лавового потока (сентябрь и декабрь). Все породы хорошо раскристаллизованы, от светло-серого (пирокластический поток) до тёмно-серого (лавы) цвета, в различной степени пористые. Характерно присутствие в порах пирокластических пород нитевидных тяжей бесцветного стекла и отсутствие таковых в образцах лавового потока.

Химический состав продуктов извержения. Петрохимически образцы относятся к андезитам, охватывая интервал SiO_2 от 56,3 до 63,5%. На графике K_2O — SiO_2 они образуют единый тренд в центре поля среднекалиевой серии (рис. 9а). По соотношению FeO^*/MgO составы пород слабо варьируют с изменением SiO_2, переходя из области толеитовой серии для более основных составов в область известково-щелочной серии с повышением кислотности (рис. 9б). Следует отметить, что со временем, в течение 2011 г., наблюдается закономерное изменение кислотности пород. Образцы, отобранные в январе и июле, содержат 60% SiO_2. Породы пирокластического и лавового потока, взятые в сентябре, отличаются наиболее высокой кислотностью: 59,2–63,5% SiO_2. В пирокластике и лаве декабрьской порции произошло существенное повышение основности (56,5–59% SiO_2) (рис. 10а). Примечательно, что повы-



(а)



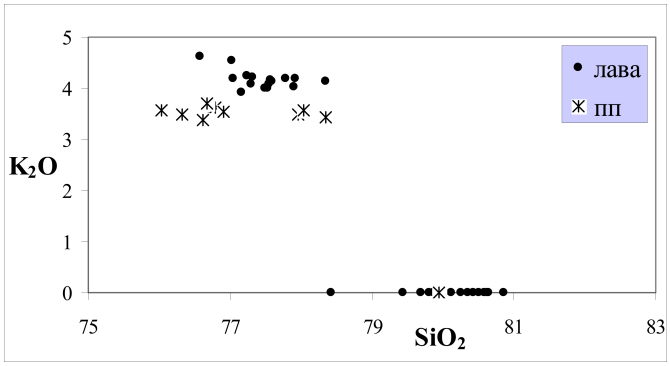
(б)

Рис. 10. Вариации кислотности (а) и отношения FeO^*/MgO (б) в ходе извержения в течение 2011 г.: 1 — по отдельным породам, 2 — средние.

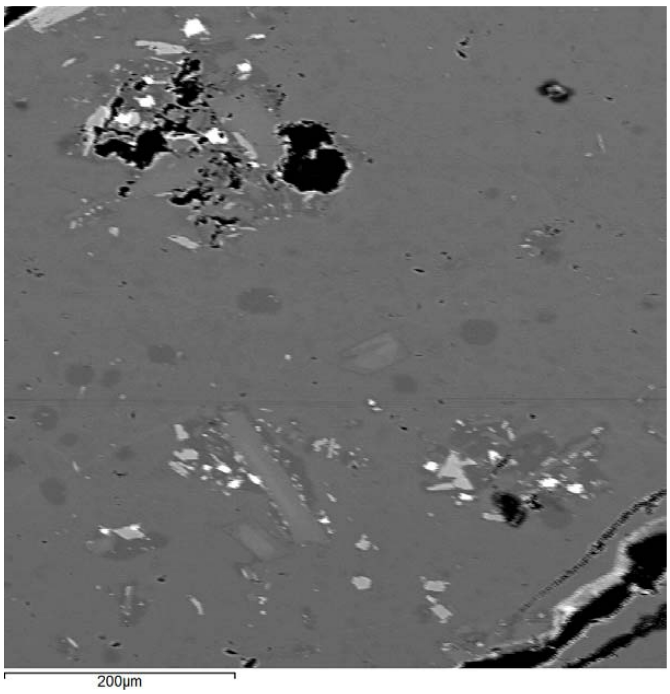
шение основности не сопровождается увеличением соотношения FeO^*/MgO.(рис. 10б). Породы пирокластического потока по сравнению с лавами заметно менее окислены, судя по соотношению закисного и окисного железа.

Минералогические особенности продуктов извержения. На микрозонде были изучены минеральные составы образцов пирокластического и лавового потоков, отобранные в сентябре. Среди вкрапленников в изученных породах преобладают плагиоклаз (An50–85) и амфибол (F/FM — 0,25–0,40). Состав амфибола в целом отвечает магнезиальной роговой обманке. Роговая обманка в образцах, отобранных в сентябре, имеет однородный оливковый цвет и свежий облик без следов разложения и реакции с расплавом.

Кроме того, во вкрапленниках присутствуют Opx (En 64–78), Aug (En 43–48,5 Fs 13–18 Woll 34.5–42), Ol (Fo 72–76,5), Mt (6–14% TiO_2), и Ilm. В основной массе помимо микролитов плагиоклаза, пироксенов и магнетита имеются чистые от микролитов области кислого стекла (76–80% SiO_2). Примечательной чертой основной массы породы лавового потока является, обнаруженное на микрозонде, наличие двух стёкол, различающихся по содержанию K_2O (0 и $\sim 4\%$) и SiO_2 ($\sim 80\%$ и $\sim 77 + 0{,}5\%$) (рис. 11).



(а)



(б)

Рис. 11. Составы стёкол в основной массе пирокластического потока (ПП) и лавы (образцы отобраны 14 сентября 2011 г.) на диаграмме K_2O — SiO_2 (а) и микрофото аншлифа образца лавы (б). Более тёмные овальные зоны соответствуют стёклам без K_2O.

Текстурные и химические особенности пород пирокластических потоков (наличие нитей стекла, высокая доля стекла в основной массе, меньшая окисленность по сравнению с лавами) указывает на их быстрое извержение с резкой дегазацией и закалкой по сравнению с породами лавовых потоков. Образование двух стёкол в основной массе лав является результатом ликвационного расслоения расплава, вероятно, в ходе медленного охлаждения лавового потока.

В лаве и пирокластике, взятых после декабрьской активизации вулкана, роговая обманка сильно, практически нацело, разложена, часто представляя полностью чёрные зёрна с хорошо сохранившимися первоначальными формами кристалла. В этих

породах стали встречаться мелкозернистые Pl-Px-Mt-гомеогенные включения. Это говорит о резком замедлении поступления магмы на поверхность, что и отразилось в переходе извержения в экструзивно-эффузивный режим — пульсационное выжимание лавового потока.

Высокая степень кристалличности и крайне высокие содержания SiO_2 в остаточном стекле говорят о чрезвычайно большой вязкости извергающейся магмы. Вещество с такой вязкостью должно обладать высоким значением предела текучести, что в свою очередь объясняет особенность поверхностной сейсмичности, сопровождающей извержение, так называемой «барабанной дроби» [3].

Авторы выражают благодарность за предоставленные образцы А. А. Овсянникову, С. Б. Самойленко, В. В. Ящуку, за помощь в отборе образцов в процессе полевых работ Я. Д. Муравьёву, А. В. Сокоренко, С. А. Чиркову.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО № 12-III-08-172.

Список литературы

1. *Овсянников А. А. Малик Н. А.* Тефра извержение вулкана Кизимен в декабре 2010 г. — феврале 2011 г. // Материалы конференции, посвящённой Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы», 30 марта — 1 апреля 2011 г. — Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2011. С. 57–61.
2. *Мельников Д. В., Двигало В. Н., Мелекесцев И. В.* Извержение 2010–2011 гг. Камчатского вулкана Кизимен: динамика эруптивной активности и геолого-геоморфологический эффект (на основе данных дистанционного зондирования) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. № 2. Вып. 18. С. 87–101.
3. *Фирстов П. П., Шакирова А. А.* Сейсмические явления, сопровождавшие извержение вулкана Кизимен в 2011 г. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. № 2. Вып. 18. С. 7–13.
4. *Гирина О. А.* Пирокластические отложения современных извержений андезитовых вулканов Камчатки и их инженерно-геологические особенности / Институт вулканической геологии и геохимии ДВО РАН. Владивосток: Дальнаука, 1998. 174 с.

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

Петропавловск-Камчатский
ИВиС ДВО РАН, 2012 г.

УДК 551.21

Т. М. Маневич, Н. А. Малик, А. Г. Маневич, А. А. Овсянников

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
г. Петропавловск-Камчатский
e-mail: lav217@kscnet.ru

Пирокластика извержения вулкана Карымский в 2005–2011 гг.

Приведены результаты изучения тефры вулкана Карымский в 2005–2011 гг. Отбор пепла производился, в основном, методом геохимической снегосъёмки, что дало возможность получить информацию о всех пеплопадах за сезоны снегонакопления (с ноября по апрель). Масса изверженного пепла за период 2005–2011 гг. составила около 10 млн. т.

Введение

Вулкан Карымский — один из активнейших вулканов Камчатки [6, 11], входит в Карымский долгоживущий вулканический центр, расположенный в центральной части Восточного вулканического пояса.

Вулкан Карымский начал формироваться около 5000 л. н. в кальдере, образовавшейся после сильного извержения 7800 л. н. Сегодня это типичный стратовулкан центрального типа высотой около 1500 м, сложенный потоками лавы с прослоями пирокластики [7]. Относительная высота конуса около 600 м, диаметр основания 1100 м, объём 0,8 км^2.

Для этого вулкана характерны эксплозивные или эксплозивно-эффузивные извержения. Состав изверженного материала — андезиты и дациты. Основным типом извержения является вулканский, сменявшийся в некоторые периоды вулканско-стромболианским [5].

Со времени появления первых исторических сведений (1771 г.) наблюдалось более 20 извержений с периодами покоя до 10 лет. Последний эруптивный цикл длился с 1970 по 1982 гг. [8]. Активность в этот период характеризовалась небольшими эпизодическими лавовыми потоками и умеренной эксплозивной деятельностью. Затем наступил самый длинный период покоя в XX столетии.

Очередное извержение началось 2 января 1996 г. До 2004 г. на склоны вулкана изливались небольшие лавовые потоки. Последние лавовые образования (лавовый купол в кратере) отмечались в декабре 2005 г. [1], после чего извержение перешло в эксплозивную фазу (рис. 1).

Методы

Во время полевых работ проводился отбор образцов пирокластики из снежных шурфов и пеплосборников и визуальные наблюдения за активностью вулкана.

В условиях Восточной Камчатки, где снежный покров залегает до 8 месяцев в году, предоставляется возможность получать данные об извержениях с использованием метода геохимической снегосъёмки. Суть метода заключается в том, что в течение холодного сезона (с октября-ноября по май) в снежной толще накапливается и, благодаря консервирующим свойствам снега, послойно сохраняется изверженный пирокластический материал (рис. 2).

Распределение пепловых горизонтов в снежной толще зависит от двух факторов: собственно вулканического, то есть частоты пеплопадов, и метеорологического — осадков (в данном случае, выпадающих в виде снега) и температуры воздуха. Необходимо учитывать, что при положительных температурах, которые могут отмечаться в зимний период, снег, припылённый пеплом, подтаивает и уплотняется, и несколько пепловых горизонтов могут объединиться в один.

Пробы снега с пеплом, растаявшие при комнатной температуре, фильтровались. После измерения объёма полученного фильтрата проводился его гидрохимический анализ. Полученные пеплы высуши-

Рис. 1. Эксплозия вулкана Карымский 21 апреля 2007 г.

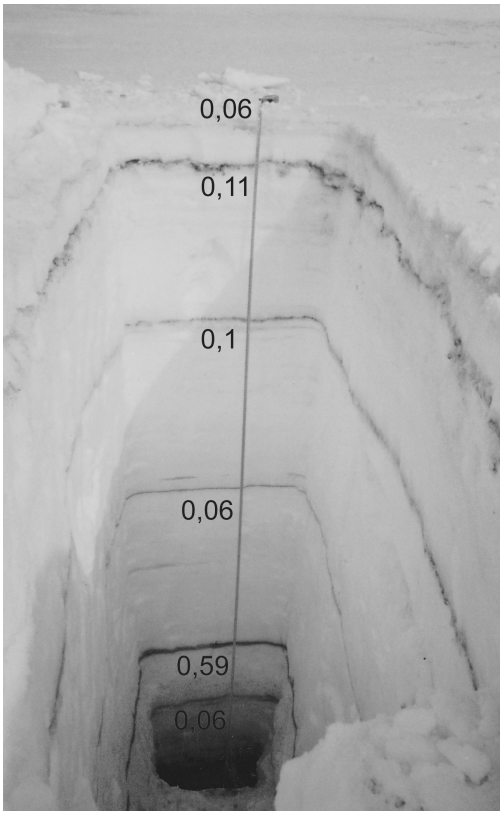


Рис. 2. Снежный шурф. Цифрами обозначена масса пепла кг/м^2.

вались, взвешивались, а их масса пересчитывалась на площадь отбора пробы. В дальнейшем пробы пепла подвергались гранулометрическому и химическому анализам. Результаты химического анализа снеговых вытяжек пересчитывались на 100 г пепла (через объём талого снега и массу пепла в пробе).

Изучение снежной толщи и отбор образцов в конце зимнего сезона даёт возможность получить информацию практически обо всех пеплопадах, произошедших за зиму, проследить изменения в характере извержения и химическом составе изверженных пород, оценить объёмы вещества и химических примесей, поступивших в природную среду.

Для получения более полного и точного представления о ходе извержения необходимо учитывать ряд независимых данных, таких как: метеорологические показатели (в данном случае количество твёрдых осадков, температура воздуха, роза ветров) с ближайшей метеостанции, спутниковые и аэрофотоснимки, сейсмичность вулкана.

Основная часть полевых работ в указанный период, за исключением 2006 г., проводились в апреле, когда мощность снежного покрова максимальна. В 2006 г. работы проводились в июле, но, так как зима 2005–2006 гг. отличалась многоснежностью, то в пределах Карымской кальдеры ещё сохранялось достаточное количество снежников для отбора пепла с их поверхности. В 2005, 2007, 2009 гг. полевые работы проводились несколько раз в год.

Наблюдения за сейсмичностью вулкана Карымский постоянно ведутся автоматической сейсмостанцией, установленной на высоте 847 м в 1,7 км от его кратера, и передающей данные по телеметрическому каналу в Камчатский филиал Геофизической службы (КФ ГС) РАН.

Активность вулкана в 2005–2011 гг.

В указанный период извержение вулкана проявлялось в постоянной фумарольной и периодической эксплозивной деятельности различной интенсивности. Интервал между выбросами составлял от нескольких минут до нескольких недель. По визуальным и сейсмическим данным отмечались периоды покоя, например, с 17 по 21 апреля и с 13 по 22 декабря 2007 г., с 9 по 23 апреля 2009 г., деятельность вулкана была только фумарольной.

Высота выбросов над кромкой кратера, чаще всего, составляла порядка 500 м, реже — 1000 м и больше. Обычно, изверженный материал поднимался над кратером в виде облака, после чего основная часть обломков выпадала на склоны конуса, а мелкая фракция распространялась дальше, в зависимости от силы и направления ветра (рис. 1). Парогазовые и пепловые шлейфы протягивались на расстояние до 300 км.

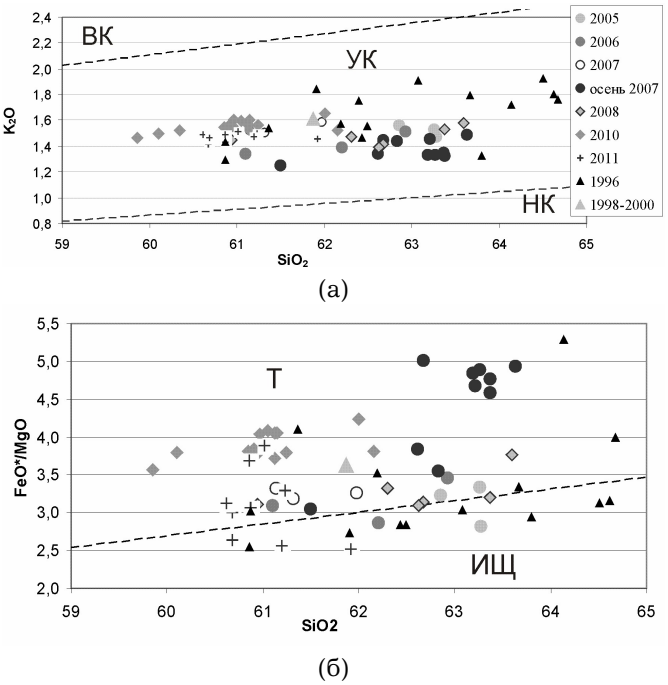


Рис. 3. Классификационные диаграммы для андезитов извержений вулкана Карымский (мас. %) 1996–2011 гг.: а — поле составов умеренно калиевых (УК) пород; б — граница между полями пород известково-щелочной (ИЩ) и толеитовой (Т) серий. Химический состав пород 1996 г. дан по [7], 1998–2000 гг. — по [10]. Химический анализ тефры 2005–2011 гг. выполнен в Аналитическом центре ИВиС ДВО РАН, результаты пересчитаны на безводную основу.

Таблица 1. Химический состав продуктов извержения вулкана Карымский в 2005–2011 гг., мас. %

Компоненты	2005	2006	2007	осень 2007	2008	2010	2011
SiO_2	62,0	61,4	61,2	62,2	62,7	61,1	59,5
TiO2	1,05	0,93	0,98	0,964	1,01	1,08	0,75
Al_2O_3	15,6	16,4	16,4	15,2	14,9	15,6	15,6
Fe_2O_3	2,33	1,57	2,28	3,14	2,45	3,3	3,07
FeO	4,23	4,81	4,32	4,06	4,39	4,11	4,88
MnO	0,16	0,14	0,15	0,15	0,146	0,15	0,16
CaO	5,51	5,3	5,25	5,45	6,6	5,27	5,34
MgO	1,96	2,17	1,95	1,47	5,07	1,67	2,55
Na_2O	4,11	4,46	4,44	4,16	2,06	4,44	4,61
K_2O	1,54	1,37	1,57	1,43	4,5	1,63	1,39
P_2O_5	0,21	0,20	0,21	0,17	1,51	0,19	0,21
п.п.п	1,15	1,21	1,26	1,16	0,20	0,83	1,12

Примечание. Приведены результаты химического анализа пепла, отобранного на расстоянии 3 км от вершины вулкана, для осени 2007 г. — бомбы, отобранной на склоне конуса. Химический анализ выполнен в Аналитическом центре ИВиС ДВО РАН на рентгенофлуоресцентном спектрометре «S4 PIONEER».

Летом 2006 г. в радиусе до 6 км от кратера вся растительность была покрыта слоем пепла, а на расстоянии 2 км листья ольхового стланика были пробиты насквозь острыми угловатыми обломками тефры.

К апрелю (время проведения ежегодных полевых работ) поверхность снега была полностью покрыта пеплом в радиусе до 10–15 км от вулкана, а в снежной толще накапливалось от 2 до 14 пепловых горизонтов.

В апреле 2005 г. на южном склоне вулкана на высоте 800–900 м н. у. м. был обнаружен ещё не остывший пирокластический поток, который, вероятно, сошёл во время активизации в марте.

В сентябре 2005 г. при облёте в кратере был обнаружен лавовый купол [1], который существовал ещё в декабре 2005 г. Летом 2006 г. кратер вулкана был пустой, таким образом, купол, очевидно, был разрушен зимой-весной 2006 г.

Результаты

В процессе полевых работ за 7 лет было отобрано более 500 проб пирокластического материала и несколько образцов вулканических бомб. 37 образцов отобраны из пеплосборников, остальные — из снежной толщи.

По данным исследований, ежегодно на земную поверхность поставлялось от 1 до 2 млн. тонн пепла, общая масса изверженного пепла за период 2005–2011 гг. составила около 10 млн. т.

По химическому составу изверженные породы отвечают андезитам с вариацией основных окислов за период в пределах: SiO_2 59,5–62,7%, Al_2O_3 14,7–17,1%, Fe_2O_3 1,2–4,2%, FeO 3,9–5%, MgO 1,5–2,6%, CaO 5,1–6,2%, Na_2O 4–4,8%, K_2O 1,3–1,6% (табл. 1, рис. 3, 4). По показателю железистости продукты извержения относятся в большей степени к толеитовой серии (рис. 4б). По сравнению с пеплами текущего извержения, поступившими на поверхность в 1996–2000 гг., результаты химического анализа тефры за рассматриваемый период выявили следующие изменения: незначительное уменьшение содержания оксида калия, при увеличении общей щёлочности за счёт оксида натрия; увеличение содержания оксида магния и кальция, суммарного железа при преобладании двухвалентного (60–70% от суммарного). В содержании кремнекислоты в тефре также можно предположить тенденцию к уменьшению за весь период извержения (с 1996 г.).

Минерализация вытяжек из пеплов, отобранных на расстояниях 1,5–10 км от вулкана изменяется в пределах 50–400 мг на 100 г (табл. 1) и зависит, по-видимому, от гранулометрического состава пепла. В целом, это меньше, чем на других андезитовых вулканах, что, вероятно, связано с преобладанием более крупной фракции пепла. Среди анионов, которые отражают состав вулканических газов преобладает сульфат-ион, далее — хлорид — и в меньшей степени — фторид-ионы. Соотношение сульфат — и хлорид-ионов в пересчете на S/Cl изменяется от 0,4 до 5, но большинство вытяжек имеют значения близкие к среднему — 1 (рис. 5).

Ежегодно на территории, прилегающей к вулкану, в окружающую среду вместе с пеплом выносится около 2,3 тыс. т. водорастворимых веществ.

Ниже приведены примеры эксплозий, которые удалось наблюдать визуально и пепел которых был отобран достаточно детально.

Пеплопад 21 апреля 2007 г. Во время полевых работ в 2007 г. с 17–21 апреля наблюдалась только парогазовая деятельность вулкана. 21 апреля 2007 г.

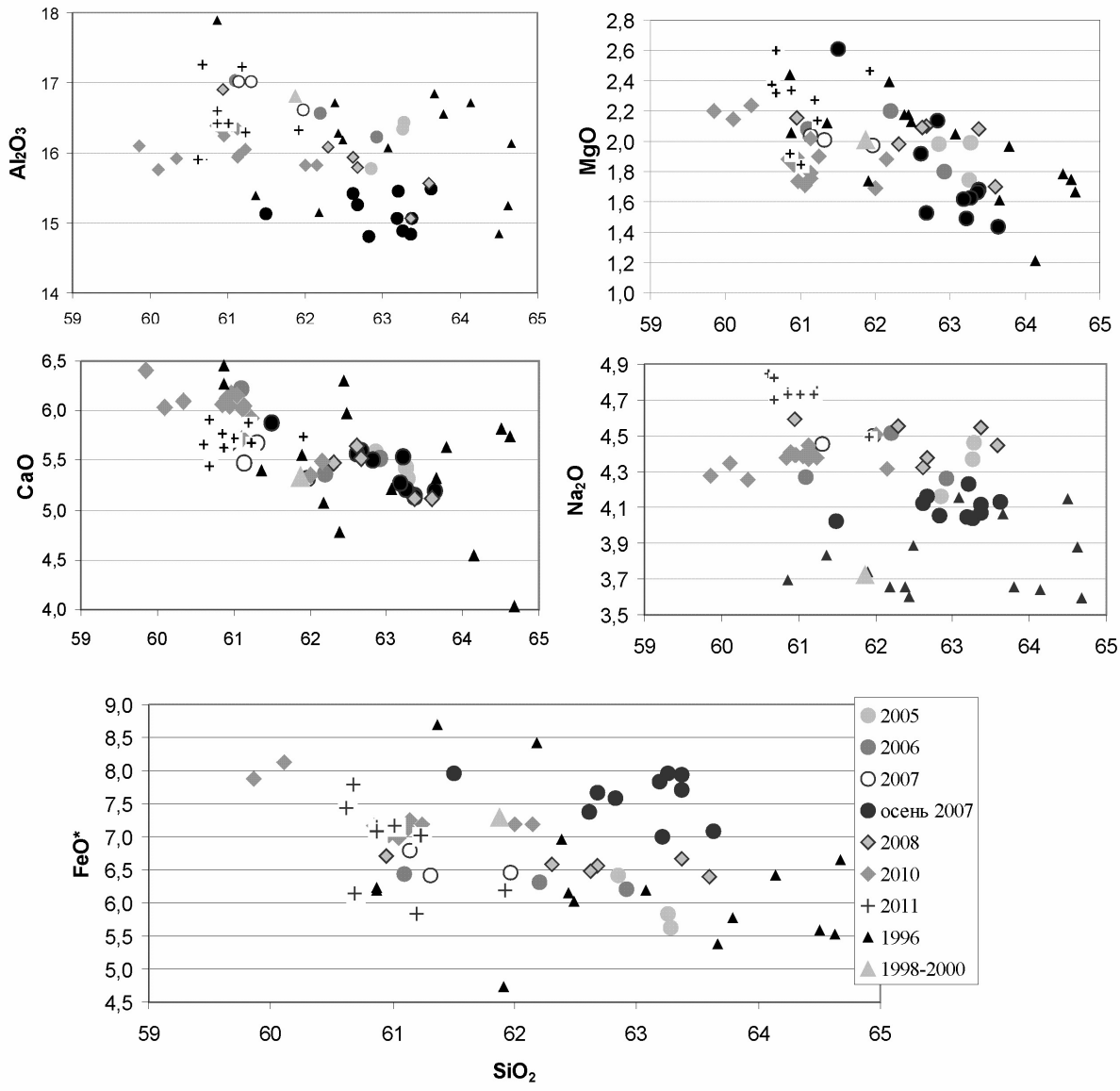


Рис. 4. Вариационные диаграммы для андезитов извержений вулкана Карымский (мас. %) 1996–2011 гг. Условные обозначения и пояснения см. рис. 3.

около 17:05 м.вр. (4:05 UTC) произошёл мощный пепловый выброс на высоту до 4,5 км н. у. м. с разбросом бомб на склоны конуса длительностью около 5 мин, затем последовало непрерывное истечение газопепловой смеси в течение ~25 мин до высоты примерно 1 км над вулканом. Шлейф от данной эксплозии длиной более 40 км распространился на юго-восток, ось пеплопада прошла в районе стационара, где выпало около 900 г/м^2. После этого до 27 апреля по визуальным наблюдениям и затем в течение 1,5 месяцев по сейсмическим и спутниковым данным вулкан находился в состоянии относительного покоя.

Площадные пробы пепла были отобраны в день выброса и в последующие 4 дня в 9 точках в основном поперёк оси пеплопада.

Гранулометрический состав пепла, отобранного на расстоянии 3,6–7,8 км от вулкана, имеет сравнительно крупнозернистый состав: фракция <0,1 достигает 43% в краевых частях пеплопада, частицы размером >2 мм присутствуют только в 3-х пробах и их содержание не превышает 1%, а фракция 0,5–2 мм достигает максимума (79%) к югу от оси пеплопада.

На основании массы пепла на единицу площади в 9 точках, и его гранулометрического состава, была подсчитана общая масса выброшенной пирокластики, которая составила 13 тыс. т.

Пеплопад 18 апреля 2010 г. Материал, изверженный 18 апреля 2010 г., удалось хорошо отобрать и изучить благодаря снегопаду 15 апреля — пепел отложился на свежем снегу и не успел смешаться

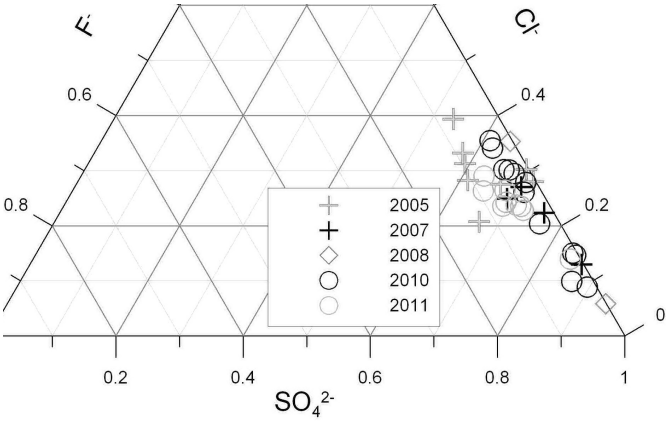


Рис. 5. Положение точек анионного состава водных вытяжек из пеплов вулкана Карымский на треугольной диаграмме (F^-, Cl^-, SO_4^{2-}).

с предыдущим слоем. Пепловый шлейф протянулся на юго-восток на 20 км. Ширина шлейфа достигла 10 км. Видимая южная граница пеплопада прошла почти через центр озера Карымское. Отбор пепла проводился с 18 по 20 апреля в 15 точках. Максимальное (зафиксированное) количество пепла выпало в районе стационара — 618 г/м^2, что указывает на ось пеплопада; минимальное — 1,2 г/м^2 — на западном берегу озера. Объём изверженного материала составил 900 т. Существенных различий в химическом составе пеплов, отобранных в разных точках, не отмечено.

Заключение

В рассматриваемый период (2005–2011 гг.), за исключением 2005 г., когда в кратере наблюдалось выдавливание лавового купола, активность вулкана была эксплозивной.

Количество изверженного материала из года в год составляло 1–2 млн. т.

Ежегодно на территории, прилегающей к вулкану, в окружающую среду вместе с пеплом выносилось около 2,3 тыс. т. водорастворимых веществ.

Значительных вариаций массы тефры не наблюдалось. По химическому составу тефра отвечает андезитам умеренно-калиевой серии с вариацией содержания SiO_2 в пределах 59,5–62,7%.

Авторы выражают благодарность И. И. Тембрелу, С. Б. Самойленко, С. В. Ушакову, Л. П. Аникину за помощь в отборе материала, сотрудникам АЦ ИВиС за выполнение химических анализов.

Список литературы

1. *Андреев В. И., Магуськин М. А., Сенюков С. Л., Озеров А. Ю.* Особенности извержения вулкана Карымский в 2005 г. // Материалы международного симпозиума «Проблемы эксплозивного вулканизма» 25–30 марта 2006 г. Петропавловск-Камчатский, 2006. С. 98–103.
2. *Андреев В. И., Магуськин М. А., Сенюков С. Л.* Активизация Карымского вулкана в 2001–2003 гг. и её влияние на окружающую среду // Материалы ежегодной конференции, посвящённой дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский, 2004. С. 10–16.
3. *Андреев В. И., Магуськин М. А., Озеров А. Ю.* Состояние вулкана Карымский в 2007 г. // Материалы ежегодной конференции, посвящённой дню вулканолога, 27–29 марта 2008 г. Петропавловск-Камчатский, 2008. С. 3–10.
4. Вулканический центр: строение, динамика, вещество (Карымская структура) // Под. ред. Масуренкова Ю. П. М.: Наука, 1980. 300 с.
5. Действующие вулканы Камчатки: В 2 томах. Т. 2. М.: Наука, 1991. 415 с.
6. *Иванов Б. В.* Извержение Карымского вулкана в 1962–1965 гг. и вулканы Карымской группы. М.: Наука, 1970. 134 с.
7. *Муравьёв Я. Д., Федотов С. А., Будников В. А. и др.* Вулканическая деятельность в Карымском центре в 1996 г.: вершинное извержение Карымского вулкана и фреатомагматическое извержение в кальдере Академии Наук // Вулканология и сейсмология, 1997. № 5. С. 38–70.
8. *Токарев П. И.* Извержение и сейсмический режим Карымского вулкана в 1965–1986 гг. // Вулканология и сейсмология, 1989. № 2. С. 3–14.
9. *Федотов С. А., Муравьёв Я. Д., Иванов В. В. и др.* «Извержения в кальдере Академии наук и Карымского вулкана в 1996–1997 гг. и их воздействие на окружающую среду» // Глобальные изменения природной среды и климата. Избранные научные труды. Отдельный выпуск. Гл. редактор: Добрецов Н. Л., Коваленко В. И. Новосибирск. Изд-во СО РАН. НИЦ ОИГГМ, 1998, 350 с.
10. *Федотов С. А., Озеров А. Ю., Магуськин М. А. и др.* Извержения Карымского вулкана в 1998–2000 гг., связанные с ними сейсмические, геодинамические и поствулканические процессы, их воздействие на окружающую среду // В сборнике «Катастрофические процессы и их влияние на природную среду». Вулканизм. Т. 1. Москва. 2002. С. 117–160.
11. *Хренов А. П., Дубик Ю. М., Иванов Б. В. и др.* Эруптивная деятельность вулкана Карымский за 10 лет (1970–1989 гг.). // Вулканология и сейсмология, 1982. № 4. С. 29–48.

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

Петропавловск-Камчатский
ИВиС ДВО РАН, 2012 г.

УДК 550.348.436+550.342

П. П. Фирстов, А. А. Шакирова

Камчатский филиал Геофизической службы РАН,
г. Петропавловск-Камчатский
e-mail: firstov@emsd.ru

Извержение вулкана Кизимен в 2009–2012 гг. и его проявление в сейсмических эффектах

В декабре 2010 г. началось извержение вулкана Кизимен, которому предшествовала сейсмическая подготовка в течение полутора лет. Извержение началось с мощных эксплозий с последующим выжиманием вязкого лавового потока. Выжимание вязкой андезитовой магмы и движение лавового потока по склону сопровождались необычной сейсмичностью в виде квазипериодичного появления микроземлетрясений (режим «drumbeats»). Показаны пространственно-временные особенности сейсмического режима, предваряющего извержение, и сделаны выводы, что режим «drumbeats» возникает в результате выжимания и движения вязкого лавового потока за счёт особенных реологических свойств лавы этого вулкана.

Введение

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. 1). Извержению вулкана Кизимен в декабре 2010 г. предшествовала длительная сейсмическая подготовка, начавшаяся в апреле 2009 г., в связи с чем, летом 2009 г. была установлена радиотелеметрическая сейсмическая станция (РТСС) «KZV» (на удалении 2,6 км от вершины), которая позволила регистрировать слабые сейсмические события в постройке вулкана.

Летом 2011 г. для определения очагов слабых землетрясений была установлена цифровая широкополосная станция «TUMD» на расстоянии 6 км от вершины вулкана (рис. 1). На РТСС TUMD в июле 2011 г. была установлена фотокамера, которая производит съёмку вулкана с частотой один кадр в минуту, что позволяет идентифицировать сейсмические сигналы с проявлениями вулканической активности определённого вида.

С февраля 2011 г. на вулкане Кизимен начал выжиматься лавовый поток, длина которого в настоящее время достигла почти 5 км. Выжимание вязкого потока сопровождалось необычной сейсмичностью в виде квазипериодичного появления микроземлетрясений с амплитудой одного уровня и длительностью от десятков минут до нескольких часов.

Сейсмичность района вулкана в 2009–2011 гг.

С апреля 2009 г. в районе вулкана начали регистрироваться вулкано-тектонические (ВТ) землетрясения, число которых с течением времени стало возрастать. За период с 10 июля по 31 декабря 2009 г. было зарегистрировано более 8 тысяч ВТ землетрясений с $K_S > 2$, с глубинами очагов 5–11 км и с максимальным энергетическим классом $K_S = 9{,}9$ ($K = \lg E/$Дж). Гипоцентры большинства событий располагались в районе вулкана и его подножия [1].

На ближайшей к вулкану РТСС KZV регистрировались вулкано-тектонические землетрясения с энергетическими классами $K_S < 5$, для определения их гипоцентров за период с ноября 2009 по февраль 2011 г. был применён поляризационный метод [8].

Как видно на рис. 2а, по концентрации очагов землетрясений выделяются две зоны: одна в виде наклонной области располагается в юго-западном направлении от вулкана, вторая в виде вертикаль-

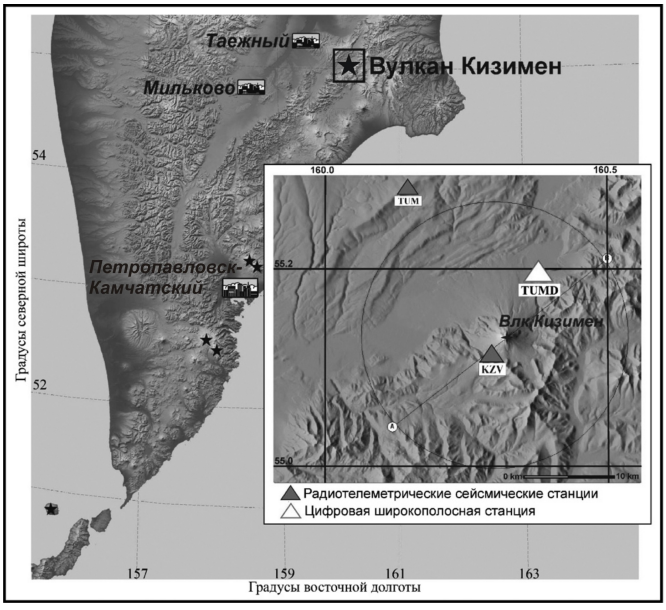


Рис. 1. Расположение вулкана Кизимен на Камчатке. На врезке показаны ближайшие к вулкану сейсмические станции КФ ГС РАН. KZV — Кизимен, TUMD — Тумрокские источники, TUM — Тумрок.

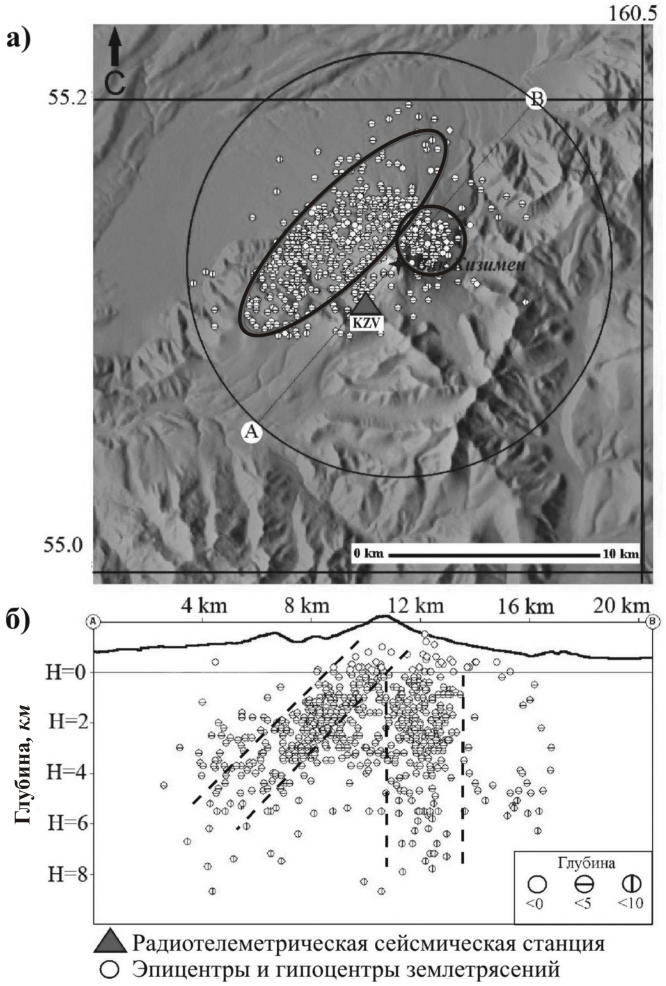


Рис. 2. Карта расположения эпицентров (а) и проекция гипоцентров землетрясений с $K_S < 5$ на вертикальную плоскость по сечению АВ района влк. Кизимен (б) за период ноябрь 2009 — февраль 2011 гг.

ной колонны находится непосредственно под вулканом. Очаги землетрясений располагались на глубинах от −1,5 до 8 км, а основная масса приходится на глубины 0–5 км (рис. 2б). При удалении землетрясений от вулкана в юго-западном направлении, глубины гипоцентров увеличиваются. Эти зоны, по-видимому, отражают напряженно-деформированные объёмы верхней части земной коры, связанные с движением магмы к поверхности.

Режим «drumbeats», сопровождающий выжимание лавового потока

С февраля 2011 г. на вулкане Кизимен начал выжиматься лавовый поток, длина которого в настоящее время достигла почти 5 км. Выжимание вязкого лавового потока сопровождалось по данным сейсмических станций KZV и TUMD необычной сейсмичностью в виде квазипериодичного появления микроземлетрясений с амплитудой одного уровня длительностью от десятков минут до нескольких часов.

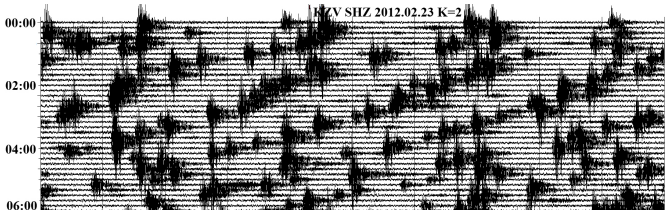


Рис. 3. Шестичасовой фрагмент сейсмограммы с записями микроземлетрясений режима «drumbeats» влк. Кизимен за 23 февраля 2012 г. Увеличение (К) = 2.

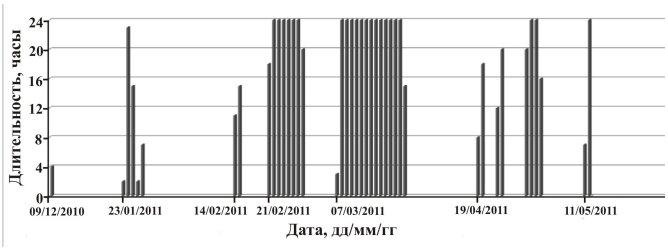


Рис. 4. График появления микроземлетрясений в период с 9 декабря 2010 г. по 11 мая 2011 г.

Отличительной особенностью такой сейсмичности являлось квазипостоянство K на длительных временных участках (рис. 3). При малых интервалах времени между микроземлетрясениями, запись сливалась, становилась непрерывной и напоминала спазматическое вулканическое дрожание. Квазирегулярное появление микроземлетрясений, зарегистрированных во время выжимания отдельных блоков вязкой магмы на экструзивном куполе вулкана Сент-Хеленс, в работах американских вулканологов было названо «drumbeats» — барабанный бой [10, 11].

Впервые такая сейсмичность была отмечена 9 декабря 2010 г. за несколько часов до начала пепловых выбросов. По визуальным данным с базы «Ипуин», расположенной в 25 км к западу от вулкана Кизимен (наблюдатель — Е.С. Власов), в 23:00 GMT 9 декабря впервые были отмечены периодические пепловые выбросы серого цвета. По данным Аляскинской вулканологической обсерватории впервые появление термальной аномалии в кратере вулкана Кизимен было отмечено на космическом снимке в 23:13 GMT 9 декабря, что указывало на приближение лавы к поверхности [5]. К этой же дате приурочено и появление в течение 4 часов режима «drumbeats», что, по-видимому, обусловлено выжиманием первой порции лавового материала.

С 9 декабря 2010 г. по 12 мая 2011 г. «drumbeats» появлялись нерегулярно (рис. 4). С 13 мая микроземлетрясения с квазипериодичностью от 8 до 50 секунд и энергетическим классом $K_S = 2{,}0-5{,}5$ начали регистрироваться непрерывно [7, 9].

На протяжении всего периода регистрации микроземлетрясений было замечено, что режим «drumbeats» менял свой характер. С мая по декабрь 2011 г. микроземлетрясения регистрировались непрерыв-

Общая характеристика режима «drumbeats» за период с 9 декабря 2010 г. по 31 мая 2012 г.

Дата	Характеристика режима «drumbeats»	Максимальная частота, мин$^{-1}$	$(2\dot{A})_{max}$ мкм/с
09/12/2010	Первое появление режима «drumbeats»	—	-
23/01–12/05/2011	Кратковременное появление режима «drumbeats» в течение нескольких часов	—	1,69
12/05–26/06/2011	«drumbeats», прерываемые дрожанием в периоды: 12/06–14/06, 16/06–19/06, 22/06–24/06	8,5	5,03
26/06–25/07/2011	Дрожание, «drumbeats» по высокочастотному каналу	—	1,74
26/07–28/07/2011	«drumbeats»	0,7	0,57
29/07–17/08/2011	Нет информации	—	-
17/08–12/11/2011	«drumbeats»	1,7	4,8
19/10–07/11/2011	Нет информации	—	-
12/11–26/11/2011	II тип «drumbeats»	1,5	0,55
27/11–11/01/2012	«drumbeats» отсутствуют, пирокластические потоки	—	-
12/01–31/05/2012	«drumbeats»	0,7	0,83

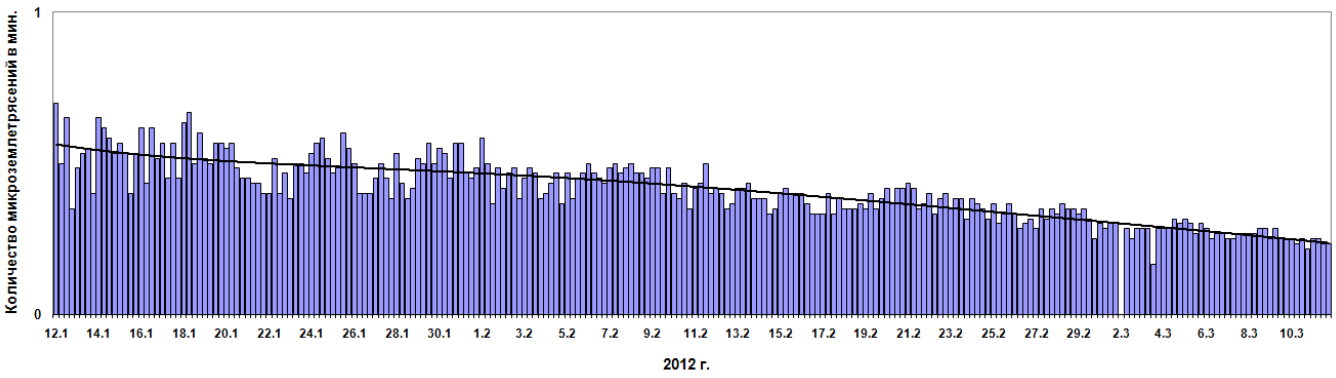


Рис. 5. График числа микроземлетрясений в минуту 12 января — 12 марта 2012 г.

но. С 7 по 12 октября количество микроземлетрясений плавно уменьшилось с 21 до 2 в минуту. Землетрясения стали хаотически расположенными и 12 октября наряду с «drumbeats» первого типа, стали регистрироваться «drumbeats» второго типа. Особенностью этих микроземлетрясений также является квазипериодичность и квазипостоянство амплитуды на длительных временных участках, но двойная амплитуда скорости смещения грунта $(2\dot{A})$ «drumbeats» II типа изменялась в пределах 0,05–0,55 мкм/с (K_S = 2–4), что значительно меньше «drumbeats» I типа. Частота микроземлетрясений в среднем составила одно в мин$^{-1}$. Постепенно «drumbeats» первого типа прекратились.

В конце ноября микроземлетрясения перестали регистрироваться, и наблюдался период извержения пирокластических потоков. Возобновился режим «drumbeats» 12 января 2012 г. и регистрируется по сегодняшний день. Количество микроземлетрясений постепенно снижалось от 40 до одного в час. На рис. 5 приведено количество микроземлетрясений в минуту за период 12 января — 12 марта 2012 г. На 31 мая 2012 г. количество микроземлетрясений не превышало одно событие в час. В таблице приведена общая характеристика динамики режима «drumbeats» за период с 9 декабря 2010 г. по 31 мая 2012 г.

В связи с ограниченной системой сейсмических наблюдений и невозможностью точного определения эпицентров микроземлетрясений режима «drumbeats», были рассмотрены изменения разностей вступлений P-волн и S-P на станциях KZV и TUMD на 6 дат, во время которых уверенно выделялись микроземлетрясения режима «drumbeats» с четкими вступлениями P- и S-волн. Как видно на рис. 6, наблюдается закономерное статистически значимое изменение вступлений сейсмических волн на этих сейсмостанциях. Увеличение S-P на с/ст KZV с 0,7 до 1,5 сек при среднеквадратичной ошибке $\sigma = 0{,}2$ сек, и уменьшение PTUMD-PKZV с 0,9 до 0,5 сек при $\sigma = 0{,}1$ сек свидетельствуют о том, что эпи-

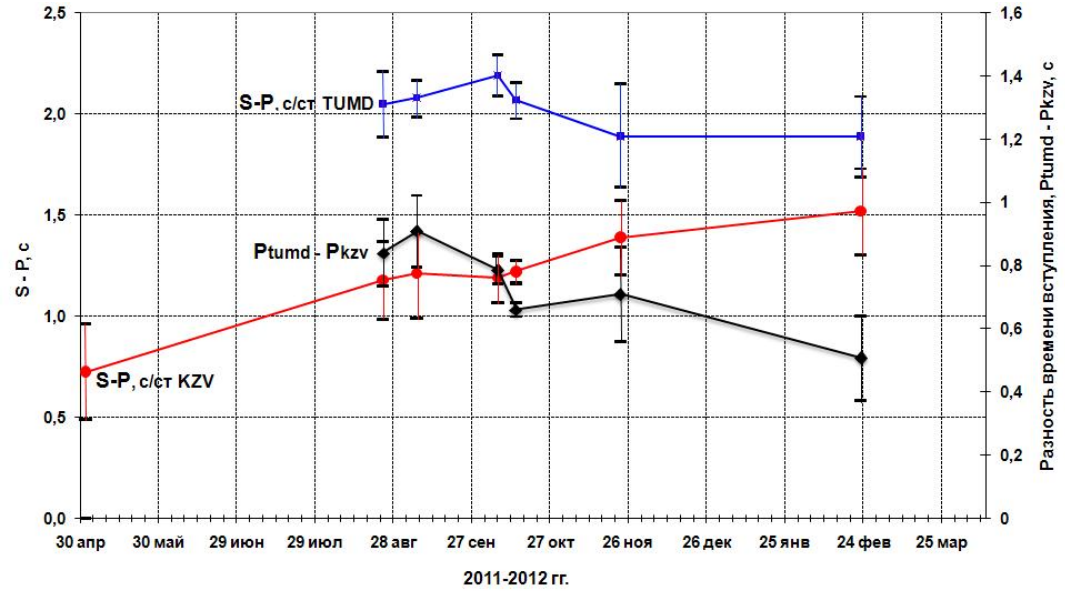


Рис. 6. Изменение разностей времен вступлений P-волн и S-P на станциях KZV и TUMD.

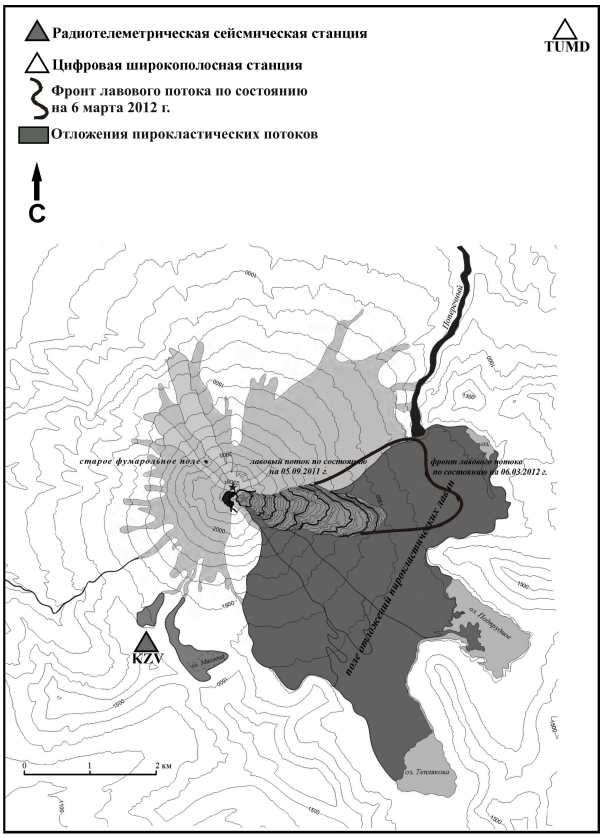


Рис. 7. Схема последствий извержения вулкана Кизимен на 5 сентября 2011 г. (составлена В. Н. Двигало), фронт лавового потока 6 марта 2012 г. и расположение сейсмических станций [4].

центры землетрясений удаляются от станции KZV и приближаются к станции TUMD.

На рис. 7 приведена схема последствий извержения влк. Кизимен по состоянию на 5 сентября 2011 г. [4], на которой изображен лавовый поток, сформировавшийся к 5 сентября. Дополнительно на карту был нанесён фронт лавового потока по состоянию на 6 марта 2012 г. (примерный контур, взятый со спутникового снимка, предоставленного Д. В. Мельниковым[1]) и расположение РТСС KZV и TUMD относительно лавового потока.

По пространственному расположению лавового потока и сейсмических станций логично предположить, что микроземлетрясения режима «drumbeats» генерируются фронтом вязкого лавового потока.

Сейсмические эффекты, сопровождавшие извержение пирокластических потоков

Выжимание вязкого дацитового лавового потока и формирование внутрикратерной экструзии, естественно, должно сопровождаться схождением обвальных и автоэксплозивных каменных лавин, как это наблюдалось на андезидацитовом вулкане Безымянный [3]. Обвальные и автоэксплозивные каменные лавины наблюдались во время извержения вулкана Кизимен довольно часто.

Сильные эксплозии в начальный период извержения сопровождались схождением пирокластических потоков [2]. Схождение пирокластических потоков наблюдалось на протяжении четырёх часов 13 декабря 2011 г. На рис. 8 приведены кадры фотосъёмки, снятые с интервалом в одну минуту, схождения пирокластического потока в 23 ч 22 мин 13 декабря 2011 г. [6].

На рис. 9 приведена огибающая записи сейсмических эффектов, сопровождавших схождение пирокластических потоков, построенная по записям станций KZV и TUMD с постоянной времени 4 секунды. Как видно из графика, за четыре часа произошло извержение 16 пирокластических потоков близких по интенсивности и около 10 более слабых.

[1] http://www.kscnet.ru/webusers/dvm/kzm.html

Рис. 8. Кадры фотосъёмки схождения пирокластического потока 13 декабря 2011 г. в 23:22 GMT.

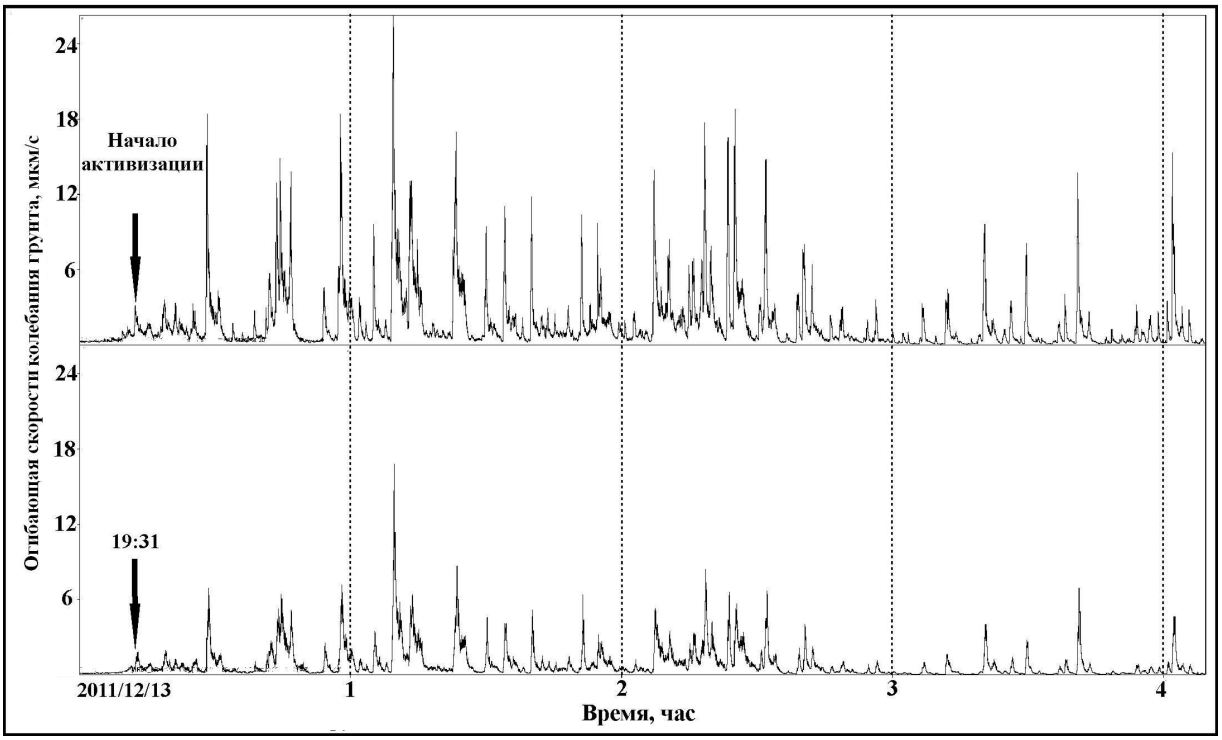


Рис. 9. Огибающая сейсмических сигналов, сопровождавших сход пирокластических потоков 13 декабря 2011 г.

Выводы

Микроземлетрясения режима «drumbeats», появившиеся 9 декабря 2010 г., сопровождали выжимание дацитовой пробки, после чего в кратере наблюдалась термальная аномалия, и отмечались пепловые выбросы. Режим «drumbeats», регистрировавшийся в 2011 г. генерировался движением фронта лавового потока по склону вулкана. Возникновение «drumbeats» II типа, по-видимому, связано с формированием и движением второго языка лавового потока. Уменьшение частоты микроземлетрясений режима «drumbeats» свидетельствует об уменьшении интенсивности эффузивного извержения вулкана.

Сейсмическая подготовка и динамика извержения вулкана Кизимен являются уникальными и ранее подобные явления на вулканах Камчатки не наблюдались. Длительный процесс подготовки извержения, а также режим «drumbeats» указывают на особые реологические свойства магмы этого извержения.

Список литературы

1. *Гарбузова В. Т., Соболевская О. В.* Сейсмическая активизация в районе вулкана Кизимен в 2008–2010 гг. // Материалы региональной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 30 марта — 1 апреля 2011 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2011. С. 176.
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. *Малышев А. И.* Жизнь вулкана. Екатеринбург: УРО РАН, 2000. 259 с.
4. *Мельников Д. В., Двигало В. Н., Мелекесцев И. В.* Извержение 2010–2011 гг. Камчатского вулкана Кизимен: Динамика эруптивной активности и геолого-геоморфологический эффект (на основе данных дистанционного

зондирования) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. № 2. Вып. 18. С. 87–101.

5. *Сенюков С. Л., Нуждина И. Н., Дрознина С. Я. и др.* Сейсмичность вулкана Кизимен // Труды третьей научно-технической конференции «Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России». Обнинск: ГС РАН, 2011. С. 144–148.
6. *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.
7. *Шакирова А. А.* Режим «DRUMBEATS» во время извержения вулкана Кизимен в 2011 г. // Материалы IX региональной молодёжной конференции «Исследования в области наук о Земле». 1–2 декабря 2011 г. Петропавловск-Камчатский. 2011. С. 201–212.
8. *Шакирова А. А., Кожевникова Т. Ю.* Анализ смещения гипоцентров землетрясений в районе вулкана Кизимен с использованием различных методов в 2009–2011 г. // Природная среда Камчатки. Матер. X региональной молодёжной научной конференции 12–13 сентября. 2011. Петропавловск-Камчатский. С. 195–206.
9. *Шакирова А. А., Махмудов Е. Р., Фирстов П. П.* Сейсмические явления на вулкане Кизимен в мае-июне 2011 г. // Материалы мол. науч. симпозиума «Современные научные исследования на Дальнем Востоке». 2011. Южно-Сахалинск. С. 18–22.
10. *Iverson R. M., Dzurisin D., GardnerC. A. et al.* Dynamics of seismogenetic volcanic extrusion at Mount St Helens in 2004–2005 // Nature. 2006. Vol. 444. P. 439–443.
11. *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. P. 64–101.

УДК 551.214 (265)

Д. Р. Акманова[1], А. М. Асавин[2], Е. В. Жулёва[3], М. Е. Мельников[4], В. А. Рашидов[1], Е. И. Чесалова[5]

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

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

[3] *Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, г. Москва; e-mail: lenageo@rambler.ru*

[4] *ГНЦ «Южморгеология», г. Геленджик;*

[5] *Государственный геологический музей им. В. И. Вернадского РАН, г. Москва.*

Интегрированный анализ геолого-геофизических материалов с использованием ГИС-методов как новый способ исследования гайотов Магеллановых гор Тихого океана

Изложены основы проведения интегрированного анализа материалов геолого-геофизических исследований гайотов Магеллановых гор Тихого океана с использованием ГИС-методов.

Введение

Одним из наиболее интересных и изученных районов проявления мелового вулканизма в Тихом океане являются Магеллановы горы. Они представляют собой протяженную дугообразную цепь подводных гор, в основном гайотов, в центральной части Восточно-Марианской котловины в районе между 10° с. ш. и 22° с. ш. и 149° в. д. и 160° в. д., простирающуюся на 1100 км от Марианского жёлоба к северо-востоку, востоку, а затем к юго-западу, в направлении восточного окончания Каролинского вала (рис. 1).

Авторы в течение ряда лет занимаются изучением гайотов Магеллановых гор, располагают кондиционными оригинальным данными, полученными в рейсах на судах РАН и МПР РФ, и владеют современными методиками их обработки. В настоящее время проводится систематизация и интегрированный анализ всех имеющихся оригинальных данных, доступных литературных источников и материалов из сети Интернет для детального исследования пространственно-временных особенностей проявления вулканизма и выявления закономерностей распределения железомарганцевых образований (ЖМО) в районе Магеллановых гор.

Современное состояние изученности

К настоящему времени в районе Магеллановых гор выполнен значительный объём геолого-геофизических исследований и пробурены скважины глубоководного бурения [7, 9]. Работы были направлены, преимущественно, на изучение геолого-геоморфологического строения, возраста и эволюции вулканизма отдельных вулканических построек, выявление особенностей распространения и состава железомарганцевых образований, развитых на склонах и вершинах гайотов. В 80-х — 90-х годах XX века Магеллановы горы становятся объектом непрерывных исследований как отечественных, так и зарубежных

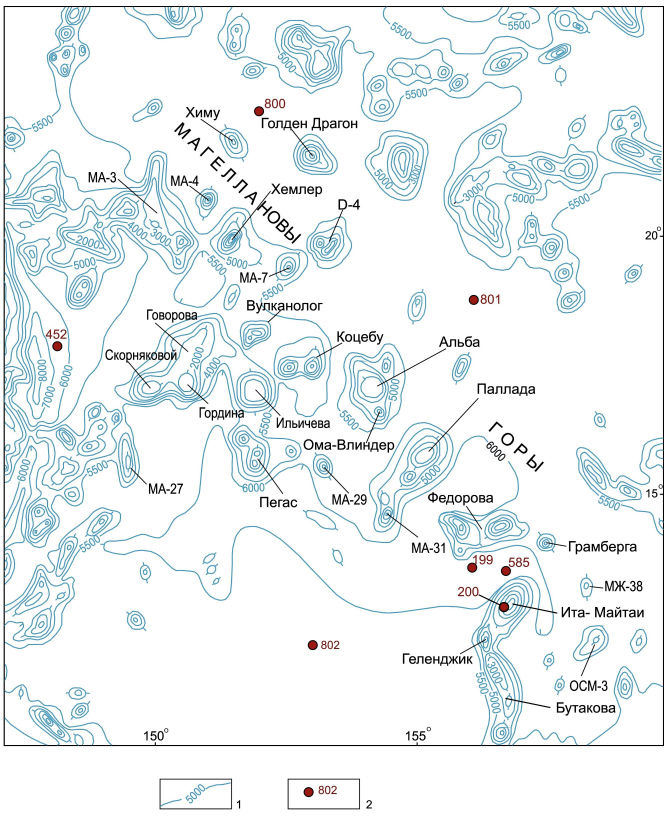


Рис. 1. Магеллановы горы Тихого океана: 1 — изобаты; 2 — скважины глубоководного бурения.

учёных. В первую очередь это связано с тем, что на склонах и вершинах Магеллановых гор были обнаружены значительные скопления железомарганцевых корок (рис. 2).

В работе [9] впервые проведено сопоставление названий гайотов, приведённых в отечественной и зарубежной литературе, и оценена степень изученности гайотов Магеллановых гор. Позднее подобное сопоставление было сделано в работе [5]. Выявлено, что до сих пор нет единого подхода и к содержанию самого понятия «Магеллановы горы». В работах [12, 13], например, к Магеллановым горам отнесены только четыре гайота: Альба, Паллада, Фёдорова и Ита-Май-Тай. Гору Голден Драгон одни исследователи [14, 15, 18] относят к Магеллановым горам, а другие — к горам Маркус-Уэйк (http://www.ufp.pf/geos).

Проведён анализ абсолютного возраста драгированных пород и данных о стратиграфии осадочной толщи, полученных при глубоководном бурении в скважинах 199, 200, 201, 202, 452A, 585, 800, 801 и 802.

Для района Магеллановых гор характерно «нормальное» осадконакопление с биогенным карбонатным материалом на глубинах менее 3900–4000 м, смешанный характер осадков в зоне карбонатной компенсации и глубоководные «красные» глины на глубинах более 4000 м. Проведённые исследования позволяют говорить об отсутствии олигоценовых отложений в разрезе осадочной толщи [6].

В гравитационном поле гайотам соответствуют положительные аномалии в редукции свободного воздуха и отрицательные — в редукции Буге. В магнитном поле гайоты отображаются интенсивными, до 900–1000 нТл, отрицательными аномалиями, осложнёнными положительными пиками над вершинами гайотов [7, 9, 8]. По данным геомагнитных исследований на гайотах Вулканолог и Коцебу выделены подводящие магматические каналы (рис. 3, 4) [8].

Рис. 2. Железомарганцевые образования на поверхности коренных пород и коллювия, перекрывающего базальты в привершинной части гайота Фёдорова (глубина 1685 м).

На сегодняшний момент нет однозначных данных о природе Магеллановых гор. Самой распространённой точкой зрения на происхождение гайотов Магеллановых гор является предположение о вулканизме «горячих точек» [12, 13, 16]. Однако распределение возрастов отдельных построек не позволяет использовать эту гипотезу [9]. Одним из подходов к объяснению механизма образования гайотов может быть мембранная тектоника, согласно которой внутриплитные вулканы формируются как следствие деформирования и растрескивания литосферы при её перемещении по поверхности Земли [10]. Согласно геодинамической модели, решающую роль в формировании Магеллановых гор играли сдвиговые дислокации в условиях меридионального сжатия океанической коры [11]. Не следует забывать и о гипотезах, согласно которым подводные горы образовывались в результате блоковой тектоники, с преобладанием вертикальных смещений [2]. Вулканизм в этом случае лишь сопровождает тектонические подвижки. Наиболее совре-

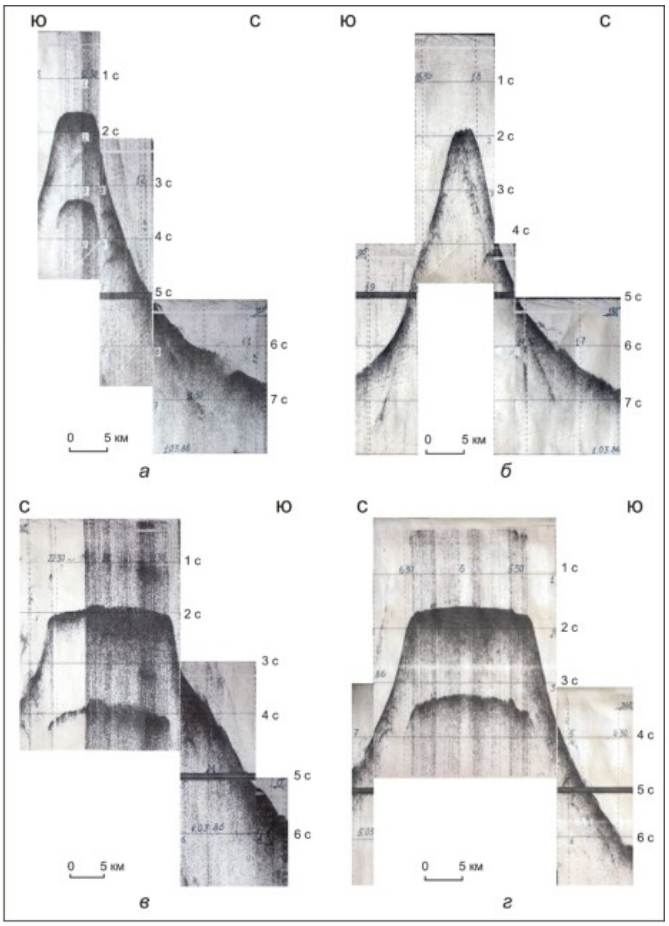


Рис. 3. Субмеридиональные профили непрерывного сейсмоакустического профилирования через вершины гайотов Вулканолог и Коцебу: а — профиль через западную вершину гайота Вулканолог; б — профиль через восточную вершину гайота Вулканолог; в — профиль через западную вершину гайота Коцебу; г — профиль через восточную вершину гайота Коцебу.

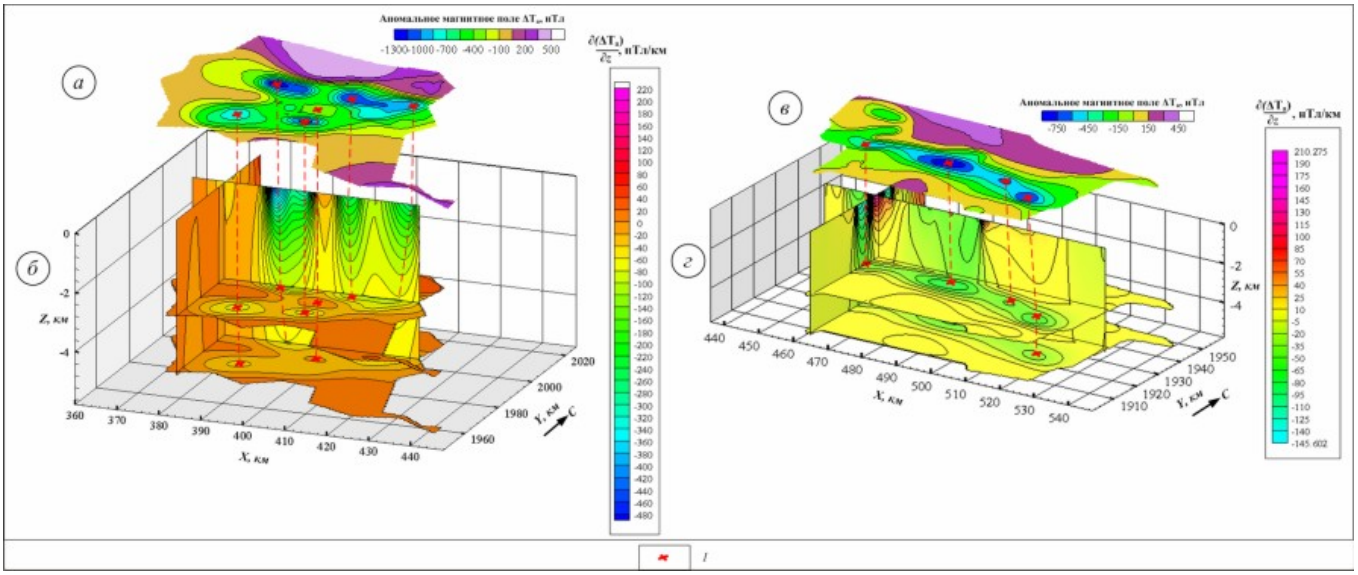


Рис. 4. Карты изолиний аномального магнитного поля ΔT_a (а, в) и ортогональные сечения 3D-диаграмм квазинамагниченности горных пород (б, г) гайотов Вулканолог (слева) и Коцебу (справа): 1 — эпицентры магнитных аномалий.

Рис. 5. Железомарганцевая корка на рифогенном известняке. Гайот Вулканолог. Интервал драгирования 1800–1600 м.

менный вариант этой концепции изложен в гипотезе мегатрендов Н. Смута [17].

ЖМО Магелланових гор представлены минеральной ассоциацией гидроокислов железа и марганца, образованной в результате гидрогенных процессов с возможным участием гидротермальных, гальмиролитических, диагенетических процессов

Они развиты на глубинах 1200–5000 м. Субстратом для корок являются все виды пород, опробованных на гайотах, а толщина их достигает 24 см, при среднем значении 6,5 см (рис. 5). По своему составу корки являются полиминеральными образованиями и относятся к богатым кобальтмарганцевым рудам [5].

Исследования глубоководных железомарганцевых корок гайотов Ита-Майтаи и Фёдорова (ИОАН) методом подводной фотографии позволили проследить особенности залегания этих образований и восстановить условия их формирования [3, 4].

Применение ГИС-методов для исследования гайотов Магеллановых гор

В настоящее время назрела объективная необходимость в проведении систематизации и интегрированного анализа всех имеющихся данных по Магеллановым горам для детального исследования пространственно-временных особенностей проявления вулканизма и выявления закономерностей распределения ЖМО. С этой целью:

– проанализированы результаты геоморфологических и геолого-геофизических исследований гайотов, проведённых отечественными и зарубежными специалистами;

– проведено сопоставление названий гайотов, приведённых в отечественной и зарубежной литературе, оценена степень их изученности и составлен каталог, включающий 27 наименований;

– обобщены сведения об абсолютном возрасте драгированных пород и стратиграфии осадочной толщи, о составе железомарганцевых образований, опробованных на гайотах;

– выполнено дешифрирование материалов подводного фотопрофилирования для исследования тонкой структуры рельефа и морфологии ЖМО;

– проведена работа по изучению зависимости морфометрических признаков подводных вулканических построек от времени их образования, что позволяет проследить эволюцию их рельефа.

Авторами начата работа по созданию геоинформационной системы (ГИС) «Магеллановы горы Тихого океана». Для этого использовано программное обеспечение ESRI ArcGIS v.10 для ОС семейства Windows. Вся атрибутивная информация хранится в серверной базе данных (БД). Организовано взаимодействие ГИС, БД и web-сайта. Для создания web-сайта используется модуль ArcGIS Server, позволя-

ющий предоставлять географические информационные ресурсы в виде сервисов по Интернет/Интернет сетям, оптимизировать внутренние рабочие процессы, координировать деятельность различных служб. Новые web-приложения представляют собой не просто карты с изменяемым масштабом и с получением информации об объектах на карте, но дают также возможность обработки и обновления предоставляемой информации. Предполагается внедрить геоинформационную систему в существующую информационную структуру, объединяя ГИС-сервер и пространственные данные с другими информационными системами, в частности, осуществить внедрение геопространственной составляющей в сервис-ориентированную архитектуру (SOA) и поддерживать стандарты взаимодействия OGC (Open Geospatial Consortium, Inc.) в ГИС-среде и общие стандарты W3C (World Wide Web Consortium) в web-среде.

Для численного моделирования и пространственного анализа используются модули Spatial Analyst и Geostatistical Analyst. Данные модули позволяют строить трёхмерную модель подводной горы, рассчитывать её морфологические характеристики, а также имеют алгебраические и статистические инструменты для поиска пространственных закономерностей. Предлагается вероятностная структура и комплект инструментов для анализа данных с ранней интеграцией информации, при этом неопределенность пространственного распределения крайних параметров смоделирована и минимизирована. На основе численного анализа систематизированных данных о гайотах проведена оценка пространственно-временных особенностей проявления вулканизма. С этой целью разработан пакет программ по обработке морфометрических данных и вычислению объёмов вулканических гор с использованием ряда оригинальных подходов.

На базе многолучевого эхолотирования составлены крупномасштабные, с сечением изобат 50–100 м, трёхмерные электронные карты рельефа гайотов Магеллановых гор, и проведён их сравнительный анализ.

С помощью разрабатываемой ГИС проделана работа по моделированию и выявлению пространственных закономерностей распределения железомарганцевых корок на гайоте Бутакова [1] в зависимости от их морфометрических и физико-химических признаков. С полученной моделью хорошо коррелируется распределение корок на детально изученных гайотах Магеллановых гор. На основе этих материалов можно установить геолого-геоморфологическую приуроченность железомарганцевых корок и характер их распространения и на других гайотах Магеллановых гор.

Для исследования тонкой структуры рельефа и морфологии ЖМО обработаны материалы подводного фотопрофилирования, проведённого с подводного буксируемого аппарата в рейсах Института океанологии РАН [4].

Заключение

В настоящее время, когда назрела объективная необходимость проведения интегрированного анализа рельефа и геолого-геофизического строения гайотов Магеллановых гор Тихого океана и присущего им железомарганцевого оруденения, широкие возможности предоставляет использование ГИС-технологий. Быстрое решение специализированных задач обеспечивается созданием web-приложений, объединяющих географическое содержание с функциональными возможностями ГИС. Начата работа по созданию ГИС «Магеллановы горы Тихого океана», предоставляющей различные математические инструменты для проведения анализа как количественных, так и качественных пространственных признаков. Использование в создании web-сайта модуля ArcGIS позволяет проводить централизованное управление всеми пространственными данными и картографическими службами.

С использованием ГИС-методов для 3D-моделирования проводится численная оценка различных характеристик рельефа, и получаются данные для разработки обобщённой модели формирования рельефа гайотов. На основе численного анализа систематизированных данных о гайотах проводятся оценки пространственно-временных особенностей проявления вулканизма. Преимущества использования ГИС при анализе морфоструктуры гайотов состоят в возможности введения и анализа различных численных характеристик, установления количественных зависимостей в виде определённых функций, которые затем можно проверить физическими моделями формирования плит и вулканических аппаратов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 12–05-00 974-а).

Список литературы

1. *Асавин А.М., Чесалова Е.И., Мельников М.Е.* Прогнозная ГИС модель формирования кобальтмарганцевых корок гайота Бутакова (Магеллановы горы, Тихий океан) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007. №10. Вып. 2. С. 105–117.
2. *Герасимов И.П.* Проблемы глобальной геоморфологии. М.: Наука, 1986. 207 с.
3. *Жулёва Е.В.* Исследование глубоководных Fe-Mn корок гайота Ита-Майтаи методом подводной фотографии // Океанология. 1995. Т. XXXV. №6. С. 930–936.
4. *Жулёва Е.В.* Геоморфология вулканических гор ложа океана. М.:ИО РАН, 2004. 186 с.
5. *Мельников М.Е.* Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: ГНЦ ФГУГП «Южморгеология», 2005. 230 с.
6. *Мельников М.Е., Туголесов Д.Д., Плетнёв С.П.* Строение верхней части разреза осадочной толщи гайота Ита-Май-Тай по данным геоакустического профилирования (Тихий океан) // Океанология. 2010. Т. 50. №4. С. 618–626.

7. *Рашидов В. А.* Магеллановы горы (Тихий океан): состояние геологической изученности // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2006. № 2. С. 13–20.
8. *Рашидов В. А., Долгаль А. С., Новикова П. Н.* Геомагнитные исследования гайотов Вулканолог и Коцебу (Магеллановы горы, Тихий океан) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2009. № 1. Вып. 13. С. 98–106.
9. *Рашидов В. А., Невретдинов Э. Б., Селянгин О. Б., Невретдинов Эр.Б.* Геолого-геофизические исследования гайотов Магеллановых гор Тихого океана // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2003. № 1. С. 103–126.
10. *Седов А. П., Матвеенков В. В., Волокитина Л. П. и др.* Качественная модель формирования цепей подводных гор // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2005. № 5. С. 24–44.
11. *Уткин В. П., Ханчук А. И., Михайлик Е. В., Хешберг Л. Б.* Роль сдвиговых дислокаций океанической коры в формировании гайотов Магеллановых гор (Тихий океан) // Докл. РАН. 2004. Т. 395. № 5. С. 646–650.
12. *Koppers A. A.P., Staudigel H., Wijbrans J. R.* Short-lived and discontinuous intraplate volcanism in the South Pacific: Hot spots or extensional volcanism? // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2003. Vol. 4. № 10. P. 1–49.
13. *Koppers A. P., Staudigel H., Wijbrans J. R., Pringle M. S.* The Magellan seamount trail: implications for Cretaceous hotspot volcanism and absolute Pacific plate motion // Earth and Planetary Science Letters. 1998. Vol. 163. P. 53–68.
14. *Ozima M., Kaneoka I., Saito* K. *et al.* Summary of geochronological studies of submarine rocks from the western Pacific Ocean // Geodynamics of the western Pacific-Indonesian Region. Geodynam. Ser. 1983. Vol. 11. Edited by T. Hilde and S. Uyeda. AGU, Washington D. C. P. 137–142.
15. *Sager W. W., Weis C. J., Tivey M. A., Jonson H. P.* Geomagnetic polarity reversal model of deep-tow profiles from the Pacific Jurassic Quiet Zone // Journal of Geophys. Res. 1998. Vol. 103. № B3. P. 5269–5286.
16. *Smith W. H.F., Staudigel H., Watts A. B., Pringle M. S.* The Magellan Seamounts: Early Cretaceous Record of the South Pacific Isotopic and Thermal Anomaly // Journal of Geophys. Res. 1989. Vol. 94. № B8. P. 10501–10523.
17. *Smoot N. C.* Orthogonal intersections of megatrends in the Western Pacific ocean basin: a case study of the Mid-Pacific mountains // Geomorphology. 1999. Vol. 30. P. 323–356.
18. *Staudigel H., Park K. H., Pringle M. et al.* The longevity of the South Pacific isotopic and thermal anomaly // Earth and Planetary Science Letters. 1991. Vol. 102. P. 24–44.

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

Петропавловск-Камчатский
ИВиС ДВО РАН, 2012 г.

УДК 546.79.552.3.(571.66)

В. И. Андреев[1], В. А. Рашидов[1], П. П. Фирстов[2]

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

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

Радиоактивное равновесие в вулканических породах и поствулканических образованиях

Исследовано соотношение естественных радиоактивных элементов (ЕРЭ) в неизменённых вулканитах, минеральных новообразованиях, в спонтанных и почвенных газах сейсмотектонически активных районов Камчатки. В большинстве неизменённых вулканитов и минеральных новообразованиях обнаружен избыток радия (^{226}Ra), не подкреплённого материнским изотопом урана (^{238}U). В спонтанных и почвенных газах объёмная активность радона (ОА Rn) была в большинстве случаев на 1–2 порядка выше, чем соответствующая гамма-активности (γ) вмещающих пород. Рассмотрены возможные причины нарушения радиоактивного равновесия.

Введение

Радиоактивное равновесие — соответствие между материнскими и дочерними радиоизотопами в рядах распада, определяется соотношением

$$\frac{N_1}{\lambda_1} = \frac{N_2}{\lambda_2}, \qquad (1)$$

где N_1 — число атомов материнского изотопа, λ_1 — константа распада материнского изотопа, N_2 — число атомов дочернего изотопа, λ_2 — константа распада дочернего изотопа [17].

Исследование радиоактивного равновесия некоторых современных вулканогенных пород Камчатки впервые было проведено Н. А. Титаевой и др. [16]. В ряде проанализированных пород Карымского вулкана, изверженных в 1964 и 1970 гг. имелся избыток изотопа ^{226}Ra, не подкрепленного материнским изотопом ^{238}U и промежуточными изотопами.

Практически все имеющиеся к настоящему времени работы по определению содержания ЕРЭ в вулканогенных породах оставляют открытыми ряд вопросов, в частности, о причинах существенных вариаций содержания и соотношения этих элементов. Появление новых методов анализов и продолжающиеся извержения вулканов делают актуальным исследование ЕРЭ в современных вулканических породах. Привлекая новый материал и сопоставляя его с известными данными, авторы попытались осветить некоторые традиционные вопросы, касающиеся причин распределения ЕРЭ в вулканитах Камчатки. Среди многих факторов, влияющих на распределение ЕРЭ в вулканогенных породах, рассмотрены лишь представляющиеся наиболее существенными. Основные объекты работ показаны на карте-схеме (см. рис. 1).

Рис. 1. Карта-схема основных объектов работ

Исследование неравновесности естественных радиоактивных элементов твёрдых вулканитов

Были исследованы распределения ЕРЭ (U, Th, Ra, K) в современных изверженных породах вулкана Карымский, кальдеры Академии Наук (кратер Токарева, образовавшейся в 1996 г.) и Большого трещинного Толбачинского извержения (БТТИ) 1975–76 гг., а также в минеральных новообразовани-

ях этих и некоторых других действующих вулканов Камчатки. Показано, что обычно характерно такое соотношение: Ra > U > Th. Это говорит о том, что радиоактивное равновесие в ЕРЭ при извержениях нарушается в рядах распадов урана и тория.

По распределению и содержанию U и Th андези-дациты Карымского вулкана и базальты Новых Толбачинских вулканов близки. В изверженных в 1996 г. породах кальдеры Академии Наук отмечаются большие вариации содержаний ЕРЭ. В минеральных новообразованиях (хлоридах натрия и калия, сульфатах, фторидах, опалитах, гейзеритах) содержание урана сопоставимо с неизменёнными породами, содержание тория и калия в большинстве из них понижено.

Исследованы ЕРЭ в изверженных породах ряда современных вулканов: вулканитов БТТИ (1975 г.), вулкана Карымский и кратера Токарева, а также в минеральных новообразованиях, отлагающихся у фумарол и термальных источников Восточного вулканического пояса Камчатки. Следует отметить, что исследованные породы принадлежат вулканам Восточного вулканического пояса, различным по динамике извержений и составу вулканитов.

Во время извержения вулкана Карымский и вскоре после окончания извержения в кальдере Академии Наук были исследованы наиболее характерные разновидности изверженных пород, а также отобранные ранее разновидности пород для этих и некоторых других вулканов (вулканы Мутновский, Малый Семячик).

Были отобраны следующие минеральные новообразования: гейзериты (кремнистые осадки) около выходов термальных вод источников Академии Наук в 1975 г. и по истечении нескольких лет после субаквального извержения 1996 г. в кальдере (Академии Наук), хлориды около фумарол с температурой >100° С на конусах БТТИ в 1980 г., хлориды в кратере вулкана Карымский при Т ~100° С в межэруптивный период в 1989 гг., сульфаты в Активной воронке вулкана Мутновский у фумарол с температурой ~500° С в 1995 г., опалиты (с кремнистыми осадками и сульфатами) около остывших фумарол термального озера в кратере вулкана Малый Семячик, фториды около фумарол второго конуса БТТИ дважды; в 1985 г. при Т 900° С, в 1989 г. — при Т 400° С [3].

Анализы радиоактивных элементов U, [Ra], Th, K были выполнены в Объединенном Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск), часть анализов U [об] — (^{238}U) была выполнена там же, а часть в СНИИГИМС (г. Томск). Методика анализов детально описана в работах [6, 14].

В изверженных в 1996 г. породах Карымского вулкана U обнаружено от 1,4 до 2,0 г/т, отношение Th/U в этих породах составило от 0,65 до 0,96, отношение K/U — 0,67 до 1,06, Ra/U отношение варьировало от 1,30 до 1,67.

Породы, изверженные в 1996 г. в кальдере Академии Наук, содержали уран от 0,6 г/т (в монолитных базальтовых бомбах) до 4,0 г/т (в пемзовидных липаритах) и 1,6 г/т — в промежуточных разностях. Th/U отношение в липаритах снижалось до 0,47, а Ra/U — увеличивалось до 3,33, в то время как в промежуточных разновидностях содержания ЕРЭ были сходны с таковыми в андези-дацитах Карымского вулкана, хотя и отличались немного повышенным отношением Th/U > 1.

Ксенолиты гранитоидов, часто встречающиеся в отложениях изверженных пород в кальдере Академии Наук, по химическому составу схожи с андези-дацитами; отличаясь большим ~8 мас.% содержанием воды. Обломки обсидианов по соотношению породообразующих окислов близки к липаритам. В то же время, по распределению ЕРЭ эти два вида ксеногенных обломков заметно отличались от схожих с ними по содержанию породообразующих окислов неизменённых вмещающих пород (соответственно андези-дацитов и липаритов). Th/U отношение в них было немного выше, чем во вмещающих породах, и составляло 1,3, а Ra/U — ниже (до 0,95), т. е. практически равновесное.

По-видимому, повышенное содержание урана — 4 г/т и соответственно необычно низкое Th/U(Ra) — 0,47 в породах одного из пемзовых ксенолитов кратера Токарева объясняется, очевидно, привносом Ra в не глубоко расположенный промежуточный очаг, откуда был вынесен при извержении ксенолит. Исследованные породы Второго конуса Северного прорыва БТТИ представляли собой бомбы сложного строения, внутренняя часть которых состояла из ксенолитов вулканогенно-осадочных литифицированных пород, а внешняя — была образована пенистой (иногда сравнительно плотной) базальтовой корочкой. По содержанию породообразующих элементов обе части бомб сходны. По содержанию и соотношению изотопов ЕРЭ различия между ксенолитами и вмещающими их базальтами более заметны.

В ксенолитах Толбачинского извержения сравнительно небольшие (1,0–1,4) отношения Ra/U и относительно высокие и стабильные отношения K/U = 1,32. В свежих базальтах, обволакивающих ксенолиты, отношения Ra/U (2,3) значительно выше, а отношения K/U сравнительно низкие — меньше единицы. Отношения Th/U, как и в проанализированных неизменённых изверженных породах Карымского вулкана, невысокие, в среднем 0,8, при вариациях от 1,6 до 0,3, причём в ксенолитах диапазон вариаций немного больше. Что подтверждает выводы работы [15].

Содержания и соотношения ЕРЭ в свежих минеральных новообразованиях сильно варьируют. Для большинства проанализированных разновидностей характерны относительно высокие содержания урана (-1,0 г/т), низкие — Th и K и, соответственно, низкие отношения Th/U и K/U. Наиболее высокие отношения Ra/U зафиксированы во фторидах —

5,95, наиболее низкие K/U и Th/U отношения — в опалитах и гейзеритах.

По соотношениям содержаний U-U [Ra] (U = $U_{общ.}$), Th-U [Ra], K-U[Ra], Th-K можно более или менее чётко выделить три группы:

1) большую часть пород, изверженных Карымским вулканом в 1996 г. и Вторым конусом БТТИ; причём, породы, изверженные Карымским вулканом, по содержанию породообразующих элементов относятся к андези-дацитам, а вулканиты БТТИ — к базальтам;

2) кислые породы (липариты) субаквального извержения в кальдере Академии Наук;

3) минеральные новообразования и изменённые породы рассмотренных в работе вулканов и гидротермальных систем.

Были проанализированы ксенолиты некоторых извержений. Обсидианы ксенолитов извержения Академии Наук, соответствующие по составу липаритам, сохранили свой первоначальный облик и лишь местами были немного вспучены. Их возраст соответствует, по-видимому, определениям, сделанным ранее для таких же обломков, вынесенных предыдущими извержениями более 28 тыс. л. н.[8]. Этим можно объяснить близкое к равновесному Ra/U отношение в обсидианах — 0,95 и несколько повышенное — в гранитах — 1,38.

При Толбачинском извержении ксенолиты литифицированных вулканогенно-осадочных пород также были захвачены поднимающейся пенистой магматической струей. Наиболее вероятное первоначальное местонахождение ксенолитов — область верхней сейсмической неоднородности (глубина ∼2 км) [4], а их возраст (мел-палеоген) был достаточен для установления радиоактивного равновесия между ^{238}U и ^{226}Ra ($\gg$10 тыс. лет). Сравнительно хорошая сохранность большинства ксенолитов свидетельствовала о незначительном влиянии вторичных процессов, проявлявшихся во время извержения и после его окончания при поствулканической деятельности.

Исследования гамма-активности (γ) и ОА Rn районов гидротерм

Несмотря на большие различия поведения ЕРЭ в магматическом и гидротермальном процессах, между ними есть определенное сходство — в высокотемпературных гидротермах U и Th ведут себя сходно. По мере снижения температуры Th становится всё более инертным, а подвижность U не только не уменьшается, но даже может возрастать [5, 13].

Исследованы два района, в зонах разломов: пос. Сосновка (Паратунский грабен) и верховье реки Быстрой в 10 км выше пос. Эссо (Центральный разлом Камчатки). Близость термальных источников, близповерхностные гидротермально изменённые породы и особенности рельефа свидетельствуют о недавней активной гидротермальной деятельности в этих районах.

Гамма активность (γ) в этих районах, сложенных рыхлыми вулканогенно-осадочными породами, составляла 4–7 мкР/ч, а ОА Rn в почвенном воздухе достигала 4–5 кБк/м^3. По составу вмещающие породы близки к андезитам, с содержанием K_2O в пределах 1,5%(вес.), а специальные анализы показали, что γ обеспечивается преимущественно изотопом ^{40}K. Следовательно, высокая ОА Rn, очевидно,обусловлена источниками, расположенными, глубже вмещающих пород [3].

Третий исследованный нами район — Налычевская термальная площадка «Котёл» [11], расположенная в депрессии между хребтами Пиначевским и Жупановским у восточного подножия горы Купол и представляющая собой холм размером 200×$\times$300 м, высотой примерно 10–15 м, сложенный гидротермально изменёнными породами — травертинами. На его поверхности встречаются просадочные воронки: самая большая диаметром до 5 м — на вершине холма. В некоторых просадках длиной до 2 м и шириной ∼0,5 м, на глубине ∼2,5 м видны травертиновые породы, слагающие Котёл: плотные, скорлуповатые с поверхности, местами слоистые, серого, буроватого, реже белого цвета. Они отличны от почв и скальных обнажений по внешнему виду, химическому составу и радиационным характеристикам.

По данным бурения и представлениям ряда исследователей [11], мощность отложений, слагающих Котёл ∼15 м. Котёл — действующая гидротермальная система с выходом термальных вод — грифоном Иванова с температурой 68° С и вытекающим из него Травертиновым ручьём, с расходом 15 л/с. Воды Травертинового ручья сульфатно-хлоридно-натровые, pH ∼ 6, M ∼ 4 г/л.

В июле 2010 г. проведены измерения γ на поверхности травертинового котла и в первых десятках метров южнее, составившие до 36 мкР/ч, и за его пределами, а также измерения ОА Rn в почвенном воздухе, составившие до 70 кБк/м^3. Места высоких значений ОА Rn и γ территориально близки. В 0,6 км к юго-востоку от Котла в контрольной точке γ = 3,5–6 мкР/ч, ОА Rn = 4–5,5 кБк/м^3.

Обсуждение результатов

Нарушение радиоактивного равновесия между ^{238}U и ^{226}Ra отмечалось в камчатских вулканитах ранее [16]. Это явление присуще не только камчатским вулканам и гидротермам. Избыток Ra, не равновесного с U, был выявлен японскими учёными в андезитовых лавах острова Кюсю и в большинстве базальтовых лав Гавайских островов [20], отмечен на Этне, Стромболи и особенно в вулканитах Везувия, где отношение ^{226}Ra/^{238}U достигало 10 [10].

Было предложено несколько объяснений этого явления. Высказано предположение, что обогащение Ra может происходить в процессе образования магмы, дифференциации расплава и в ходе извержения [17]. Его избыток может быть индикатором равновесия между происходящим плавле-

нием и твердым матриксом [18] и свидетельствовать о том, что реальная скорость транспортировки расплава значительно превышает предсказанные модельные значения [21].

Обращаем внимание на то, что главные гамма-излучатели, RaB, RaC, RaA, по которым проводится определение U [Ra] (^{238}U по ^{226}Ra в предположении, что они равновесны) — находятся в ряду распада ^{238}U, после ^{222}Rn, с которым, в частности, может быть связано нарушение радиоактивного равновесия [5]. Подтверждением этому служит обнаружение в лаве и пепле Толбачинского извержения избыточных относительно ^{226}Ra количеств ^{210}Po, связанных предположительно с дополнительным источником Rn [7]. Измерения Rn с самолёта-лаборатории в пепло-газовом шлейфе Толбачинского извержения показали его неожиданно высокие концентрации, также превышающие расчётное содержание в магме [1]. О возможной утрате Rn, приводящей иногда к искажению определений абсолютного возраста пород и минералов, упоминается в работе [9].

Приведённые низкие отношения $\mathrm{Th/U} \sim 1$ не характерны для магматических и метаморфических пород Камчатки. В работе [15], включающей 369 анализов, такие соотношения имеются лишь в 10% случаев и встречаются преимущественно у изменённых пород с высоким содержанием $H_2O > 1$ и большой долей Fe_2O_3 ($Fe_2O_3/FeO > 1$).

В минеральных осадках гидротермальной системы кальдеры Узон подобные соотношения встречены в 20% из 99 анализов [2]. Набоко и др. [12] обнаружили «эксгаляционную руду» у выхода высокотемпературных газов на Втором конусе БТТИ, содержащую на два порядка больше ЕРЭ по сравнению с вмещающими неизменёнными базальтами. Высокие (сравнимые с «эксгаляционной рудой») содержания ЕРЭ и существенное смещение соотношений радиогенных изотопов свинца были обнаружены в породах и минеральных осадках гидротерм кальдеры Узон, что позволило высказать предположение, что поступление радиоэлементов в гидротермы с флюидом происходит как из мантии, так и из земной коры [2].

Возможно, подобным же образом может быть объяснено сравнительно высокое содержание ЕРЭ в некоторых минеральных новообразованиях (фторидах, опалитах), отмеченное в данной работе. Большие вариации содержания и соотношений ЕРЭ в них могут быть обусловлены тем, что тесные геохимические связи U, Th, K, характерные для магматической стадии, могут нарушаться при вторичных процессах [13]. K/U отношения в минеральных новообразованиях могут рассматриваться показателем темпа накопления U[Ra] и Th [3].

В ряду ^{232}Th самый мощный гамма-излучатель (^{208}Tl Th C′ — таллий) расположен после ^{220}Tn, хотя некоторая часть гамма-излучателей распределена по всему ряду тория. Период полураспада ^{220}Tn на два порядка меньше, чем ^{222}Rn, и соответственно короче путь его миграции. В целом же, в неизменённых (где $H_2O < 1$ и $Fe_2O_3/FeO < 1$) изверженных породах вулкана Карымский, кальдеры Академии Наук, Второго конуса Толбачинского извержения и минеральных новообразованиях прослеживается сходная тенденция распределения ЕРЭ: $\mathrm{Ra > U > Th}$, причём, в наиболее высокотемпературных новообразованиях (фторидах) эта тенденция более отчётлива. В периферических магматических камерах может происходить обогащение расплава «коровыми» элементами, причём ЕРЭ могут переноситься в летучих соединениях типа хлоридов и фторидов радия и урана, а также в эманациях радона. Подобный процесс приводит к обогащению ЕРЭ некоторых высокотемпературных новообразований и смещению радиоактивного равновесия к более подвижным дочерним изотопам [17, 3].

Низкое Th/U отношение и общая тенденция соотношений $\mathrm{Ra > U > Th}$ указывает на высокую флюидную насыщенность магмы [19] и характерно для незрелой коры океанических островов [22].

Повышенные ОА Rn в районах Паратунского грабена и Центрального разлома при низкой гамма-активности вмещающих пород обусловлены, возможно, расположенными на глубинах в первые сотни метров эманирующими коллекторами типа радиобарита, способными аккумулировать радий, излучать радон и устойчивыми к кислотно-щелочному выщелачивании.

Значительно более высокая ОА Rn в сочетании с повышенной гамма-активностью на Налычевском котле связана с действующей гидротермальной системой, где кроме радиобарита $\mathrm{Ba,Ra(SO_4)}$ образуется радий-содержащий витерит $\mathrm{Ca,Ra(CO_3)}$, менее устойчивый к выщелачиванию [3].

Список литературы

1. *Абрамовский Б.П., Ионов В.А., Назаров И.М. и др.* Газы и аэрозольные продукты выброса Северного прорыва Толбачинского извержения // Вулканология и сейсмология. 1979. № 3. С. 3–8.
2. *Адамчук Ю.В., Фирстов П.П.* Радиоактивные эманации в фумарольных газах ряда действующих вулканов Камчатки. Москва — ЦНИИатоминформ — 1986. Препринт ИАЭ 4247/1. М., 1986. 27 с.
3. *Андреев В.И.* Распределение естественных радиоактивных элементов в твёрдых вулканитах и радиогенных газах из вулканов и гидротерм Камчатки и Курил. Автореф. канд. дис. Новосибирск. 2011. 16 с.
4. *Балеста С.Т., Зубин М.И., Каргопольцев А.А. и др.* Глубинное строение района извержения. Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984, С. 514–537.
5. *Баранов В.И., Титаева Н.А.* Радиогеология, 1973. Изд. М.Г.У. 241 с.
6. *Вертман Е.Г.* Анализ геологических проб методом запаздывающих нейтронов и его применение для геологических задач. Автореф. канд дис. М.1982. 87 с.
7. *Виленский В.Д.* Радий-226, свинец-210 и полоний-210 в продуктах Толбачинского извержения на Камчатке // Геохимия. 1977 №11. С. 1618–1624.

8. Вулканический центр: строение, динамика, вещество (Карымская структура). М., «Наука».1980. 300 с.
9. *Казанский В.И., Лаверов Н.П.,Тугаринов А.И.* Эволюция уранового оруденения. М.: Атомиздат, 1978. 206 с.
10. *Кортини Массимо.* Уран в мантийном процессе // Геология, геохимия и методы оценки месторождений урана. М.: Мир, 1988. С. 51–65
11. *Масуренков Ю.П. Комкова Л.П.* Геодинамика и рудообразование в купольно-кольцевой структуре вулканического пояса. М. «Наука». 1978, 273 с.
12. *Набоко С.И., Главатских С.Ф.* Постэруптивный метасоматоз и рудообразование. М.: Наука, 1983. 163 с.
13. *Наумов Г.Б.* Поведение радиоактивных элементов в гидротермальных процессах (обзор представленных тезисов) // Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск: «Наука», 1975. С. 155–161.
14. *Пузанков Ю.М., Боброва В.А., Дучков А.Д.* Радиоактивные элементы и тепловой поток земной коры полуострова Камчатка. Новосибирск: Наука, 1977. 125 с.
15. *Пузанков Ю.М., Волынец О.Н., Селивёрстов В.А. и др.* Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки // Тр. Ин-та геологии и геофизики. 1990. Вып. 390. 259 с.
16. *Титаева Н.А., Векслер Т.И., Орлова А.В.* Радий в современных вулканических породах Камчатки // Изв. высш. учебн. заведен. Геология и разведка.1977. № 4. С. 70–75.
17. *Титаева Н.А.* Ядерная геохимия. М.: Изд. МГУ, 2000. 336 с.
18. *Capaldi G., Cortini M., Gasparini P., Gasparini P., et al.* Shortlived radioactive in freshly erupted rocks and their implication for the preeruption history of magma // J. Geophys. Res. J. Geophys. Res.
19. *Condomines M., Hemond Ch., Allegreb. J.* U-Th-Ra radioactive disequlibria and progresses // Earth and Planet. Sci. Lett.1988.Vol. 90. № 3. P. 243–262.
20. *Hutuda Zinitro, Nishimura Susumu, Asayama Tetsuji.* Atrial method of determining uranium and thorium content of rocks in radioactive disequilibrium neutron activation analysis // Mem. Coll. Ski. Univ. Kioto. 1967. B. 33. № 4. P. 221–226.
21. *Rubin R.N., Macdougal J.D.* 226-Ra exceses in midocean ridge basalts and mantle melting // Nature. 1988. V. №618. P. 158–161.
22. *Titaeve N.A., Mironov Yu.U.* Evidens of evolution of depleted mantle and relics of subcontinental lithosphere in Atlantic // 5th Zonenshain of plate tectonics. Moscov, 1995. P. 59–61.

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

Петропавловск-Камчатский
ИВиС ДВО РАН, 2012 г.

УДК 550.34+551.24

А. В. Викулин

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

Геодинамика и космические факторы

В геологической истории нашей планеты есть времена большей или меньшей интенсивности геологических процессов... Никакого объяснения этих фактов мы не знаем, но едва ли правильна мысль большинства геологов, что причину её надо искать внутри планеты...
В. И. Вернадский [1 с. 267]

Введение

Большое количество геологических, геофизических, астрономических и физических данных указывают на существование тесной взаимосвязи между процессами, происходящими на Земле и в Космосе. Мысль В. И. Вернадского, вынесенная в эпиграф этого сообщения, созвучна высказываниям многих других исследователей. Например, патриарх тектоники и один из её создателей Ю. А. Косыгин в своей классической монографии [19] в разделе «О причинах тектонических движений» пришел к выводу: «О влиянии астрономического фактора на структуру Земли говорит также закономерная ориентировка крупных глубинных разломов и сдвигов относительно её фигуры. Пароксизмы перемещений по этим разломам могут быть поставлены в функциональную зависимость от периодических деформаций земного сфероида вследствие изменения скорости вращения Земли». В работе [32] автор приходит к выводу о том, что «так или иначе ротационные космические гипотезы оказываются в одной плоскости с глубинными геодинамическими гипотезами и не так уж по отношению к ним альтернативны». Большой обзор работ о ведущей роли космических факторов и ротации Земли на её геодинамику представлен в недавно вышедшей книге А. И. Полетаева [27]. Связующим «космическим» звеном такой взаимосвязи геодинамики и Космоса может быть только гравитация, которая объединяет все части Вселенной: «обычные» тела, планеты, звездные системы, галактики и Метагалактику, в целом. Связующим «земным» звеном такой взаимосвязи могут являться ротационные волны, являющиеся для геосреды такими же характерными как сейсмические (упругие) волны [8].

Вариации гравитационной постоянной

Значение гравитационной постоянной $G = (6{,}67 \pm 0{,}01) \cdot 10^{-8}$ дин·см^2·г$^{-2}$ известно с малой для фундаментальных величин точностью $\Delta G/G = 10^{-3}$. Многолетними исследованиями показано, что лабораторные и космические (флуктуации гравитационного притяжения Луны и Солнца) факторы, которые, в принципе, могут повлиять на измеряемую величину G, не могут привести к наблюдаемому разбросу её значений. Многочисленные серии из десятков тысяч измерений величины G, выполненные в разные периоды, статистически значимо отличались и друг от друга и от среднего значения по всей серии [15]. В значениях третьего знака гравитационной постоянной существуют такие же ритмичности, как и в вариациях солнечной активности. Местоположение, простирание и общая форма магнитных и гравитационных аномалий чаще всего совпадают [35, с. 320].

Известно, что «всякое гравитационное поле является не чем иным, как изменением метрики пространства-времени. Это важнейшее обстоятельство означает, что геометрические свойства пространства-времени (его метрика) определяются физическими явлениями, а не являются неизменными свойствами пространства и времени» [24, с. 307]. Поэтому приведённые выше данные позволяют предположить, что вариации гравитационной постоянной могут определяться двумя типами явлений, происходящими во время её измерения. К первому типу следует отнести «локальные» геодинамические процессы, протекающие в месте установки измеряющего G прибора. Ко второму типу — «глобальные» космические процессы, связанные с деформацией всей Земли, в целом, при прохождении через неё гравитационных волн от внешних по отношению к Земле источников. Оба типа процессов, по сути, являются планетарными. Но их происхождение и «веса» в месте установки измеряющего значение G прибора могут быть разными. Поэтому термины «локальные» и «глобальные» взяты в кавычки.

Близкий вывод о том, что вариации значений G связаны не с точностью определения гравитационной постоянной, а с целым рядом космических

и геофизических факторов, был сделан в работе [34, с. 276–284].

Квадрупольные деформации Земли и гравитационные волны

Глобальные нерегулярные изменения инструментальных изменений силы тяжести на поверхности Земли и угловой скорости её вращения хорошо коррелируют между собой, что соответствует квадрупольному характеру деформации планеты [34, с. 322]. Данные спутниковой лазерной дальнометрии выявили вариации значений второго момента J_2 в разложении гравитационного потенциала Земли по сферическим гармоникам, который, отражая динамику соотношения экваториального и полюсного моментов инерции и радиусов Земли, также имеет квадрупольный характер [38]. В работе [14] отмечено, что существует только один механизм, способный объяснить квадрупольный характер деформации Земли как следствие гравитационного эффекта, при котором земной шар оказывается в поле падающей гравитационной волны и Земля является её детектором. Эти данные позволяют предположить, что космическим фактором могут являться гравитационные волны, излучаемые внешними по отношению к Земле источниками.

Геодинамические волны

Из всего разнообразия геодинамических движений остановимся на явлениях, которые «весьма слабо» вписываются в общеизвестные представления о геосреде, как о твердом теле. Имеется много свидетельств движения земной поверхности в направлении от очагов землетрясений в виде «горбов Земли» [6, с. 222]. Например, «по поверхности террасы прошла волна высотой 20–30 см — совершенно бесшумно, и земная твердь на мгновение превратилась в пластическую субстанцию... а ещё через мгновение поверхность террасы опять стала плоской и абсолютно ровной. И никаких следов деформации!» [25, с. 5]. Или: «во время землетрясения... по бетонному шоссе и тротуарам шли волны высотой 1,2–1,8 м и длиной 3 м, но на бетоне не появилось ни одной трещины» [15, с. 77] (при деформациях твёрдого тела более 0,5!). В эпицентральных зонах сильных землетрясений часто отмечаются повороты памятников, минаретов, углов зданий, подбрасывание с поворотом тяжёлых камней [9]. Породы, слагающие вихревые структуры, формировались «в твердом состоянии на месте и за счёт вещества верхней мантии» и «с самого начала формировались как дугообразные, а не механически изгибались из первоначально прямолинейных структур» [31, с. 73, 92]. Такие движения, согласно классической механики сплошных сред [23], очевидно, не могут происходить в твердотельной сплошной среде [36].

Но такие движения происходят в блоковой геосреде! Например, инструментально зарегистрированные движения вблизи очага Паркфилдского землетрясения 1966 г. позволили сделать вывод, что движение грунта вблизи образовавшегося разлома характерно для жидкости [22]. Анализ позволил «бухтообразные» предвестники землетрясений связать с вероятными пульсациями отдельных участков поверхности Земли с характерными периодами порядка 100 дней. К числу таких пульсаций можно отнести «куполообразное вспучивание (Сан-Андреас, США), охватившее территорию с поперечником около 20 км и выстой около 0,5 м. Наделав много шума и не оправдав опасений сейсмологов, вспучивание «благополучно» исчезло» [4]. К числу такого рода эффектов, по-видимому, можно отнести и свидетельство летописца, относимое к 1601 г. на Валдае: «И с того озера Бросна выходила из воды гора песчаная, а ото дна воды в верх с сажень и стояла так двенадесят дней... И по двенадесят днях опустилась по прежнему... и над него глубины стало семь сажен, как и прежде» [3]. Анализ такого рода вариаций показал [4], что их «разнознаковость при наблюдаемой быстротечности, свидетельствует о процессе в жидкой фазе».

Все геофизические и геологические данные о таких «медленных» движениях геосреды с характерными длительностями 10 сек – 1 млн лет, рассматриваемые в совокупности, и позволили геологам в 1930-х гг. ввести в рассмотрение реидные [10, 17, 37] или сверхпластичные деформации Земли «как течение материала в твёрдом состоянии» [25].

Достижением научной мысли последних десятилетий в науках о Земле стало обоснование концепции блокового строения геосреды. Изменяемость во времени, сильная нелинейность, активность, энергонасыщенность и реидность (сверхпластичное течение в твердом состоянии [25]), ротационный фактор — фундаментальные свойства геосреды. В рамках таких представлений показано, что для блоковой геосреды, кроме упругих сейсмических волн, характерны также ротационные волны [7], движение в которых происходит «сверхпластичным» образом [8].

Анализ показывает, что ротационные волны могут быть близкими выявленным в горных массивах рудников и введенным в геомеханику маятниковым волнам. Для описания геодинамических (ротационных, маятниковых, тектонических, деформационных и др.) сильно нелинейных волн оказывается возможным привлекать и неевклидовы модели деформирования материалов на разных структурных уровнях [26, 28, с. 17–33, 214–219], которые, в принципе, позволяют учитывать также и эффекты, связанные с искривлением пространства-времени гравитационными волнами.

О механизме взаимосвязи

Минимизируя гравитационную энергию Земли, можно определить величину её «поверхностного натяжения» 10^{19} эрг/см^2 [21, с. 101], являющегося, по сути, балансом между гравитационным притяжением и геодинамическим полем. Поверхностное натяжение геоида значительно превышает коэффи-

циенты поверхностного натяжения «лабораторных» жидкостей и твёрдых тел ($1 - 10^4$ эрг/см^2), что может указывать на существование «очень сильной» взаимосвязи между гравитацией и геодинамическими движениями. Источником энергии такой значительной по величине взаимосвязи, при гигантских по величине деформациях, на время прохождения ротационной геодинамической волны превращающих твёрдое тело в жидкость, в соответствии с представлениями работы [11], может быть только энергия вакуума, способная, по-видимому, в том числе, изменять и структуру (метрику) пространства-времени.

Использование вместо сейсмических ротационных геодинамических волн позволит на десять порядков по величине повысить чувствительность метода [2] и, по-видимому, уверенно зарегистрировать гравитационные волны.

Модели описания тектонического течения

«Тектонические процессы и деформации существуют во всех мантийных геосферах» [29], а не только до известного рубежа «670», как традиционно считается до сих пор [27, с. 141], при ведущей роли тектонического течения глубинных масс [29]. Можно разными способами описывать такого рода тектоническое течение горных масс.

Вихревые течения Римана [5, 6]. В середине XIX в. П. Дирихле поставил следующую задачу [18, с. 26-31]. Дана однородная несжимаемая вращающаяся масса гравитирующей жидкости. Допускают ли законы гидродинамики такое движение этой массы, чтобы её форма в любой момент оставалась эллипсоидальной, а поле скоростей жидкости — линейным по координатам? Дирихле поставил задачу и получил уравнения движения такого эллипсоида. Дедекинд отметил особую, присущую уравнениям движения эллипсоида Дирихле симметрию, которая указывает на возможность существования во вращающихся средах вихревых течений.

Самый значительный вклад в разработку идеи Дирихле внес Б. Риман. Он впервые рассмотрел стационарные фигуры равновесия и открыл класс двухпараметрических равновесных эллипсоидов, у которых вектор угловой скорости и вектор вихря внутренних течений совпадает с одной из главных осей симметрии фигуры — S-эллипсы Римана. У таких фигур (например, Земли) оси вращения и вихря не совпадают с главными осями эллипсоида, что значительно расширяет спектр возможных решений и их применения к задачам геодинамики: ось вращения Земли и магнитная ось не совпадают.

За цикл работ по динамике звезд в рамках проблемы Дирихле С. Чандрасекхар в 1983 г. получил Нобелевскую премию. Далее, выяснилось, что 11-летняя цикличность солнечной активности является, по сути, отражением структуры вихревых течений нашего светила [33]. В соответствии с полученными в 1960–1990 гг. данными о большой амплитуде движения центра масс Солнца, которая в два раза превышает его диаметр [12] стало ясно, что цикличность солнечной активности обусловлена не внутренней динамикой Солнца. Солнечная активность, а следовательно, и большая часть земных явлений, включая социум, определяется сложной моментной динамикой всей Солнечной системы, в первую очередь моментной динамикой Юпитера, период обращения которого вокруг Солнца составляет около 11 лет.

Работы, выполненные Б.П. Кондратьевым и его коллегами [18], доказывают существование во вращающихся реальных системах (планетах) внутренних движений, имеющих вихревую природу. Важным результатом такого рассмотрения, имеющим принципиальное значение, является возможность получения новых данных о физических свойствах вращающихся сред, таких как вязкость, сжимаемость, напряженность магнитного поля и др.

Таким образом, теоретически открытые вихревые течения Дирихле-Дедекинда-Римана во вращающихся гравитирующих невязких жидкостях, получили своё практическое подтверждение для блоковой вращающейся Земли, вещество которой имеет реидные (сверхпластичные) свойства.

Ротационные течения. В нелинейной физической акустике кроме переменных величин, таких, как давление, колебательная скорость и смещение, в звуковом поле возникают постоянные силы — радиационное давление. Его происхождение связано с изменением в некотором объёме среднего по времени переносимого волной импульса (момента силы и/или момента импульса). Такое давление в сплошных средах возникает всегда, поскольку даже при относительно небольших интенсивностях звука возникают нелинейные эффекты. В свою очередь, радиационное давление приводит к движению вещества самой среды — возникают акустические течения [13 с. 178–249; 20, с. 118–137].

Таким образом, при рассмотрении явления «звукового ветра» акустические и гидродинамические параметры тесно переплетаются между собой [30, с. 198].

Давление излучения характерно для волн любой природы [20, с. 118], в том числе и для геодинамических ротационных волн Земли, являющихся результатом взаимодействия блоков вращающейся геосреды, которая является сильно нелинейной. Описание геодинамических явлений можно проводить в рамках нелинейной физической акустики [13, 20, 30].

При рассмотрении ротационного течения (аналога «звукового ветра» в нелинейной [13, с. 207–249] физической [20, с. 118–137] акустике) «ротационные» и «реидные» (сверхпластичные) параметры геосреды, как акустические и гидродинамические параметры в нелинейной физической акустике [30, с. 198], тесно переплетаются между собой. Описание таких явлений с одинаковым успехом можно проводить как в рамках гидродинамики — задачи Дирихле-Дедеинда-Римана, так и в рамках нелинейной физической акустики.

Список литературы

1. *Баренбаум А. А.* Галактоцентрическая парадигма в геологии и астрономии. М.: Книжный дом «ЛИБРОКОМ», 2010. 544 с.
2. *Брагинский В. Б. и др.* О поисках низкочастотных всплесков гравитационного излучения // УФН. 1985. Т. 147. С. 422-424.
3. *Борисенков Е. П., Пасецкий В. М.* Тысячелетняя летопись необычайных явлений природы. М.: Мысль, 1988.
4. *Бороздич Э. В.* Короткоживущие подкоровые локальные возмущения (КПЛВ). Их природа и проявления // Исследования в России. Электронный журнал. 2008.
5. *Викулин А. В.* Ротационные упругие поля в твёрдых телах и вихревые решения проблемы Дирихле: тождественные системы? in Вестник КРАУНЦ. Серия Науки о Земле. 2005. № 6. С. 89–99.
6. *Викулин А. В.* Мир вихревых движений. Петропавловск-Камчатский: КамчатГТУ, 2008. 230 с.
7. *Викулин А. В.* Новый тип упругих ротационных волн в геосреде и вихревая геодинамика // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. № 2. С. 119-141.
8. *Викулин А. В.* Моментная геодинамика, гравитационные волны и сверхтекучесть геосреды // Сейсмичность. Вулканизм. Геодинамика. Сборник трудов. Петропавловск-Камчатский: КамГУ, 2011. С. 384 — 394.
9. *Викулин А. В., Тверитинова Т. Ю.* Вихревые движения в очаге Чуйского землетрясения 2003 г. // Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2011. С. 347-350.
10. Геологический словарь. В 2-х томах. Т. 2. М.: Недра, 1978. 456 с.
11. *Дмитриевский А. Н., Володин И. А., Шипов Г. И.* Энергоструктура Земли и геодинамика. М.: Наука, 1993. 154 с.
12. *Долгачев В. А., Доможилова Л. М., Хлыстов А. И.* Особенности движения центра масс Солнца относительно барицентра // Труды Гос. Астрономического ин-та им. Штернберга П. К. 1991. Т. 62. С. 111–115.
13. *Заремба Л. К., Красильников В. А.* Введение в нелинейную акустику. М.: Наука, 1966. 520 с.
14. *Иваненко Д. Д., Фролов Б. Н.* Деформация Земли и современная теория гравитации // Проблемы расширения и пульсации Земли. М.: Наука, 1984. С. 93-97.
15. *Измайлов В. П., Карагиоз О. В., Пархомов А. Г.* Исследование вариаций результатов измерений гравитационной постоянной // Физическая мысль России. 1999. № 12. С. 20-26.
16. *Каррыев Б. С.* Вот произошло землетрясение. SIBIS. 2009. (http://www.pablication.ru)
17. *Кинг Л.* Морфология Земли. М.: Прогресс, 1967. 559 с.
18. *Кондратьев Б. П.* Теория потенциала и фигуры равновесия. М. — Ижевск: Институт компьютерных исследований, 2003. 624 с.
19. *Косыгин Ю. А.* Геотектоника. М.: Недра, 1969. 616 с.
20. *Красильников В. А., Крылов В. В.* Введение в физическую акустику. М.: Наука, 1984. 400 с.
21. *Кузнецов В. В.* Введение в физику горячей Земли. Петропавловск-Камчатский: КамГУ, 2008. 367 с.
22. *Кузнецов В. В.* Ударно-волновая модель землетрясения. I. Сильные движения землетрясения как выход ударной волны на поверхность // Физическая мезомеханика. 2009. Т. 12. № 6. С. 87-96.
23. *Ландау Л. Д., Лифшиц Е. М.* Механика сплошных сред. М.: Изд-во технико-теоретической литературы, 1953. 788 с.
24. *Ландау Л. Д., Лифшиц И. М.* Теория поля. М.: Наука, 2006. 536 с.
25. *Леонов М. Г.* Тектоника консолидированной коры. Труды геологического института РАН. Вып. 575. М.: Наука, 2008. 457 с.
26. *Мясников В. П., Гузев М. А.* Неевклидова модель деформирования материалов на различных структурных уровнях // Физическая мезомеханика. 2000. № 3.
27. *Полетаев А. И.* О понимании роли и значения ротационного фактора в образовании и развитии Земли: факты, дискуссия, выводы. М.: Книжный дом «ЛИБРОКОМ», 2011. 200 с.
28. Проблемы и перспективы развития горных наук. Т. 1. Геомеханика. Труды международной конференции // Ред. Назаров Л. А. Новосибирск: ИГД СО РАН, 2005.
29. *Пущаровский Ю. М., Пущаровский Д. Ю.* Геосферы мантии Земли // Геотектоника. 1999. № 1. С. 3–14.
30. *Руденко О. В., Солуян С. И.* Теоретические основы нелинейной акустики. М.: Наука, 1975. 288 с.
31. *Слензак О. И.* Вихревые системы литосферы и структуры докембрия. Киев: Наукова Думка, 1972. 182 с.
32. *Суворов А. И.* История мобилизма в геотектонике. М.: Наука, 1994. 224 с.
33. *Тимашев С. В.* О базовых принципах «нового диалога с природой» // Проблемы геофизики XXI века: в 2-х кн. Кн. 1 / Ред. Николаев А. В. М: Наука, 2003. С. 104–141.
34. *Хаин В. Е., Халилов Э. Н.* Цикличность геодинамических процессов: её возможная природа. М.: Научный мир, 2009. 520 с.
35. *Хмелевской В. К. (ред.)* Геофизика. Учебник. М.: КДУ, 2007. 320 с.
36. *Шебалин Н. В.* Проблемы макросейсмики (Вычислительная сейсмология, вып. 34). М.: Наука, 2003. С. 57-200.
37. *Carey S. W.* The Rheid concept in geotectonics // Bull. Geol. Soc. Austral. 1954. Vol. 1. P. 67–117.
38. *Cox C., Chao B. F.* Detection of large-scale mass redistribution in the terrestrial system since 1998 // Science. Vol. 297. № 2. August 2002. P. 831.

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

Петропавловск-Камчатский
ИВиС ДВО РАН, 2012 г.

УДК 539.4+550.34+551.24

А. В. Викулин[1], А. Г. Иванчин[2]

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

[2] *ООО «Музыка», Томск*

Фазовый переход твёрдое тело — жидкость в блоковой геосреде как механизм извержения

Предложен механизм формирования магматического очага вулкана за счёт плавления твёрдого вещества земной коры в результате его пластической деформации. Расширение вещества при плавлении в очаге создаёт в окружающей его коре упругие напряжения, энергия которых составляет десятки мегатонн на кубический километр расплавляемой породы. Показано, что за счёт плавления магмы при её истечении из очага последний может излучать низкочастотные колебания. Проведено количественное описание таких колебаний и предложен механизм из излучения, который находится в количественном соответствии с данными сейсмологических наблюдений на извергающихся вулканах.

Введение

При теоретическом рассмотрении взрывного извержения вулкана основной является проблема формирования области запасенной энергии, высвобождаемой при извержении. Одна из основных гипотез предполагает, что образование магматического очага вулкана связано с подъёмом силикатного расплава магматическими колоннами из мантии с глубин 100 км и более путём проплавления земной коры либо внедрения вдоль глубинных разломов. Такая гипотеза противоречит имеющимся данным [7, 8].

Нам представляется, что вулкан не может быть связан с мантией напрямую магмоводом, заполненным жидким силикатным расплавом. Формирование магматического очага происходит в пределах земной коры. Для такой гипотезы имеются все основания. Действительно, геофизические [2], геологические [5, с. 186–197] и вулканологические [21] данные прямо указывают на возможность существования в пределах коры основных (палингенных) магматических очагов, питающих извержения. Более того, в блоковой геосреде, обладающей сильно нелинейными свойствами, одним из вероятных источников тепла, как показывают оценки [10], может являться механическое движение блоков земной коры [14], которое особенно интенсивно происходит именно вдоль «резких» сейсмических границ.

Механизмом, ответственным за образование магматического очага, будем полагать выделение тепла за счёт пластического течения и фазовый переход твердое тело — жидкость. Развиваемый авторами подход представлен в работах [4, 6–8, 22].

Теплота и плавление

Будем полагать, что теплота выделяется в результате пластической деформации при механическом движении слагающих земную кору блоков. При низком значении коэффициента температуропроводности $a \approx 0{,}1\,\text{см}/\text{с}^2$ вещества земной коры на интервалах времени порядка десятков тысяч лет, что значительно меньше характерного времени жизни вулканов, теплообменом можно пренебречь. Тогда в результате пластической деформации температура в очаге повысится на величину, $\Delta T = \tau\varepsilon/C^*\rho$, где τ — сдвиговое напряжение, ε — пластическая деформация, C^* — теплоёмкость, ρ — плотность.

Практически для всех твёрдых тел температура плавления повышается с увеличением давления [15]. При одной и той же температуре под давлением материал твёрдый, а при снятии давления — жидкий. Фазовый переход твёрдое состояние — жидкость происходит с изменением плотности. Почти всегда плотность жидкой фазы меньше твёрдой [1]. Для простоты разогретый магматический очаг будем рассматривать в виде шара, начало сферической системы координат поместим в его центр. На рисунке схематично изображён профиль температуры T локально разогретой области, как функция радиуса. Точкой b обозначено положение межфазной границы. Левее точки b находится жидкая фаза, правее — твёрдая. Гидростатическое давление в коре есть

$$P = \rho g l, \tag{1}$$

здесь ρ — плотность, g — ускорение свободного падения, l — глубина расположения очага.

Если температура в разогретой области поднимется достаточно высоко, то в окрестности максимума температуры твёрдая фаза переходит в жидкую фазу с увеличением объёма. Поскольку жидкая фаза окружена твёрдой, то появляется избыточное давление Δp. В твёрдой фазе под действием избыточного давления Δp появится поле упругих смеще-

ний, которое в сферических координатах запишется следующим образом [11]:

$$U = \frac{C}{r^2}\{1,0,0\}, \tag{2}$$

здесь C — произвольная константа, порядок следования координат в сферической системе следующий: радиальная (r), зенитная (θ), азимутальная (φ). Тензоры деформаций ε и напряжений σ в твёрдой фазе в сферических координатах можно записать в следующем виде:

$$\varepsilon_{rr} = -\frac{2C}{r^3}, \quad \varepsilon_{\theta\theta} = \varepsilon_{\varphi\varphi} = \frac{C}{r^3}, \tag{3}$$
$$\sigma_{rr} = -\frac{2CG}{r^3}, \quad \sigma_{\theta\theta} = \sigma_{\varphi\varphi} = \frac{CG}{r^3}.$$

Остальные компоненты тензоров деформации и напряжений равны нулю. Здесь G — модуль сдвига вещества твёрдой фазы. На границе раздела фаз при $r = b$, нормальное к границе напряжение σ_{rr} равно давлению в жидкости

$$\sigma_{rr} = -\frac{2CG}{b^3} = \Delta p. \tag{4}$$

В двухфазных равновесных системах при постоянной температуре давление Δp не зависит от объёма фаз. Другими словами, можно принять:

$$C = \alpha b^3. \tag{5}$$

Здесь α — коэффициент пропорциональности. В этом случае (4) перейдёт в $\Delta p = -2G\alpha$. На межфазной границе по (2) и (5) упругое смещение есть $u_r = \alpha b$. За счёт него приращение объёма жидкости будет $4\pi\alpha b^3$. Разделив эту величину на объём жидкой сферы $\frac{4}{3}\pi b^3$, получим, что относительное изменение объёма жидкой сферы будет составлять 3α, поэтому давление в жидкой фазе будет определяться из следующего выражения:

$$\Delta p = k(\omega - 3\alpha). \tag{6}$$

Здесь k — объёмный модуль упругости жидкости, $\omega = (\rho - \rho_l)/\rho$ — относительное изменение объёма при плавлении, ρ_l — плотность жидкой фазы, ρ — плотность твёрдой фазы. Тогда полное давление с учётом (1) запишется следующим образом:

$$P = \rho g l + \Delta p. \tag{7}$$

Из (4) и (5) получаем $\alpha = k\omega/(3k - 2G)$.

Для реальных материалов отношение $k/G \sim 1$, или $\alpha \sim \omega$, в дальнейшем положим $\alpha = \omega$. Напряжения (3) тогда можно записать в виде:

$$\sigma_{rr} = -\frac{2G\omega b^3}{r^3}, \quad \sigma_{\theta\theta} = \sigma_{\varphi\varphi} = \frac{G\omega b^3}{r^3}, \tag{8}$$

а давление (6) в виде:

$$\Delta p = -2k\omega. \tag{9}$$

Знаку минус перед давлением соответствуют напряжения сжатия. Тогда энергия упругого поля в твёрдой фазе можно записать следующим образом [12]:

$$W_s = G \iiint\limits_V \left(\varepsilon_{rr}^2 + \varepsilon_{\theta\theta}^2 + \varepsilon_{\varphi\varphi}^2\right) dV = 6\pi b^3 G\omega^2. \tag{10}$$

Интегрирование проводится по объему, занимаемому твёрдой фазой, то есть для $r > b$. Энергию упругости жидкой фазы по (9) можно записать в виде:

$$W_l = 2\pi b^3 \frac{(\Delta p)^2}{k} = 8\pi b^3 k\omega^2 \tag{11}$$

Таким образом, упругие энергии в жидкой области и в твёрдой оболочке, обусловленные фазовым переходом, имеют один порядок. Полная упругая энергия есть $W = W_s + W_l = 14\pi b^3 k\omega^2$. Приравнивая (10) и (11), получим условие равенства упругих энергий $W_s = W_l$ в виде $k = \frac{3}{4}G$. Если $k < \frac{3}{4}G$, то упругая энергия, содержащаяся в жидкой фазе, меньше, чем в твёрдой. Если $k > \frac{3}{4}G$, то наоборот.

Процесс развивается так. В результате тепловыделения за счёт пластической деформации образуется локально разогретая область. Когда температура достигает температуры плавления, образуется жидкая фаза. Тепло, необходимое на плавление, поступает из твёрдой фазы. По мере разогрева твёрдой фазы растёт размер жидкой области b, а вместе с ней растут напряжения (8) и энергия (10) до тех пор, пока не происходит взрыв. При взрыве избыточное давление в очаге резко падает до величины $\Delta p_l < \Delta p$. Это приводит к тому, что часть твёрдой фазы, окружающей жидкую фазу, скачком переходит в жидкое состояние с увеличением удельного объёма, значительно повышая силу взрыва. Ситуация аналогична взрыву паровых котлов, происходящих в 19 веке, когда перегретая вода находилась в жидком состоянии под высоким давлением. При разгерметизации котла, вода скачком переходила в пар, создавая взрыв большой силы. Полное давление в очаге становится равным:

$$P = \rho g l + \Delta p_l \tag{12}$$

После взрыва начинается стационарная стадия извержения вулкана — излияние магмы на поверхность Земли. Эта стадия может наступить и без взрыва, если для магмы нет существенных препятствия для выхода. При скачкообразном переходе из твёрдого в жидкое состояние, температура вещества, которое перешло в жидкое состояние, оказывается ниже, чем температура твёрдой фазы вблизи фазовой границы, поскольку при плавлении тепло поглощается. За счёт теплопроводности тепло из твёрдой фазы перетекает в жидкую фазу.

Кроме того, имеет место и другой процесс. Поскольку магма уходит из очага, то давление Δp_l должно бы понижаться. Но этому препятствует переход твёрдой фазы в жидкую фазу с увеличением

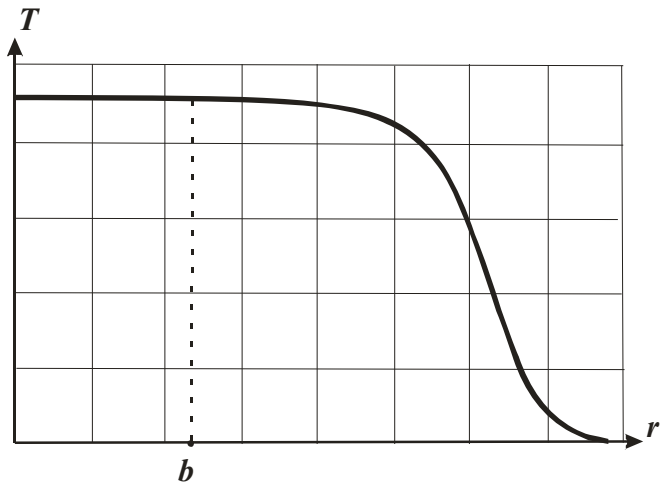


Рис. 1. Зависимость температуры вещества магматического очага, как функция его радиуса.

удельного объёма. Как известно из законов фазового равновесия двухфазных однокомпонентных систем [1], отвод одной из фаз приводит к фазовому переходу части вещества, при этом давление системы остаётся неизменными. Отвод магмы из очага приводит к переходу твёрдого вещества в жидкость, при этом межфазная граница «перемещается» внутрь твёрдой фазы, увеличивая тем самым объём жидкой фазы. Этот процесс поддерживает стационарное излияние магмы на поверхность Земли. Но поскольку с продвижением межфазной границы (см. рис.) температура понижается, то со временем этот процесс замедляется до полного прекращения. В результате жидкость будет нагрета неравномерно, около центра очага жидкость будет нагрета сильнее, её температура будет равна температуре плавления при давлении $\Delta p + \rho g l$. Температура твёрдой фазы вблизи фазовой границы также будет выше температуры прилегающей к границе жидкости. Для выравнивания температуры за счёт диффузной теплопроводности требуется время порядка b^2/α. Для $b \sim 1$ км это время составит порядка 1000 лет. А вблизи твёрдой фазы эта температура близка к температуре плавления при давлении $\Delta p + \rho g l$ и будет ниже температуры окружающей твёрдой фазы. Тепло из твёрдой фазы перетекает в жидкую фазу. Образуется сложный температурный профиль, поскольку время тепловой релаксации велико.

Согласно механике вязкой жидкости для течения вязкой жидкости в цилиндрической трубе имеет место соотношение [13] $Q = \frac{\pi \chi^4 \Delta p_l}{8 \mu l}$. Здесь Q — секундный объёмный расход магмы через жерло вулкана, χ — радиус жерла, μ — вязкость магмы, l — глубина залегания очага (длина жерла вулкана от поверхности до очага). Отвод магмы из очага в течение некоторого времени не снижает (или снижает слабо) давление Δp_l, поскольку твёрдая фаза переходит в жидкую фазу с увеличением объёма, что компенсирует уход магмы из очага. За время dt межфазная границе передвинется на расстояние $dr = \eta dt$, здесь η — скорость перемещения межфазной границы, объём сферы, заполненной жидкой фазой, увеличится на $dV = 4\pi b^2 \eta dt$, в жидкое состояние перейдёт ρdV твёрдого вещества. Образующийся за счёт расширения при плавлении избыточный объём жидкости равный ωdV, должен быть отведён из очага, чтобы не увеличивать давления. Получаем объёмную скорость истечения магмы в виде:

$$\dot{V} = dV/dt = 4\pi\omega b^2 \eta. \qquad (13)$$

Проведём оценки. При $\rho = 3\,\text{г/см}^3$, $\omega \approx 0{,}05$, $b \approx 1\,\text{км}$, $\eta \approx 1\,\text{мм/с}$ для скорости истечения магмы получаем значение $\dot{V} \approx 600\,\text{м}^3/\text{с}$.

Оценку энергии, выделяющейся при извержении, произведём на примере алюминия, поскольку необходимых термодинамических параметров базальтов (зависимость температуры плавления от давления, сжимаемость, изменение плотности при фазовом переходе жидкость — твёрдое тело и т. д.) найти пока не удалось. Алюминий имеет температуру плавления 930 К, его термодинамические характеристики хорошо известны. Температура жидкой лавы начинается от 1000 К и близка к температуре плавления алюминия. По [15] зависимость температуры плавления алюминия от давления такая: $T = 9 \cdot 10^8 p + 940$. Здесь давление выражается в паскалях, температура — в Кельвинах. Теплота фазового перехода составляет 1,8 кДж/моль. Увеличение удельного объёма при плавлении составит $\Delta V = 0{,}724\,\text{см}^3/\text{моль}$, что соответствует относительному расширению $\omega = 0{,}064$. Модуль сдвига алюминия $G = 2{,}45 \cdot 10^{10}$ Па [9]. При давлении 60 кбар относительная величина сжатия для алюминия — 0,08. Энергия поля упругой деформации (10) для $b = 1$ км получается порядка 10^{17} Дж, то есть порядка 50 мегатонн. Теплоёмкость алюминия 30 Дж/моль·К при 1000 К. Отсюда следует, что при атмосферном давлении при нагревании от температуры плавления 980 К до температуры 1300 К будет затрачено такое же количество теплоты, как и при фазовом переходе. Алюминий при температуре 1300 К и давлении $6 \cdot 10^9$ Па находится в твёрдой фазе. Если давление сбросить, он скачком перейдёт в жидкую фазу с соответствующим энерговыделением.

Одна из проблем вулканологии — как происходит локализация избыточной энергии, необходимой для взрыва. Предложить механизм её формирования в жидкости пока не удалось. Механизм разогрева за счёт пластической деформации при условии фазового перехода твёрдой фазы в жидкую фазу, снимает эту проблему. Размер локально разогретого очага может быть любым, но надо, чтобы в локально разогретой области находился бы материал с «нужными» термодинамическими свойствами. За счёт уменьшения плотности вещества при плавлении формируется упругое поле с избыточной энергией.

Низкочастотное излучение вулкана

При извержении вулкана наблюдается низкочастотные колебания — инфразвук, частотой порядка 1 Гц [16]. Возможный механизм его излучения на стационарной стадии извержения в рамках предложенного механизма извержения может быть таким. Пусть жидкая область как целое испытывает радиальные колебания с частотой ν, период этих колебаний $1/\nu$ много больше времени прохождения звуком жидкой сферы $2b/c$, здесь c — скорость звука в жидкости. В этом случае давление в жидкости можно считать одинаковым по её объёму и зависящим только от времени. К давлению (12) добавляется периодическое звуковое $\Pi\cos(2\pi\nu t)$, t — время, $\Pi \ll \Delta p_l$ — амплитуда звуковой волны. Полное давление равно $P = \Delta p_l + \rho g l + \Pi\cos(2\pi\nu t)$.

В моменты времени $t_k = k/\nu$ ($k = 1,3,5,\dots$) косинус равен -1 и звуковое давление достигает значения равного $-\Pi$, жидкий очаг испытывает растяжение, относительное уменьшение давления в жидкости есть Π/k смещение межфазной границы от равновесного положения есть $3b\Pi/k$ и уменьшение плотности потенциальной энергии в жидкости, обусловленное растяжением, $\Pi^2/(2k)$. Умножая эту величину на объём жидкости, получаем максимальное значение снижения энергии при растяжении: $2\pi b^3\Pi^2/(2k)$. Далее жидкая сфера начинает сжиматься и цикл повторяется. Через время, равное одному периоду, очаг опять приходит в состояние максимального растяжения. Но из-за плавления за один период звукового колебания $1/\nu$ размер жидкого очага увеличится на $db = \eta/\nu$, а упругая энергия твёрдой фазы из шарового слоя объёмом $4\pi b^2 db$ перейдёт в упругую энергию жидкости. И при $k < \frac{3}{4}G$ упругая энергия образующейся жидкости, будет больше упругой энергии расплавленного твёрдого тела на

$$6\pi b^2\omega^2(3G - 4k)\frac{\eta}{\nu}. \qquad (14)$$

Этот избыток излучится в виде упругой волны в полный телесный угол. Умножив (14) на частоту, получим мощность излучения в виде $6\pi b^2\omega^2(3G - 4k)\eta$. Так происходит подпитка звучания энергией. Вулканическое звучание регистрируется в течение достаточно большого интервала времени до нескольких суток и более [16].

Волновое уравнение, описывающее излучение, записывается в виде:

$$\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = c_s^2\Delta u. \qquad (15)$$

Здесь Δ — оператор Лапласа, c_s — скорость звука в твёрдой фазе. Поскольку задача центрально симметричная, то остаётся только одна радиальная компонента смещения, которую обозначим u, она зависит только от расстояния до начала координат. Отсутствие зенитной u_θ и азимутальной u_φ компонент смещения есть результат того, что жидкость не может создать на межфазной границе касательных к границе смещений. Единственную компоненту, которую жидкость может создать за счёт давления — это нормальное к границе смещение u. Отсюда следует, что вулканический звук, излученный магматическим очагом, может иметь только продольную волну. Сдвиговая компонента в «прямом» вулканическом излучении должна отсутствовать.

Граничное условие на межфазной границе при $r = b$ есть $p = \Pi\cos(2\pi\nu t)$. Решение уравнения (15) можно записать в виде [18]:

$$u = \frac{\Pi b}{r}\cos 2\pi\left(\nu t - \frac{r}{\lambda}\right). \qquad (16)$$

Здесь $\lambda = c_s/\nu$ — длина волны. Упругую деформацию можно записать в виде:

$$\varepsilon_{rr} = \frac{\partial u}{\partial r} = \\ = 2\pi b\Pi\left[\frac{1}{lr}\sin 2\pi\left(\nu t - \frac{r}{\lambda}\right) - \frac{1}{r^2}\cos 2\pi\left(\nu t - \frac{r}{\lambda}\right)\right], \\ \varepsilon_{\theta\theta} = \varepsilon_{\varphi\varphi} = \frac{\Pi b}{r^2}\cos 2\pi\left(\nu t - \frac{r}{\lambda}\right).$$

Остальные компоненты тензора деформаций равны нулю. На расстояниях $r \gg \lambda$ (в дальней зоне) в ε_{rr} остаётся только первое слагаемое в квадратных скобках

$$\varepsilon_{rr} = \frac{\partial u}{\partial r} = 2\pi b\Pi\frac{1}{\lambda r}\sin 2\pi\left(\nu t - \frac{r}{\lambda}\right),$$

а $\varepsilon_{\theta\theta}$ и $\varepsilon_{\varphi\varphi}$ равны нулю. Скорость упругого смещения есть:

$$\dot{u} = \frac{\partial u}{\partial t} = -2\pi\Pi\nu\frac{b}{r}\sin 2\pi\left(\nu t - \frac{r}{\lambda}\right).$$

Тогда выражение для кинетической энергии, заключенной в сферическом слое толщиной в длину волны в полном телесном угле, представится следующим образом:

$$W_k = 2\pi\rho\int_r^{r+\lambda}\dot{u}^2 r^2 dr = 4\pi^3\rho(Ab\nu)^2\lambda = 4\pi^3\rho(\Pi b)^2 c\nu$$

Эта кинетическая энергия должна быть равна энергии, излучаемой жидким ядром (14). В результате получаем:

$$\eta = \frac{2\pi^2\rho\Pi^2 c\nu^2}{\omega^2(3\Pi - 4k)}.$$

Подставляя полученное выражение в (13) и исключая параметр η с учётом (14), получаем

$$b = \frac{1}{2\pi\Pi\nu}\sqrt{\frac{\dot{V}(3G - 4k)}{2\pi\rho c}}. \qquad (17)$$

Полученное выражение определяет размер источника вулканического дрожания (магматического очага) через величины, которые, в принципе, могут быть измерены. Для значений параметров $\rho = 3\,\text{г/см}^3$, $c = 5\,\text{км/с}$, $\nu = 10\,\text{Гц}$, $\omega = 0{,}05$, $\Pi = 0{,}1\,\text{см}$, $V = 100\,\text{м}^3\text{/с}$, $3G - 4k = 10^9\,\text{Па}$, по (17) получаем оценку размера очага $b = 900\,\text{м}$. Она практически совпадает с полученными для конусов Северного прорыва Толбачинского извержения 1975 г. данными [3].

В [20] рассматривался механизм излучения звуковых колебаний за счёт вязкости при течении магмы. Но для реализации этого механизма требуется специфическая зависимость вязкости от скорости. Обычная вязкость, как правильно отмечено в [20], не может быть причиной излучения звука.

Обсуждение результатов

Блоковость геосреды, механическое движение блоков, способное в результате пластического течения создавать локальные источники избыточного тепла, позволили авторам в этой и предыдущих своих работах [6–8] предложить модель, в рамках которой упругая энергия в области вулкана может длительное время сохраняться в «перегретых» твердофазных объемах — магматических очагах. Величина упругой энергии, как показано в работе, может достигать значений порядка 10^{17} Дж на $1\,\text{км}^3$ перегретой твёрдой фазы. Такая энергия выделяется в очагах наиболее сильных землетрясений с магнитудами $M \approx 8$ и более. Поэтому «перегретые» корни вулканов, по сути, являются источниками колоссальной упругой энергии, что позволяет, объяснить как взаимодействие вулканов между собой и, как следствие, миграцию вулканических извержений в пределах вулканической цепи [19], так и взаимодействие вулканических явлений с сейсмическими. При таком подходе к задачам геодинамики не требуется привлекать широко распространенные в настоящее время модели подъёма магмы с глубин мантии и ядра. Более того, к проблемам термики Земли и «горячих точек» оказывается возможным подойти с принципиально новых позиций: такие «тепловые» объекты могут являться зонами повышенной геодинамической активности литосферы и/или мантии в результате движения слагающих их блоков и плит [4].

Список литературы

1. *Базаров И. П.* Термодинамика, Москва: Высшая школа, 1991.
2. *Балеста С. Т., Зубин М. И., Каргопольцев А. А., Федорченко И. А.* Глава XV. Глубинное строение района извержения // Большое трещинное Толбачинское извержение. Камчатка. 1975–1976 / Ред. Федотов С. А. М.: Наука, 1984. С. 514–537.
3. *Викулин А. В.* О длине приповерхностной трещины, через которую осуществляется питание конусов Северного прорыва // Вулканология и сейсмология. 1984. № 3. С. 82–87.
4. *Викулин А. В., Мелекесцев И. В., Акманова Д. Р., Иванчин А. Г., и др.* Информационно-вычислительная система моделирования сейсмического и вулканического процессов как основа изучения волновых геодинамических явлений // Вычислительные технологии. 2012. № 3. С. 34–54.
5. *Ермаков В. А.* Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. М.: Недра, 1977. 223 с.
6. *Иванчин А. Г.* Роль кооперативных эффектов при движении дислокаций в диссипации энергии. Дисс. на соискание уч. ст. канд. физ. — мат. наук. Томск: ИОА СО АН СССР, 1982. 131 с.
7. *Иванчин А. Г., Викулин А. В.* Модель теплового взрыва при пластической деформации и землетрясении // Матер. Всеросс. конф. «Школа по фундаментальным основам моделирования обработки материалов» Комсомольск-на-Амуре: ГОУВПО «КнАГТУ», 2010. С. 22–25.
8. *Иванчин А. Г., Викулин А. В., Фадин В. В.* Ротационная модель теплового разогрева и проблема вулканических очагов // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды Третьей научно-технической конференции. Петропавловск-Камчатский: КФ ГС РАН, 2011. С. 302–306.
9. *Кикоин И. К. (ред.)* Таблицы физических величин. Справочник. М.: Атомиздат, 1976. 1007 с.
10. *Кропоткин П. Н.* Основные проблемы энергетики тектонических процессов // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1948. № 5. С. 89–104.
11. *Кутателадзе С. С., Боришанский М. В.* Справочник по теплопередаче. Ленинград: Государственное энергетическое издательство, 1958.
12. *Ландау Л. Д., Лифшиц Е. М.* Теория упругости. Т. VII. М.: Наука, 1987.
13. *Лойцанский Л. Г.* Механика жидкости и газа. М.: Дрофа, 2003.
14. *Пейве А. В.* Тектоника и магматизм // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1961. № 3. С. 36–54.
15. *Тонков Е. Ю.* Фазовые диаграммы элементов при высоком давлении, М.: Наука, 1979.
16. *Фирстов П. П.* Вулканические акустические сигналы диапазона 0,5–10 Гц в атмосфере и их связь с эксплозивным процессом. Петропавловск-Камчатский: КГПУ, 2008.
17. *Франк-Каменецкий Д. А.* Диффузия и теплопередача в химической кинетике. М.: Наука, 1987.
18. *Корн Г, Корн Т.* Справочник по математике. М.: Наука, 1974.
19. *Vikulin A. V., Akmanova D. R. et al.* Migration of seismic and volcanic activity as display of wave geodynamic process // Geodynamics & Tectonophysics. 2012. Vol. 3. N 1. P. 1–18.
20. *Трубников Б. А. и др.* К теории глубинного вулканического дрожания // ДАН СССР. 1981. Т. 256. № 6. С. 1341–1344.
21. *Мелекесцев И. В.* «Детерминированные» и «случайные» вулканические извержения в XIX и XXI веках // Новейший и современный вулканизм на территории России / Ред. Н. П. Лаверов. Наука, 2005. С. 210–214.
22. *Ivanchin A., and Vikulin A.* Solid-Liquid Phase Transition As a Mechanism of Volcano Eruption // Cornell University Library. Physics.[1]

[1] http://arxiv.org/ftp/arxiv/papers/1206.5992.pdf

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

Петропавловск-Камчатский
ИВиС ДВО РАН, 2012 г.

УДК 550.34+551.24

А. А. Долгая, Д. Р. Акманова, А. В. Викулин

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

Вулканизм как волновой процесс

Исследуются волновые свойства вулканического процесса в пределах наиболее геодинамически активных регионов планеты. Показано, что извержения группируются и образуют миграционные цепочки, а зависимости между энергетической характеристикой событий в цепочках и их скоростью имеют обратно-пропорциональный характер. Полученные данные позволяют рассматривать вулканическую активность, распространяющуюся с определённой скоростью, как проявление волнового вулканического процесса.

Введение

Данные о повторяемости [5], миграции [6, 9, 11–13], группировании вулканической активности по географическим широтам и долготам [4, 8] и по величине [3, 7, 10, 14] послужили основой для исследования вулканизма в пределах самых активных поясов планеты: окраины Тихого океана, Альпийско-Гималайского пояса и Срединно-Атлантического хребта, как волнового процесса.

Исследование проводилось на основании данных составленного авторами электронного каталога извержений вулканов мира, содержащего сведения о 627 вулканах мира, извергавшихся 6850 раза в последние ~12 тыс. лет: 9650 г. до н.э. — 2010 г. В качестве энергетической характеристики для извержений используется величина W, значениям которой $W = 1, 2, \ldots, 5, \ldots, 7$ соответствуют объёмы выброшенного материала $10^{-(4-5)}$, 10^{-3}, ..., 1, ..., 10^2 км^3 [1].

Миграция вулканической активности

Изучение пространственно-временных закономерностей вулканической активности проводилось с помощью разработанной ранее методики в пределах трёх наиболее геодинамически активных регионов на плоскостях с осями: расстояние вдоль пояса l ($0 \leqslant l \leqslant L_{max}$) — время t ($0 \leqslant t \leqslant T_{max}$), где L_{max} — длины поясов, T_{max} — максимальные по продолжительности каталоги извержений вулканов [1, 2]. Расстояния событий рассчитывались вдоль линий, условно проведённых по стыкам тектонических плит и наибольшему скоплению вулканов и очагов землетрясений (рис. 1).

Протяжённости построенных линий составили: окраина Тихого океана, от вулкана Бакл Айленд (Антарктика) $L_1 = 0$ до вулкана Десепсьон (Южные Шетландские о-ва) — $L_{1,max} = 45\,000$ км; Альпийско-Гималайский пояс, от $L_2 = 0$, о. Тимор (Индонезия) до Азорских о-вов — $L_{2,max} = 20\,500$ км; Срединно-Атлантический хребет, от $L_3 = 0$, Южные Сендвичевы о-ва (Южная Атлантика) до о. Исландия (Северная Атлантика) — $L_{3,max} = 18\,600$ км.

В результате исследования были получены данные, убедительно показывающие, что извержения вулканов в пределах всех изучаемых поясов группируются в миграционные цепочки — последовательно возникающие в пространстве и времени цепи событий. При этом события в цепочках демонстрируют линейную зависимость между временем T их возникновения и координатой вдоль пояса l (рис. 2). Наклон такой линейной зависимости характеризует скорость перемещения вулканических извержений в пространстве и времени, т. е. скорость миграции V вулканической активности.

В пределах всех энергетических диапазонов для всех изучаемых регионов выявляется большое количество миграционных цепочек, что позволяет с уверенностью считать, что миграция является характерным свойством вулканической активности Земли. Параметры всех выявленных цепочек вулканической активности представлены в таблице.

Анализировалось географическое положение миграционных цепочек с $W \geqslant 6$ в пределах окраины Тихого океана с 7480 г. до н.э. по 1991 г. (рис. 3). На рис. 3 видно, что первые (I и II) цепочки, перекрываясь, охватывают большую часть всей окраины. Последующие (III — VI) цепочки покрывали, в основном, северную её часть. Последние (VII и VIII) цепочки — её восточную (VII) и юго-восточную (VIII) части. При этом, несмотря на различия в продолжительности и протяжённости миграционных цепочек, значимого изменения скорости миграции извержений вулканов не наблюдается.

Обсуждение результатов

В результате дальнейшего анализа полученных данных о миграции вулканических извержений было выявлено, что логарифмы скоростей миграции извержений вулканов $\lg V$ в пределах изучаемых поясов вполне определённым образом зависят от энер-

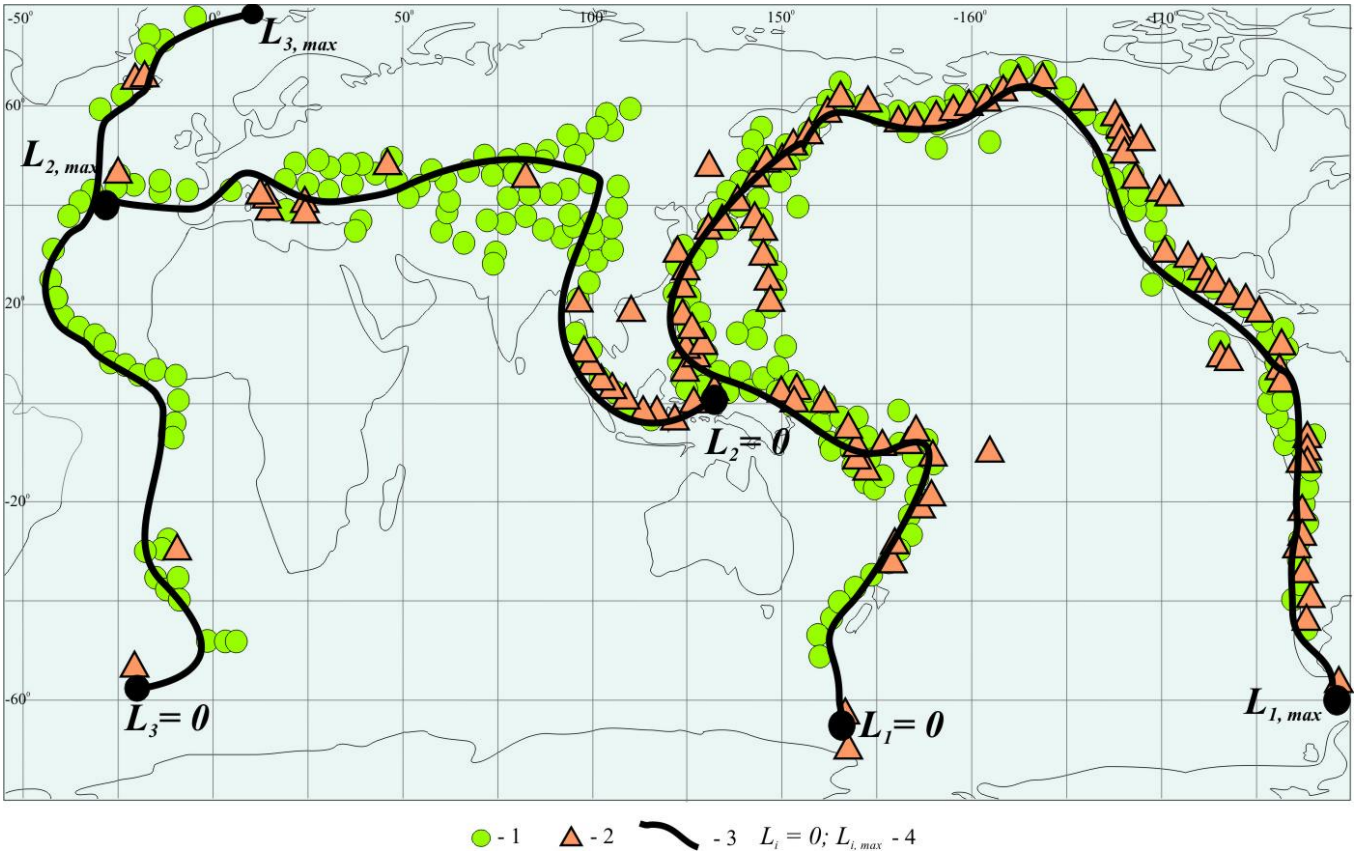


Рис. 1. Активные пояса планеты. 1 — очаги землетрясений; 2 — извергавшиеся вулканы; 3 — координатные линии вдоль поясов; 4 — начала ($L_i = 0$) и окончания ($L_{i,max}$) поясов: $i = 1$ — окраина Тихого океана, $i = 2$ — Альпийско-Гималайский пояс, $i = 3$ — Срединно-Атлантический хребет.

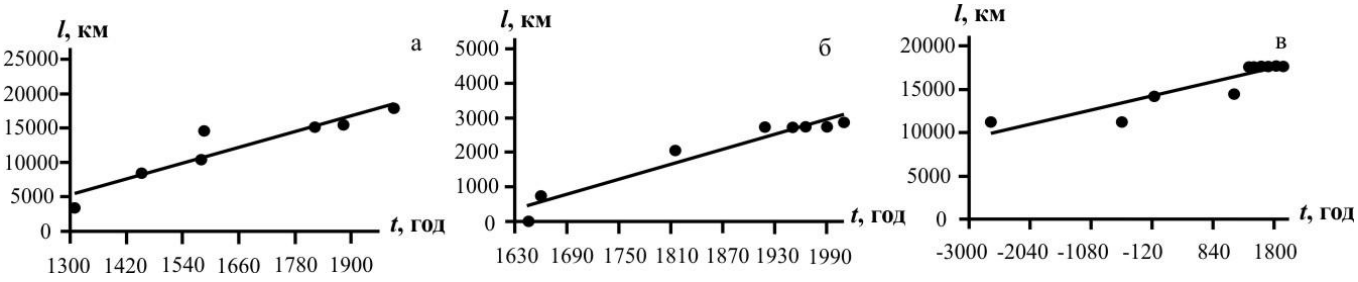


Рис. 2. Примеры миграционных цепочек вулканических извержений: а) с $W \geqslant 5$ в пределах окраины Тихого океана; б) с $W \geqslant 4$ в пределах Альпийско-Гималайского пояса; в) с $W \geqslant 4$ в пределах Срединно-Атлантического хребта. Значения скоростей миграции V для представленных цепочек составляют $V = 90;\ 20;\ 2$ км/год соответственно.

гетической характеристики событий W (рис. 4):

$$W = (-2{,}3 \pm 0{,}3)\lg V + 7{,}2;$$
$$W = (-3{,}8 \pm 1{,}2)\lg V + 6{,}6;$$
$$W = (-2{,}0 \pm 2{,}1)\lg V + 3{,}6.$$

Представленные данные получены на большом статистическом материале. И, несмотря на то, что рассматриваются извержения различных типов у разных вулканов, расположенных в регионах с различными геодинамическими обстановками, а каждое значение скорости определено с большим диапазоном отклонений, средние значения скоростей миграции демонстрируют линейную зависимость от энергетических характеристик извержений.

Полученные зависимости $\lg V \approx p_{W_i} W$ для всех трёх изучаемых регионов имеют обратно пропорциональный характер, то есть с увеличением энергии вулканических извержений скорость их миграции уменьшается, что объясняется, по-видимому, растягивающими напряжениями, создаваемыми внедряющейся из глубины магмой в пределах всех вулканических поясов. Выявленная зависимость между скоростными и энергетическими характеристиками

Таблица. Значения параметров выявленных миграционных цепочек вулканических извержений в пределах изучаемых регионов

$W \geqslant W_0$	k	$N \pm \Delta N$	$T \pm \Delta T$	$L \pm \Delta L$	$V \pm \Delta V$
Окраина Тихого океана					
$W \geqslant 1$	110	51 ± 17	2150 ± 2790	$19\,900 \pm 8400$	70 ± 50
$W \geqslant 2$	103	45 ± 16	2280 ± 2890	$19\,400 \pm 8900$	60 ± 40
$W \geqslant 3$	56	23 ± 9	3490 ± 3370	$20\,300 \pm 8300$	60 ± 80
$W \geqslant 4$	34	14 ± 5	4470 ± 3390	$21\,800 \pm 7800$	20 ± 20
$W \geqslant 5$	18	9 ± 3	5010 ± 3120	$22\,700 \pm 9700$	13 ± 14
$W \geqslant 6$	10	6 ± 2	5050 ± 2370	$15\,400 \pm 5200$	3 ± 1
Альпийско-Гималайский пояс					
$W \geqslant 1$	43	37 ± 15	1130 ± 1420	4700 ± 3300	13 ± 7
$W \geqslant 2$	42	31 ± 14	1150 ± 1440	4700 ± 3300	11 ± 6
$W \geqslant 3$	23	13 ± 6	1890 ± 2020	4300 ± 3400	9 ± 8
$W \geqslant 4$	10	6 ± 2	2750 ± 2860	4300 ± 3400	4 ± 3
$W \geqslant 5$	5	4 ± 1	3390 ± 2500	4900 ± 3600	3 ± 2
Срединно-Атлантический хребет					
$W \geqslant 1$	12	21 ± 12	3360 ± 2840	4200 ± 3500	2 ± 2
$W \geqslant 2$	12	20 ± 13	3110 ± 2770	3400 ± 2900	3 ± 4
$W \geqslant 3$	7	16 ± 9	4260 ± 2450	6100 ± 3300	$1 \pm 0{,}5$
$W \geqslant 4$	4	14 ± 4	5620 ± 1220	6200 ± 3100	$1 \pm 0{,}7$
$W \geqslant 5$	2	5 ± 1	1690 ± 1560	2700 ± 2100	$0{,}30 \pm 0{,}01$

Примечание: W — «энергетическая» характеристика извержения; W_0 — наименьшее значение W событий в рассматриваемых совокупностях; k — число выявленных миграционных цепочек; N — среднее число вулканических извержений в одной миграционной цепочке; T — средняя продолжительность миграционной цепочки [лет]; L — средняя протяжённость миграционной цепочки [км]; V — средняя скорость миграции вулканических извержений для разных «энергетических» диапазонов [км/год]; ΔN, ΔT, ΔL и ΔV — среднеквадратичные разбросы значений N, T, L и V, соответственно.

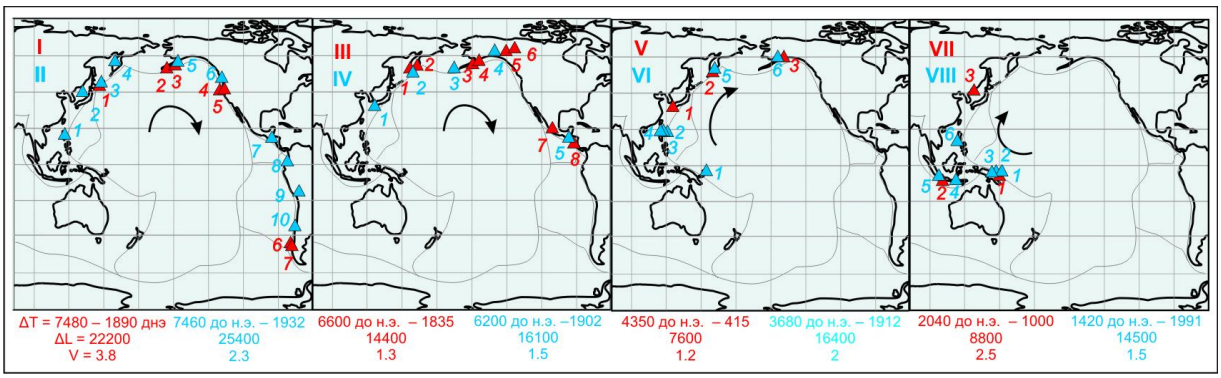


Рис. 3. Положение восьми последовательных цепочек вулканических извержений с $W \geqslant 6$ в пределах окраины Тихого океана в 7480 г. до н.э. — 1991 г. I = I — VIII — порядковый номер цепочки; $i = 1 - 10$ — порядковый номер события в цепочке; ΔT(год) $= t_2 - t_1$ — продолжительность цепочки, t_1 и t_2 — времена первого и последнего событий в цепочке; ΔL(км) $= l_2 - l_1$ — протяжённость цепочки, разность координат между последним l_2 и первым l_1 — событиями в цепочке; стрелкой обозначено направление миграции извержений в цепочке.

вулканического процесса подтверждает выдвинутое авторами предположение о его волновой природе.

Полученные данные позволяют обоснованно рассматривать вулканическую активность, распространяющуюся с определённой скоростью и периодичностью, как проявление волнового вулканического процесса. Это позволяет использовать аппарат физики волновых процессов при построении моделей, описывающих распределения вулканических извержений в пространстве и времени.

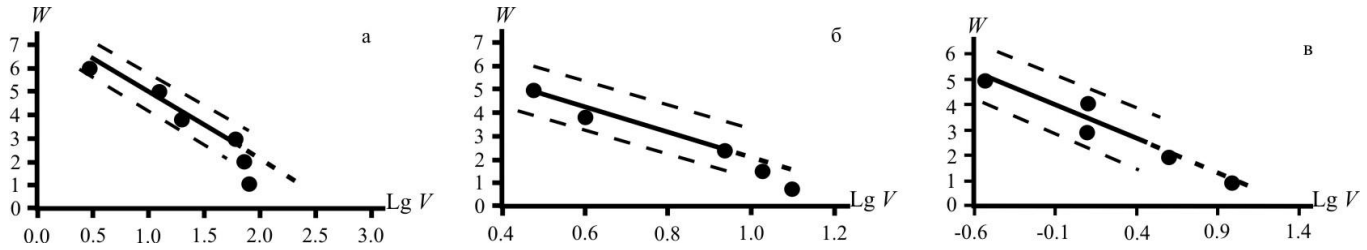


Рис. 4. Зависимости скоростей миграции V вулканических извержений от энергетических характеристик событий W: а) окраина Тихого океана; б) Альпийско-Гималайский пояс; в) Срединно-Атлантический хребет.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН 12-III-A-08–164 и гранта РФФИ 12-07-31215.

Список литературы

1. *Викулин А. В., Акманова Д. Р., Викулина С. А. и др.* Миграция сейсмической и вулканической активности, как проявление волнового геодинамического процесса // Геодинамика и тектонофизика. 2012. Т. 3. № 1. С. 1-18.
2. *Викулин А. В., Акманова Д. Р., Осипова Н. А.* Вулканизм, как индикатор геодинамических процессов // Литосфера. 2010. № 3. С. 5-11.
3. *Голицын Г. С.* Объяснение зависимости частота-объём извержений вулканов // Докл. АН. 2003. Т. 390. № 3. С. 394-396.
4. *Гущенко И. И.* Закономерности размещения центров вулканической активности по земному шару // Вулканология и сейсмология. 1983. № 6. С. 10-29.
5. *Гущенко И. И.* Цикличность извержений вулканов мира // Вулканология и сейсмология. 1985. № 2. С. 31-43.
6. *Леонов В. Л.* О некоторых закономерностях развития гидротермальной и вулканической деятельности на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 1991. № 2. С. 28-40.
7. *Токарев П. И.* Активность вулканов Камчатки и Курильских островов в XX в. и её долгосрочный прогноз // Вулканология и сейсмология. 1991. № 6. С. 52-58.
8. *Федоров В. М.* Особенности широтного распределения вулканических извержений // Вулканология и сейсмология. 2002. № 4. С. 39-43.
9. *Berg E., Sutton G. H.* Dynamic interaction of seismic and volcanic activity of the Nazca plate edges // Physics of the Earth and Planetary Inter. 1974. № 9. P. 45–68.
10. *Hedervari P.* On the energy and magnitude of volcanic eruptions // Bulletin volcanism. 1963. Vol. 25. P. 1–18.
11. *Kenneth L., Tanaka E. M., Shoemaker G. et al.* Migration of volcanism in the San Francisco volcanic field, Arizona // GSA Bulletin. 1986. Vol. 97. № 2. P. 129–141.
12. *Lonsdale P.* Geography and history of the Louisville hot spot chain in the southwest Pacific // Journal Geophysical Research. 1988. Vol. 93. № 34. P. 3078–3104.
13. *Sauers J.* The westward migration of geophysical events in the Aleutians, Springs, 1986 // Cycles. 1986. 37. № 9. P. 203-204.
14. *Tsuya H.* Geological and petrological studies of volcano Fuji. Part 5: On the 1707 eruption of volcano, Fuji // Bulletin Earthquake Research Institute of Tokyo University. 1955. Vol. 33. P. 341–384.

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

Петропавловск-Камчатский
ИВиС ДВО РАН, 2012 г.

УДК 550.832.9:556.34.042

Г. Н. Копылова, Е. Г. Сизова

Камчатский филиал Геофизической службы РАН,
г. Петропавловск-Камчатский
e-mail: gala@emsd.ru

О предвестнике землетрясений, проявляющемся в изменениях уровня воды в скважине Е-1, Камчатка

С использованием результатов обработки многолетних (1996–2012 гг.) данных уровнемерных наблюдений в скважине Е-1 анализируются понижения уровня воды с повышенной скоростью, проявляющиеся перед землетрясениями с $M \geqslant 5{,}0$ на расстояниях до 350 км. Приводятся оценки величин ретроспективной сейсмопрогностической эффективности этого вида предвестника (I), вероятности его связи с последующими землетрясениями (P), а также оценки его продолжительности ($T_{\text{п}}$) и заблаговременности ($T_{\text{а}}$) по отношению к моментам последующих землетрясений. Обнаружено, что при увеличении минимальной магнитуды прогнозируемых землетрясений с 5,0 до 5,9 величины ретроспективной сейсмопрогностической эффективности и вероятности связи предвестника и последующих землетрясений возрастают: $I = 1{,}9 - 3{,}3$, $P = 0{,}42 - 0{,}73$.

Введение

В течение нескольких десятилетий в научной литературе обсуждается проблема предвестников землетрясений в различных полях Земли и их практического использования для сейсмического прогноза. Проблема всё ещё находится в области научных дискуссий и далека от своего разрешения из-за сложности процессов подготовки землетрясений и сравнительно небольшого объёма данных по проявлениям предвестников перед землетрясениями, а также из-за отсутствия оценок их достоверности и сейсмопрогностической эффективности. Вместе с тем, при наличии многолетнего ряда наблюдений и при неоднократном проявлении предвестника перед землетрясениями, характеризующимися некоторым диапазоном магнитуд и расстояний, уже в настоящее время имеется реальная возможность оценить значимость соответствующего вида предвестника для сейсмического прогноза путём расчёта его ретроспективной сейсмопрогностической эффективности I.

Сейсмопрогностическая эффективность (прогнозная эффективность) предвестника I должна показывать, во сколько раз использование предвестника улучшает прогнозирование землетрясений, по сравнению со случайным угадыванием. Если исходные данные наблюдений представлены одномерным временным рядом, то оценка I может быть получена путём расчёта двух величин: $P = m/n$, где m — число землетрясений, перед которыми предвестник проявлялся, n — общее число таких землетрясений; и τ/t, где τ — суммарное время проявления предвестника или «тревожное время», t — общее время наблюдений. В этом случае, величина P характеризует вероятность связи предвестника и землетрясений (или вероятность возникновения землетрясения при появлении предвестника), а отношение τ/t даёт оценку вероятности случайного совпадения предвестника и произошедших землетрясений по экспериментальным данным.

Величина

$$I = P/(\tau/t) \qquad (1)$$

показывает различие между соответствующими оценками вероятностей и может служить мерой полезности предвестника при прогнозировании землетрясений. Необходимыми условиями применения такого подхода для оценки сейсмопрогностической эффективности предвестника являются наличие формализованной процедуры его выделения из фоновых вариаций временного ряда данных наблюдений и чёткое определение диапазона магнитуд и области возникновения прогнозируемых землетрясений.

Следует отметить, что величина I может рассчитываться как по ретроспективным данным, так и по данным о прогнозировании землетрясений в режиме реального времени с использованием соответствующего вида предвестника. Методы расчёта ретроспективной сейсмопрогностической эффективности применительно, главным образом, к сейсмологическим предвестникам, выделяемым при обработке каталогов землетрясений, приводятся в [1, 2]. В [7] приводятся оценки сейсмопрогностической эффективности для широкого комплекса предвестников по данным о прогнозировании землетрясений Камчатки в реальном времени по материалам работы Камчатского филиала Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений, оценке сейсмической опасности и риска (КФ РЭС) в 1998–2009 гг.

В настоящей работе рассматривается предвестник сильных камчатских землетрясений, проявляющийся в скважине Е-1 в форме понижения уровня воды с повышенной скоростью [3–6].

Скважина Е-1 находится в 17 км к ЮЗ от действующего вулкана Корякский. Её координаты $53{,}26°$ с. ш., $158{,}48°$ в. д., глубина 665 м, уровень находится на глубине около 27 м. В интервале глубин 625–647 м металлическая обсадка ствола скважины перфорирована, и в этом интервале ствол скважины связан с водовмещающими породами, представленными слабоводообильными (водопроводимость $0{,}005\,м^2$/сут) туфами поздненеогенового возраста. С 1987 г. на скв. Е-1 проводятся уровнемерные наблюдения Камчатским филиалом Геофизической службы РАН с целью поиска гидрогеодинамических предвестников землетрясений. Описание системы уровнемерных наблюдений и основные результаты предыдущих работ приводятся в [3–6].

В работе [3] впервые было показано на данных наблюдений 1987–1998 гг., что перед сильными землетрясениями с величинами магнитуд $5{,}5-7{,}5$ на расстояниях до первых сотен километров наблюдается понижение уровня воды с повышенной скоростью в течение времени от первых недель до месяцев. Было определено пороговое значение скорости, составляющее $-0{,}06 \div -0{,}07$ см/сут; выделены интервалы времени проявления этого эффекта и сопоставлены с произошедшими землетрясениями. Было обнаружено, что понижение уровня с повышенной скоростью проявлялось перед шестью из семи сильных землетрясений с магнитудами $6{,}6-7{,}8$. Отсюда оценка вероятности связи такого эффекта и сильных землетрясений составила $P = 0{,}87$. Ретроспективная прогнозная эффективность выделенного признака оценивалась по методике, предложенной А. А. Гусевым [1], и составила $I = 2{,}7$. Таким образом, было установлено, что обнаруженный признак подготовки землетрясений в форме увеличения скорости понижения уровня воды является полезным и его можно использовать при прогнозировании сильных землетрясений. С 2002 г. по настоящее время на основе результатов наблюдений за проявлением этого вида предвестника регулярно подаются прогнозные заключения в КФ РЭС.

Уточнение ретроспективной прогнозной эффективности этого вида предвестника по данным наблюдений 1996–2007 гг. приводится в [4]. Необходимость этого была связана с заменой устаревшего механического оборудования для уровнемерных наблюдений на цифровое оборудование и с обнаружением проявления рассматриваемого предвестника перед сейсмическими событиями с магнитудами порядка 5. В 1996–2007 гг. произошли 20 землетрясений с $M = 5{,}0$–$6{,}9$; предвестник проявлялся перед 14-ю событиями. Отсюда вероятность связи предвестника и таких землетрясений $P = 14/20 = 0{,}7$, отношение времени тревоги ко всему времени наблюдений $\tau/t = 0{,}22$, эффективность предвестника для прогноза землетрясений с $M \geqslant 5{,}0$ на расстояниях до 350 км по (1) $I = 3{,}2$.

В [4] по данным о 14-ти случаях проявления предвестника было сделано предположение о прямой зависимости его продолжительности $T_п$ и заблаговременности $T_з$ от величины магнитуды последующего землетрясения. Это результат представлялся очень важным, т. к. давал возможность по параметрам предвестника, характеризующим время его развития, оценивать примерную величину магнитуды последующего землетрясения.

В работах [5, 6] было показано, что в гидрогеодинамическом режиме скв. Е-1 проявлялся процесс подготовки и реализации сейсмической и фумарольной активизации вулкана Корякский в 2008–2009 гг. в виде повышения уровня воды на 1,2 м с середины 2006 по январь 2010 гг., показывающего развитие деформации объёмного сжатия водовмещающих пород. При этом с середины 2007 по 2009 гг. описанный выше предвестник региональных землетрясений с $M \geqslant 5{,}0$ не регистрировался.

Целью настоящей работы являются оценки ретроспективной сейсмопрогностической эффективности предвестника в изменениях уровня воды в скв. Е-1 для прогноза землетрясений с различными величинами магнитуд ($\geqslant 5{,}0$, $\geqslant 5{,}5$, $\geqslant 5{,}9$) для времени наблюдений 1996–2012 гг. и параметров предвестника — диапазонов проявления его продолжительности и заблаговременности с учётом имеющихся на настоящее время уточнений параметров землетрясений Камчатки — величин их магнитуды и координат гипоцентров.

Данные наблюдений и методика обработки

Использовались данные уровнемерных наблюдений с 23 октября 1996 по 5 февраля 2012 гг., представленные восемью фрагментами непрерывных наблюдений (I-VIII, рис. 1). В течение этих фрагментов гидродинамический режим скважины был естественным, не нарушенным техническими возмущениями. Поэтому для каждого такого фрагмента можно было корректно производить компенсацию бароваций в изменениях уровня и выполнять последующие операции с временными рядами.

Наиболее примечательными особенностями гидродинамического режима за время непрерывных наблюдений являются постсейсмическое повышение уровня на 30 см после Кроноцкого землетрясения 05 декабря 1997 г., $M = 7{,}8$ (фрагмент I) и повышение уровня на 1,2 м в течение 3,5 лет, предшествующее и сопутствующее активизации вулкана Корякский в 2008–2009 гг. (фрагменты V-VII, рис. 1).

Общая продолжительность непрерывных наблюдений в течение восьми фрагментов составляет 3777 сут. За это время по данным Регионального каталога землетрясений Камчатки[1] и каталога NEIC[2] произошло 129 землетрясений с величинами магнитуд от 5,0 до 7,8 в радиусе до 360 км от сква-

[1] http://data.emsd.ru/dbquaketxt_min/index_r.htm#tops
[2] http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/epic/

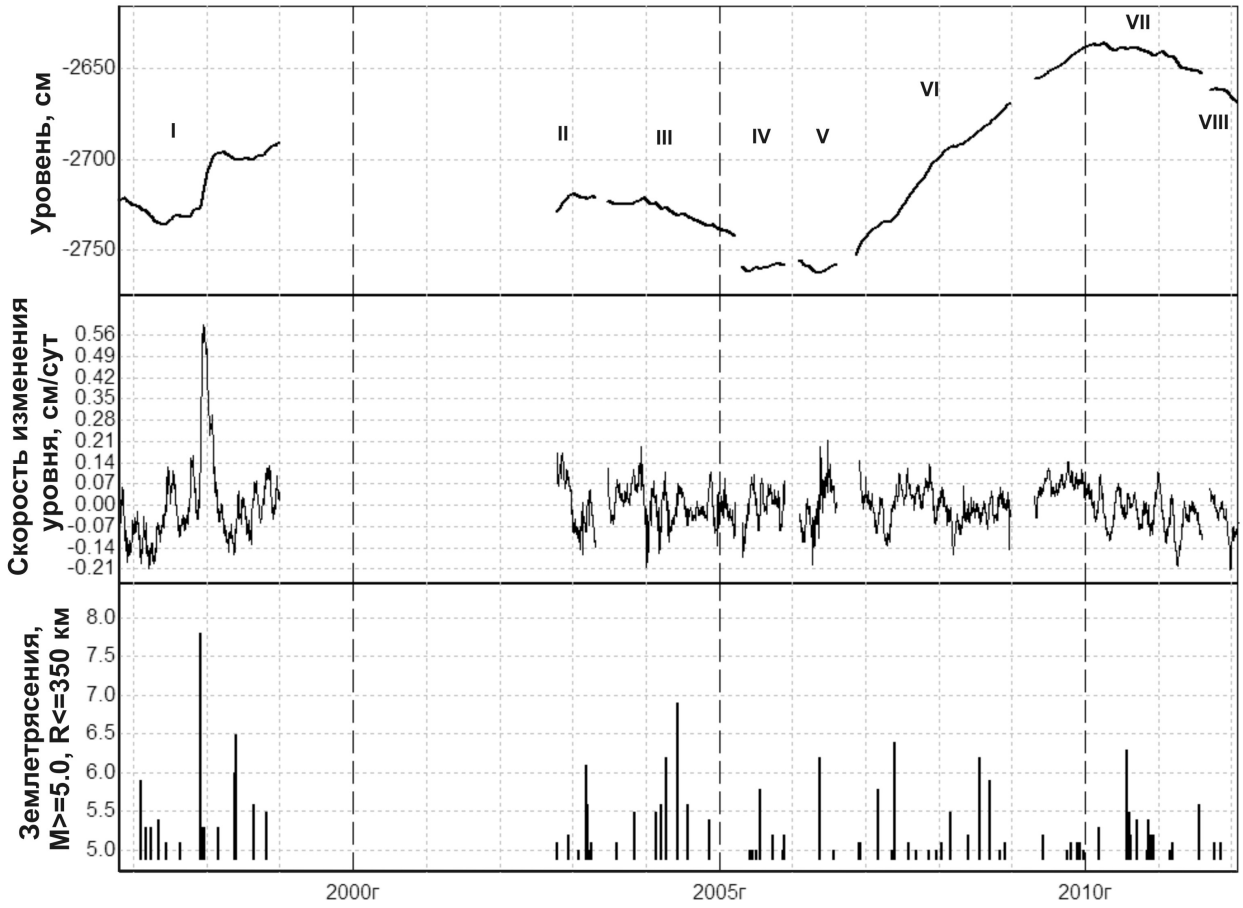


Рис. 1. Изменения уровня воды и суточной скорости изменений уровня воды в скважине Е-1 в сопоставлении с моментами землетрясений с $M \geqslant 5{,}0$ на расстояниях до 350 км. Латинскими цифрами показаны номера фрагментов непрерывных наблюдений.

жины. Эти землетрясения происходили неравномерно во времени (рис. 1, нижний график). Если на отрезке времени до одного месяца происходила группа землетрясений, то эта группа объединялась в одно сейсмическое событие. Таких сейсмических событий выделено 55 (их номера обозначены на рис. 2 и 3 латинскими цифрами I — LV), каждое из которых включало от одного до 31 землетрясения. Сейсмическому событию присваивались максимальная величина магнитуды в группе и гипоцентральное расстояние землетрясения с максимальной магнитудой.

При выделении «тревожного признака» проводилась предварительная компенсация бароваций в изменениях среднечасовых данных по изменениям уровня в течение каждого фрагмента. Затем компенсированные ряды уровня с удалёнными линейными трендами приводились к частоте дискретизации 1 сутки и от этих рядов брались первые разности. В результате были получены ряды суточной скорости изменения уровня воды в см/сутки (см. средний график на рис. 1). Если скорость понижения уровня воды была равна или превышала пороговое значение $-0{,}07$ см/сут в течение пяти и более суток, то выделялся «тревожный признак». Если в течение проявления «тревожного признака» или после его окончания возникало сейсмическое событие с заданными параметрами ($M \geqslant 5{,}0$, $M \geqslant 5{,}5$, $M \geqslant 5{,}9$, расстояние $R \leqslant 360$ км), то это событие сопоставлялось с соответствующим проявлением «тревожного признака» и считалось, что этому событию предшествовал предвестник в изменениях уровня воды. В этом случае проводилась оценка параметров предвестника, характеризующих время его проявления: продолжительности $T_{\text{п}}$ — времени от начала до окончания проявления «признака» и заблаговременности $T_{\text{а}}$ — времени от начала проявления «признака» до момента землетрясения с максимальной магнитудой в группе землетрясений, составляющих сейсмическое событие.

Такое сопоставление проявлений «тревожного признака» в форме понижения уровня воды с повышенной скоростью и сейсмических событий проводилось для каждого из восьми фрагментов непрерывных наблюдений. На рис. 2 а-г представлены результаты сопоставления вариаций уровня воды и сейсмических событий для фрагментов I-IV, на рис. 3 а-г — для фрагментов V-VIII.

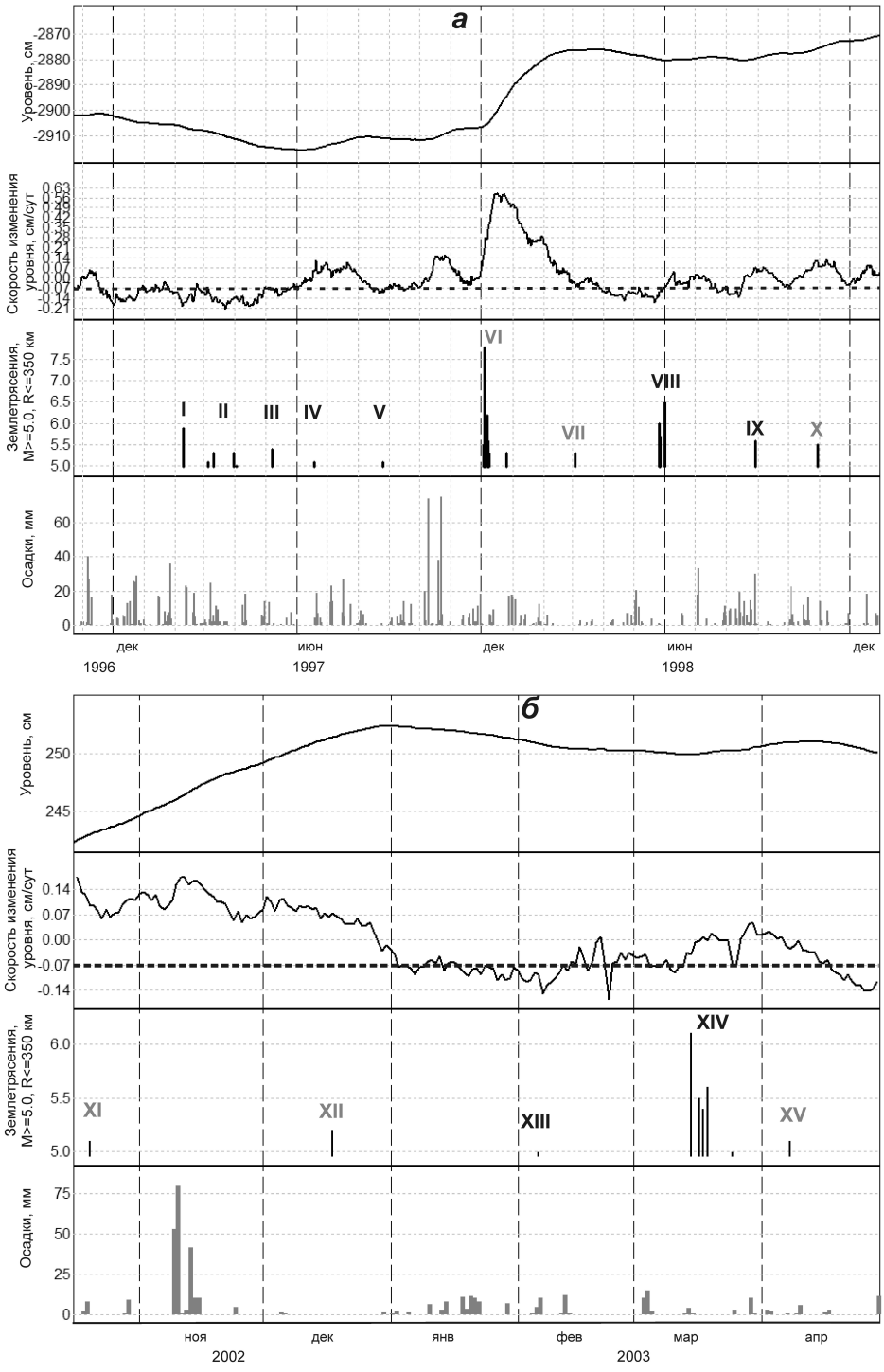
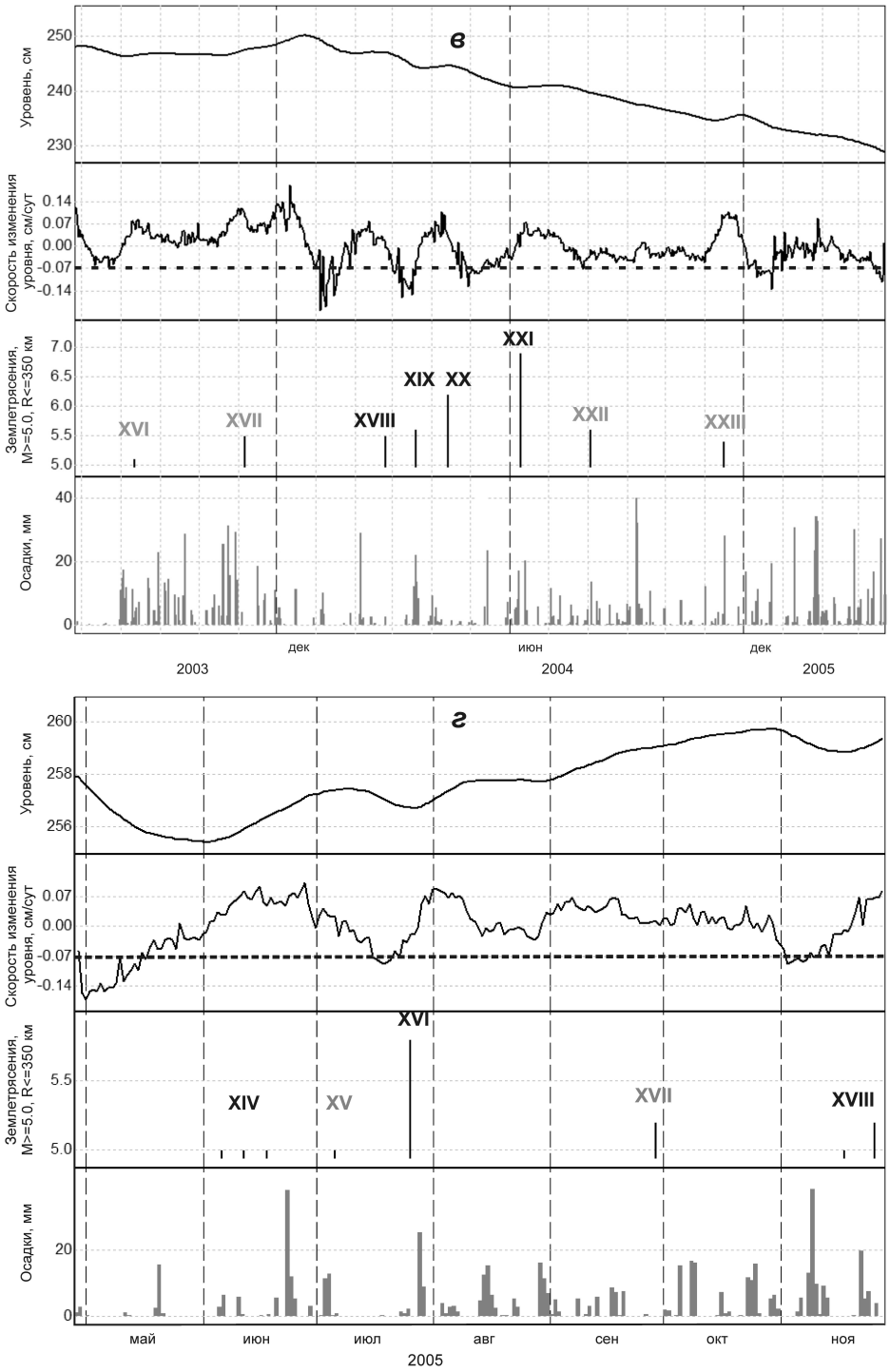


Рис. 2. Результаты обработки фрагментов I-IV: а — I (23 октября 1996 г. — 31 декабря 1998 г.); б — II (16 октября 2002 г. — 29 апреля 2003 г.); в — III (26 марта 2003 г. — 22 марта 2005 г.); г — IV (28 апреля — 28 ноября 2005 г.). Латинскими цифрами обозначены номера сейсмических событий. Горизонтальная пунктирная линия — пороговое значение скорости −0,07 см/сут. Пояснения см. в тексте.



Продолжение рис. 2

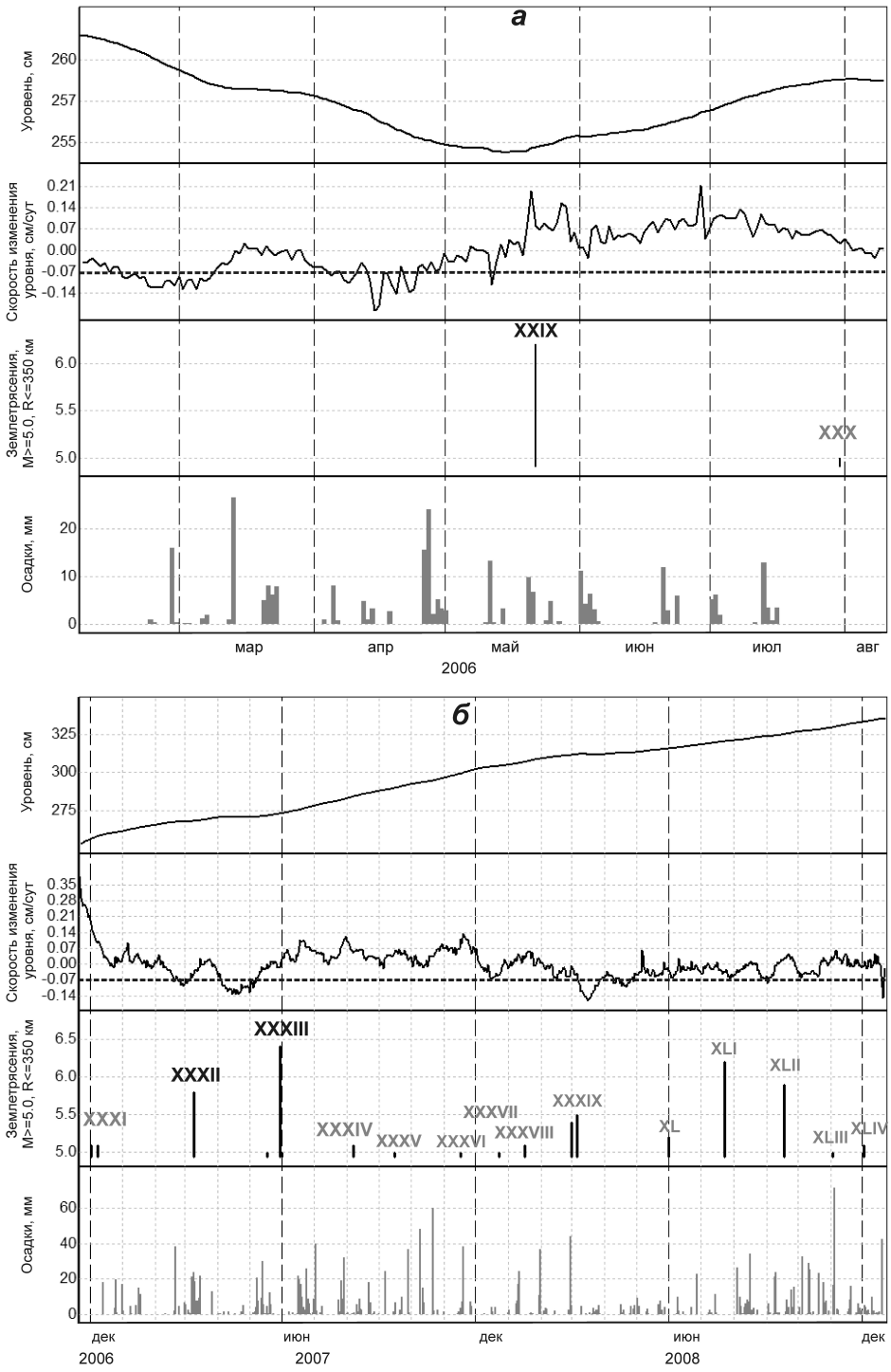
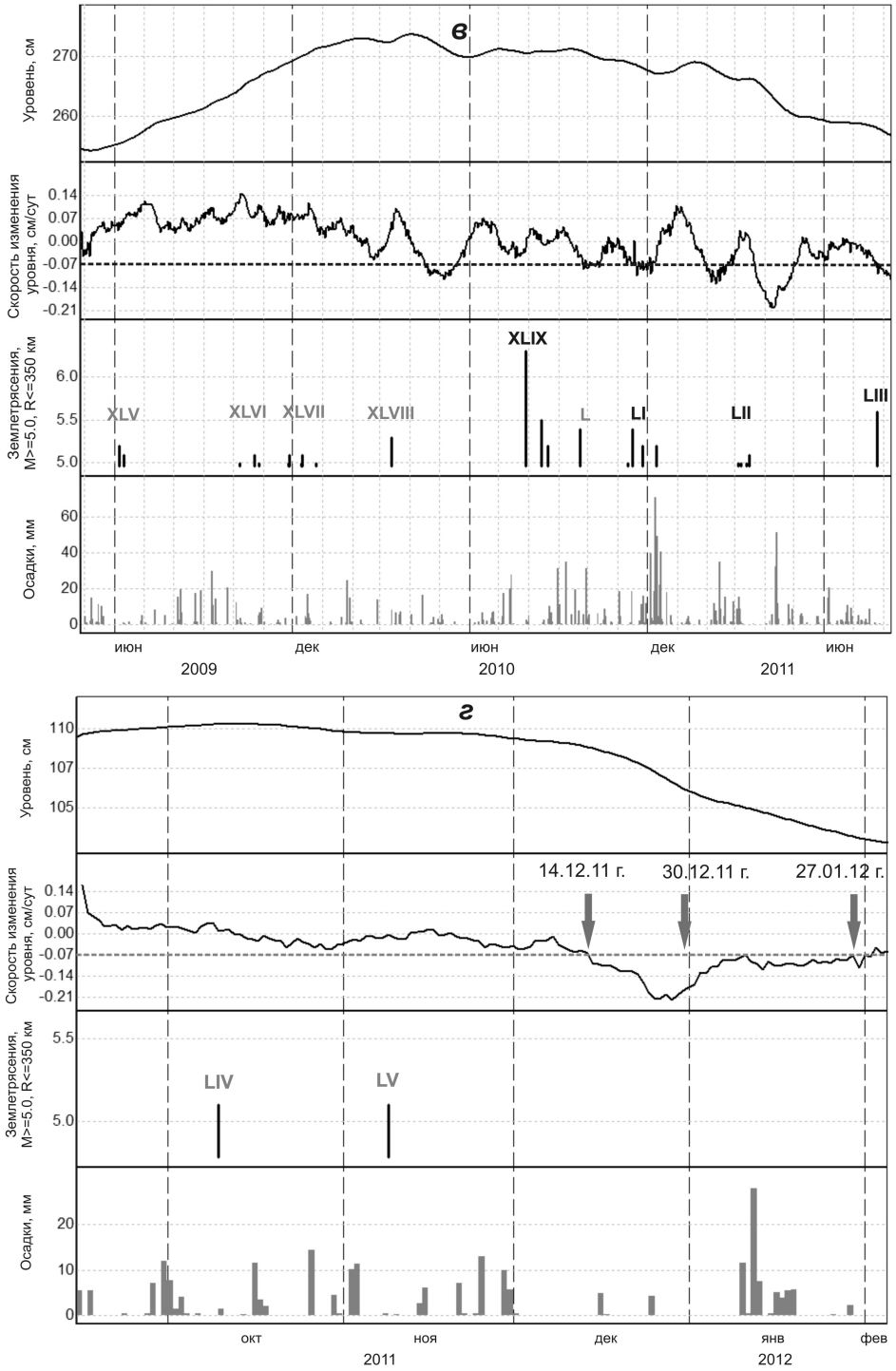


Рис. 3. Результаты обработки фрагментов V-VIII: а -V (6 февраля — 10 августа 2006 г.); б — VI (21 ноября 2006 г. — 24 декабря 2008 г.); в — VII (27 апреля 2009 г. — 9 августа 2011 г.), г — VIII (15 сентября 2011 г. — 5 февраля 2012 г.). Пояснения см. в тексте.



Продолжение рис. 3

Все рисунки 2 а-г и 3 а-г однотипные. Сверху вниз на графиках показаны: 1 — изменения уровня воды с компенсированными бароваріациями, 2 — вариации суточной скорости изменения уровня (пунктирная линия обозначает пороговое значение скорости $-0{,}07$ см/сут), 3 — сейсмические события (латинскими цифрами обозначены номера сейсмических событий: чёрным цветом обозначены номера событий, перед которыми проявлялся предвестник, серым цветом обозначены номера событий без проявления предвестника), 4 — суточные суммы осадков по данным наблюдений на метеостанции Пионерская Камчатского управления по гидрометеорологии и контролю состояния окружающей среды.

Наиболее примечательным на рис. 3 б, в (фрагменты VI и VII, рис. 1: период развития интенсивного восходящего тренда, предшествующего и сопутствующего активизации вулкана Корякский) является большое количество сейсмических событий, перед которыми предвестник не проявлялся. После окончания повышения уровня воды, примерно со второго квартала 2010 г. предвестник опять начал выделяться перед событиями с $M \geqslant 5{,}0$. Это указывает на временное понижение чувствительности гидродинамического режима скв. Е-1 к процессам подготовки региональных тектонических землетрясений во время действия локального источника напряжений и развития деформации объёмного сжатия водовмещающих пород в районе скважины.

Обсуждение результатов

В таблице представлены результаты оценки сейсмопрогностической информативности предвестника по отдельным фрагментам и для всего периода наблюдений. Если рассматривать сейсмические события с $M \geqslant 5{,}0$ за весь период наблюдений, включая все восемь фрагментов, то предвестник проявлялся перед 23 событиями из 55; вероятность связи предвестника и землетрясений $P = 0{,}42$, эффективность $I = 1{,}9$. Для событий с $M \geqslant 5{,}5$ (их было 21) предвестник проявлялся перед 12-ю, вероятность возникновения такого события после проявления предвестника $P = 0{,}57$, сейсмопрогностическая эффективность $I = 2{,}6$. Для событий с $M \geqslant 5{,}9$ (таких событий было 11), предвестник проявлялся перед 8-ю, вероятность возникновения таких сейсмических событий $P = 0{,}73$, прогнозная эффективность $I = 3{,}3$.

Наблюдаемое увеличение вероятности связи предвестника и последующих сейсмических событий P и прогнозной эффективности предвестника I с увеличением магнитуды прогнозируемых землетрясений указывает на то, что перед более сильными событиями предвестник в изменениях уровня воды в скв. Е-1 проявляется с большей регулярностью.

За рассматриваемое время предвестник проявлялся перед 23-мя сейсмическими событиями. Их параметры: $M = 5{,}0 - 6{,}9$, $R = 119 - 363$ км. Для 23-х случаев проявления предвестника были оценены его параметры. Продолжительность $T_{\text{п}}$ изменялась от 8 до 70 сут, заблаговременность $T_{\text{а}}$ составляла $10 - 127$ сут; время от окончания предвестника до момента землетрясения составляло $dT = 82 \div -56$ сут (отрицательные величины соответствуют случаям возникновения землетрясений до окончания развития «тревожного признака»). В 20-ти случаях ($\approx 90\%$) землетрясения происходили после окончания проявления «тревожного признака» через время dT, достигающее 82 сут. В трёх случаях землетрясения происходили во время развития понижения уровня воды с повышенной скоростью.

Нами были построены диаграммы распределения параметров предвестника — продолжительности $T_{\text{п}}$, заблаговременности $T_{\text{а}}$ и времени от окончания развития «тревожного признака» до момента землетрясения dT, от величины магнитуды M последующего землетрясения. К сожалению, связь между параметрами предвестника $T_{\text{п}}$, dT и величиной магнитуды не была обнаружена. Для параметра заблаговременности проявления предвестника $T_{\text{а}}$ можно говорить о весьма слабой тенденции к его связи с величиной магнитуды последующего землетрясения. Это указывает на необходимость дальнейшего накопления экспериментальных данных по вариациям уровня воды в скв. Е-1 в периоды сильных землетрясений с величинами магнитуд, соответствующих и превышающих рассматриваемый диапазон магнитуд $M = 5{,}0 - 6{,}9$.

Пример использования данных уровнемерных наблюдений на скв. Е-1 для прогнозирования сейсмической опасности иллюстрирует рис. 3 г. На графике суточной скорости изменения уровня воды в течение фрагмента VIII стрелками показаны даты:

– 14 декабря 2011 г. — начало проявления «тревожного признака»;

– 30 декабря 2011 г. — дата подачи прогнозного заключения в КФ РЭС, в котором сообщалось о возможности возникновения землетрясения с $M \geqslant 5{,}0$ на расстоянии до 350 км в течение месяца; вероятность такого события оценивалась в 70% с учётом результатов работы [4];

– 27 января 2012 г. — уточнение прогноза в отношении магнитуды землетрясения, величина которой оценивалась не менее 6,0. Уточнение основывалось на обнаруженной в [4] прямой зависимости продолжительности $T_{\text{п}}$ и заблаговременности $T_{\text{а}}$ «тревожного признака» и величины магнитуды последующего землетрясения. К 27 января 2012 г. понижение уровня воды с повышенной скоростью продолжалось в течение 45 сут, и это давало основание увеличить минимальную магнитуду ожидаемого землетрясения до 6,0. Следует отметить, что прогнозное заключение от 27 января 2012 г. не сопровождалось вероятностной оценкой его реализации.

На 30 марта 2012 г. продолжительность развития «тревожного признака» в изменениях уровня воды составило $T_{\text{п}} = 108$ сут. Такая продолжительность

Таблица 1. Оценка сейсмопрогностической информативности предвестника в изменениях уровня воды в скважине Е-1 по данным наблюдений 1996–2012 гг.

Номер фрагмента	n, шт.	m, шт.	τ,сут	t,сут	$P = m/n$	τ/t	$I = P/(\tau/t)$
I	10	7	278	800	0,70	0,35	2,0
II	5	2	83	196	0,40	0,42	0,95
III	8	2	86	363	0,50	0,14	3,7
IV	5	3	38	215	0,60	0,18	3,4
V	2	1	50	186	0,50	0,27	1,9
VI	14	2	91	765	0,14	0,12	1,2
VII	9	4	156	835	0,44	0,19	2,4
VIII	2	0	54	144	—	0,38	-
Всего землетрясений с							
$M \geqslant 5{,}0$	55	23			0,42		1,9
$M \geqslant 5{,}5$	21	12	836	3777	0,57	0,22	2,6
$M \geqslant 5{,}9$	11	8			0,73		3,3

Примечание: n — общее число «сейсмических событий» с величинами $M \geqslant 5{,}0$ на расстояниях до скважины $R \leqslant 360$ км; m — число сейсмических событий, перед которыми был выявлен предвестник в изменениях уровня воды; τ — суммарное «тревожное время»; t — общее время наблюдений; P — вероятность связи предвестника и сейсмических событий; I — сейсмопрогностическая эффективность предвестника по (1).

превышает наблюдавшуюся ранее продолжительность $T_{\text{п}max} = 70$ сут. Ожидаемое до конца марта 2012 г. землетрясение с $M \geqslant 6{,}0$ не произошло. Понижение уровня воды в скважине продолжается.

Заключение

1. По данным анализа восьми фрагментов уровнемерных наблюдений в скв. Е-1 в 1996–2012 гг. уточнены параметры сейсмопрогностической информативности предвестника сильных камчатских землетрясений, проявляющегося в понижениях уровня воды с повышенной скоростью: минимальная магнитуда землетрясений, перед которыми предвестник может проявляться составляет $M_{min} \approx 5{,}0$; радиус чувствительности скважины составляет до 360 км. На примере 23-х проявлений предвестника обнаружен рост величин вероятности его связи с последующими землетрясениями от 0,42 до 0,73 и его ретроспективной сейсмопрогностической эффективности от 1,9 до 3,3 при увеличении минимальной магнитуды последующего прогнозируемого землетрясения в трёх диапазонах магнитуд 5,0–6,9; 5,5–6,9; 5,9–6,9.

2. Основными проблемами использования рассматриваемого предвестника для прогнозирования землетрясений в реальном времени являются два вида влияний на гидрогеодинамический режим скважины Е-1: 1 — технические воздействия при проведении экспериментов, связанных с внедрением в ствол скважины (такие внедрения и эксперименты в дальнейшем желательно прекратить, либо свести к минимуму для уменьшения времени нарушенного гидродинамического режима); 2 — влияние современных геодинамических процессов в недрах Авачинской вулкано-тектонической депрессии, сопровождающихся активизацией современной вулканической деятельности и локальной сейсмичности. Последний вид воздействия необходимо изучать с перспективой использования соответствующих откликов уровня воды в скв. Е-1 для прогноза извержений вулканов Корякский и Авачинский.

Важной проблемой также является отсутствие на настоящий момент чётких критериев определения величины магнитуды и времени возникновения последующего землетрясения при обнаружении понижения уровня воды с повышенной скоростью. При обнаружении такого эффекта можно лишь сообщать о возможности возникновения в течение недели — первых месяцев землетрясения с величиной магнитуды 5 и более на расстоянии от скважины R примерно до 350 км. При этом ретроспективная оценка вероятности оправдания такого прогноза невелика и составляет не более 70%.

Список литературы

1. *Гусев А.А.* Прогноз землетрясений по статистике сейсмичности // Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск: Наука, 1974. С. 109–119.
2. *Завьялов А.Д.* Анализ результатов тестирования прогностического алгоритма КОЗ с 1985 по 2000 гг. в различных сейсмоактивных районах // Физика Земли. 2002. № 4. С. 16–30.
3. *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.
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. Тр. региональной научно-техн. конф. Т. 2. Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2008. С. 24–28.

5. *Копылова Г. Н., Сизова Е. Г., Болдина С. В.* Изменения уровня воды в скважине Е-1 в связи с активизацией вулкана Корякский в 2008–2009 гг. // Вулканизм и связанные с ним процессы. Матер. региональной конф., посвящённой Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2011. С. 90–95.

6. *Копылова Г. Н., Болдина С. В., Сизова Е. Г.* О проявлении эффектов сильных ($M \geqslant 5{,}0$) субдукционных землетрясений и локальных геодинамических процессов в изменениях уровня воды в скважине Е-1, Камчатка // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Тр. Третьей научно-техн. конф. Обнинск: ГС РАН, 2011. С. 217–221.

7. *Чебров В. Н., Салтыков В. А., Серафимова Ю. К.* Прогнозирование землетрясений на Камчатке. По материалам работы Камчатского филиала Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений, оценке сейсмической опасности и риска в 1998–2009 гг. М.: Светоч Плюс, 2011. 304 с.

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

Петропавловск-Камчатский
ИВиС ДВО РАН, 2012 г.

УДК 004.4+534.2

Е. Р. Махмудов

Камчатский филиал Геофизической службы РАН,
г. Петропавловск-Камчатский
e-mail: mer@emsd.ru

Разработка информационной системы классификации данных акустического мониторинга волновых возмущений в атмосфере в рамках системы комплексного мониторинга вулканических извержений на Камчатке

Лабораторией акустического и радонового мониторинга на территории Камчатки постоянно регистрируются инфразвуковые колебания атмосферы как антропогенного, так и природного происхождения, с ростом количества которых возрастает необходимость в их классификации по качественным и количественным характеристикам, происхождению. В статье представлены описание и результаты работы по созданию информационной системы на базе СУБД SQLite, языка программирования Python, сервера приложений Django.

Введение

Флуктуации атмосферного давления, которые регистрируются микробарографами наземного базирования, являются надежным источником информации о волновых возмущениях в атмосфере. Причины, порождающие атмосферные волны, многообразны и описаны в известной монографии [1]. Генерация акустических и акустико-гравитационных волн происходит в результате процессов как в нижней стратосфере (диссипативные процессы полярных и экваториальных электроджетов, нагрев атмосферы при полярных суббурях и т. п.), так и в тропосфере (прохождение фронтов, развитие циклонов, тайфунов, возникновение торнадо). Высокоэнергетические процессы, протекающие в гидросфере и литосфере (цунами, землетрясения, вулканические извержения), также порождают волны в атмосфере, изучение которых представляет большой интерес для понимания процесса взаимодействия этих двух различных сред.

Волны, обусловленные сжимаемостью атмосферного газа с $T < 300 \div 350$ с, относятся к акустическим, а под инфразвуковыми волнами (ИВ) принято считать низкочастотную ветвь акустического спектра с частотами менее 1 Гц [1]. В этом отношении, полуостров Камчатка изобилует природными явлениями (циклоны, извержения вулканов, сильные землетрясения), во время которых возникают акустические волны.

На Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне в конце прошлого века систематически проводились работы по изучению акустических сигналов (АС) в атмосфере, сопровождающих вулканические извержения. Как показал многолетний опыт регистрации волновых возмущений в атмосфере, связанных с активностью вулканов, характеристики акустического излучения дают представление о динамике эксплозивных извержений и указывают на характер излияния магмы на дневную поверхность и, наряду с традиционной сейсмологией, могут служить ещё одним дистанционным методом для мониторинга активности вулканов [3]. Благодаря аномальному распространению звука в атмосфере, в ходе которого звуковой луч, исходящий от источника, многократно отражается от верхних слоёв атмосферы и поверхности Земли, можно осуществлять мониторинг за извержениями вулканов на расстояниях до нескольких тысяч километров. Оперативная информация о количестве выброшенного пепла может быть весьма полезной для службы безопасности полётов авиалайнеров вблизи Камчатского полуострова.

Аппаратура и методика наблюдений

В настоящее время мониторинг волновых возмущений в атмосфере на полуострове Камчатка осуществляется в пунктах, расположенных в посёлках: Паратунка, Ключи, Начики (PRT, KLY, IS44-NCH). Схема расположения станций и наиболее активных вулканов на полуострове Камчатка приведена на рис. 1.

В PRT, KLY работают стационарные акустические станции (САС) Камчатского филиала ГС РАН, созданные на базе стационарной цифровой сейсмической станции путём замены сейсмометров акустическими каналами [4]. САС позволяет регистрировать волновые возмущения в атмосфере в диапазоне частот 0,003–10,0 Гц. В качестве датчика использован конденсаторный микробарограф К304, полоса пропускания которого разделена на пять одновременно действующих частотных каналов. Нами используются три канала с граничными частотами: 0,003–0,3, 0,03–0,3; 0,2–10 Гц. Для автоматизации процесса ежесуточного получения данных создан

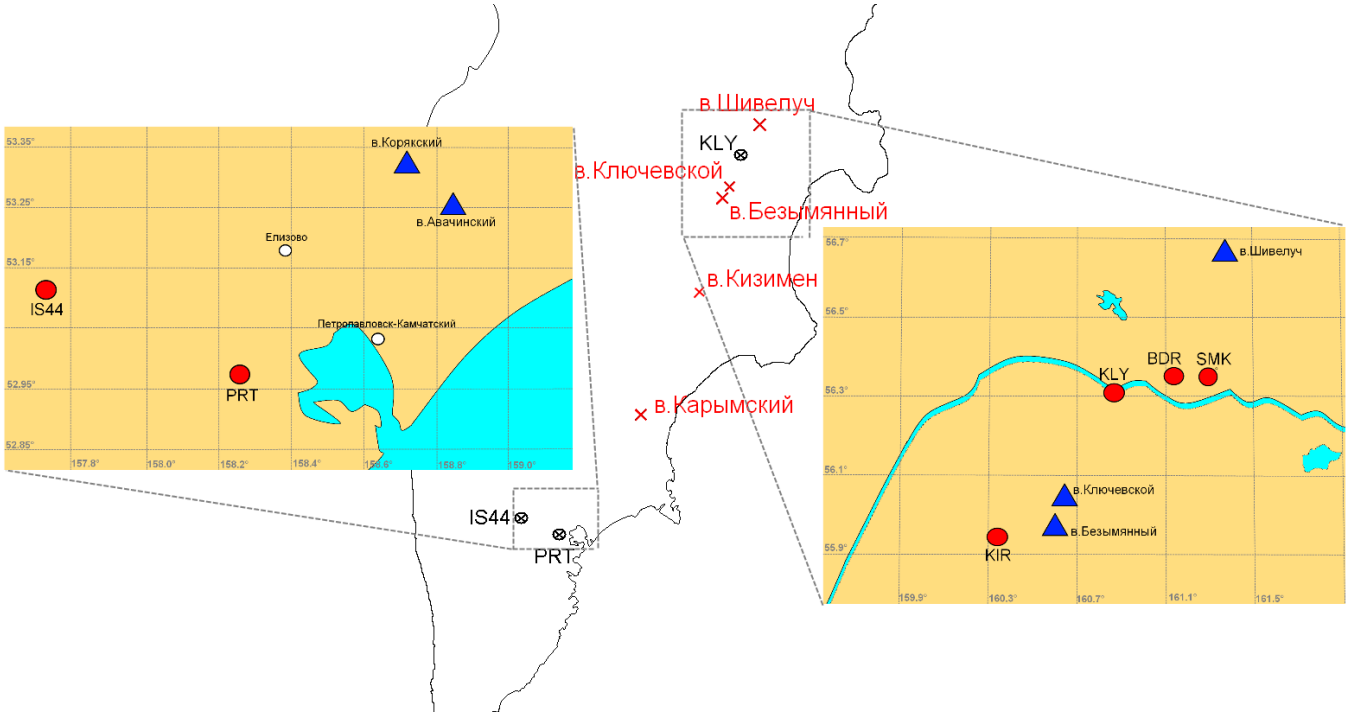


Рис. 1. Схема расположения наиболее активных вулканов и стационарных акустических станций на полуострове Камчатка — пос. Паратунка(PRT), пос. Начики (IS44), пос. Ключи (KLY), телеметрические станции Байдарная, Сёмкорок, Киришева (BDR, SMK, KIR).

пакет прикладных программ, с использованием языка программирования Python 2,6 и библиотеки графического интерфейса *Qt* [5].

Станция IS44-NCH создана в рамках международной системы инфразвукового мониторинга за режимом выполнения Договора о Всеобъемлющем Запрещении Ядерных Испытаний (ДВЗЯИ). В качестве датчиков на этой станции использованы 4 микробарографа MB2000 французского производства, позволяющие регистрировать акустические волны с частотой 0,05–10 Гц, и образующие группу, конфигурация которой показана на рис. 2. Каждый датчик оснащён пространственным инфразвуковым фильтром, что повышает соотношение сигнал-шум. Данная конфигурация группы позволяет определять азимут на источник зарегистрированного сигнала.

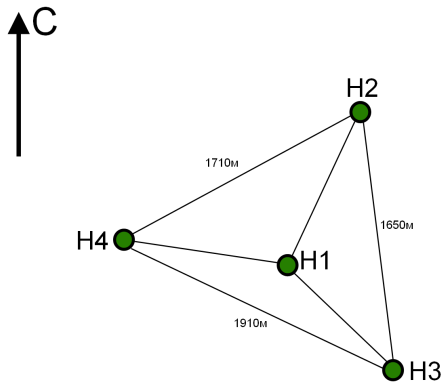


Рис. 2. Схема расположения микробарографов на станции IS44.

Описание работы приложения

Результатом проведённой работы стала информационная система, позволяющая систематизировать получаемые данные о выявленных сигналах и, впоследствии, иметь лёгкий доступ к их характеристикам. Общую схему работы, выраженной на рис. 3, можно разбить на два этапа: занесение в систему информации о событии и получение информации из системы.

Занесением данных о событии занимается оператор, работа которого заключается в следующем:

- просмотр исходных данных и обнаружение акустических сигналов;
- с помощью разработанной программы, написанной на языке Python [2], производить расчёт азимута на источник по данным группы IS44 с привлечением данных PRT (рис. 4а);
- если сигнал, предположительно, связан с проявлением эксплозивной активности того или иного вулкана Камчатки из данных сети радиотелеметрических сейсмических станций КФ ГС РАН извлекается запись соответствующего сейсмического сигнала;
- на основе волновых форм сигнала, азимутальному направлению на источник, сейсмических данных происходит идентификация происхождения сигнала;

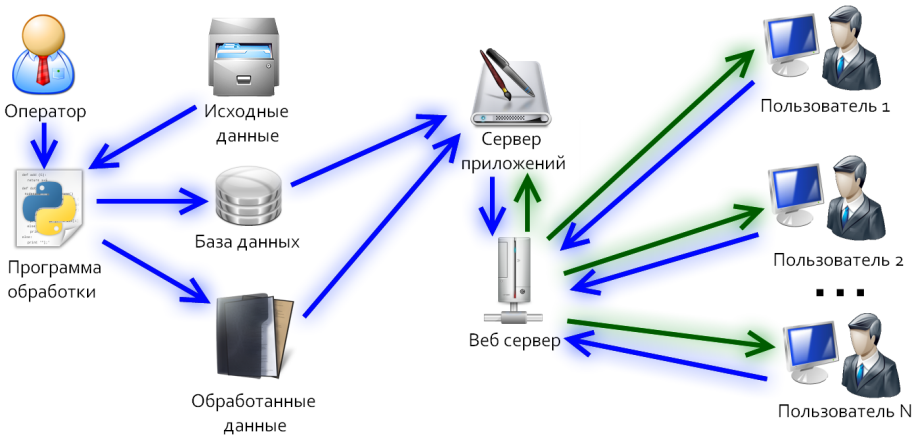


Рис. 3. Общая схема работы системы.

– сохранение изображения волновых форм акустического и сейсмического сигналов в специальный каталог;
– измерение параметров сигнала: двойной максимальной амплитуды; продолжительности; количества отдельных групп волн, из которых состоит сигнал (рис. 4б).

Сигналу присваивается уникальный идентификационный номер, на основе даты и времени первого вступления. Его параметры заносятся в базу данных СУБД SQLite [11].

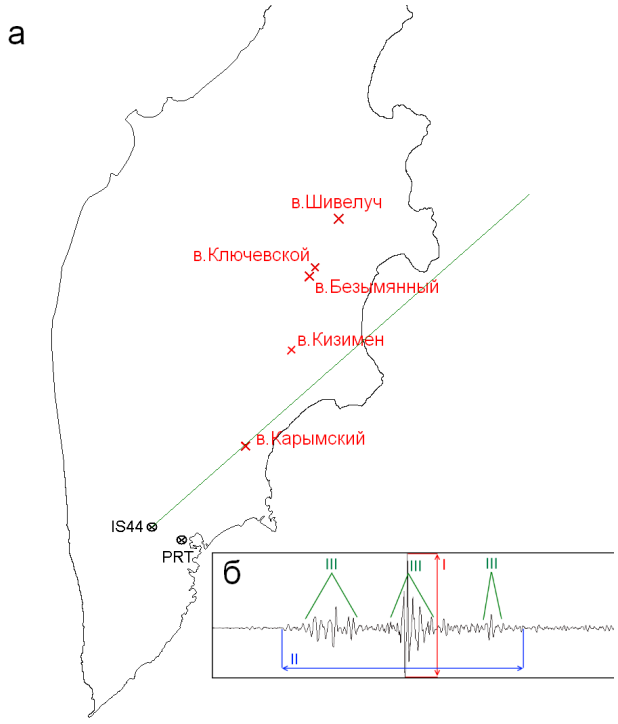


Рис. 4. а) Пример определения азимута на источник (в. Карымский), б) определяемые параметры сигнала: I) двойная максимальная амплитуда сигнала, II) продолжительность сигнала, III) отдельные группы волн.

Помимо этого, в автоматическом режиме, в базу данных заносятся данные радиозондирования атмосферы NOAA/ESRL [12] со станций находящихся в посёлках Пионерский и Ключи. Данные представляют собой такие параметры атмосферы как изменение с высотой температуры, направления и скорости ветра.

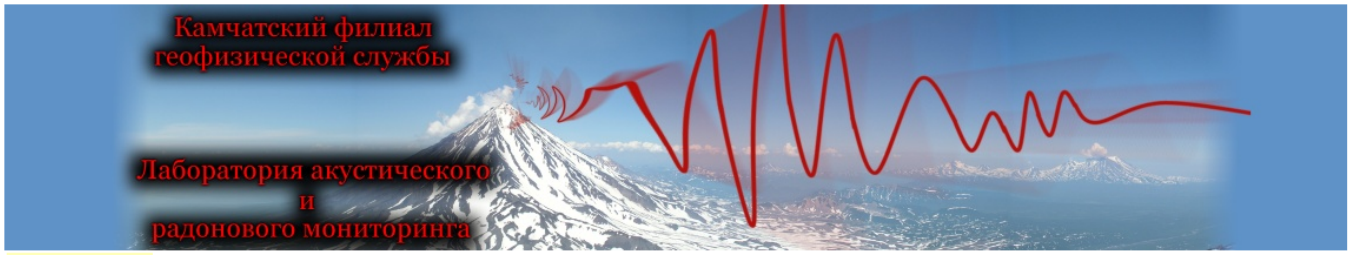
Предоставление информации пользователям осуществляется запросом к специальному приложению, написанному с использованием сервера приложений Django [9] на языке программирования Python [8], посредством обычного интернет браузера. Таким образом, пользователю предоставляется простая WEB страница (рис. 5), являющаяся интерфейсом к базе данных и каталогам с иллюстрациями. Стартовая страница содержит форму для поиска в базе данных по параметрам сигнала.

Результатом запроса станет страница, в которой помимо характеристик сигналов будут представлены статистические диаграммы на основе заданных данных поиска сигналов: распределение по амплитуде, продолжительности, азимуту, дням. На рис. 6 представлен пример выборки из базы со следующими параметрами поиска: сигналы за декабрь 2011 г., двойная максимальная амплитуда больше 0,5 Па, количество групп волн больше одной, и указанием в комментарии источника сигналов — вулкан Карымский.

Заключение

По результатам обработки данных за 2010–2011 гг. в базу данных было внесено 637 инфразвуковых сигналов. Из них 316 сигналов связаны с эксплозивными процессами вулканов полуострова Камчатка: 303 — вулкан Карымский (155 км), 7 — вулкан Шивелуч (458 км), 3 — вулкан Ключевской (378 км), 2 — вулкан Кизимен (282 км), 1 — вулкан Безымянный (369 км).

В связи с утилизацией боеприпасов зарегистрировано 158 сигналов, связанных с взрывами 100–120 кг в тротиловом эквиваленте с двух полигонов.



База данных Инфразвуковых сигналов

Радоновый мониторинг

О лаборатории

В базе данных инфразвуковых сигналов лаборатории акустического и радонового мониторинга хранится информация о всех событиях которые были зафиксированы и пригодны для определения основных характеристик.

Доступные поля:

- **ID** - уникальный номер идентифицирующий событие
- **Дата время** - дата и время зафиксированного сигнала
- **Размах амплитуды** - максимальное и минимальное значения амплитуды сигнала, считается по первой станции прихода, если в комментарии не оговорено обратное
- **Продолжительность** - время сигнала в секундах, четко выраженное между каналами и уровнем фона
- **Количество фрагментов** - количество выделенных участков сигнала с разными амплитудно частотными характеристиками
- **Станция** - название станции первой зафиксировавшей приход волны сигнала
- **Азимут** - азимутальное направление на источник сигнала от указанной станции, если в комментариях не указано обратное
- **Комментарий** - комментарий оператора о природе сигнала и технических особенностях
- **Wave** - ссылка на иллюстрацию волновой формы сигнала
- **Azimuth** - ссылка на иллюстрацию расчета азимутального направления
- **Seismo** - ссылка на иллюстрацию волновой формы акустического сигнала и запись сейсмического канала
- **Meteo** - ссылки на данные радиозондирования атмосферы, по времени ближайшие к времени сигнала

Каналы станции для анализа подвергаются фильтрации полосовым фильтром:

- С 2010-01-01 по 2012-03-31 использовался фильтр Батерворта второго порядка с бесконченой импульсной характеристикой 1-10 Гц.
- С 2012-04-01 используется фильтр с конечной импульсной характеристикой 0.5-10 Гц, весовое окно хемминга, количество коэфициентов 330 при Fs=20 и 1000 при Fs=128

Ниже представлена форма осуществляющая запрос к базе данных с возможностью фильтрации результатов. Если не задан ни один из критериев, то будут выведены все записи находящиеся в базе данных.

Параметры запроса

	≤ Дата(ГГГГ-ММ-ДД) <	
	≤ Размах амплитуды, Па ≤	
	≤ Продолжительность, с ≤	
	≤ Количество фрагментов ≤	
	≤ Азимут, гр.≤	

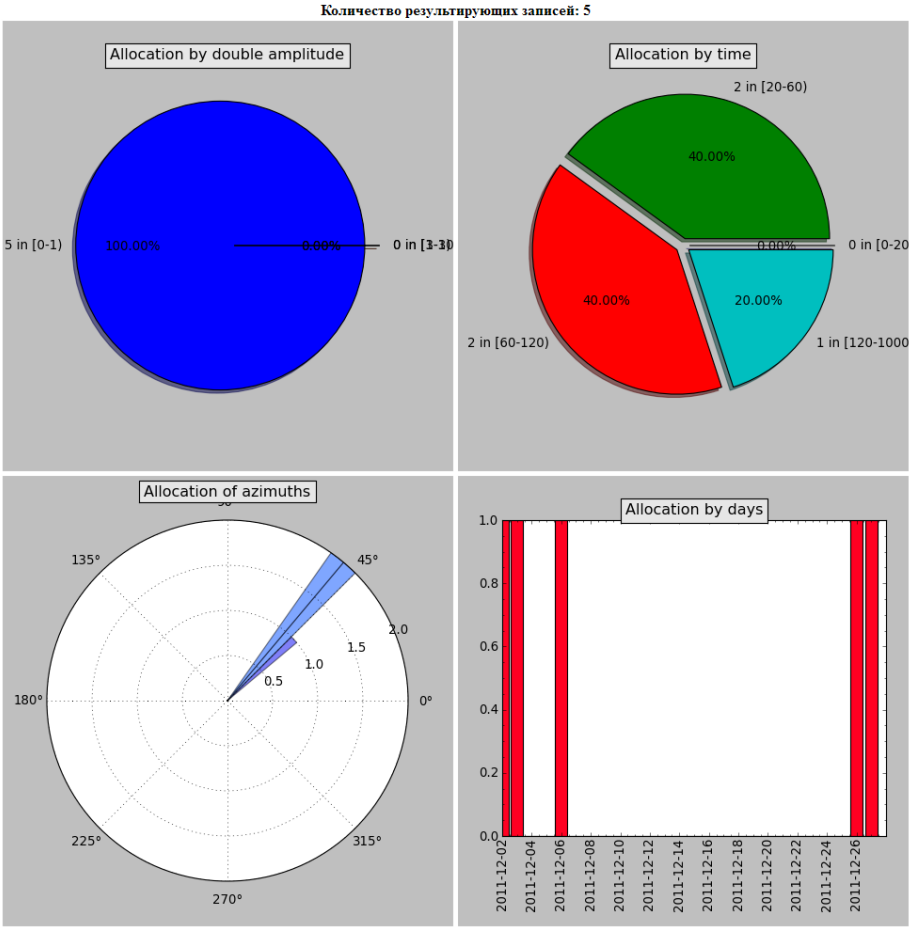
Комментарий содержит:

☑ По убыванию даты

Сброс Отправить запрос

Камчатский филиал геофизической службы РАН | Лаборатория акустического и радонового мониторинга | и.о. м.н.с. Махмудов Евгений Рейзудинович

Рис. 5. Стартовая страница интерфейса к базе данных инфразвуковых сигналов.



ID	Дата/время	Размах амплитуды, Па	Продолжительность, сек	Кол-во фрагментов	Станция	Азимут, гр.	Комментарий	Wave	Azimuth	Seismo	Seismo	Meteo
20111227065327	27 Декабрь 2011 г. 6:53:27	0,68	27,0	3	I44H2	48,2108688841	вулк.Карымский					PET KLY
20111226033511	26 Декабрь 2011 г. 3:35:11	0,67	42,0	3	001	43,2854950807	вулк.Карымский					PET KLY
20111206221757	6 Декабрь 2011 г. 22:17:57	0,67	90,0	4	001	51,6274608573	вулк.Карымский					PET KLY
20111203164800	3 Декабрь 2011 г. 16:48:00	0,52	227,0	4	I44H2	51,248993274	вулк.Карымский					PET KLY
20111202201433	2 Декабрь 2011 г. 20:14:33	0,64	75,0	2	I44H2	46,4866006246	вулк.Карымский					PET KLY

Рис. 6. Результат запроса к базе данным.

Ощутимые землетрясения зарегистрировались на САС в 20 случаях, источник 143 акустических сигналов не установлен.

В дальнейшем планируется продолжить работу над совершенствованием приложения, расширяя его функциональные возможности.

Список литературы

1. *Госсард Э., Хук У.* Волны в атмосфере. М.: Мир, 1978. 529 с.
2. *Лутц М.* Изучаем Python. Спб.: Символ-Плюс, 2009.
3. *Махмудов Е. Р.* «Некоторые вопросы организации сети инфразвукового мониторинга на полуострове Камчатка». // Материалы VIII региональной молодёжной научной конференции «Исследования в области наук о земле», стр.97–108
4. *Фирстов П. П.* Вулканические акустические сигналы диапазона 1,0÷10 Гц и их связь с эксплозивным процессом. Петропавловск-Камчатский: КамГУ, 2003. 90 с.
5. *Фирстов П. П., Тристанов А. Б., Махмудов Е. Р.* Об организации наблюдений за волновыми возмущениями в атмосфере на полуострове Камчатка // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 2. Вып. 12. С. 164 — 173.
6. *Фирстов П. П., Махмудов Е. Р., Чебров В. Н.* Некоторые результаты акустического мониторинга эксплозивных извержений вулканов Камчатки // Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2011. С. 107–111.
7. *Форсье Д.* Django Разработка веб-приложений на Python. Спб.: Символ-Плюс, 2009.
8. NOAA/ESRL Radiosonde database[1].
9. Official Python documentation[2].
10. Official Django framework documentation [3].
11. Python Image Library documentation[4].
12. SQLite documentation[5].

[1] http://www.frd.fsl.noaa.gov/mab/raob/
[2] http://docs.python.org/
[3] https://docs.djangoproject.com/
[4] http:// www.pythonware.com/products/pil/
[5] http://www.sqlite.org/docs.html/

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

Петропавловск-Камчатский
ИВиС ДВО РАН, 2012 г.

УДК 553.078.2

И. А. Нуждаев, С. О. Феофилактов

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
г. Петропавловск-Камчатский
e-mail: ivandf@kscnet.ru, serg415@kscnet.ru

Геолого-геофизическая модель центральной части Нижне-Кошелевского геотермального месторождения на основании магнитометрических исследований

В районе Нижне-Кошелевской термоаномалии в период с 2010 по 2011 гг. выполнена пешеходная магнитная съёмка с целью изучения структуры одноимённого пародоминирующего геотермального месторождения, расположенного на юго-западном склоне Кошелевского вулканического массива (Южная Камчатка). Измерения модуля магнитной индукции (T) производились протонными магнитометрами ММП-203 (расхождения показаний приборов ± 1 нТл, что соответствует точности прибора). Для исследуемого участка площадью 1,5 км^2 составлена детальная карта магнитных аномалий ΔT со среднеквадратичной ошибкой измерений 20 нТл. На основании полученных значений ΔT, в программе ZondMAG2D построена двумерная модель распределения магнитной восприимчивости на глубину. Уточнены границы современной геотермальной аномалии, выделена зона пониженных значений магнитного поля, интерпретируемая как палеогидротермальная структура, и область отрицательных значений ΔT на севере территории.

Введение

Паужетско-Камбально-Кошелевский геотермальный (рудный) район расположен на южной оконечности Камчатского полуострова. В районе находится известное эксплуатируемое вододоминирующее геотермальное месторождение — Паужетское. Южнее располагается Кошелевский вулкан, в центральной части которого расположено Верхне-Кошелевское термальное поле, а на западном склоне — Нижне-Кошелевская термоаномалия. Проведение научно-исследовательских и поисково-разведочных работ позволило выявить в районе термоаномалии пародоминирующее геотермальное месторождение, глубинное строение которого слабо изучено [3, 6].

Цель настоящей работы — изучение структуры Нижне-Кошелевского пародоминирующего геотермального месторождения с помощью магнитометрических исследований.

Задачи: 1) проведение детальной пешеходной магнитной съёмки; 2) уточнение границ современной геотермальной аномалии; 3) построение геолого-геофизической модели центральной части Нижне-Кошелевского геотермального месторождения по магнитометрическим данным в комплексе с имеющимися данными.

Краткая геологическая характеристика района работ

Вулкан Кошелевский представляет значительный интерес для геолого-геофизических исследований, поскольку является длительно развивающейся тектоно-магматической структурой. В этом районе проводили свои исследования Е. А. Вакин, З. Б. Декусар, С.И Набоко, Б. И. Пийп, М. В. Писарева, А. И. Сережников, М. В. Спиченкова, др. учёные. Геофизические поисково-разведочные работы выполнялись под руководством В. К. Соловьёва, Ю. Л. Корякина, Я. Б. Шварца. В последние годы на вулкане Кошелевский и в Паужетско-Камбально-Кошелевском геотермальном (рудном) районе комплексные исследования проводит Южнокамчатско-Курильская экспедиция ИВиС ДВО РАН [8].

Кошелевский вулканический массив состоит из нескольких разрушенных в различной степени вулканов, экструзивных куполов и отпрепарированных эрозией субвулканических тел. В его постройке выделяются вулканы: Древний, Западный, Валентин, Центральный, Восточный (рис. 1). В центральной части массива наблюдается дугообразная стенка взрывного происхождения, названная Активным Кратером. Вулканы несимметричны: новые постройки обычно возникали на месте разрушенных частей более древних вулканов с небольшим смещением вулканического центра. Формирование массива началось в среднем плейстоцене, максимальной степени вулканическая активность достигла в верхнем плейстоцене, в голоцене она постепенно затухает (здесь и ниже характеристика строения вулкана дана, в основном, по работе [4]).

Вулкан Древний наиболее разрушен, сохранилась лишь северная часть постройки. Он относится к типичным стратовулканам, в его постройке принимают участие три выдержанные по простиранию группы потоков. Нижняя группа — лавы пироксеновых базальтов, лавы и лавобрекчии плагиобазальтов (мощность 250–300 м), средняя — агглютинаты,

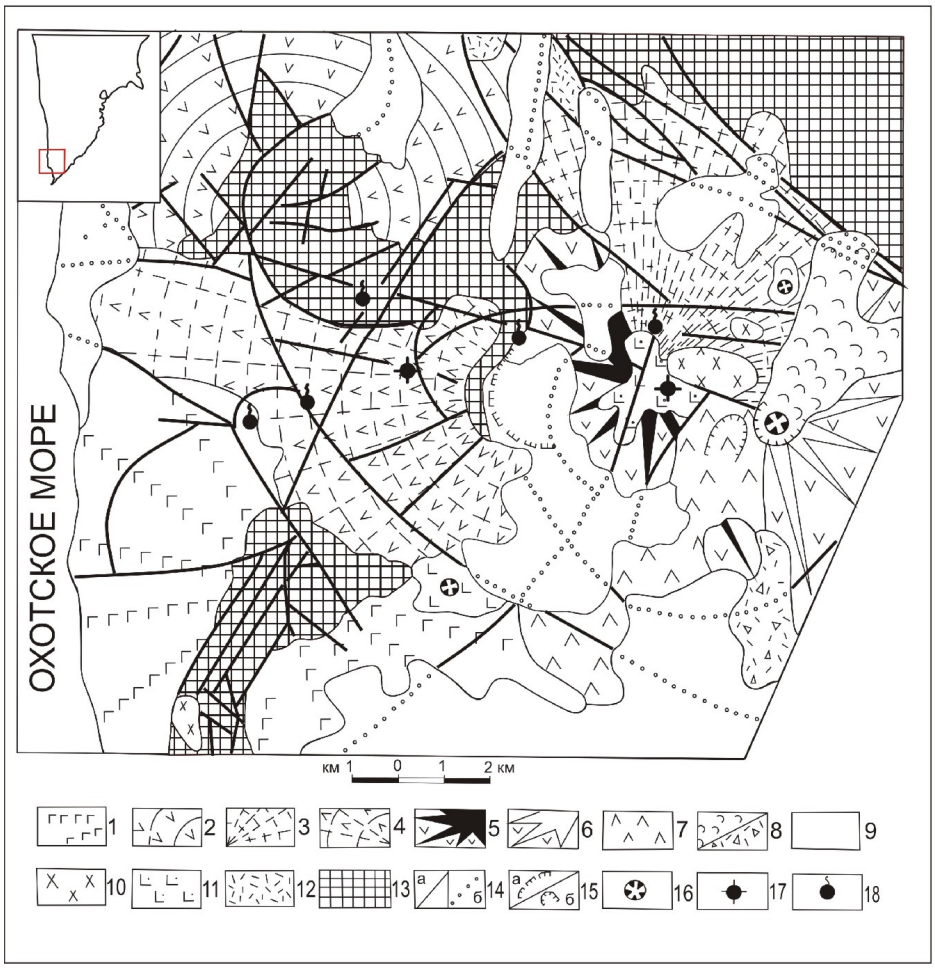


Рис. 1. Схематическая карта геологического строения и термопроявлений Кошелевского вулканического массива. Опубликована в работе [2], составили А. И. Сережников, М.В Спиченков, З. Б. Декусар 1, 2 — эффузивные и пирокластические образования нижнечетвертичных вулканов: 1 — вулкан Дед и Баба ($\alpha\beta Q$I); 2 — вулкан Третья Речка ($\alpha\beta Q$II); 3–8 — эффузивные и пирокластические образования Кошелевского вулканического массива: 3 — вулкан Древний (αQII); 4 — вулкан Западный (αQ_1III); 5 — вулкан 1545 (Валентин) (αQ_2III); 6 — вулкан Восточный (βQIII – IV); 7 — вулкан Центральный ($\alpha\beta Q$III – IV); 8 — образования Активного кратера: а) лавовые потоки (βQIV), б) отложения направленного взрыва(QIV); 9 — рыхлые отложения различного генезиса (QII – QIV); 10 — экструзии голоценового возраста: а) андези-дацитов и дацитов ($\alpha\gamma Q$IV), б) базальтов (βQIV); 12 — субвулканические интрузии долеритов (βQIII – IV); 13 — дочетвертичные эффузивы ($\alpha N1 - N2$); 14 — разрывные нарушения: а) прослеженные и расшифрованные по аэрофотоснимкам, б) под рыхлыми отложениями; 15 — а) кальдеры; б) эродированные кратеры и воронки взрывов; 16 — кратеры эффузивных и шлаковых конусов; 17 — термальные поля (парогидротерм); 18 — термальные источники

туфы и шлаки базальтового состава, лавы, лавобрекчии оливин-пироксеновых базальтов (400 м), верхняя — лавы оливин-пироксеновых базальтов и оливин-пироксеновых андези-базальтов. Возраст вулкана нижне-среднеплейстоценовый.

Вулкан Западный сложен лавовыми потоками однообразных мелкопорфировых двупироксеновых андезитов, андези-дацитов и андези-базальтов. Вершина конуса не сохранилась, на её месте образовалась кальдера. По возрасту вулкан отнесён к среднему плейстоцену.

Вулкан Валентин представляет собой конусовидный горный массив. В результате вулкано-тектонических перестроек и интенсивной эрозии кратера в его центральной части образовалась крупная воронка площадью 2 км^2, в которой происходит разгрузка Верхне-Кошелевских парогидротерм. Постройка сложена четырьмя группами пород. Первая группа представлена туфобрекчиями и туфо-конгломератами андезитов и андези-базальтов (мощность 100–300 м), вторая — лавами двупироксеновых андезитов, андези-дацитов и оливин-содержащих андези-базальтов (300 м), третья — лавами двупироксеновых андезитов, переходящих в оливин-содержащие андези-базальты (50–350 м). Четвёртая группа потоков объединяет наиболее молодые образования вулкана: лавы пироксеновых андези-базальтов, двупироксеновых андези-базальтов и дву-

пироксеновых андезитов (мощность 300 м). Время формирования вулкана — верхний плейстоцен, он моложе первой фазы оледенения.

Вулкан Центральный образует крупную конусовидную постройку, состоящую преимущественно из потоков лав и лавобрекчий оливин-содержащих андези-базальтов (мощность 350 м). Вулкан не затронут оледенением, время формирования его постройки — конец верхнего плейстоцена — начало голоцена.

Вулкан Восточный образовался и действовал синхронно с вулканом Центральным, но продукты его извержения имеют кислый состав. Активный кратер возник в результате взрыва вблизи вершины Восточного вулкана. В настоящее время сохранилась лишь южная стенка. После взрыва произошло излияние лавового потока, по составу отвечающего оливиновым базальтам.

Вся средняя часть Кошелевского вулканического массива прорвана экструзиями андези-дацитов и субвулканическими телами долеритов. Возраст этих образований голоценовый. Аналогичные образования слагают центральные части вулканов Валентин, Древний, Центральный.

Одной из главных особенностей тектоники участка Кошелевского вулканического массива является интенсивное дробление на границах крупных вулканических построек. Тектоника в пределах подобных отдельных построек имеет свои черты, обусловленные локальными особенностями вулкана. Как правило, в центральной части вулканов наблюдается более густая сеть трещин, чем на периферии [4].

Наши работы были посвящены, в основном, району Нижне-Кошелевской термоаномалии и изучению строения одноименного геотермального месторождения. На основании данных поисково-разведочных работ Нижне-Кошелевское геотермальное пародоминирующее месторождение приурочено к залегающему на глубине многофазному интрузивно-субвулканическому телу (рис. 2)[1]. Оно имеет зональное строение: в основании этого комплекса залегают диориты, они прорываются диоритовыми порфиритами, контактовая зона представлена брекчированными породами интрузивных и вмещающих пород. Над интрузивно-субвулканическим комплексом залегает вулканогенно-осадочная толща, вероятно, неогенового возраста, которая перекрывается лавами и экструзиями четвертичного возраста от среднего до кислого состава [6].

На основании гидродинамических испытаний по скважинам, М. В. Писаревой с коллегами выделена зона пара, выклинивающаяся на дневной поверхности в районе термоаномалии.

По результатам микросейсмических и гравиметрических работ, выполненных И. Ф. Абкадыровым,

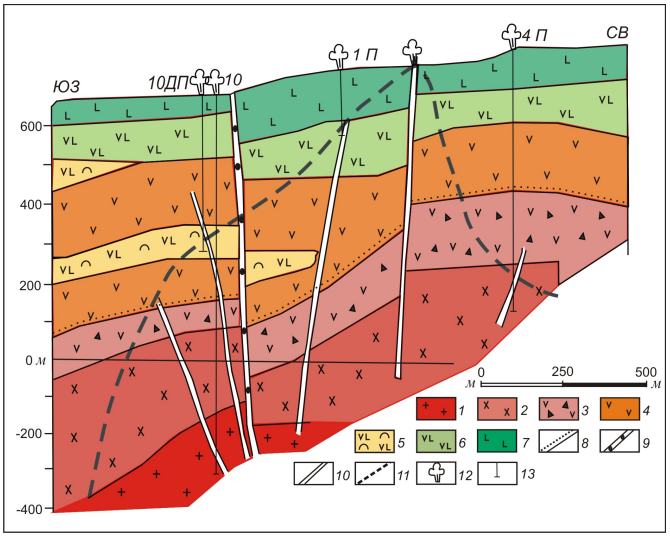


Рис. 2. Геологический разрез Нижне-Кошелевского геотермального месторождения Составлен на основании поисково-разведочных работ и гидродинамических испытаний (1975–84 гг). 1 — диориты; 2 — диоритовые порфириты; 3 — субинтрузивные ксенобрекчии; 4 — андезиты; 5 — туфы андези-базальтов; 6 — лавы андези-базальтов; 7 — лавы андези-дацитов; 8 — граница интрузивно-субвулканического комплекса; 9 — закольматированные более древние разломы; 10 — открытые разломы и трещины; 11 — верхняя граница пара; 12 — проявление пара; 13 — буровая скважина и её номер.

Ю. Ю. Букатовым, Е. С. Рыловым с участием авторов доклада, показано, что зона пара до глубины 150–200 м имеет форму чаши. Это пароводонасыщенная зона распространяется на глубину до 1,5–2 км и расширяется в недрах интрузивного тела [1]. Кроме того, подтверждена выделяемая ранее на основании аэромагнитных, электроразведочных и др. работ зона тектонического нарушения вдоль ручья Прямой (на разрезе крайняя левая разломная зона), возможно являющаяся элементом палеогидротермальной системы. Аналогичная зона палеогидротермальных изменений пород выделена на северо-восточном фланге разреза. В целом, по нашим представлениям район сложен блоками пород с контрастными петрофизическими свойствами: жесткими, плотными (слабопроницаемыми для парогидротерм) и разуплотненными (обладающими повышенной открытой трещинно-поровой проницаемостью).

Аппаратура и методика работ

При магнитометрической съёмке использовался пешеходный протонный магнитометр ММП-203, предназначенный для измерений модуля магнитной индукции T. Магнитометр характеризуется относительно высокой чувствительностью (погрешность составляет ± 1 нТл), большим диапазоном измерений (20–100 мкТл), относительно высоким быстродействием (продолжительность одного измерения до 3 с), питание от батарей сухих элементов с напряжением 13 ± 3 В; потребляемая мощность около

[1] М. В. Писарева. Отчёт о поисковых работах, проведённых на Нижне-Кошелевском месторождении парогидротерм 1975–1984 гг. Камчатский филиал ФГУ «Территориальный фонд геологической информации по Дальневосточному федеральному округу», 1984 г.

2 Вт. Прибор может работать при температурах от -30 до +50° С. Время установления режима до 60 с. Результат измерений (в нТл) выдается на пятизначный цифровой индикатор.

Съёмка проводилась двумя магнитометрами, один использовался как вариационная станция, другой для рядовых измерений. Расхождения показаний приборов ±1 нТл, что соответствует точности аппаратуры.

Магнитометрическая съёмка проводилась в районе Нижне-Кошелевской термоаномалии на протяжении двух полевых сезонов. В 2010 г. была разбита сеть из 15 профилей, 10 из которых протяжённостью 1000 м и 5 по 500 м. Профили ориентировались с севера на юг. Наблюдения производились с шагом 10 м по профилю, в непосредственной близости к термоаномалии и в её пределах шаг составлял 5 м. Расстояние между профилями 100 м в пределах термальной площадки 50 м. Покрытая площадь составила 1 км^2 (рис. 3).

В 2011 г. пройден секущий профиль длинной 3,7 км с шагом 10 м по профилю, в районе термоаномалии и на самой термоаномалии — 5 м. По этому профилю имеются данные микросейсмического зондирования, гравиразведки и магнитометрии. Была расширенна основная сеть профилей: добавлено

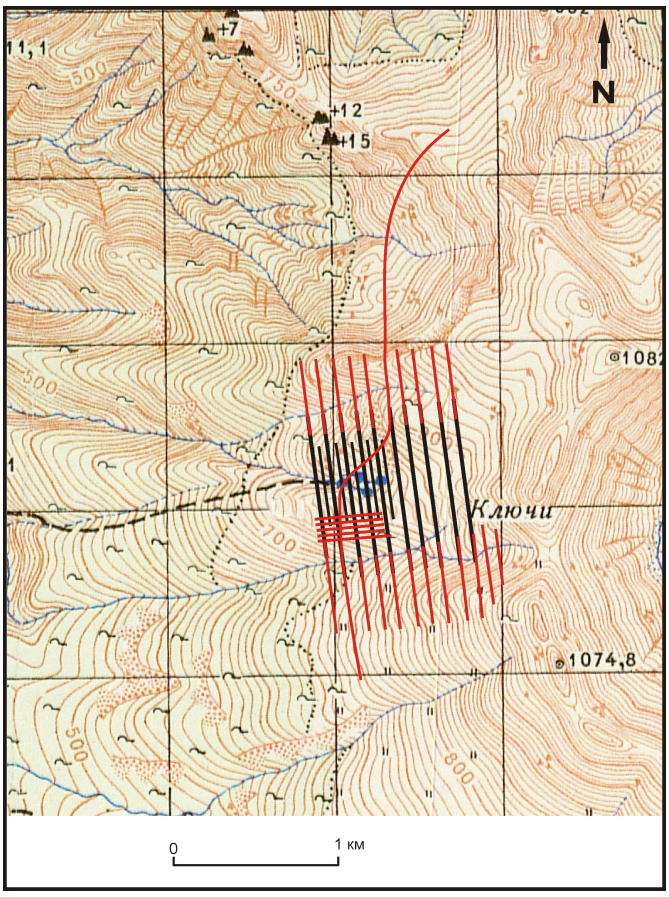


Рис. 3. Схема профилей магнитометрической съёмки. Чёрными линиями показаны профили 2010 г.; красными — профили 2011 г.

9 профилей на севере и 9 профилей на юге длиной 400 м с шагом 10 м по профилю, два профиля на востоке по 400 и 500 м с тем же шагом (рис. 3).

В ходе съёмки в предшествующем году вызвал интерес участок в районе Нижне-Кошелевского Нового термального поля; в 2011 г. на этом участке было пройдено 5 профилей с шагом 5 м с расстоянием 50 м между профилями. Рабочая группа состояла из четырёх человек: оператор вариационной станции, оператор-съёмщик и два помощника. В течение всего рабочего времени на вариационной станции снимались замеры с интервалом 10 минут, что позволило довольно точно проследить изменения магнитного поля на протяжении рабочего времени. Для определения точности съёмки проведены контрольные измерения в размере 20% от всего объёма наблюдённых значений.

Среднеквадратичная ошибка измерений — 20 нТл.

Результаты

По результатам магнитной съёмки 2010 г. была составлена карта аномалий магнитного поля ΔT на район Нижне-Кошелевских парогидротерм, на которой выделились две отрицательные области со значениями до — 1500 нТл. Северная приурочена к одноименной термоаномалии, расположенная южнее — к руслу руч. Прямой. По результатам съёмки стало ясно, что карта магнитных аномалий требует дополнений, поскольку получение точных характеристик магнитного поля всегда связано с масштабом съёмки (детальностью работ и, соответственно, размером изучаемой площади). Кроме того, выделена зона сочленения двух аномалий, не известная ранее. Этот вопрос также требовал решения.

По итогам магнитометрических исследований на протяжении двух полевых сезонов составлена карта магнитных аномалий ΔT, на которой чётко выделились три отрицательные магнитные аномалии: северная, центральная, южная (рис. 4). Последняя распространяется по зоне разлома, вдоль руч. Прямой. В центральной части было подтверждено наличие перешейка, соединяющего южную аномалию с центральной, приуроченной к термальному полю. Выделена зона пониженных значений ΔT на севере территории.

Количественная интерпретация полученного материала направлена на выделение аномалообразующих объектов (определение размеров и местонахождения). Для этого было выполнено двумерное программное моделирование по секущему профилю длиной 3,7 км. Модель распределения магнитной восприимчивости строилась в пробной версии программы ZondMAG2D, разработанной А. Е. Каминским (г. Санкт-Петербург). В программе прописываются значения по профилю: ΔT, шаг съёмки, высота датчика магнитометра. Также задаются общие параметры района работ — это модуль вектора нормального магнитного поля, магнитное склонение и магнитное наклонение. Выбираются параметры вертикальной сетки модели: толщина первого слоя,

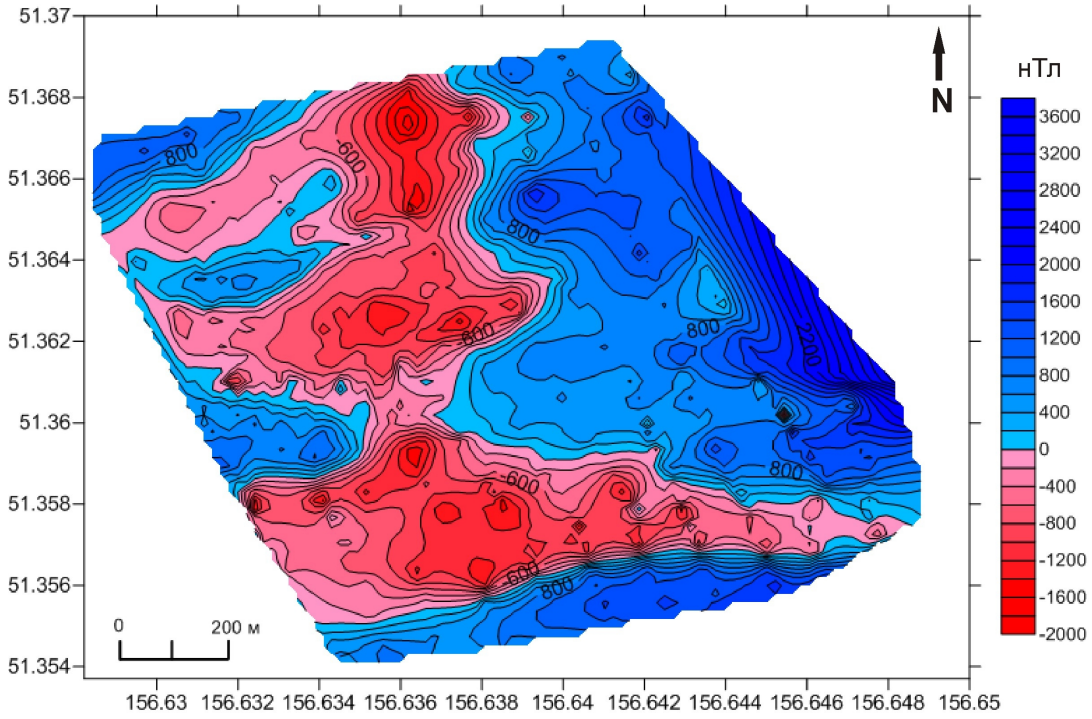


Рис. 4. Карта аномалий магнитного поля ΔT в районе Нижне-Кошелевских парогидротерм по данным магнитной съёмки 2010–2011 гг.

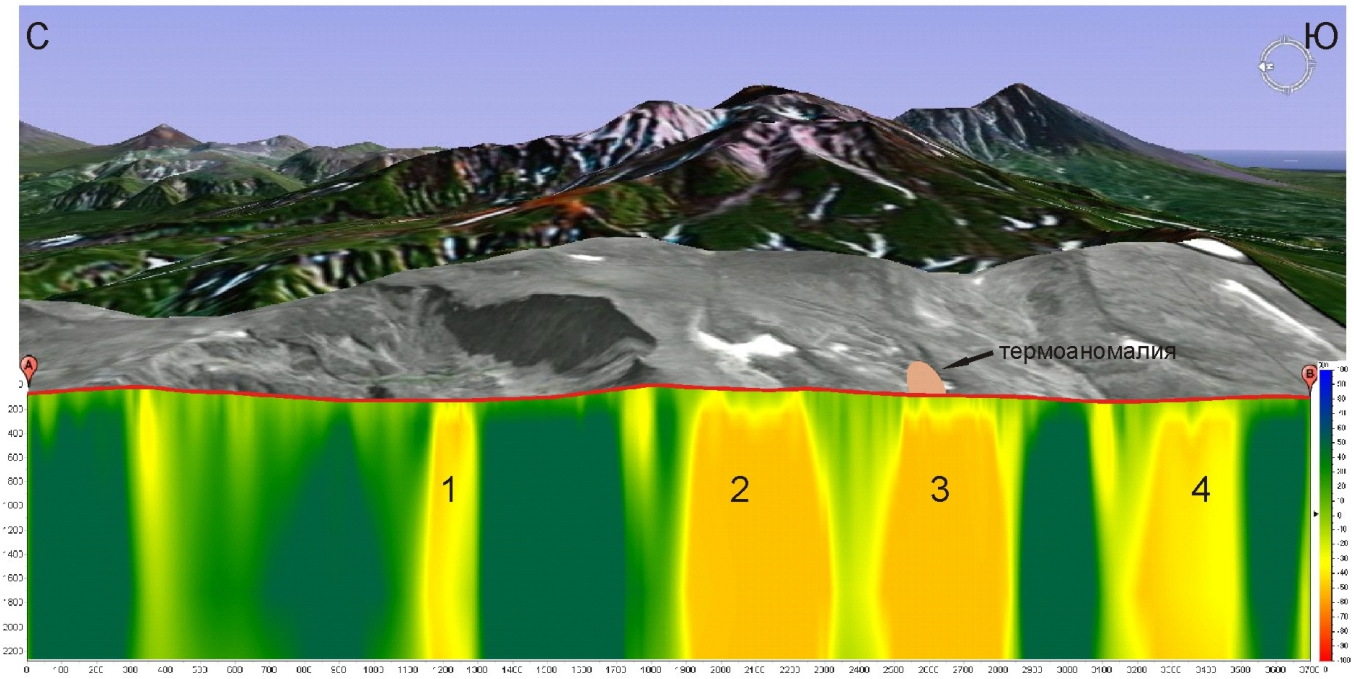


Рис. 5. Модель распределения магнитной восприимчивости пород по 3,7 км профилю. (1–4 см. в тексте.)

количество слоёв, алгоритм, посредством которого будет решаться обратная задача. В данном случае, это Smoothness constrained — инверсия по методу наименьших квадратов с использованием сглаживающего оператора. В результате применения этого алгоритма, получают гладкое (без резких границ) и устойчивое распределение параметров. Цветовая шкала отвечает за значения магнитной восприимчивости, светлый цвет — низкие значения магнитной восприимчивости, тёмные — высокие. По оси X — длина профиля в метрах, по оси Y — глубина в метрах, в данном случае 2,2 км. Нами был построен ряд моделей, исходя из которых, моделирование на глубину 2200 м является более информативным, теоретическая кривая лучше совпадает с графиком значений ΔT, также выбранная глубина наиболее

удачна для сопоставления с результатами микросейсмического зондирования.

Построена двумерная модель распределения магнитной восприимчивости пород по секущему профилю (рис. 5). Этот профиль является самым информативным, по нему, как уже говорилось, имеются данные микросейсмического зондирования, гравиметрии и магнитной съёмки. Чётко выделяется зона разлома по Аргиллизитовой структуре (1), центральная область (3), сливающаяся с северной (2), возможно перспективной на глубине, также выделена зона тектонического нарушения — руч. Прямой (4).

Выводы:

1. Построена карта аномалий магнитного поля ΔT в центральной части Нижне-Кошелевского пародоминирующего геотермального месторождения.

2. Образование южной аномалии связано с субширотной тектонической зоной, в пределах которой низкое содержание магнитных минералов в породах, по-видимому, обусловлено палеогидротермальной деятельностью. Центральная аномалия распространяется в области современной геотермальной термоаномалии, где происходит активное выщелачивание пород (в том числе ферромагнитных минералов). Северная область отрицательных значений ΔT, возможно, связана с зоной разрывного тектонического нарушения Верхний Сдвинутый.

3. Магнитометрические исследования в совокупности с микросейсмическими, гравиметрическими и геологическими данными позволяют уточнить строение месторождения на глубину до 2 км: показано распространение и мощность лаво-экструзивного комплекса пород, служащего верхним водоупором для современной гидротермальной системы; уточнены границы геотермальной аномалии; выделены зоны разрывных тектонических нарушений по периферии месторождения.

Благодарности

Авторы признательны Ю. Ю. Букатову, Е. С. Рылову, Н. В. Зайцеву, В. Р. Тишкину за непосредственную помощь в проведении магнитометрической съёмки; И. Ф. Абкадырову, А. А. Нуждаеву и другим своим коллегам за помощь в интерпретации материала

Работы выполнены в рамках исследований Южнокамчатско-Курильской экспедиции ИВиС ДВО РАН при финансовой поддержке Президиума ДВО РАН (проект № 12-III-B-08–172).

Руководитель работ зав. лаб. геотермии, д.г.- м.н. С. Н. Рычагов.

Список литературы

1. *Абкадыров И. Ф., Горбатиков А. В., Степанова М. Ю., Букатов Ю. Ю.* Опыт применения метода микросейсмического зондирования на геотермальных полях на примере Нижне-Кошелевской термоаномалии (Южная камчатка) // Природная среда Камчатки. Материалы IX региональной молодёжной конференции «Природная среда Камчатки». 12–13 апреля 2010 г. Петропавловск-Камчатский: Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. 2010. С. 49–60
2. *Белоусов В. И.* Геология геотермальных полей в современных вулканических областях. М.: Наука, 1978. 178 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. *Нуждаев И. А., Феофилактов С. О.* Магнитометрические исследования в районе Нижне-Кошелевской термоаномалии // Материалы X региональной молодёжной конференции «Природная среда Камчатки». 12–13 апреля 2011 г. Петропавловск-Камчатский: Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, 2011. С. 119–129
6. *Писарева М. В.* Зона природного пара Нижнекошелевского геотермального месторождения // Вулканология и сейсмология.1987. № 2. С. 52–63
7. *Поздеев А. И., Нажалова И. Н.* Геология, гидродинамика и нефтегазоносность Кошелевского месторождения парогидротерм, Камчатка // Вулканология и сейсмология. 2008. № 3. С. 32–45
8. *Рычагов С. Н.* Исследования Южнокамчатско-Курильской экспедиции ИВиС ДВО РАН в Паужетско-Камбально-Кошелевском геотермальном районе на Камчатке // Вестник Краунц. Науки о Земле. 2008 № 2. Выпуск № 12. С. 203–206

УДК 550.837.6 (571.66)

Г. Л. Панин[1], Т. А. Котенко[2], С. П. Бортникова[1]

[1] *Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, e-mail: paningl@ipgg.nsc.ru*

[2] *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский e-mail: kotenko@sakhalin.ru*

Малоглубинное геофизическое зондирование фумарольных полей вулкана Эбеко

Приводятся данные о малоглубинном геофизическом зондировании четырёх фумарольных полей вулкана Эбеко на о. Парамушир. Применён метод электротомографии на постоянном токе. Получены карты структуры подповерхностного пространства до глубины 20–40 м, конфигурации подводящих каналов термальных котлов и фумарол.

Объекты исследования

В пределах постройки вулкана Эбеко выделяются 14 фумарольных полей. Исследования были посвящены четырём из них: Северо-Восточному, Июльскому, Юго-Восточному и полю Южного кратера (рис. 1). Фумарольные поля расположены на несколько отличающихся гипсометрических уровнях и во вмещающих структурах различной геометрии. Наиболее низко расположено Северо-Восточное поле (средняя высота 1020 м), наиболее высоко — Юго-Восточное (1040–1100 м) и поле Южного кратера (1080 м). При этом поля Южного кратера и Северо-Восточное имеют геометрию, благоприятную для водосбора: первое расположено в чаше кратера, второе — у подножия Северного кратера. Юго-Восточное поле расположено на склоне крутизной до 33°. Июльское поле имеет сложную геометрию: верхняя часть при крутизне до 30° разрезана руслом ручья глубиной до 10 м, нижняя часть — пологая.

Эти объекты, несмотря на близость расположения и сходные вмещающие породы верхних горизонтов, характеризуются различным химическим составом фумарольных газов и гидротерм. Содержание основных компонентов фумарольных газов показано на рис. 2 (без учёта воды, вклад которой составляет 96–99 мол.%). В сумму вулканических газов входят также CO_2, SO_2, HCl, H_2S, N_2, O_2, Ar, H_2, CH_4. Наиболее существенные отличия касаются содержания CO_2 и кислых компонентов. Растворы источников и котлов ультракислые (pH = 0–3,17), максимальная минерализация до 40 г/л. Анионный состав растворов сформирован в результате адсорбции подземными водами вулканических газов (SO_2, H_2S, HCl): он преимущественно сульфатно-хлоридный, для вод поля Июльское — хлоридно-сульфатный со значительным содержанием F^- (рис. 3). Катионный состав воды источников свидетельствует о характере вмещающих пород и об интенсивности выноса из них породообразующих элементов; в этом плане обособленную группу образуют источники поля Июльское. Воды источников и термальных котлов поля Июльское обогащены Ca^{2+} и Mg^{2+}, преобладающим катионом для растворов долговременных термальных котлов является Al^{3+}. Таким образом, встал вопрос выяснения структуры транспорта гидротермального флюида в приповерхностном пространстве, где, благодаря разным по сложности путям транспорта, наличию геохимических барьеров, уровню грунтовых вод, происходит дифференциация вещества и формирование отличий в составе газов и термальных вод.

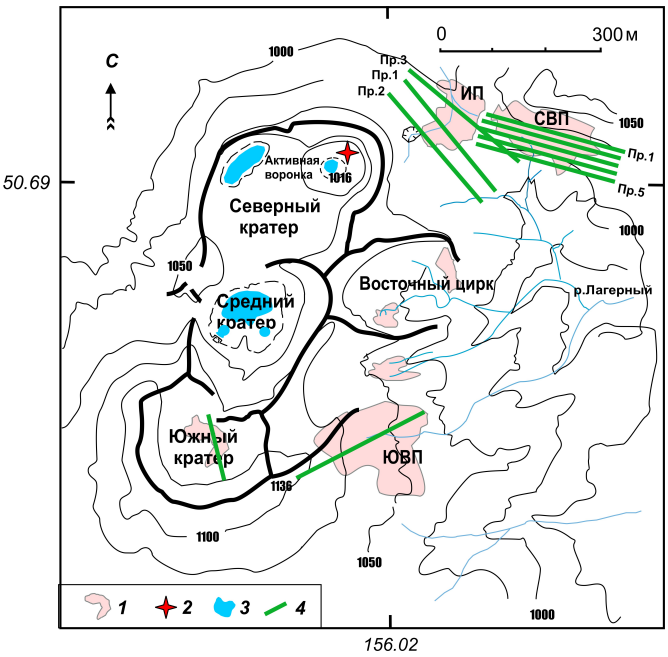


Рис. 1. Схема района работ: СВП — Северо-Восточное поле, ИП — Июльское поле, ЮВП — Юго-Восточное поле, 1 — площади термальных полей, 2 — эруптивное жерло извержений 2009–2010 гг., 3 — кратерные озёра, 4 — геофизические профили.

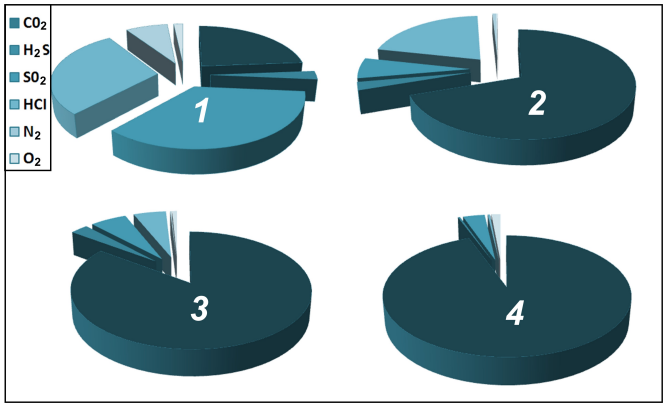


Рис. 2. Диаграмма химического состава фумарольных газов вулкана Эбеко. Термальные поля: 1 — Июльское, 2 — Юго-Восточное, 3 — Южный кратер, 4 — Северо-Восточное.

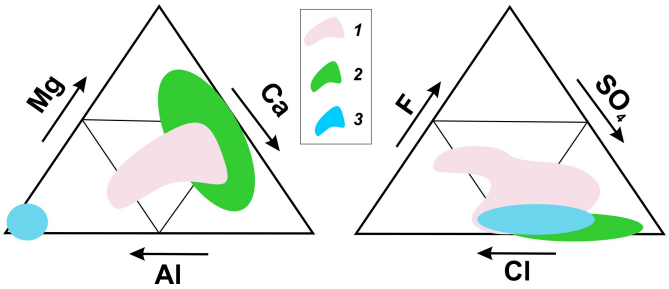


Рис. 3. Соотношение основных ионов в термальных водах вулкана Эбеко. Термальные поля: 1 — Июльское (источники и котлы), 2 — Северо-Восточное и Южный кратер (источники), 3 — Северо-Восточное и Юго-Восточное (котлы).

Метод исследований

В 2009, 2011 гг. было проведено геофизическое зондирование выбранных термальных полей. Был применён метод электротомографии на постоянном токе [2]. Комплекс многоэлектродной электроразведки на постоянном токе «Скала-48» разработан в Институте нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН. Идентификация каналов гидротерм и фумарол во вмещающих породах возможна благодаря контрастным удельным электрическим сопротивлениям объектов (УЭС). Сопротивление пород для первичной интерпретации геоэлектрических структур было заимствовано из литературных источников [4, 5] и сгруппировано следующим образом: 500–10 000 Ом·м для неизменённых андезитов, 50–300 Ом·м для гидротермалитов и 0,1–1,0 Ом·м для гидротермального флюида. Электротомография проводилась с использованием двух электроразведочных кабелей, общее количество электродов которых равнялось 48. Шаг между электродами для электрических зондирований был выбран максимально возможным и равным 5 м для достижения наибольшей глубины зондирования (до 40 м) при максимальном разносе установки 235 м.

Результаты и обсуждение

Северо-Восточное фумарольное поле: в 2009 г. здесь было отработано 5 профилей (рис. 1). УЭС на рабочем участке Северо-Восточного поля колеблется в пределах 0,5–30 Ом·м по данным инверсии электротомографии (рис. 4). Наиболее низкое удельное сопротивление наблюдается для насыщенных гидротермальным флюидом хорошо проработанных каналов термальных котлов с УЭС 0,43–1,4 Ом·м (при минерализации растворов на поверхности 23–24 г/л). Данные участки можно считать практически открытыми трещинными зонами транспорта, в которых величина УЭС определяется только ионной проводимостью циркулирующего раствора. Максимальные значения УЭС (40–63 Ом·м) наблюдаются в околожерловых участках фумарольных выходов. Величина сопротивления вмещающих пород мала и находится на нижней границе значений, характерных для гидротермально изменённых пород, что связано с высокой температурой грунтов. Температура грунтов на поверхности составляла 29–45,6° С, в локальных точках выхода фумарольных струй — до 101° С, во всех шурфах (глубина 0,5 м) наблюдался рост температуры в среднем на 32,9° С. Гидротермальные объекты хорошо выделяются в виде аномалий пониженного удельного сопротивления на картах распределения УЭС. На рис. 5 представлена изоповерхность 0,4 Ом·м, очерчивающая конфигурацию крупного резервуара, питающего систему кипящих котлов. На профилях УЭС просматривается его неоднородная структура: ближе к поверхности на глубине ~10–20 м располагаются приповерхностные линзы, отделенные от уходящего в глубину основного резервуара слоем с повышенными УЭС. На участках, примыкающих к гидротермальному резервуару с запада и востока,

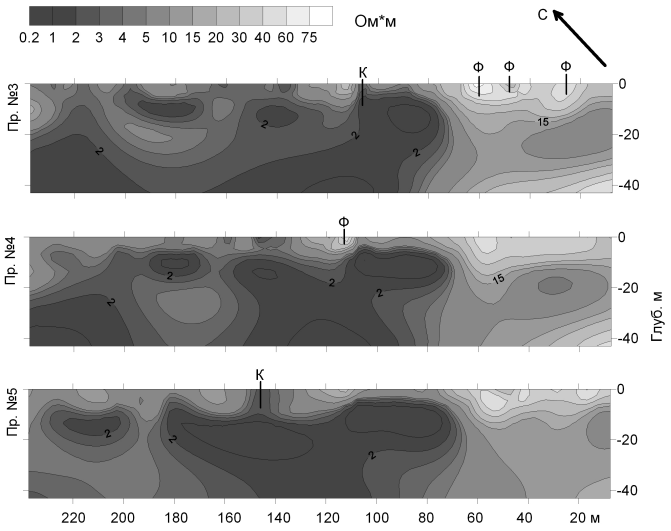


Рис. 4. Карты распределения УЭС по результатам инверсии электротомографии для поля Северо-Восточное. Буквами отмечены точки выхода на поверхность объектов: Ф — фумарола, К — термальный котёл.

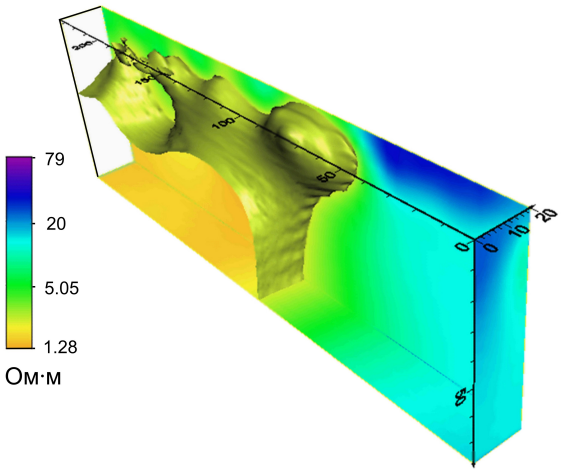


Рис. 5. Изоповерхность УЭС 0,4 Ом·м для Северо-Восточного поля по данным инверсии результатов электротомографии.

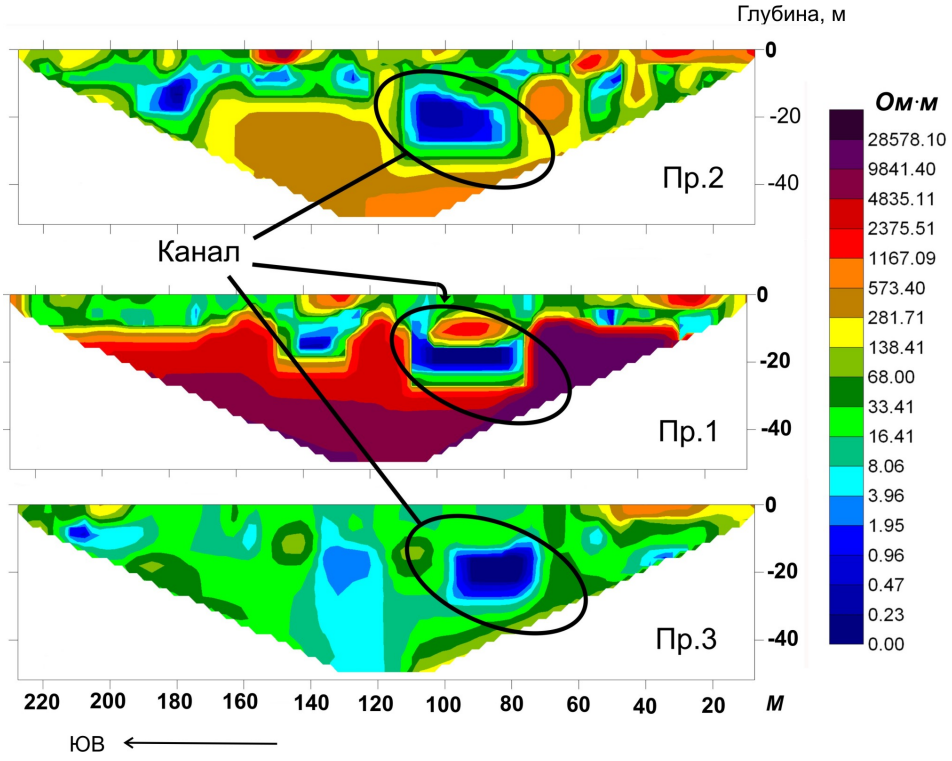


Рис. 6. Карты распределения УЭС по результатам инверсии электротомографии для поля Июльское.

на этих же глубинах просматриваются слои с пониженными сопротивлениями среды.

Июльское фумарольное поле: расположение профилей показано на рис. 1. Величины УЭС меняются от 0,1 до $> 28\,000$ Ом·м. В результате зондирования на глубине около 20 м идентифицирован канал, соединяющий поле Июльское и Активную воронку Северного кратера (рис. 6). Канал чётко прослеживается на всех разрезах и проходит субпараллельно дневной поверхности. Скорее всего, именно он обеспечивает ярко выраженную связь термальной активности Северного кратера и поля: ослабление одного из них тут же вызывает усиление проявлений другого. Подтверждением служит идентичность макрокомпонентного состава вод источников поля Июльское и кратерного озера в Активной воронке в период активизации фумарольной деятельности вулкана в 2005–2006 гг. (до исчезновения озера) [3], а также сходство их микрокомпонентного состава (табл. 1). Верхняя часть разрезов (Пр.1 и Пр.2 на рис. 1) представлена гидротермалитами, УЭС которых составляет 16–68 Ом·м. В нижней части этих разрезов вскрываются малоизменённые андезиты. Разрез 3 сложен гидротермально

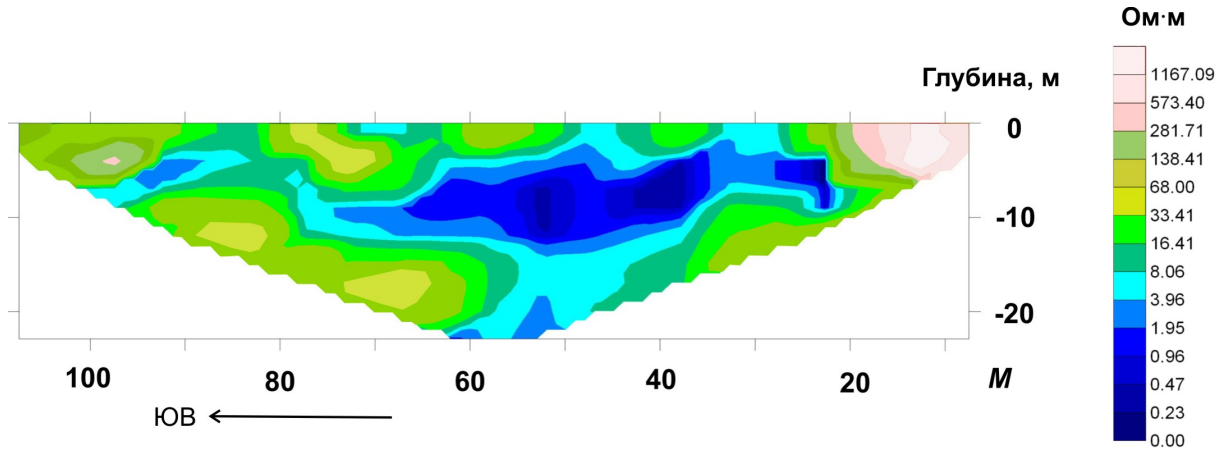


Рис. 7. Распределение УЭС по результатам инверсии электротомографии для термального поля Южного кратера.

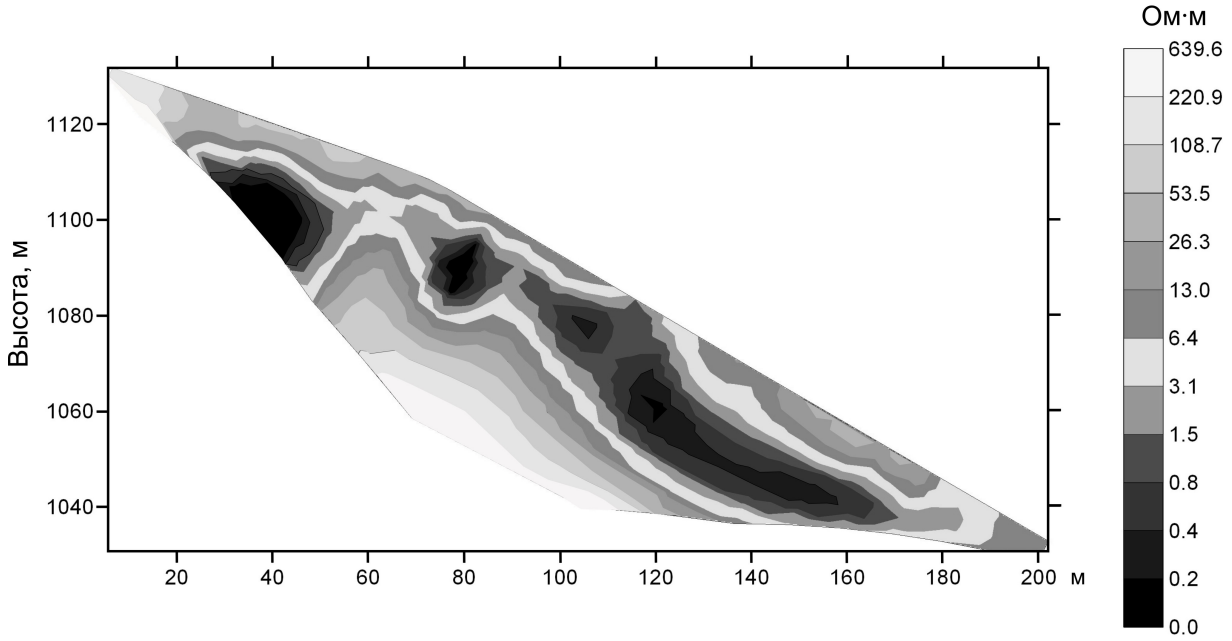


Рис. 8. Распределение УЭС по результатам инверсии электротомографии для Юго-Восточного поля.

изменёнными породами на всю глубину зондирования (нижняя пологая часть термального поля).

В Южном кратере (рис. 1) был отработан один профиль длиной 167 м, что позволило получить данные распределения УЭС до глубины 20 м (рис. 7). Малоизменёными породами с УЭС 500–1170 Ом·м сложена западная стенка кратера, для чаши кратера и восточной стенки получены величины УЭС, характерные для гидротермалитов. В настоящее время чаша кратера сухая, на глубине в слое 3–15 м фиксируется гидротермальный резервуар. Его корневая часть имеет коническую структуру, находится под центральной частью дна кратера и фиксирует жерло диаметром около 10 м.

Юго-Восточное фумарольное поле: геофизический профиль был протянут по левому борту русла сухого ручья вниз по склону. Линия профиля пересекла три группы крупных фумарол (рис. 1). У подножия одной из них чуть выше уреза русла при более высоком уровне грунтовых вод периодически действует термальный котёл. На разрезе (рис. 8) отчётливо виден канал самой высокорасположенной группы фумарол. С высоты 1100 м под поверхностью фиксируется линза пород, насыщенных высокоминерализованным флюидом с увеличивающейся в центральной части мощностью. Линза расположена под руслом сухого ручья. Её нижняя граница фиксирует водоупорный слой (предположительно, нижнюю границу распространения значительных гидротермальных изменений). Чётко вырисовывается канал, который при более высоком уровне грунтовых вод питает кипящий котёл выше русла. В момент зондирования котёл на поверхности отсутствовал. Максимальные величины УЭС достигают

Таблица 1. Микроэлементный состав вод источников поля Июльское и горячего озера в Активной воронке в июле-августе 2005 г., мкг/л.

	Поле Июльское	Активная воронка
Co	89,20	43,67
Li	374,80	721,99
Cu	52,05	37,56
Cs	2,01	2,34
Rb	48,30	68,30
Sr	393,10	1041,95
Zn	1272,79	1294,24
Sc	217,45	271,80
Ti	175,16	316,69
Cr	34,64	24,59
Ba	36,92	117,25
Ga	12,35	32,72
Ge	2,97	4,57
As	29,01	69,06
Ni	44,21	22,63
Be	3,20	4,96
Yb	24,41	28,85
Nb	0,02	0,04
Mo	1,00	0,93
Cd	0,45	1,37
Sn	0,54	0,23
Tm	3,70	4,01
Au	0,05	0,07
V	3852,78	2808,31

Примечание. Анализы выполнены в АЦ Института геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН (аналитик Г. П. Сандимирова) методом ICP-MS на приборе Plasma Quad.

640 Ом·м, они характерны для слагающих нижние части разреза вулканитов андезитового состава.

Выводы

В результате малоглубинного геофизического зондирования методом электротомографии на постоянном токе получена информация о строении подповерхностного пространства, конфигурации подводящих каналов термальных котлов и фумарол четырёх фумарольных полей вулкана Эбеко. Построены изоповерхности и разрезы УЭС до глубины 20–40 м. Получены УЭС для вмещающих пород выбранных объектов. Установлены различия вмещающих пород полей, вызванные, главным образом, степенью гидротермального метаморфизма и глубиной его распространения, что является основной причиной тренда катионного состава газов и термальных вод. Наиболее глубокое гидротермальное изменение исходных пород наблюдается на термальном поле Северо-Восточное, где под воздействием кислых сульфатно-хлоридных растворов произошло кислотное выщелачивание пород до опаловых, опало-алунитовых и опало-каолинитовых разностей с высоким содержанием самородной серы (до 21% от объёма пород) [1]. Породы, образованные в результате гидротермального метаморфизма, прослеживаются на глубину более 40 м. Истощение пород в отношении большинства исходных элементов формирует обеднённый катионный состав гидротерм. В наименьшей степени этот процесс затронул верхнюю часть поля Июльское, так как термальные проявления здесь существуют временно и могут прерываться на период 10 и более лет. Основной фактор, контролирующий анионный состав гидротерм — благоприятная для водосбора геометрия, способствующая возникновению в неглубоком подповерхностном пространстве гидротермального резервуара, что особенно характерно для полей Северо-Восточное и Южного кратера. Поглощение водами поверхностной циркуляции легкорастворимых газов (в частности, HCl) приводит к дефициту Cl^- в фумарольных газах. Одновременно в газах повышается роль относительно плохо растворимых компонентов: CO_2, SO_2 и H_2S.

Авторы выражают благодарность за всестороннюю помощь в проведении полевых работ Л. В. Котенко и Т. И. Ельцову

Список литературы

1. *Аверьянов И. П.* Баланс серы в поствулканическом процессе и проблемы промышленного серонакопления. М.: Наука, 1981. 169 с.
2. *Бобачев А. А., Горбунов А. А.* Двумерная электроразведка методом сопротивлений и вызванной поляризации: аппаратура, методики, программное обеспечение // Разведка и охрана недр. 2005. №12. С. 52–54.
3. *Калачёва Е. Г.* Условия формирования Верхне-Юрьевских термальных вод (о. Парамушир) // Материалы конференции, посвящённой Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы». Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2011. С. 126–128.
4. *Манштейн Ю. А., Бортникова С. Б., Манштейн А. К. и др.* Особенности строения проводящих каналов термальных источников вулкана Мутновский (Южная Камчатка) // Докл. АН. Геофизика. 2008. Т. 423. №3. С. 383–388.
5. *C. Bernstone, T. Dahlin, T. Ohlsson, W. Hogland.* DC-resistivity mapping of internal landfill structures: two pre-excavation surveys // Environmental Geology. 2000. Vol. 39 (№3–4). P. 360–368.

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

Петропавловск-Камчатский
ИВиС ДВО РАН, 2012 г.

УДК 550.34+551.21

С. Л. Сенюков, С. Я. Дрознина, Т. Ю. Кожевникова,
В. Т. Гарбузова, И. Н. Нуждина

Камчатский филиал Геофизической службы РАН,
г. Петропавловск-Камчатский
e-mail: ssl@emsd.ru

Прогноз извержения вулкана Безымянный 8 марта 2012 года по сейсмологическим данным

В 2000–2011 гг. проводились работы по изучению режима активности вулкана Безымянный по сейсмологическим данным. В итоге был разработан общий сценарий подготовки умеренных эксплозивных извержений вулкана, характерных для его эруптивной деятельности после его катастрофического извержения 30 марта 1956 г. Для быстрой оценки вероятности извержения в реальном мониторинге по этому сценарию был разработан алгоритм прогноза. Также было установлено, что алгоритм можно успешно применять при условии, что сейсмичность в районе вулкана Ключевской не превышает «фоновый» (нормальный) уровень. Использование данного алгоритма в рамках ежедневного мониторинга позволило 15 февраля 2012 г. сделать прогноз о возможном начале умеренного эксплозивного извержения по сейсмологическим данным в ближайшие 30 суток, а 3 марта уточнить время начала извержения на период с 3 по 10 марта. Умеренное эксплозивное извержение вулкана Безымянный произошло 8 марта 2012 г., и прогноз полностью оправдался. Для периода 2005–2012 гг. было сделано 9 официальных (зафиксированных в Камчатском филиале Российского экспертного совета) успешных краткосрочных прогнозов для 11 последних умеренных эксплозивных извержений вулкана Безымянный при одной ложной тревоге.

Сейсмологические наблюдения и эруптивная деятельность вулкана Безымянный в 20-м веке

Вулкан Безымянный — координаты вершины в программе «Google Планета Земля»: 55°58″с. ш., 160°35″ 0в. д., рис. 1. Абсолютная высота вулкана 2869 м. Вулкан находится в центральной части Ключевской группы вулканов к юго-западу от Ключевского [1]. Сейсмологические наблюдения в районе Ключевской группы вулканов начались с открытия в 1946 г. сейсмостанции «Ключи» (42 км от вулкана) и до 1958 г. осуществлялись только по данным этой станции. Ретроспективный анализ сейсмичности для периода 1955–1956 гг. провёл П. И. Токарев[8]. 29 сентября 1955 г. было зарегистрировано землетрясение с $K_S = 6{,}8$ (здесь K_S — энергетический класс землетрясений KS1.2Ф68 по амплитуде S-волны, определяемый по номограмме С. А. Федотова [9]). После этого начался рой землетрясений, частота и энергия которых постепенно нарастали, и к началу извержения 22 октября достигли максимума. После начала пеплового извержения, частота и энергия землетрясений оставались на одном уровне вплоть до начала марта 1956 г., затем несколько снизились.

Гигантский взрыв вулкана 30 марта 1956 г. произошёл на фоне уменьшения сейсмической активности. Взрыв сопровождался землетрясением с $K_S = 12$. На сейсмостанции «Ключи» наиболее сильные землетрясения ($K_S \sim 12$) ощущались не более 2 баллов. После взрыва 30 марта 1956 г. сейсмичность вулкана резко снизилась. Извержение вулкана Безымянный после 900–1000 летнего периода покоя [1] разрушило вершину вулкана и его восточный склон. После этого события на вулкане ежегодно происходят одно или два эксплозивных извержения с вы-

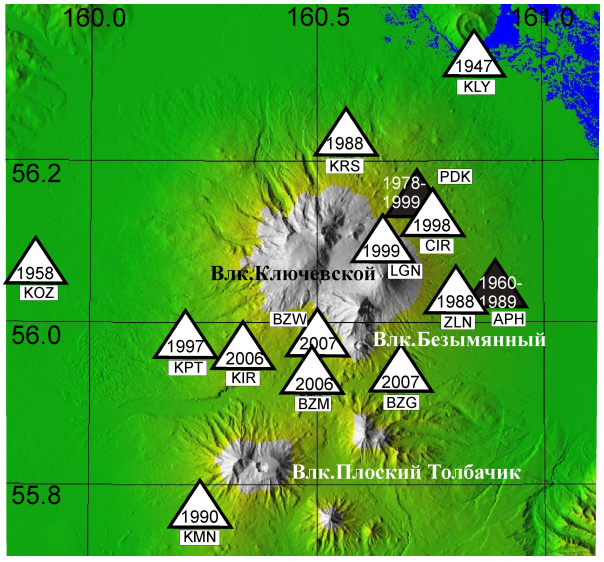


Рис. 1. Карта района исследований. Белыми треугольниками обозначены сейсмические станции с годом открытия станции. Чёрными треугольниками отмечены станции, проработавшие указанный период времени.

сотой пепловых выбросов от 6 до 15 км над уровнем моря.

Следует отметить, несмотря на то, что эпицентры предваряющих землетрясений располагались близко к вулкану Безымянный, он считался потухшим, поэтому предполагалось, что произойдет извержение побочного кратера вулкана Ключевской [3].

С 1 апреля 1956 г. по 1970 г. сейсмические наблюдения проводились под руководством П. И. Токарева [8]. В октябре 1958 г. была установлена сейсмостанция «Козыревск» (45 км от вулкана), в октябре 1960 г. сейсмостанция «Апахончич» (16 км от вулкана). В этот период произошло 17 умеренных эксплозивных извержений, сопровождавших рост нового купола в кратере вулкана. Перед извержениями 1956–1962 гг. всегда наблюдался рой землетрясений 2-ого типа по классификации П. И. Токарева [7] ($5 \leqslant K_S \leqslant 8{,}0$, более слабые невозможно было зарегистрировать). П. И. Токарев сообщал о возможности извержений в октябре 1959 г.; апреле 1960 г.; марте 1961 г. по нарастанию частоты землетрясений 2-ого типа [7]. В период 1962–1963 гг. наблюдалось резкое снижение активности купола и сопровождающей его сейсмической активности. В 1964–1970 гг. — почти непрерывно происходил рост купола, землетрясения регистрировались более равномерно во времени и их энергия была меньше, но иногда регистрировались события с $K_S = 8{,}4$. Для периода времени 1964–1970 гг. был сделан вывод, что перед извержениями не наблюдался рой предваряющих землетрясений.

За период 1971–1994 гг. сейсмичность исследовала О. С. Чубарова [10] и сделала вывод: “Энергия землетрясений, связанных с извержениями вулкана Безымянный за период 1971–1994 гг. была меньше, чем на начальной стадии эруптивного цикла 1955–1956 гг. За этот период зарегистрировано одно наиболее сильное землетрясение с $M = 3$ ($K_S = 7{,}6$) в 1977 г. перед извержением, в процессе которого был излит лавовый поток. Кратковременность или почти полное отсутствие сейсмической подготовки на уровне $M = 1{,}6$ ($K_S = 4{,}6$) и выше, который обеспечивается ближайшей сейсмостанцией «Апахончич», не позволяют прогнозировать извержения вулкана Безымянный по сейсмологическим данным”.

По литературным данным зафиксирован один удачный краткосрочный прогноз для извержения 29 июня 1985 по визуальным наблюдениям «автоэксплозивных лавин» (при отсутствии сейсмических предвестников), автор — А. И. Малышев [4].

С 1978 г. по 1985 г. в районе Ключевской группы вулканов были установлены радиотелеметрические станции «Подкова», «Крестовский», «Каменистая» и «Зелёная» (взамен станции «Апахончич»). Но это не улучшило возможности сейсмологического мониторинга в районе вулкана Безымянный, так как ближайшая станция осталась на примерно том же удалении от вершины вулкана (14 км вместо прежних 16 км).

Таким образом, почти за 40 лет наблюдений на вулкане Безымянный произошло большое количество умеренных эксплозивных извержений, но успешных прогнозов с указанием времени начала извержения по сейсмологическим данным не было сделано. Главная причина — недостаточно хорошие условия наблюдений.

В 1996–1999 гг. благодаря установке новых радиотелеметрических станций («Копыто», «Цирк», «Логинов») и внедрению современных технологий сбора, обработки и хранения сейсмологической информации [2] произошёл качественный скачок в системе наблюдений КФ ГС РАН за сейсмической активностью в районе Ключевской группы вулканов. К 1999 г. появилась возможность регистрировать более слабые сейсмические сигналы в районе вулкана Безымянный, и представительный класс локализованных землетрясений уменьшился с $K_S = 5{,}5$ до $K_S = 4{,}0$.

Сейсмологические наблюдения в районе вулкана Безымянный с 2000 г. по 2011 г.

Всего за период с 2000 г. по 25 марта 2012 г. локализовано 3373 землетрясения в радиусе 6 км от вулкана и в диапазоне глубин от вершины до 40 км, рис. 2. Из них только 199 событий имели класс $K_S \geqslant 5{,}0$, что составляет 6%. Главной особенностью сейсмичности в районе вулкана Безымянный в исследуемый период стало то, что практически вся она была сосредоточена вблизи поверхности от вершины до 5 км ниже уровня моря.

В этот период произошло 19 умеренных эксплозивных извержений с высотой пепловых выбросов от 5 до 15 км над уровнем моря.

В 2000 г. вулкан извергался 2 раза: 13 марта и 30 октября. На рис. 3 представлена сейсмичность, предваряющая и сопровождающая эти извержения. В обоих случаях первые сейсмические события появились примерно за 20 дней до пароксизмальной фазы. В 2001 г. также произошло 2 извержения: 6 августа и 15 декабря. На графиках активности, представленных на рис. 4 первые признаки сейсмической подготовки были зарегистрированы за 30 дней и 22 дня, соответственно, до начала извержения. В остальное время в районе вулкана наблюдалось или отсутствие землетрясений, или редкие единичные землетрясения. Сейсмичность, предваряющая извержения 25 декабря 2002 г. и 26 июля 2003 г. была слабой и непродолжительной, первые признаки в виде единичных землетрясений 3-го типа в обоих случаях появились за 2 недели до извержений, рис. 5. Сейсмическую подготовку извержения 13 января 2004 г. невозможно было зарегистрировать из-за сильного вулканического дрожания, сопровождающего извержение вулкана Ключевской. Перед этим извержением удалось зафиксировать только два землетрясения $K_S \geqslant 6{,}0$ (рис. 6). Ретроспективное изучение изменения во времени разни-

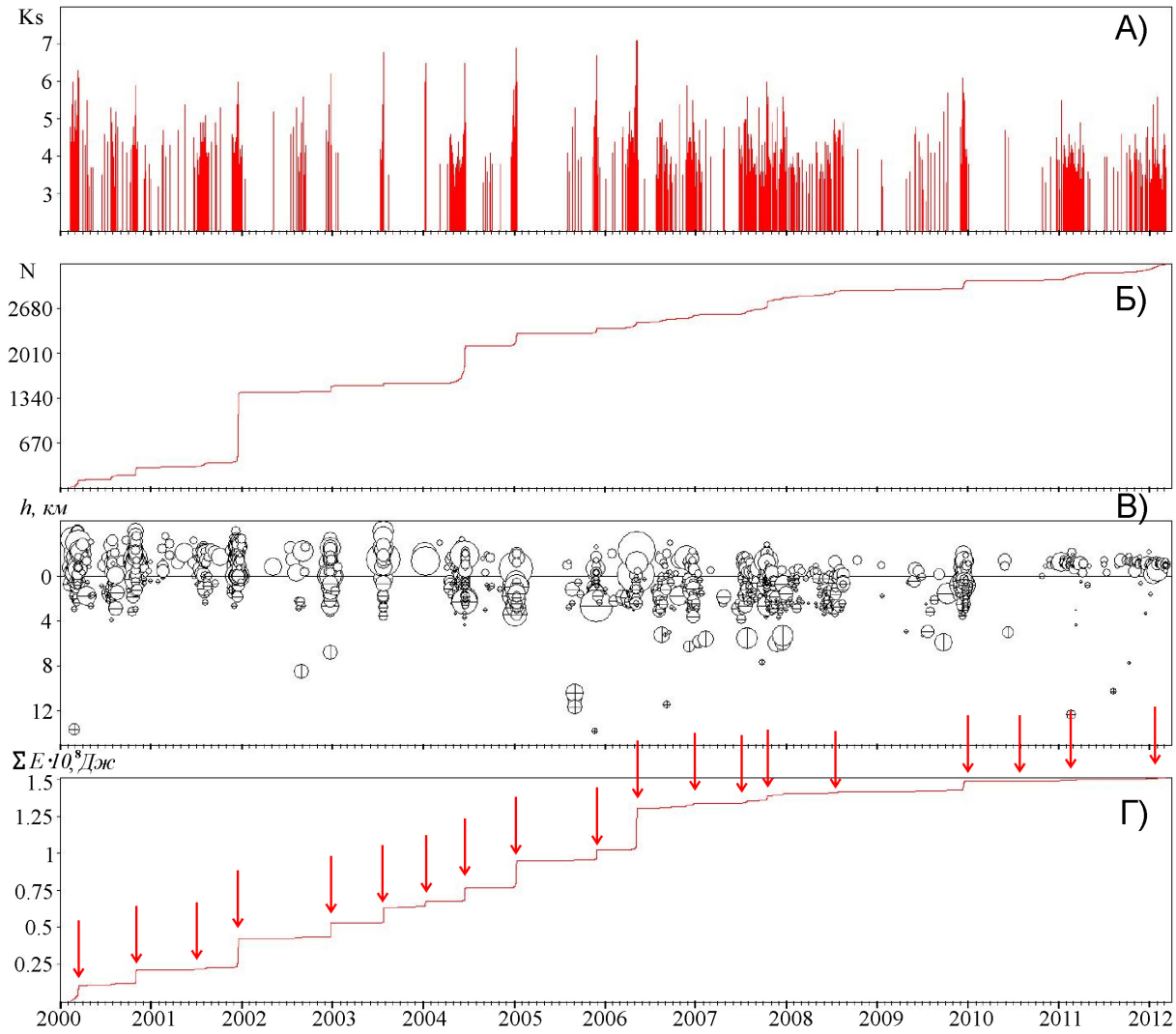


Рис. 2. Распределение во времени различных параметров сейсмической активности для землетрясений, произошедших в радиусе 6 км от вершины вулкана Безымянный в период 2000–2012 гг.: А) энергетический класс по *S*-волне; Б) кумулятивное количество землетрясений; В) глубина гипоцентров, км; Г) кумулятивная энергия, Дж. Стрелками показаны умеренные эксплозивные извержения.

цы температуры термальной аномалии и температуры фона в районе вулкана показало, что за два дня до начала извержения наблюдалось повышение температуры аномалии, а максимальное значение было отмечено сразу после извержения. Подготовка к следующему извержению 18 июня 2004 г. началась примерно за 30 дней до главного события. Наблюдалось постепенное увеличение количества землетрясений (рис. 6 Б). На рис. 7 представлены примеры волновых форм разных типов землетрясений. Землетрясения 3-го и 4-го типов выделяются в соответствии с классификацией П. И. Токарева [7, 8]. Кроме этого землетрясения 4-го типа можно разделить на два подтипа по продолжительности: «короткие» (~ 1 минута — обычные взрывы) и продолжительные (~ 2 минуты) — серии, сопровождающие сход лавин. Первые наблюдения таких серий были сделаны в 70-е годы с сейсмостанции «Апахончич». Сотрудники, находившиеся на этой станции, могли наблюдать сход каменных лавин со склонов вулкана Безымянный и изучать сопровождающие их сейсмические сигналы. По нашему мнению появление и последующее увеличение количества таких событий является одним из однозначных (прямых) сейсмических предвестников эксплозивных извержений вулкана Безымянный.

Исследования предваряющей и сопровождающей сейсмичности для 8 извержений, произошедших в 2000–2004 гг., позволили определить сценарий подготовки извержения по выделенным предвестникам и сформулировать алгоритм прогноза вулкана Безымянный [5, 6]. По сути, алгоритм является инструкцией для дежурного сотрудника, в обязанности которого входит быстрая оценка состояния вулкана и оповещение соответствующих организаций, если вероятность извержения высока.

Следует отметить, что в 2006–2007 гг. в районе вулкана Безымянный были установлены станции

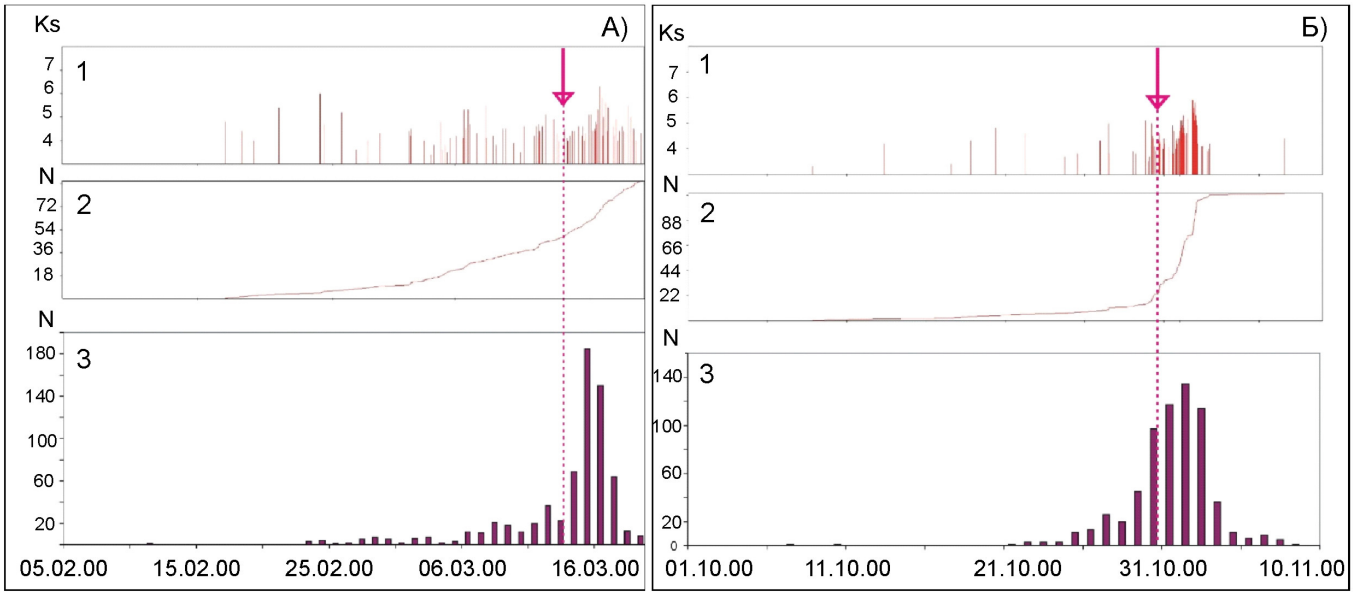


Рис. 3. Распределение во времени различных параметров сейсмичности, предваряющей и сопровождающей извержения вулкана Безымянный в 2000 г. А) Извержение 13 марта: 1 — энергетический класс локализованных землетрясений; 2 — кумулятивное количество локализованных землетрясений; 3 — количество землетрясений 4-го типа за сутки. Б) Извержение 30 октября.

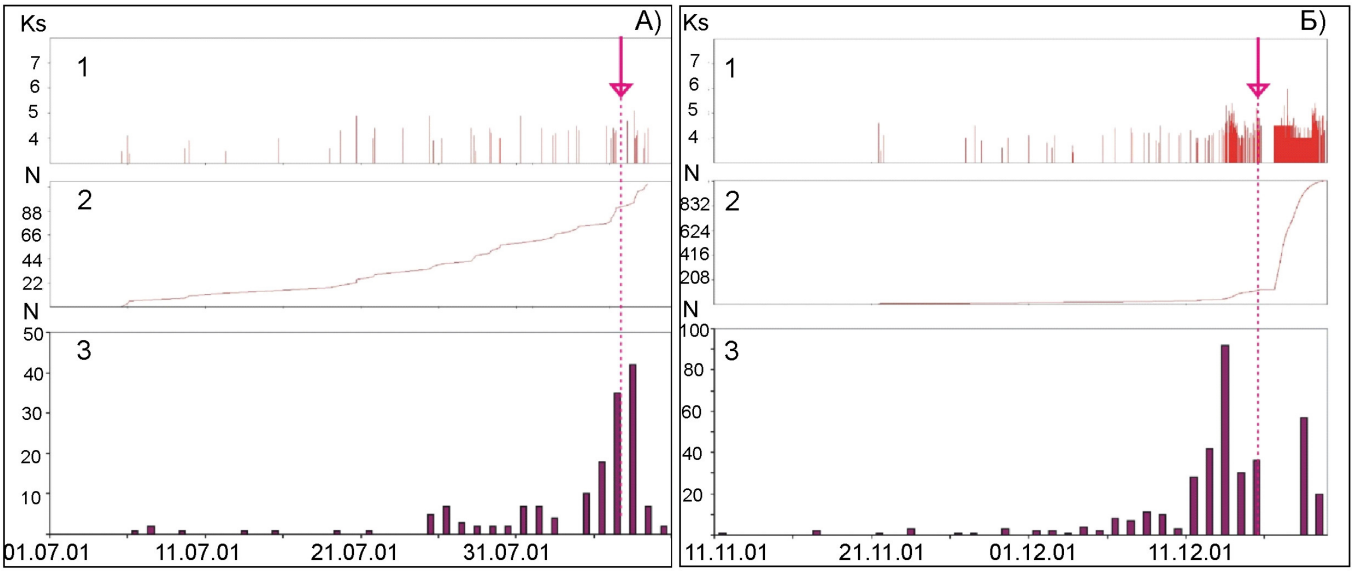


Рис. 4. Распределение во времени различных параметров сейсмичности, предваряющей и сопровождающей извержения вулкана Безымянный в 2001 г. А) Извержение 6 августа: 1 — энергетический класс локализованных землетрясений; 2 — кумулятивное количество локализованных землетрясений; 3 — количество землетрясений 4-го типа за сутки. Б) Извержение 15 декабря.

«Киришева», «Безымянный», «Безымянный-Грива», «Безымянный-Запад» (рис. 1) и представительный класс локализованных землетрясений в этом районе уменьшился до $K_S = 3{,}8$. В 2005–2006 гг. анализ сейсмичности проводился по сейсмостанции «Зелёная» (14 км от вершины вулкана), а для извержений в 2009–2011 гг. — по станции «Безымянный» (7,5 км от вершины вулкана).

За период с 2005 г. по 2011 г. произошло 10 умеренных эксплозивных извержений вулкана Безымянный. Применение алгоритма в режиме реального времени, позволило успешно спрогнозировать 8 извержений из этих 10 при одной ложной тревоге. При этом следует отметить, что для извержений 11 мая 2007 г. и 31 мая 2010 г. сейсмический мониторинг вулкана Безымянный был невозможен из-за сильного вулканического дрожания, сопровождающего мощные вершинные извержения вулкана Ключевской. Перед извержениями 14 октября 2007 г. и 19 августа 2008 г. наблюдалась очень слабая

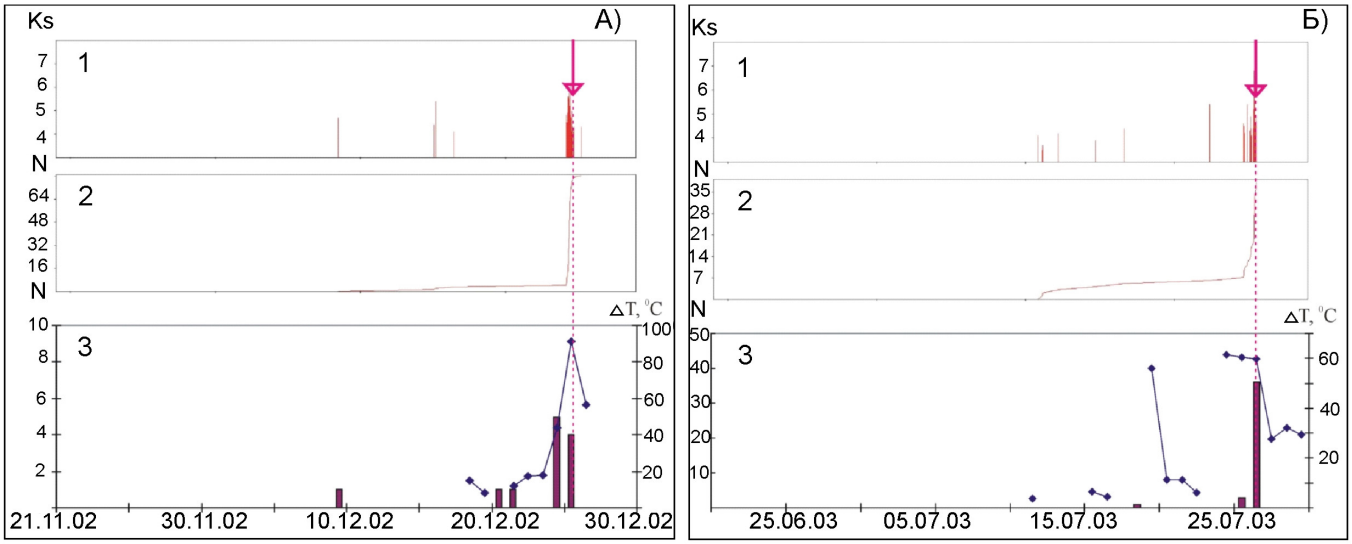


Рис. 5. Распределение во времени различных параметров сейсмичности, предваряющей и сопровождающей извержения вулкана Безымянный. А) Извержение 25 декабря 2002 г.: 1 — энергетический класс локализованных землетрясений; 2 — кумулятивное количество локализованных землетрясений; 3 — количество землетрясений 4-го типа за сутки, график — изменение разницы температуры термальной аномалии и температуры фона по данным Камчатского Центра Связи и Мониторинга и Аляскинской вулканологической обсерватории. Б) Извержение 26 июля 2003 г.

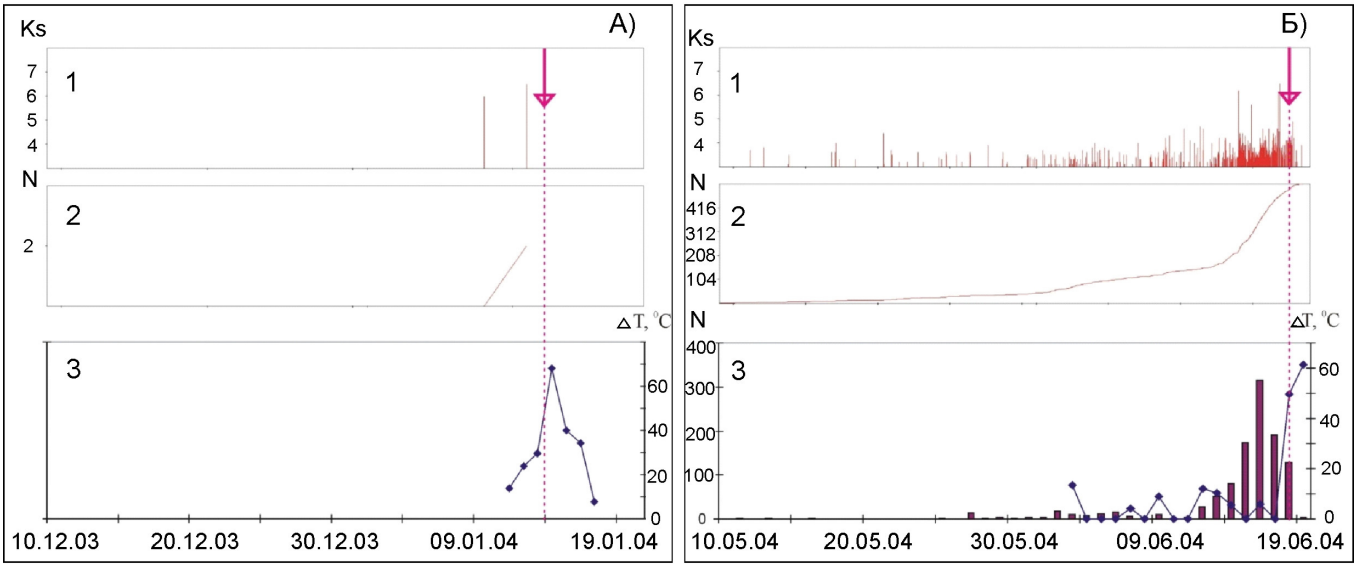


Рис. 6. Распределение во времени различных параметров сейсмичности, предваряющей и сопровождающей извержения вулкана Безымянный. А) Извержение 13 января 2004 г.: 1 — энергетический класс локализованных землетрясений; 2 — кумулятивное количество локализованных землетрясений; 3 — изменение разницы температуры термальной аномалии и температуры фона по данным Камчатского Центра Связи и Мониторинга и Аляскинской вулканологической обсерватории. Б) Извержение 18 июня 2004 г.

и кратковременная (2 дня) сейсмическая подготовка, которая не укладывалась в рамки типичного сценария. Решающим предвестником в таких случаях стала температура термальной аномалии, которая резко выросла в течение 2 суток до максимально возможной для регистрации (56,9° С) по данным Аляскинской вулканологической обсерватории (АВО). Для двух извержений 11 мая 2007 г. и 19 августа 2008 г. прогноз был сделан только по спутниковым данным. Использовались данные Камчатского Центра Связи и Мониторинга и АВО.

Извержение 8 марта 2012 г.

Первые признаки сейсмической активности в виде единичных событий 3-го типа появились за 6 месяцев до извержения, в сентябре 2011 г. Примерно через месяц стали регистрироваться землетрясения 4-го типа, количество которых постепенно

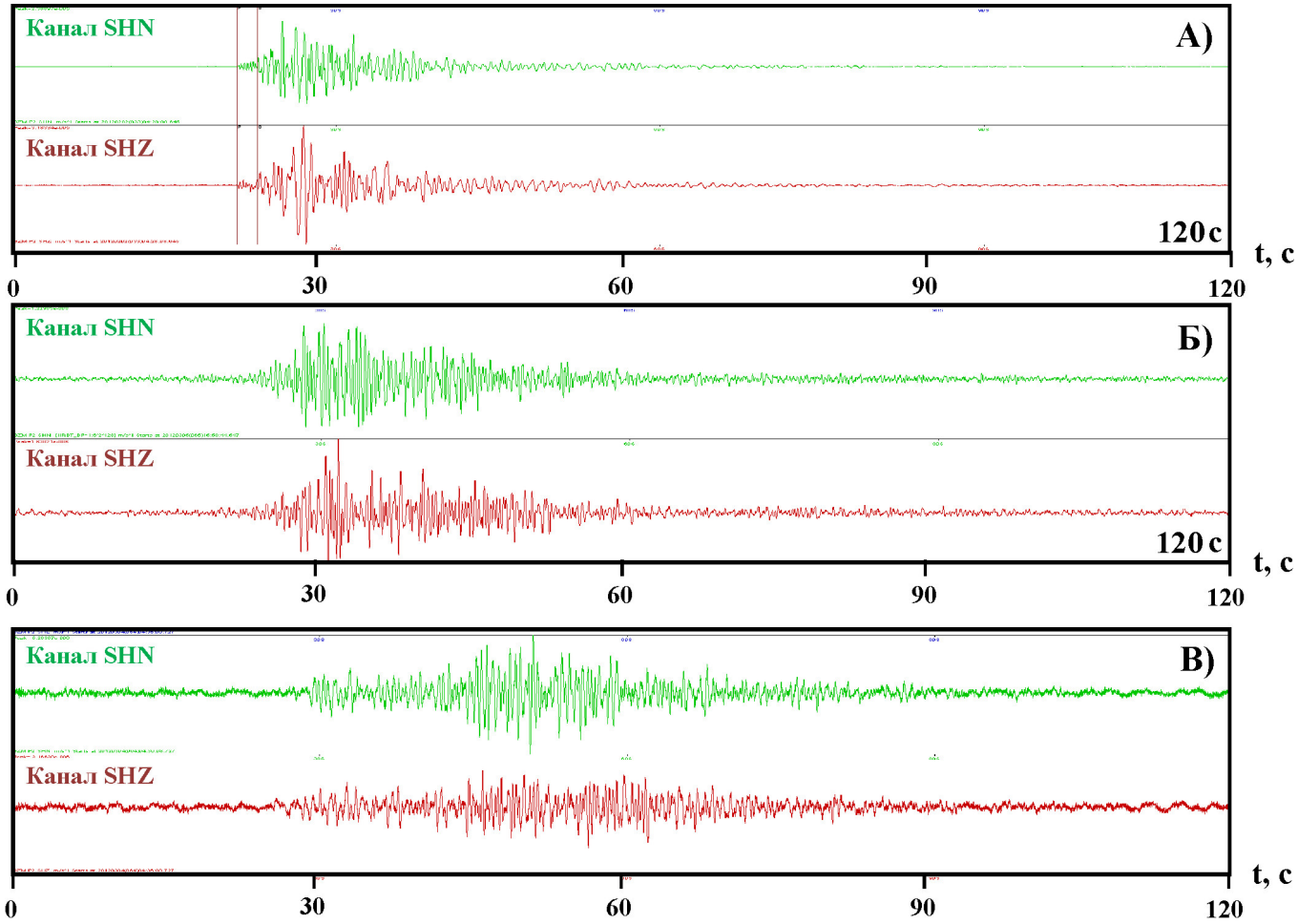


Рис. 7. Примеры сейсмических событий различного типа, зарегистрированных сейсмостанцией «Безымянный». А) Землетрясения 3-го типа. Б) Землетрясения 4-го типа. В) Серия, сопровождающая сход лавины.

увеличивалось. За месяц до извержения появились продолжительные (около 2 минут) поверхностные события — серии, являющиеся, по нашему мнению, однозначными предвестниками эксплозивных извержений вулкана, рис. 8. Согласно алгоритму, эксплозивное извержение произойдет в следующие 30 суток, если в течение последних трёх дней постоянно наблюдалась «повышенная» сейсмичность (более 10 поверхностных землетрясений с $K_S \geqslant 3{,}0$ за сутки или хотя бы одно с $K_S \geqslant 4{,}0$) и количество событий продолжает увеличиваться. Такой момент наступил 15 февраля, и тогда был сделан прогноз о начале возможного умеренного эксплозивного извержения по сейсмологическим данным, и передан в Камчатский филиал Российского экспертного совета (КФ РЭС). Далее регистрировалась достаточно высокая сейсмичность, но примерно на одном уровне, пока в начале марта не произошло резкое увеличение количества поверхностных событий 4-го типа, что позволило 3 марта уточнить время начала извержения на ближайшие 7 суток. По сейсмологическим данным извержение началось 8 марта в 21 ч 27 мин UTC и продолжалось около часа, рис. 9.

Заключение

По результатам работ, проведённых в 2000–2004 гг. с целью изучения режима активности вулкана Безымянный составлен общий сценарий подготовки вулкана к извержению по сейсмологическим данным. Для быстрой оценки вероятности извержения в реальном мониторинге по этому сценарию был разработан алгоритм прогноза. Также было установлено, что алгоритм можно успешно применять при условии, что сейсмичность в районе вулкана Ключевской не превышает «фоновый» (нормальный) уровень.

В период 2005–2012 гг. алгоритм прогноза извержений вулкана Безымянный использовался в режиме реального времени как инструкция для дежурного сотрудника. В итоге для этого периода было сделано 9 официальных (зафиксированных в КФ РЭС) успешных краткосрочных прогнозов для 11 последних умеренных эксплозивных извержений вулкана Безымянный при одной ложной тревоге.

Пропуски и ложная тревога свидетельствуют о необходимости продолжения исследований по совершенствованию алгоритма с учётом комплексно-

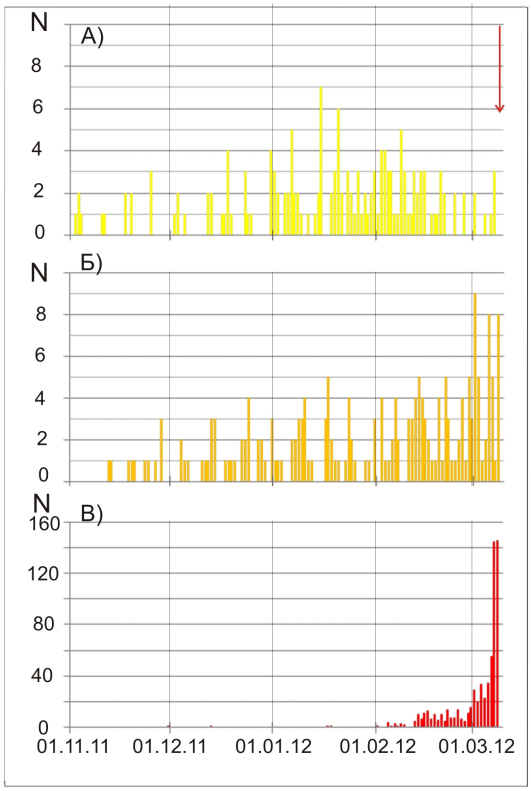


Рис. 8. Сейсмичность, предваряющая извержение вулкана Безымянный 8 марта 2012 г. А) Землетрясения 3-го типа. Б) Землетрясения 4-го типа. В) Серии, сопровождающие сход лавин.

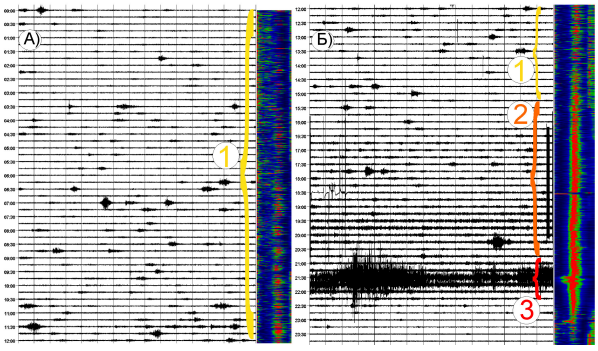


Рис. 9. Суточная сейсмограмма сейсмостанции «Безымянный», канал SHN за 8 марта 2012 г. А) Период времени с 00 час 00 мин до 12 час 00 мин UTC. Б) Период времени с 12 час 00 мин до 24 час 00 мин UTC. Фигурными скобками обозначены периоды активности: 1 — регистрируются серии, сопровождающие сход лавин и прерывистое спазматическое вулканическое дрожание; 2 — регистрируются серии, сопровождающие сход лавин и непрерывное спазматическое вулканическое дрожание; 3 — эксплозивное извержение с 21 час 27 мин до 22 час 30 мин UTC.

го использования сейсмологических, спутниковых и других возможных видов наблюдений.

Использование результатов сейсмологических наблюдений в системе комплексного мониторинга вулканов позволяет примерно за месяц сделать прогноз очередного эксплозивного извержения вулкана Безымянный, и потом уточнить время начала извержения с точностью до 7 суток. Для последнего извержения 8 марта 2012 г. успешный краткосрочный прогноз по сейсмологическим данным был сделан 15 февраля 2012 г., а время начала извержения на период с 3 по 10 марта было уточнено 3 марта.

Список литературы

1. *Богоявленская Г. Е., Брайцева О. А., Мелекесцев И. В., Максимов А. П., Иванов Б. В.* Вулкан Безымянный // Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука, 1991. Т. 1. С. 168–209.
2. *Гордеев Е. И., Чебров В. Н., Левина В. И., Сенюков С. Л., Шевченко Ю. В., Ящук В. В.* Система сейсмологических наблюдений на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 2006. № 3. С. 6–27.
3. *Горшков Г. С., Богоявленская Г. Е.* Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения (1955–1963 гг.) М.: Наука, 1965, 172 с.
4. *Малышев А. И.* Жизнь вулкана. Екатеринбург: УрО Ран, 2000. 260 с.
5. *Сенюков С. Л.* Результаты применения алгоритма прогноза извержений вулкана Безымянный в 2004–2007 гг. в режиме реального времени // Труды региональной научно-технической конференции «Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока России», 11–17 ноября 2007 г., Петропавловск-Камчатский, 2008. С. 59–63.
6. *Сенюков С. Л.* О возможности успешного прогноза извержений вулкана Безымянный в зависимости от состояния вулкана Ключевской. Сейсмологические доказательства взаимодействия магматических систем этих вулканов // Труды региональной научно-технической конференции «Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России», 11–17 ноября 2009 г., Петропавловск-Камчатский, 2010. С. 239–243.
7. *Токарев П. И.* Извержения и сейсмический режим вулканов Ключевской группы. М.: Наука, 1966. 118 с.
8. *Токарев П. И.* Вулканические землетрясения Камчатки. М.:Наука, 1981. 164 с.
9. *Федотов С. А.* Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М.: Наука, 1972. 117 с.
10. *Chubarova O. S.* Bezymyanny volcano (Kamchatka). Seismic accompaniment of the Novy dome growth in 1971–1994 // Geophysics and Environment. IUGG XXI General Assembly. Boulder, Colorado. July 2–14. Abstracts. Week A. 1995. P. A49.

УДК 551.596

П. П. Фирстов[1], Д. Фи[2], Е. Р. Махмудов[1], С. Б. Самойленко[3]

[1] *Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский e-mail: firstov@emsd.ru*

[2] *Геофизический институт Аляскинского университета, г. Фэрбанкс, Аляска, США*

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

Особенности акустического и сейсмического излучений от эксплозий вулкана Карымского

Для вулкана Карымского характерна эксплозивная деятельность с большими вариациями частоты и энергии эксплозий. Это продемонстрировано в статье для двух временных отрезков активности вулкана в 1970–1980 и 1996–2000 г. Форма записи воздушных ударных волн в августе 2011 г., говорит в пользу того, что для этого периода основным механизмом эксплозий является волна дробления, возникающая в газонасыщенной пористой вязкой магме в случае её декомпрессии. В статье рассмотрены некоторые детали этого механизма.

Введение

Для вулкана Карымского характерна умеренная эксплозивная деятельность вулкано-стромболианского типа в течение длительных периодов, сменяющаяся иногда на эффузивно-эксплозивную. Частота эксплозий в различные периоды активности вулкана варьирует от одной в несколько суток до одной в минуту. В течение длительного периода активности происходят изменения в характере отдельных эксплозий, форме кратера, изменяется и характер ударно-волновых и акустических эффектов, сопровождающих отдельные эксплозии (пепловые, пепло-газовые и газо-пепловые выбросы). Предшествующий цикл активности вулкана 1970–1983 гг. детально был изучен. Этому способствовало то, что у подножия вулкана работала обсерватория, оснащённая комплексом аппаратуры, обслуживаемой операторами, которые вели непрерывные визуальные наблюдения за активностью вулкана. Настоящий цикл активности, начавшийся в 1996 г., изучался в основном дистанционными методами. Сейсмические эффекты регистрировались радиотелеметрической сейсмической станцией «Карымская» (KRY), расположенной в 1,6 км от кратера вулкана. В течение 1997–1999 гг. в летний период проводились совместные русско-американские экспедиции с целью регистрации акустических и сейсмических сигналов, сопровождавших эксплозии вулкана Карымского [10, 11]. В августе 2011 г. регистрация инфразвуковых сигналов проводилась под руководством Дэвида Фи. В данной работе сделаны некоторые обобщения об особенностях сейсмических, ударно-волновых и акустических эффектах, сопровождавших отдельные эксплозии вулкана Карымского.

Динамика эксплозивных землетрясений вулкана Карымского

С 1970 г. до 1986 г. непрерывная регистрация сейсмических явлений осуществлялась сейсмической станцией KPM, расположенной у подножия конуса на расстоянии 3,5 км от кратера. С 1986 г. мониторинг сейсмичности вулкана осуществляется с помощью радиотелеметрической сейсмической станции KRY, расположенной в 1,6 км от кратера вулкана, с передачей информации в центр обработки в г. Петропавловск-Камчатский. При существующей системе наблюдений эксплозивные землетрясения (ЭЗ), сопровождавшие выбросы, регистрировались почти без пропусков. И количество ЭЗ и их характер являются достоверным отражением эксплозивной активности вулкана.

Среди большого разнообразия эксплозий на вулкане Карымском по визуальным наблюдениям были выделены две крайние разновидности [5]:

1. Кратковременные эксплозии, нагруженные пеплом, как правило, сильные. По характеру разлета выбрасываемого материала и формированию эруптивного облака, такие эксплозии напоминали заглубленный взрыв взрывчатого вещества, и они условно были названы «взрывом». Им соответствовали ЭЗ длительностью не более минуты.

2. При эксплозиях второй разновидности, названных «продувками», из кратера происходило продолжительное (до десятка минут) истечение газо-пепловой или паро-газовой смеси, которое в определённые этапы носило пульсирующий характер.

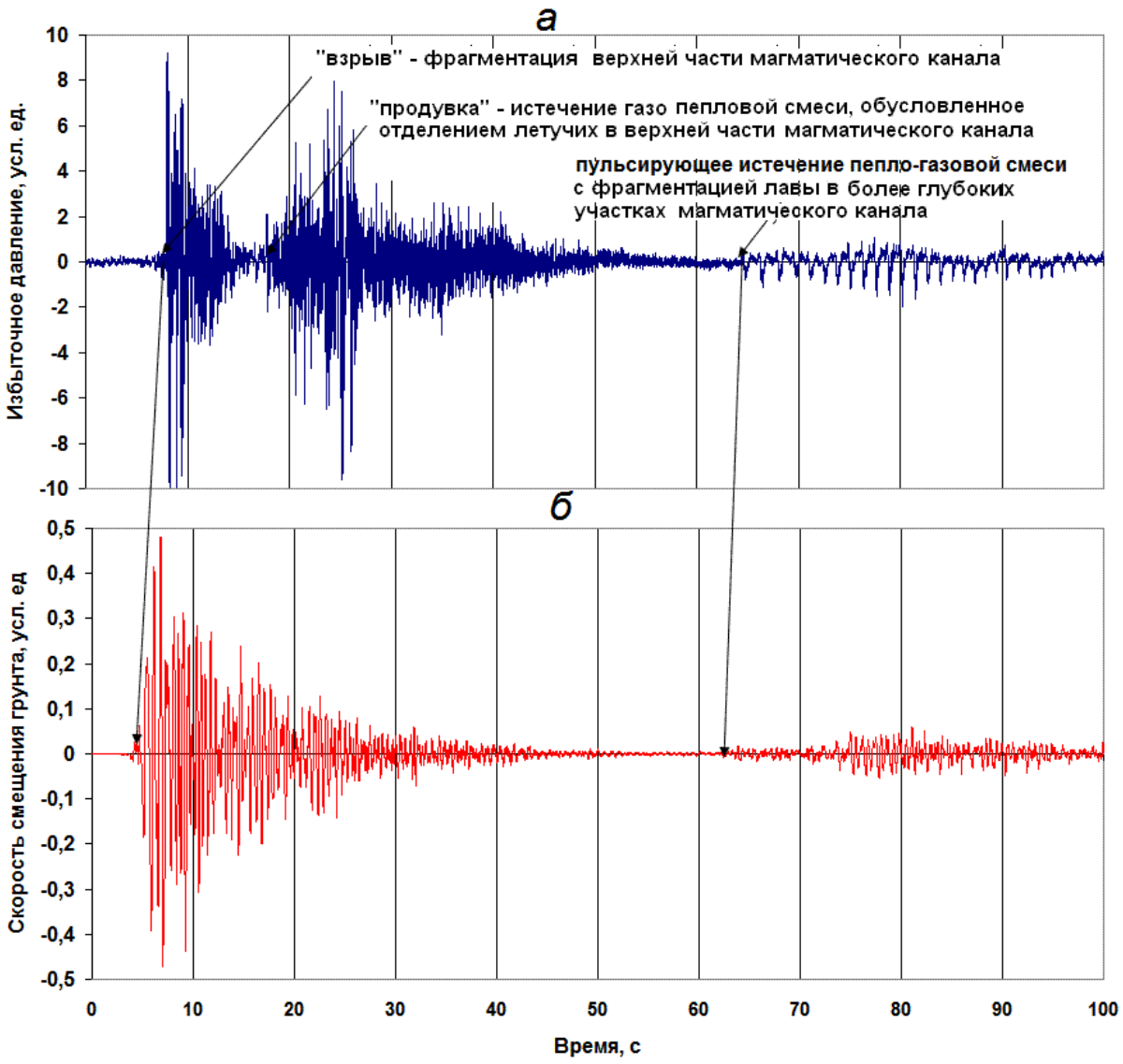


Рис. 1. Запись волновых возмущений в атмосфере (а) и скорости смещения грунта (б), сопровождавших эксплозию вулкана Карымского 9 августа 1999 г.

При этом в условиях хорошей погоды на расстоянии 3,5 км от кратера (Карымская обсерватория), как правило, был слышен шум с характерной периодичностью интенсивности от 0,5 до 2,0 секунд, на микробарограммах с такой же периодичностью регистрировались воздушные волны, а на сейсмограммах соответственно наблюдался квазисинусоидальный сигнал — вулканическое дрожание (ВД).

Часто эксплозии, начавшиеся «взрывом», переходили в «продувку» длительностью до нескольких минут. В этих случаях на микробарограммах выделялась «головная» и «хвостовая» части. Это хорошо видно на рис. 1, где в обоих сигналах хорошо отразилась фаза «взрыва» — фрагментации магмы (разрушения) верхней части магматического канала. После этого произошло интенсивное выделение газообразных летучих из некоторого объёма магмы и истечение газо-пепловой смеси из кратера, которое сопровождалось аэродинамическим шумом, зафиксированным акустическим каналом, но было слабо выражено в сейсмическом излучении. Через 20 с за счёт декомпрессии происходит фрагментация магмы на большей глубине магматического канала в автоколебательном режиме и возникает пульсирующее истечение пепло-газовой смеси из кратера вулкана.

На рис. 2 по сейсмическим данным за период 1970–1980 гг. приведены вариации числа ЭЗ в сутки (N) и процентное отношение числа землетрясений (n), соответствующих «продувкам» к общему количеству ЭЗ. На нём видно, что максимумы «продувок» ($n \approx 60\%$) наблюдались при небольшом количестве эксплозий ($N < 25$), а при увеличении общего числа эксплозий, которое наблюдалось во время излияния лавовых потоков, процентное отношение «продувок» резко уменьшалось. Этот факт,

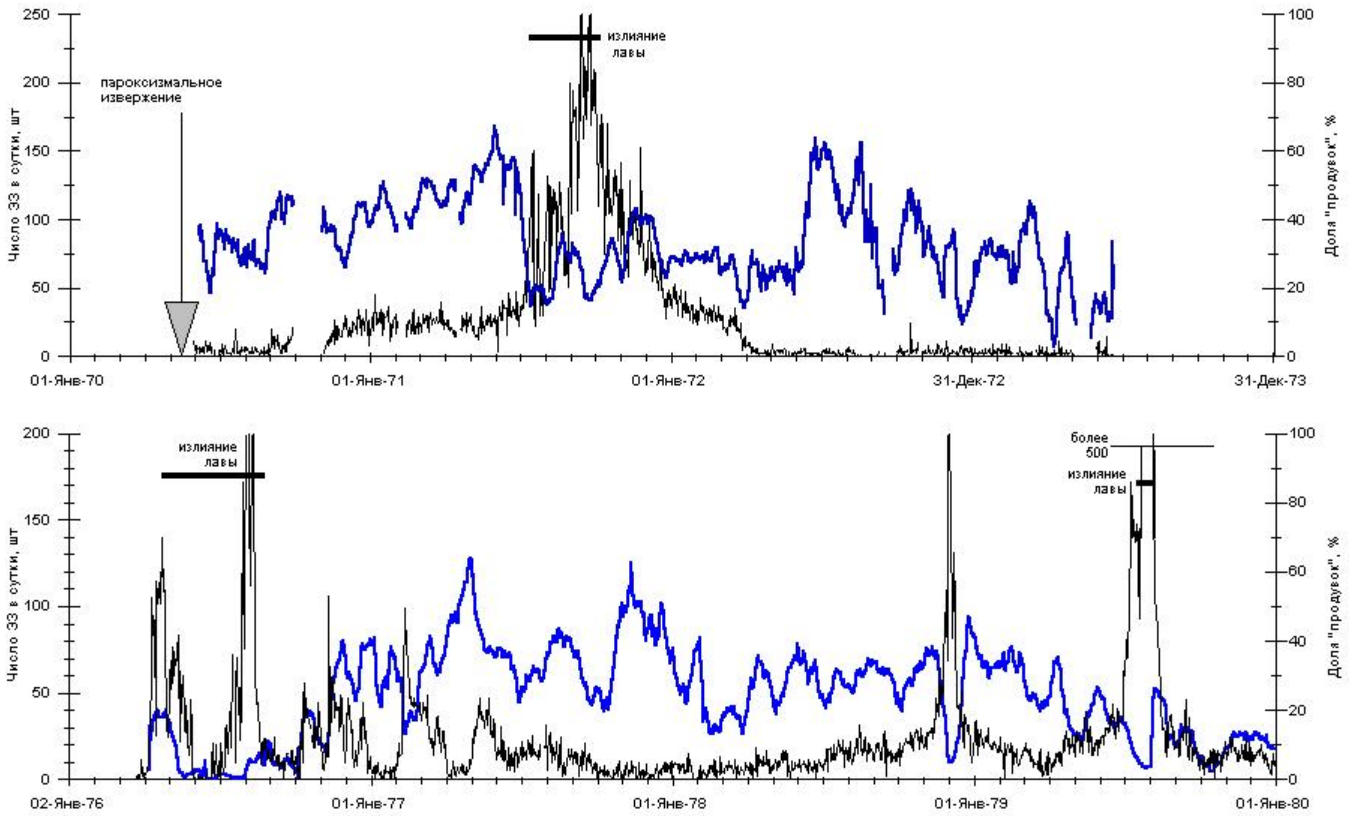


Рис. 2. Ежесуточное число эксплозивных землетрясений (1) и процентное отношение землетрясений, соответствующих эксплозиям типа «продувка», к общему числу землетрясений (2) для вулкана Карымского с 1970 по 1980 гг. [4].

по-видимому, указывает на зависимость условий возникновения «продувок» от скорости поступления и физических свойств силикатного расплава, находящегося в верхней части магматического канала.

На рис. 3 приведено количество ЭЗ по данным В. В. Иванова за период 1997–2000 гг., а также приведён диаметр кратера по данным аэрофотосъёмки, выполненной В. Н. Двигало [5]. Стрелками отмечены периоды проведения полевых работ русско-американской экспедиции. Регистрация акустических и сейсмических сигналов, сопровождавших эксплозии вулкана Карымского в 1997–1999 гг., проводилась цифровой аппаратурой [10, 11]. Пульсирующее истечение газо-пепловой струи из кратера, которое наблюдалось в этот период, в иностранной литературе получило название «чаггинг» (chagging) из-за подобия звукового эффекта с пыхтением паровоза, возникающим при сбросе пара из котла [10].

Зависимость параметров ударно-волновых и акустических эффектов от характера процесса извержения вулкана

Одним из параметров, качественно характеризующую эксплозивную активность вулкана Карымского, является состояние кратера вулкана. Так за несколько месяцев перед окончанием извержения (ноябрь 1972 г., см. рис. 2) кратер вулкана имел блюдцеобразную форму диаметром 220 м. На его дне аэровизуально хорошо просматривались следы отдельных выбросов в виде воронок диаметром от 10 до 50 м. Логично рассматривать такие выбросы, как аналог взрывов взрывчатых веществ на выброс. Для этого периода были характерны редкие выбросы с широким интервалом интенсивности, что говорит о хаотической работе отдельных зон подводящего магматического канала.

Совершенно по другому выглядел кратер в сентябре 2003 г. На его дне просматривалась одна воронка, которая свидетельствовала о площади рабочей поверхности магматического канала, которая была источником выбросов (рис. 4а-в). В ноябре 2005 г. в кратере образовалась экструзивное выжимание, которое было источником только продувок (рис. 4г).

Как известно, при взрывах на выброс взрывчатых веществ (ВВ) форма воздушной ударной волны (ВУВ) зависит от глубины заложения заряда. При этом начальная ударная волна, прошедшая сквозь грунт, действует на воздух как поршень, образуя импульс «наведённой грунтовой ударной волны». Вслед за ним следует импульс «выхода газа», когда образуется воронка и происходит прорыв газов. В связи с тем, что сильновязкую газированную магму вулкана Карымского можно рассматривать как «вулканическую взрывчатку» с низкой плотностью энергии, скорости выброса фрагменти-

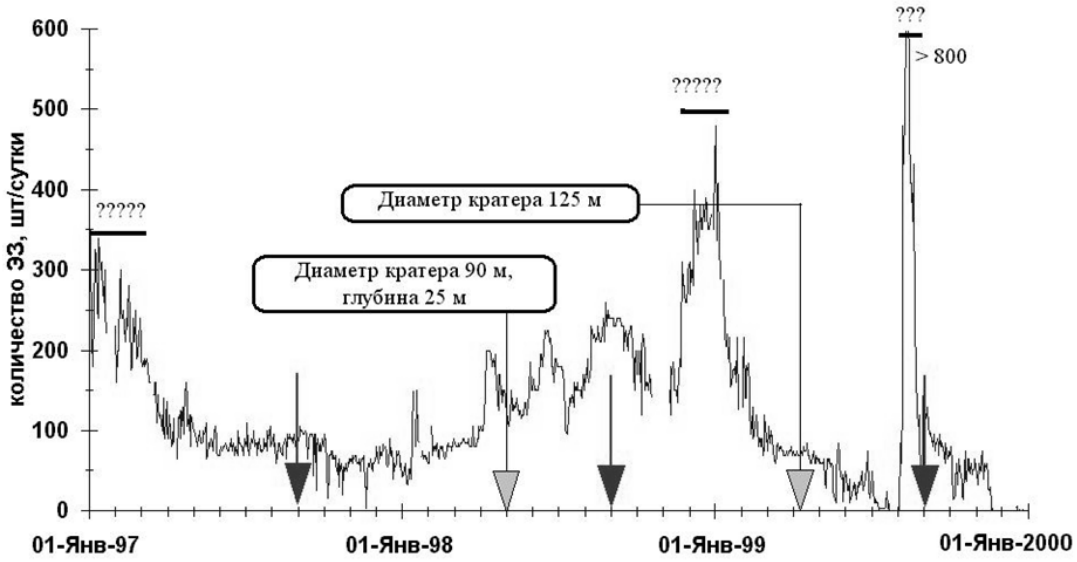


Рис. 3. График ежесуточного количества эксплозивных землетрясений (KRY, $\Delta = 1{,}5$ км) построенный по данным В. В. Иванова, а также приведён диаметр кратера по данным аэрофотосъёмки, выполненной В. Н. Двигало [5]. Стрелками указаны периоды наблюдений за ударно-волновыми эффектами от эксплозий вулкана, а жирными линиями отмечены предполагаемые времена излияния лавовых потоков.

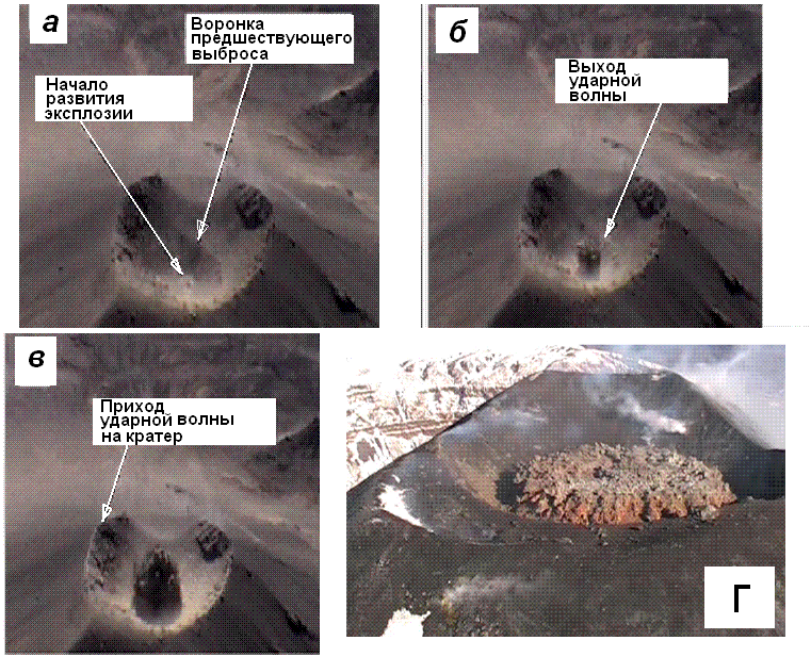


Рис. 4. Киносъёмка начала развития эксплозии, выполненная А. В. Сокоренко 9 сентября 2003 г.: а — начало процесса, прорыв газов — 0 с; б — выход ударной волны на дно кратера — 0,08 с; в — приход ударной волны на кромку кратера — 0,26 с; г — состояние кратера в ноябре 2005 г. (Фото П. П. Фирстова)

рованного материала в редких случаях превосходят скорость звука.

Развитие эксплозии, возникновение и формирование ВУВ хорошо прослеживаются на уникальной киносъемке кратера вулкана Карымский, выполненной с вертолёта 9 сентября 2003 г. А.В. Сокоренко. На рис. 4а приведён третий кадр кинограммы, где хорошо видно начало прорыва газов в центре воронки от предшествующей эксплозии. Через 0,083 с наблюдается выход на дно кратера, на площади, ограниченной размером воронки от предшествующей эксплозии, ударной волны, которая трассируется возникновением белого пылевого следа (рис. 4б). В дальнейшем наблюдается движение эксплозивного облака в вертикальном и распространение ВУВ в радиальном направлениях. Движение фронта ВУВ хорошо трассируется белёсым фронтом за счёт подъёма в воздух мелкодисперсной фракции, который

через 0,17 с достигает кромки кратера (рис. 4в). Если считать диаметр кратера на этот период 240 м (устное сообщение В. Н. Двигало), то скорость распространения ВУВ составит ~ 720 м/с, а скорость подъёма кромки выбрасываемых продуктов оценивается около 240 м/с.

Несколько меньшие скорости ВУВ (~ 450 м/с) и подъёма эруптивного облака наблюдались при киносъёмке эксплозий вулкана Сакурадзима, когда выбросу пепла предшествовала ВУВ, трассируемая по изменению оптической плотности облака над кратером в результате конденсации паров воды [9]. Учитывая, что в случае вулкана Сакурадзима ВУВ и эруптивное облако наблюдались на расстоянии около 500 м от дна кратера, оценки величин характерных скоростей ВУВ для обоих вулканов можно считать соизмеримыми.

На рис. 5, где совмещены по три АС, сопровождавших эксплозии типа «взрыв», для трёх годов (1997–1999), видно их удовлетворительное совпадение по форме записи, что свидетельствует об идентичности параметров эксплозивного процесса на непродолжительном интервале времени. Для 1997 г. характерен сбалансированный импульс с длительностью фазы сжатия $\tau_+ = 0{,}12$ сек (рис. 5а). Оценка радиуса сферической поверхности области повышенного давления, которая служила источником АС в этот период, определённая как $a = c_0\tau_+$, составляет $a = 39$ м при принятой скорости звука $c_0 = 330$ м/сек. Начальные стадии эксплозий 1998 г. характеризуются двухактностью процесса, о чём свидетельствует форма переднего фронта фазы сжатия, зарегистрированных в этот период эксплозий. На рис. 5б видно, что наблюдается постепенное нарастание переднего фронта фазы сжатия, на котором чётко выделяется перегиб, свидетельствующий о двухактности процесса. В этом случае изменение динамики крутизны переднего фронта τ_+ говорит о том, что эксплозии начинаются с энергетически более слабого процесса. В 1998 г. при $\tau_+ = 0{,}14$ сек радиус сферической поверхности области повышенного давления составлял $a = 46$ м, что несколько больше оценки для предшествующего года.

Особенностью ВУВ, зарегистрированных в 1999 г., являются характерные всплески длительностью 0,06 сек в фазе разрежения (рис. 5в), указывающие на взрывные процессы в формирующемся эруптивном облаке. По данным киносъемки продуктов разлета, во время Большого трещинного Толбачинского извержения наблюдались воздушные взрывы, обусловленные смешиванием взрывоспособных вулканических газов с кислородом воздуха, а также взрывы выбрасываемых в воздух вулканических бомб [2, 3]. По-видимому, для эксплозий вулкана Карымский в 1999 г. характерны вторичные взрывные процессы во время формирования эруптивного облака. Средняя длительность фазы сжатия в 1999 г. составляла $\tau_+ = 0{,}17$ сек, что соответствует радиусу сферической поверхности повышенного давления $a = 56$ м, при радиусе кратера по данным аэрофотосъёмки $R_{КР} = 62$ м. Сопоставимость длительности фазы сжатия τ_+ с размером кратера вулкана Карымский в 1997–1999 гг., подтверждает вывод, что формирование ВУВ вулканических извержений связано с размером «рабочей» части подводящего канала, которая в процессе извержения может меняться.

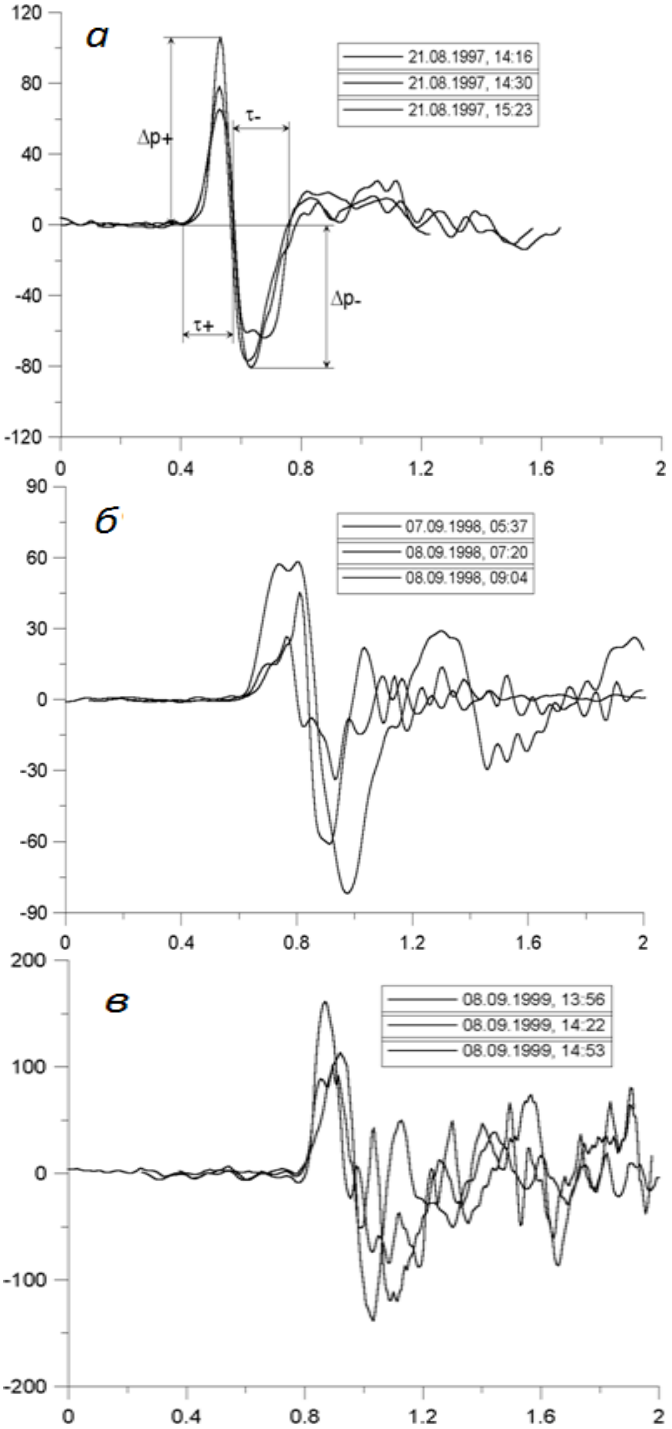


Рис. 5. Примеры записи ВУВ, сопровождавших «взрывы» вулкана Карымский: а — 1997 г.; б — 1998 г., в — 1999 г. (по горизонтальной оси — время в секундах, по вертикальной — амплитуда в условных единицах).

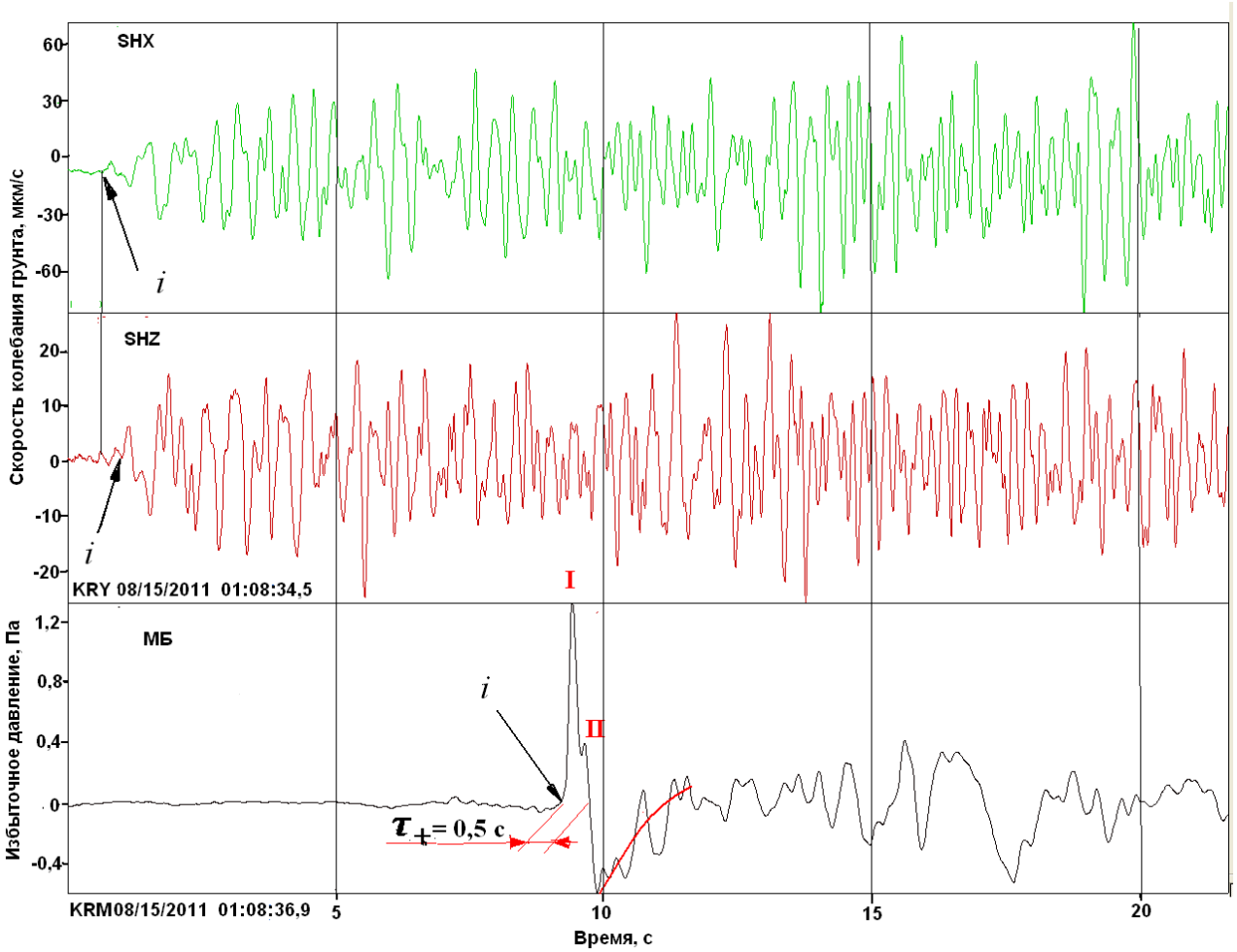


Рис. 6. Пример записи сейсмического и акустического сигналов, сопровождавших эксплозию средней силы.

Регистрация акустического излучения во время эксплозивной активности вулкана Карымского в августе 2011 г.

В августе 2011 г. регистрация инфразвуковых сигналов проводилась под руководством Дэвида Фи с помощью антенны из 4 микробарографов с апертурой $\sim$ 180 м расположенной в 3,8 км от кратера вулкана. Активность вулкана в этот период характеризовалась эксплозиями вулкано-стромболианского типа с широким диапазоном интенсивности — от мощных типа «взрыв», сопровождающихся ВУВ с $\Delta P_+ > 100$ Па, которые ощущались в лагере, до слабых парогазовых «продувок» во время которых генерировалось инфразвуковые сигналы с $\Delta P_+ < 1{,}0$ Па. В среднем интервал между эксплозиями в этот период была заключён в пределах 3–5 мин.

На рис. 6 приведён пример записи сейсмического (Z и X составляющие) и акустического сигналов, сопровождавших эксплозию средней силы. ВУВ имеет несбалансированный импульс, с фазой сжатия, свидетельствующей о двухактности процесса. Экспоненциальный характер заднего фронта фазы разряжения свидетельствует о конденсации перегретого ювенильного пара, выброшенного в атмосферу. Влияние воды на формирование ВУВ при фрагментации магмы андезитового состава рассмотрено в работе [8]. Амплитуда радиальной составляющей сейсмического сигнала почти в три раза больше амплитуды вертикальной, что говорит о принципиально ином характере механизма очагового сигнала, нежели центр расширения, который характерен для взрывов ВВ.

Рассмотрим изменение эволюции акустического излучения вулкана в период 14–17 августа (рис. 7). В течение этого периода наблюдались изменения формы и увеличение амплитуды инфразвуковых сигналов. Так 14 августа эксплозии сопровождались АС, начинающимися последовательностью нескольких воздушных волн с избыточным давлением в фазе сжатия $\Delta P_+ < 0{,}6$ Па (рис. 7а), после которых регистрировалось «акустическое дрожание» с периодом 0,5–1,0 сек, связанное с истечением газо-пепловой спеси из кратера (продувка). Длительность фазы сжатия для этого периода составляла не более 0,25 сек.

Форма АС зарегистрированных 15 августа совсем иная. Фаза сжатия с $\Delta P_+ > 0{,}6$ Па имеет два-три

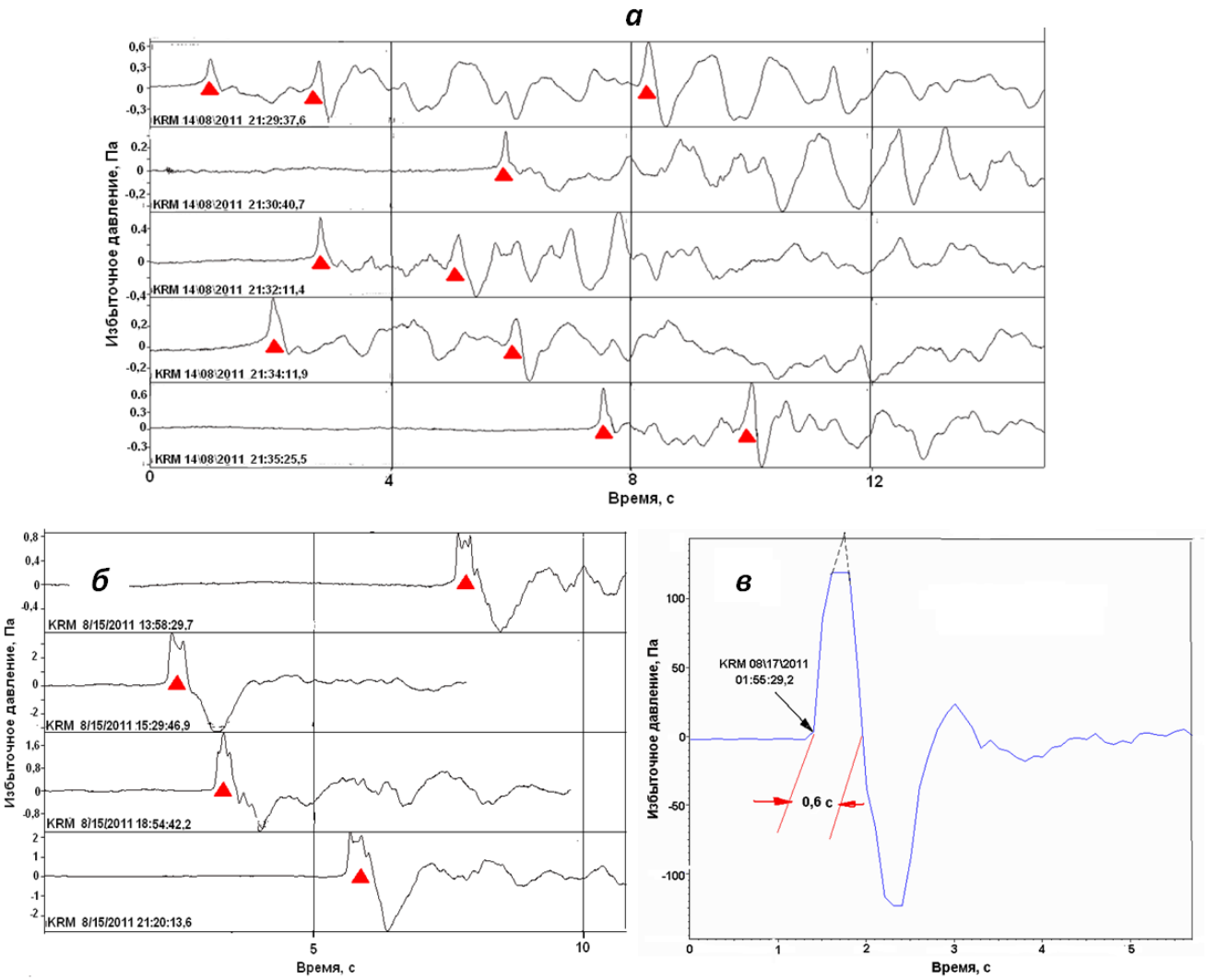


Рис. 7. Эволюция акустического излучения, сопровождавшее извержение вулкана Карымского 14–17 августа.

вступления, которые свидетельствуют о многоактности процесса фрагментации магмы в этот период. При $\tau_+ = 0{,}4 - 0{,}5$ сек длительность единичного акта составляет $\sim 0{,}1 - 0{,}25$ сек.

Мощная эксплозия, произошедшая 17 августа, сопровождалась ВУВ с $\tau_+ = 0{,}6$ сек, и $\Delta P_+ \approx 160$ Па (динамический диапазон регистрирующей аппаратуры не позволил точно определить амплитуду). Данная эволюция АС указывает на изменения процесса газоотделения летучих компонентов из магмы в течение достаточно короткого времени — трое суток.

Обсуждение результатов

Газоотделение летучих из магмы является основным фактором эксплозивного процесса. В случае вязких газированных магм (андезитовая, андезибазальтовая) в верхней части магматического канала формируется объём пористой магмы, обладающей потенциальной энергией сжатого газа, заключённого в порах (вулканическая взрывчатка). В случае декомпрессии происходит фрагментация (разрушение) некоторого объёма и происходит эксплозия. «Вулканическая взрывчатка» имеет низкую плотность энергии и, по-видимому, её разрушение осуществляется путём распространения фронта разрушения (волна дробления) движущегося с конечной скоростью [1]. Формирование объёма, плотности энергии «вулканической взрывчатки» и скорости распространения фронта её разрушения в первую очередь зависят от массового содержания летучих в лаве и скорости её подъёма по магматическому каналу. Но в силу различных физико-химических процессов эти параметры могут меняться в сравнительно короткое время, что иллюстрирует изменение характера акустического излучения в течение 14–17 августа 2011 г.

В первом приближении может быть предложена следующая схема развития эксплозивного процесса 14–17 августа 2011 г. Вначале (14 августа) происходило резкое газоотделение летучих вблизи дна кратера, что приводило к фрагментации объёма радиусом, определённым по τ_+, около 60 м. Характер фрагментации резко изменился 15 августа. Возрос-

ла скорость фрагментации, о чём свидетельствует увеличение крутизны переднего фронта фазы сжатия, и появилась многоактность, чётко выраженная в максимуме фазы сжатия, связанная, по-видимому, с послойной фрагментацией магмы в результате движения волны дробления. Мощная эксплозия 17 августа — это результат фрагментации значительного объёма газонасыщенной пористой вязкой магмы, который образовался в верхней части магматического канала и смог сработать как единое целое.

Вулкан Карымский является природной лабораторией, где можно с большим успехом изучать физику эксплозивного процесса. Для этих целей необходима организация комплексного геофизического мониторинга активности вулкана, с использованием регистрации сейсмических эффектов, акустического излучения в двух диапазонах инфразвукового (импульсные сигналы) и звукового (аэродинамический шум), инфракрасного излучения, а также концентрации газов SO_2 и CO_2. Экспериментальные данные могут подтвердить или опровергнуть теоретические модели эксплозивного процесса вязких, газонасыщенных андезитовых магм.

Список литературы

1. *Алидибиров М. А.* Физическая природа и механизм вулканических взрывов. Автореф. дис. доктора физ.-матем. наук. М., 1998. 44 с.
2. *Самойленко Б. И.* Особенности вулканических взрывов // Проблемы современного естествознания: Материалы Научно-технической конференции, Петропавловск-Камчатский, 25–28 марта, 2001. Петропавловск-Камчатский: Изд-во КамчатГТУ. 2002. С. 101–103.
3. *Сторчеус А. В., Самойленко Б. И.* Исследования вулканических взрывов Толбачинского извержения с помощью киносъемки // Вулканология и сейсмология. 1983. № 5. С. 102–105.
4. *Сторчеус А. В., Фирстов П. П., Озеров А. Ю.* Возможный механизм генерации акустических и сейсмических волн при пульсирующем истечении газо-пепловой смеси на вулкане Карымском // Вулканология и сейсмология. 2006. № 4. С. 62–68.
5. *Токарев П. И., Фирстов П. П.* Сейсмологические исследования вулкана Карымского // Бюл. вулк. ст. 1967. М.: Наука, С. 9–22.
6. *Федотов С. А. и др.* Извержение Карымского вулкана в 1998–2000 гг., связанные с ним сейсмические, геодинамические и поствулканические процессы и их воздействие на окружающую среду // Катастрофические процессы и их влияние на природную среду. М.: Наука, 2002. С. 117–160.
7. *Фирстов П. П.* Вулканические акустические сигналы диапазона 1,0÷10 Гц и их связь с эксплозивным процессом. Петропавловск-Камчатский: КГПУ, 2003. 90 с.
8. *Фирстов П. П., Озеров А. Ю., Маневич А. Г.* Акустические и сейсмические эффекты, сопровождающие пепло — газовые эксплозии вулкана Карымского // Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2004. С. 26–32.
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. *Ishihara* K. Dynamic analysis of volcanic explosion // J. of Geodynamics. 1985. Vol. 3. N3/4. P. 327–349.
11. *Johnson J. B., Lees J. M., Gordeev E. I.* Degassing Explosions at Karymsky Volcano, Kamchatka // Geophys. Res. Lett. 1998. № 21. Vol. 25. P. 3999–4002.
12. *Johnson J. B., Lees J. M.* Plugs and chugs — seismic and acoustic observations of degassing explosions at Karymsky, Russia and Sangay, Ecuador // J. Volcan. Geotherm. Res. 2000. Vol. 101. № 1–2. P. 67–82.

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

Петропавловск-Камчатский
ИВиС ДВО РАН, 2012 г.

УДК 550.34:551.21

В. Н. Чебров[1], Д. В. Дрознин[1], С. Я. Дрознина[1], Н. З. Захарченко[2], Ю. А. Кугаенко[1], В. Н. Мишаткин[2], И. Н. Нуждина[1], С. Л. Сенюков[1], В. А. Сергеев[1], С. С. Сероветников[1], Н. Н. Титков[1], П. П. Фирстов[1], В. В. Ящук[1]

[1] *Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский*
e-mail: chebr@emsd.ru

[2] *Геофизическая служба РАН, Обнинск*

Разработка концептуальных и технических требований к системе комплексного мониторинга вулканов Дальневосточного региона

Представлен проект системы комплексного инструментального мониторинга вулканической деятельности на Камчатке и Курильских островах. Проект рассчитан на 2011–2015 гг. Система создаётся в целях обеспечения безопасности населения и полётов авиации и оперативного оповещения официальных структур (территориальной администрации, МЧС, Росавиации, Росгидромета) об извержениях вулканов.

Введение

На современном этапе главными задачами вулканологии при изучении извержений вулканов являются познание механизма вулканической деятельности в различных геодинамических обстановках, прогноз извержений и заблаговременная оценка вулканической опасности для регионов Российской Федерации, имеющих в своих пределах действующие или потенциально активные вулканы.

На Камчатке насчитывается более 7000 вулканических построек разных типов, размеров, возраста и сохранности, возникших за последние 2–2,5 млн. лет, на Курильских островах — более 800 [1, 5, 7, 8, 15]. По результатам проведённых многолетних работ было предложено считать действующими вулканы, для которых однозначно установлено и датировано хотя бы одно извержение за последние 3000–3500 лет [6]. Согласно выбранному критерию на Камчатке и Курилах выделено 84 действующих и потенциально активных вулканических образования, среди которых многоактные вулканы, кальдеры, поля ареального вулканизма, подводные эруптивные центры и пр.

Извержения вулканов могут сопровождаться опасными процессами, приводящими к чрезвычайным ситуациям: образованиям пепловых выбросов, палящих туч, пирокластических потоков, грязекаменных и лавовых потоков. Высота пепловых выбросов может достигать 10–20 км, протяжённость пирокластических и грязекаменных потоков — нескольких километров. Эксплозивные извержения вулканов представляют опасность для авиалайнеров. Этим определяется актуальность организации мониторинга вулканической активности региона и обеспечения заинтересованных структур (в первую очередь — территориальной администрации, МЧС, Росавиации, Росгидромета) о состоянии вулканов, произошедших извержениях и высоте пепловых облаков.

В настоящее время мониторинг вулканов Камчатки и Курильских островов ведётся с разной степенью детальности по данным сейсмологических, видео и визуальных, спутниковых наблюдений [3, 4, 9, 13, 14]. Число действующих сейсмических станций вместе с пунктами регистрации сильных движений, которые осуществляют контроль сейсмичности Дальневосточного региона, в 2012 г. составляет более 100. Сейсмические станции обеспечивают уверенную регистрацию землетрясений разного энергетического уровня в зависимости от плотности сейсмической сети в том или ином районе. Так на всей территории Дальневосточного региона обеспечена регистрация всех землетрясений с магнитудой $M \geqslant 4{,}0$; на территории Камчатского края — с $M \geqslant 3{,}5$; для Авачинской и Ключевской групп вулканов — с $M \geqslant 1{,}0$. За вулканами Ключевской, Авачинский, Корякский, Безымянный, Шивелуч и Кизимен установлено видеонаблюдение[1]. Для изучения активности вулканов используется информация со спутников MTSAT, NOAA (AVHRR), TERRA (MODIS и AQUA), AURA (OMI), ASTER, LANDSAT и др. На Камчатке, и в меньшей степени на Курильских островах, уже имеется опыт организации наблюдений за процессами подготовки и реализации извержений, которые отражаются в параметрах физических полей — современными движениями земной коры, волновыми возмущениями в атмосфере, электрическим и электромагнитным полем.

[1] www.emsd.ru, http://www.kscnet.ru/ivs/index.html

В последнее десятилетие имеющаяся система мониторинга вулканической активности на Камчатке и Курильских островах показала свою эффективность [2, 3, 10–12], однако она обладает рядом существенных недостатков:

- не обеспечивается на необходимом уровне детальности сейсмический мониторинг активных вулканов Камчатки, а на Курильских островах он отсутствует в целом;
- технические характеристики сейсмометрических каналов сейсмических станций на вулканах не отвечают современным требования по частотному и динамическому диапазону, что не позволяет надёжно контролировать процессы подготовки и реализации извержений вулканов;
- в системе комплексных наблюдений за активностью вулканов не используются на должном уровне такие виды наблюдений как акустические, деформационные и дистанционные наблюдения за эмиссией газов.

Для повышения эффективности и оперативности прогнозов вулканической опасности создаётся система комплексного мониторинга вулканов Дальневосточного региона (СКМВ). Работы направлены на обеспечение безопасности населения и возможности авиаполётов в районе Камчатского полуострова и Курильских островов при извержениях вулканов. Основным исполнителем работ является Геофизическая служба (ГС) РАН. Соисполнители — Институт вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН и Институт морской геологии и геофизики (ИМГиГ) ДВО РАН.

СКМВ должна обеспечить:

- обнаружение и регистрацию извержений действующих вулканов Камчатки и Курильских островов;
- обработку данных сейсмических, видео, спутниковых и других наблюдений в автоматическом и автоматизированном режиме с целью быстрой оценки типа извержения и его масштабов;
- взаимодействие с МЧС, Росавиацией, Росгидрометом, обеспечение их оперативной информацией о вулканической активности;
- сбор, накопление, систематизация и анализ данных комплексных наблюдений на действующих вулканах Дальневосточного региона.

Цель первого этапа работы (2011 г.) — обоснование и разработка технических требований и научно-методического обеспечения СКМВ. Разработки ориентированы на организацию цифровой регистрации различных природных явлений на вулканах, передачу информации в оперативном режиме и развитие технологий автоматической и автоматизированной оценки активности вулканов.

Основные результаты первого этапа (2011 г.) работы по разработке концептуальных и технических требований к СКМВ:

- на основе многолетнего изучения вулканов Дальневосточного региона и исследования их эруптивной деятельности проведён выбор первоочередных объектов комплексного мониторинга вулканической деятельности в Дальневосточном регионе;
- обоснованы и разработаны предложения по размещению пунктов наблюдений на вулканах (ПНВ) на базе имеющейся инфраструктуры системы сейсмологических наблюдений в Дальневосточном регионе;
- определены основные виды наблюдений для ПНВ: сейсмические с расширенным частотным и динамическим диапазоном регистрации, деформационные, газовые, акустические, электромагнитные и видео;
- разработаны структура макета специализированного ПНВ, требования к техническим средствам ПНВ на общесистемном уровне, требования к составным частям ПНВ;
- проведено опробование элементов макета ПНВ на сейсмических станциях Камчатского филиала ГС РАН.

Учитывая изученность вулканов, их опасность для населения и полётов авиации, а также наличие опыта наблюдений и мониторинга, в качестве первоочередных объектов выбраны:

- на п-ве Камчатка — вулканы Северной группы (Шивелуч, Ключевской, Безымянный) и Авачинской группы (Авача, Корякский), а также вулканы Кизимен, Карымский, Мутновский и Горелый;
- на Северных Курильских островах — вулкан Эбеко на острове Парамушир;
- на Южных Курильских островах — вулканы острова Кунашир (Тятя, Менделеева, Головнина).

СКМВ включает следующие структурные компоненты:

- специализированные ПНВ, оснащенные техническими и программными средствами каналов связи для передачи данных наблюдений в реальном масштабе времени (табл. 1);
- информационно-обрабатывающие центры (ИОЦ) данных комплексных наблюдений с коммуникационной системой сбора информации;
- региональные сейсмические станции ГС РАН.

ПНВ представляют собой программно-технические комплексы в стационарном (ПНВ-С) или автономном (ПНВ-А) вариантах. Объектом контроля ПНВ являются проявления вулканической деятельности: вулканические землетрясения, лавовые потоки, вулканические взрывы, пирокластические потоки, фумарольная деятельность, вулканические газы, пепловые шлейфы и тучи, акустические эффекты, деформации земной коры. Программно-технический комплекс ПНВ предназначен для непрерывной регистрации данных инструментальных наблюдений. На рис. 1 приведена схема размещения ПНВ

Таблица 1. Специализированные пункты инструментальных наблюдений за вулканической деятельностью

Название ПНВ	Тип ПНВ	Координаты,высота	Виды наблюдений	Способ передачи данных	Электро-питание	Совмещение ПНВ с элементами имеющейся инфраструктуры
Шивелуч SVL	А	56,577 ° с. ш.161,22° в. д.840 м	С, А, Г, В, М	WiFi; (VSAT)	ФЭС	Стационар ИВиС ДВО РАН
Крестовский KRS	А	56,217 ° с. ш.160,565° в. д.1181 м	С, Г, В	WiFi	ФЭС	Региональная сейсмическая станция ГС РАН
Безымянный-Грива BZG	А	55,940 ° с. ш.160,696° в. д.1152 м	С, А, В, Д, М	WiFi	ФЭС	Региональная сейсмическая станция ГС РАН
ЛогиновLGN	А	56,083 ° с. ш.160,69 ° в. д.2530 м	С, Д	WiFi	ФЭС	Региональная сейсмическая станция ГС РАН
Козыревск KOZ	С	56,058° с. ш.159,873° в. д.45 м	С, А, В, Д, Э	DSL; VSAT	Сеть 220 В/ИБП	Приемный центр РТСС ГС РАН
Ключи KLY	С	56,313° с. ш.160,852° в. д.100 м	С, А, В, Д, Э	WiFi; DSL; VSAT	Сеть 220 В/ИБП	Приемный центр РТСС ГС РАН,ИОЦ ГС РАН
Тумрок-источникиTUMD	А	55,203° с. ш.160,399° в. д.486 м	С, А, Г, В, Д, М	VSAT	ФЭС	Региональная сейсмическая станция ГС РАН
Карымский KRY	А	54,036 ° с. ш.159,449° в. д.900 м	С, А, Г, В, Д, Э, М	VSAT	ФЭС	Региональная сейсмическая станция ГС РАН
Авача AVH	С	53,265 ° с. ш. 158,738° в. д.900 м	С, А, Г, В, Д, Э, М	WiFi;	ФЭС	Региональная сейсмическая станция ГС РАН. Стационар ИВиС ДВО РАН
Арик ARK	А	53,359 ° с. ш.158,649° в. д.1413 м	С, В, Д	WiFi;	ФЭС	Региональная сейсмическая станция ГС РАН
Петропавловск PET	С	53,024 ° с. ш.158,653° в. д.100	С, А, В, Д	WiFi; DSL; VSAT	Сеть 220 В/ИБП	Региональный ИОЦ ГС РАН
Карымшина KRM	С	52,830° с. ш.158,130° в. д.100 м	С, А, Д, Э, М	VSAT	ФЭС	Комплексная геофизическая обсерватория ГС РАН
Южно-Курильск YUK	С	44,035 ° с. ш.145,862° в. д.42 м	С, А, Г, В, Д, Э	WiFi; VSAT	Сеть 220 В/ИБП	Стационары ГС РАН, ИМГиГ ДВО РАН
Северо-Курильск SKR	С	50,670° с. ш.156,116° в. д.37 м	С, А, Г, В, Д, Э, М	WiFi; DSL; VSAT	Сеть 220 В/ИБП	Стационар ГС РАН
Южно-Сахалинск YSS	С	46,9587° с. ш.142,7604° в. д.150 м	С	DSL; VSAT	Сеть 220 В/ИБП	Региональный ИОЦ ГС РАН

Примечания:
РТСС — радиотелеметрическая сеть сейсмических станций
Тип ПНВ: А — автономный пункт, С — стационарный пункт.
Виды наблюдений: С — сейсмические, А — акустические, Г — газовые, В — видео, Д — деформационные, Э — электромагнитные, М — метеокомплекс.
ФЭС — автономная система питания на солнечных панелях.
ИБП — источник бесперебойного питания

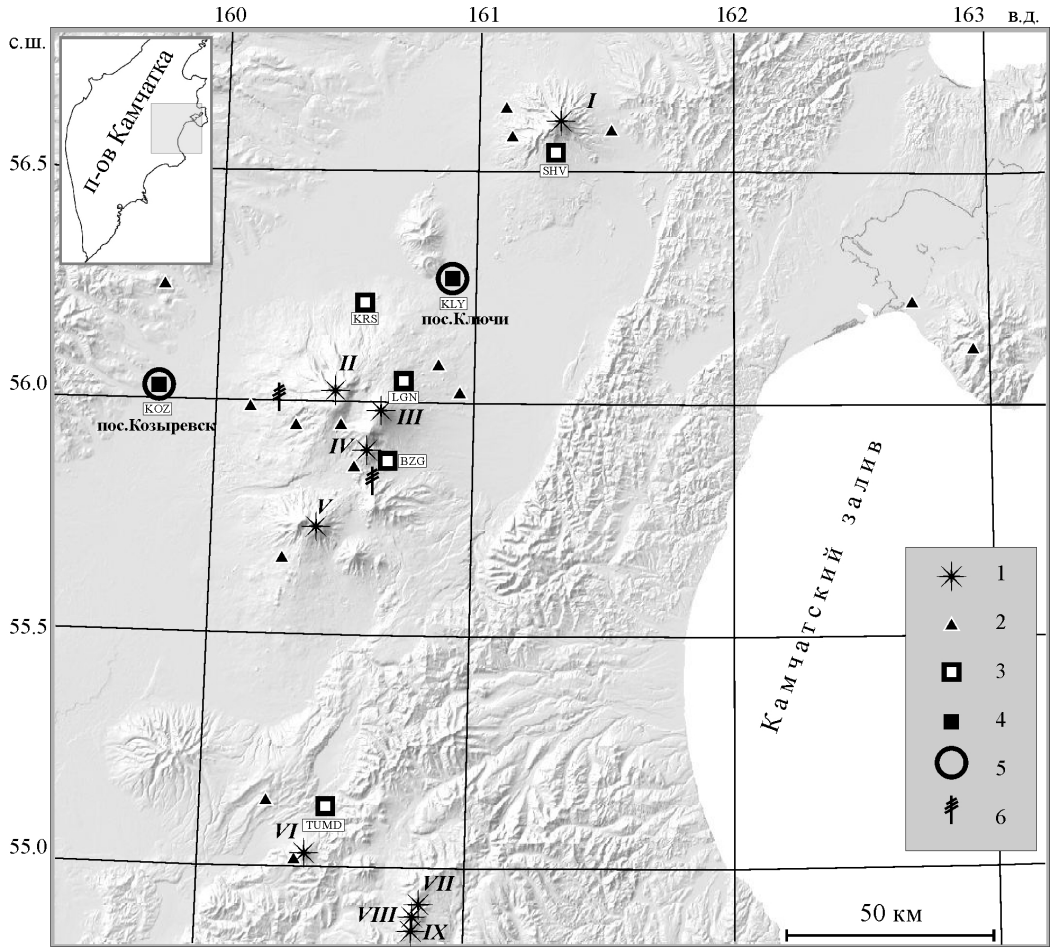


Рис. 1. Схема размещения пунктов наблюдения за вулканической деятельностью в районе Северной группы вулканов на Камчатке. 1 — вулканы: I — Молодой Шивелуч, II — Ушковский, III — Ключевской, IV — Безымянный, V — Плоский Толбачик, VI — Кизимен, VII — Высокий, VIII — Бараний (Молодой Гамчен), IX — Комарова; 2 — стационарные сейсмические станции ГС РАН; 3 — автономные ПНВ; 4 — стационарные ПНВ; 5 — информационно-обрабатывающие центры; 6 — радиоретрансляторы.

и стационарных сейсмических станций в районе Северной группы вулканов на Камчатке.

Основные технические требования к ПНВ:

- возможность длительной автономной работы;
- низкое энергопотребление;
- непрерывный режим регистрации;
- передача данных в режиме реального времени;
- возможность автоматической и/или ручной диагностики аппаратуры;
- модульная конструкция, допускающая модернизацию и расширение регистрирующего комплекса;
- устойчивость к сложным погодным условиям, сейсмостойкость;
- совместимость выходных данных с программным обеспечением информационно-обрабатывающих центров ГС РАН и соответствие форматов данных международным стандартам.

Основные элементы типового ПНВ (рис. 2):

- комплекс регистрирующей аппаратуры: сейсмометры (широкополосный цифровой велосиметр и/или акселерометр), микробарограф, газоанализатор, GPS, наклономер, IP-видеокамера, метеокомплекс и пр.;
- цифровой накопитель аналоговых данных;
- канал передачи данных спутниковый и/или RadioEthernet;
- система автономного электропитания на базе солнечных батарей и аккумуляторов.

Элементы макета ПНВ были опробованы в пунктах AVH и TUMD, совмещённых с региональными сейсмическими станциями ГС РАН. На рис. 3 представлено оборудование технологической связи VSAT и система автономного питания на солнечных батареях, установленные в пункте TUMD вблизи от вулкана Кизимен. Видеоинформация о состоянии вулкана Кизимен (рис. 4) передается из TUMD в информационно-обрабатывающий центр в Петропавловск-Камчатский в режиме реального времени, обновляется ежеминутно и доступна на сайтах Камчатского филиала ГС РАН [2] и ИВиС ДВО РАН[3].

[2] www.emsd.ru

[3] http://www.kscnet.ru/ivs/index.html

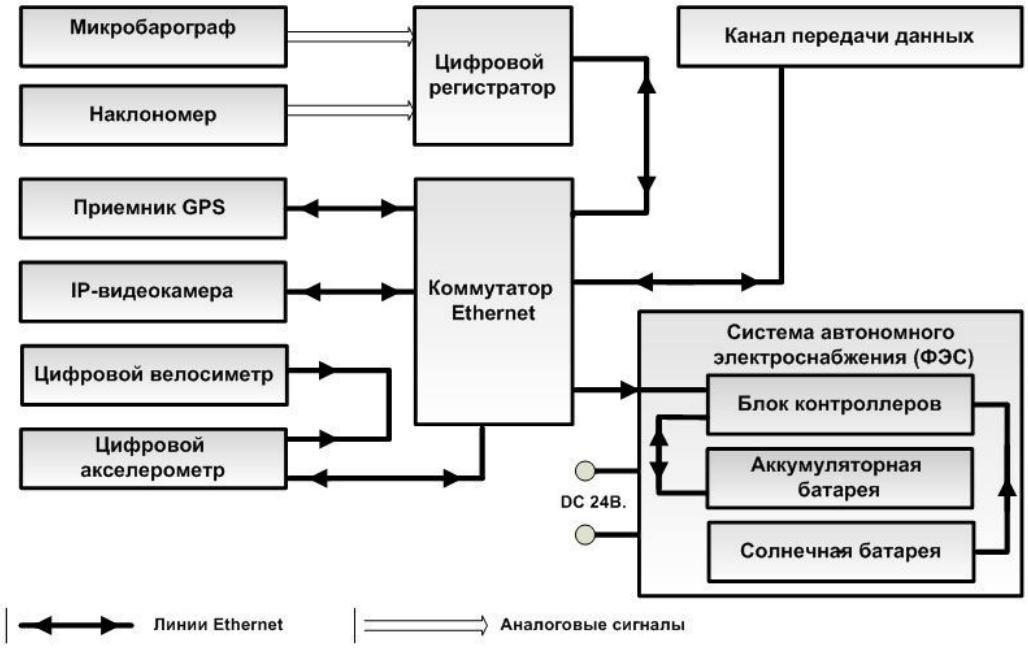


Рис. 2. Блок-схема типового пункта наблюдений за вулканической деятельностью.

Рис. 3. Специализированный пункт наблюдений за вулканической деятельностью TUMD. 1 — сейсмокамера, 2 — оборудование технологической связи VSAT, 3 — IP-видеокамера, 4 — система автономного питания на солнечных панелях

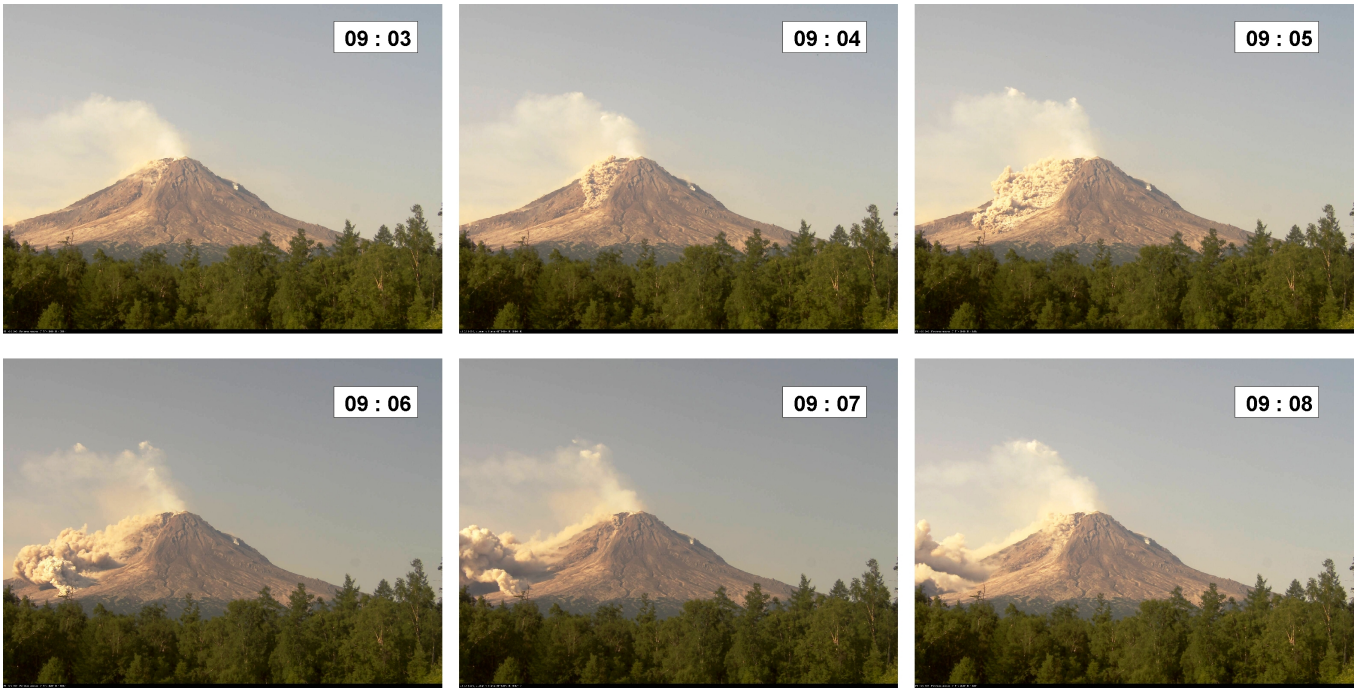


Рис. 4. Кадры видеозаписи с камеры видеонаблюдения за вулканом Кизимен, установленной в пункте TUMD. 6 августа 2011 г., 09 час. 03 мин. — 09 час. 08 мин. (местное время). Зафиксирован сход пирокластического потока.

Создание СКМВ ведётся в рамках ФЦП «Снижение рисков и смягчение последствий чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера в Российской Федерации до 2015 г.».

Список литературы

1. *Влодавец В. И., Пийп Б. И.* Каталог действующих вулканов СССР // Бюллетень Вулканологической станции № 25, 1957. 92 с.
2. *Гирина О. А.* 15 лет деятельности Камчатской группы реагирования на вулканические извержения // Материалы конференции, посвящённой Дню вулканолога, 27–29 марта 2008 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2008. С. 52–59.
3. *Гирина О. А., Гордеев Е. И.* Проект KVERT — снижение вулканической опасности для авиации при эксплозивных извержениях вулканов Камчатки и Северных Курил // Вестник ДВО РАН. 2007. № 2. С. 100–109.
4. *Гордеев Е. И., Чебров В. Н., Левина В. И. и др.* Система сейсмологических наблюдений на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 2006. № 3. С. 6–27
5. Действующие вулканы Камчатки / Под.ред. Федотова С. А., Масуренкова Ю. П. М.: Наука, 1991. Т. 1, 2.
6. *Мелекесцев И. В.* Новый подход к определению понятия «действующий вулкан» // Новейший и современный вулканизм на территории России. М.: Наука, 2005. С. 178–190.
7. Новейший и современный вулканизм на территории России. М.:Наука, 2005. 604 с.
8. Природные опасности России. Т. 2. Сейсмические опасности. М.: КРУК, 2000. 295 с.
9. *Рыбин А. В., Чибисова М. В., Коротеев И. Г.* Проблемы мониторинга вулканической активности на Курильских островах // Вестник ДВО РАН. 2010. № 3. С. 64–71.
10. *Сенюков С. Л.* Мониторинг активности вулканов Камчатки дистанционными средствами наблюдений в 2000–2004 г. // Вулканология и сейсмология. 2006. № 3. С. 68–78.
11. *Сенюков С. Л., Дрознина С. Я., Дрознин Д. В.* Опыт выделения пепловых выбросов и оценка их высоты по сейсмическим данным на примере вулкана Шивелуч (Камчатка) // Комплексные сейсмологические и геофизические наблюдения на Камчатке». Петропавловск-Камчатский: «Камчатский печатный двор», 2004. С. 292–300.
12. *Сенюков С. Л., Дрознина С. Я., Нуждина И. Н. и др.* Исследования активности вулкана Ключевской дистанционными методами с 01 января 2001 г. по 31 июля 2005 г. // Вулканология и сейсмология. 2009. № 3. С. 50–59.
13. *Чебров В. Н.* Развитие комплексного геофизического мониторинга Камчатки и Командорских островов (к 30-летию КФ ГС РАН) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2009. № 2. Вып. 14. С. 13–18.
14. *Чебров В. Н.* Развитие системы сейсмологических наблюдений для целей предупреждения о цунами на Дальнем Востоке России // Вестник КРАУНЦ. Серия Науки о Земле. 2007. № 1. Вып. № 9. С. 27–36.
15. *Simkin T., Siebert L.* Volcanoes of the world: a regional directory, gazetteer, and chronology of volcanism during the last 10,000 years. Tucson, Arizona: Geosciences Press, 1994. 349 p.

УДК 550.34:551.21

В. Н. Чебров[1], Д. В. Дрознин[1], С. Я. Дрознина[1], Ю. А. Кугаенко[1], Д. В. Мельников[2], Я. Д. Муравьев[2], И. Н. Нуждина[1], С. Л. Сенюков[1], В. А. Сергеев[1], С. С. Сероветников[1], Н. Н. Титков[1], П. П. Фирстов[1], В. В. Ящук[1]

[1] *Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский*
e-mail: chebr@emsd.ru

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

Разработка научного, информационного и методического обеспечения системы комплексного мониторинга вулканов Дальневосточного региона

В рамках создания системы комплексного мониторинга вулканов Дальневосточного региона разработаны предложения на развитие её научного, информационного и методического обеспечения. Рассмотрены и обобщены возможности различных видов инструментального мониторинга в целях оценки состояния вулкана, развития вулканической активности, идентификации извержений.

В Дальневосточном регионе начаты работы по созданию системы комплексного инструментального мониторинга вулканической деятельности (СКМВ) в целях обеспечения безопасности населения и полётов авиации и оперативного оповещения официальных структур (территориальной администрации, МЧС, Росавиации, Росгидромета) об извержениях вулканов. Первоочередными объектами мониторинга являются наиболее активные и опасные вулканы Камчатки (Северная и Авачинская группы вулканов), на Курилах — вулканы островов Кунашир и Парамушир. Для осуществления мониторинга на вулканах создаются специализированные пункты, обеспечивающие комплекс наблюдений (сейсмические с расширенным частотным и динамическим диапазоном регистрации, деформационные, газовые, акустические, электромагнитные и видео) и оперативную передачу данных в информационно-обрабатывающие центры.

В рамках создания СКВМ Дальневосточного региона разработаны предложения на развитие её научного, информационного и методического обеспечения.

Для решения поставленных задач рассмотрены и обобщены возможности различных видов инструментального мониторинга в целях (1) оценки состояния вулкана, (2) развития вулканической активности и (3) идентификации извержений (табл. 26). Показано, что сейсмические методы применимы для всех трёх целей мониторинга. Деформационный мониторинг информативен на этапах оценки состояния вулкана и прогноза его возможной динамики. Методы акустического и электромагнитного мониторинга эффективны для идентификации (распознавания) извержений и мониторинга динамики вулканической активности при развитии сильных эксплозивных извержений. Видео и спутниковые наблюдения являются информативным источником наблюдений на всех стадиях деятельности вулкана, однако обладают рядом недостатков, ограничивающих возможность их использования. Это зависимость от погодных условий, а для спутниковых данных — дискретность и сложности со своевременным получением снимков. Существенным дополнением к методам комплексного мониторинга вулканической деятельности является внедрение контроля в реальном времени концентрации диоксида серы для средне- и краткосрочного прогноза извержений, а также идентификации начала извержения.

На основе имеющегося опыта мониторинга вулканической активности сформулированы основные принципы разработки методов автоматической и автоматизированной идентификации пепловых выбросов и вероятностной оценки их мощности и высоты по данным наземных инструментальных наблюдений и по спутниковым данным [12].

Предложена стратегия разработки типовых сценариев извержений с учётом имеющегося опыта дистанционного инструментального мониторинга на примере Северной группы вулканов на Камчатке. Сценарий — система предположений о течении изучаемого процесса, на основе которой разрабатывается один из возможных вариантов прогноза. Построение сценария — аналитический метод прогнозирования [7], основанный на установлении логической последовательности состояний объекта прогнозирования (вулкана) и прогнозного фона во времени при различных условиях для определения

Таблица. Использование различных методик и алгоритмов для оценки вулканической активности действующих и потенциально активных вулканов на разных этапах их деятельности

Методики, алгоритмы	Оценка состояния вулкана	Прогноз развития вулканической активности	Идентификация (распознавание) извержений
Анализ эруптивной истории вулкана	☑		
Анализ простанственно-временного распределения землетрясений	☑	☑	☑
Анализ простанственно-временного распределения выделившейся сейсмической энергии	☑	☑	☑
Распознавание типов землетрясений по спектральным и др. характеристикам сейсмических сигналов [4]	☑	☑	☑
Распознавание различных природных явлений на вулканах по спектральным и др. характеристикам сейсмических сигналов [3]	☑	☑	☑
Пороговая оценка сейсмической активности по превышению фонового уровня по [10]		☑	
Оценка уровня сейсмической активности по шкале СОУС-09[9]	☑	☑	
Мониторинг диоксида серы S02	☑	☑	☑
Деформационный мониторинг	☑	☑	
Акустический метод [14]			☑
Электромагнитный метод (ЭМИ от «вулканических молний») [13]			☑
Спутниковый мониторинг	☑	☑	☑
Видеомониторинг	☑	☑	☑
Метод типового сценария [11]	☑	☑	☑
Оценка состояния и активности вулкана на основе использования ИКС	☑	☑	☑

целей развития этого объекта. Информационной основой для разработки типовых сценариев являются результаты изучения эруптивной деятельности вулканов (публикации, базы данных), каталоги действующих вулканов Камчатки и Северных Курил, каталоги и архив волновых форм вулканических землетрясений, архивы данных деформационного и акустического мониторинга; спутниковые снимки; результаты исследований атмосферно-электрических явлений в пепловых облаках (данные мировой сети регистрации гроз WWLLN), архив эталонных сейсмических сигналов, сопровождающих различные процессы на вулканах, архивы видео, фото, визуальных наблюдений. Метод типового сценария применим для всех трёх целей мониторинга вулкана. Типовой сценарий извержения вулкана включает:

1. Реконструкцию истории эруптивной активности вулкана за последние 5–10 тыс. лет, детальное описание известных извержений. Выявление стадии развития, в которой находится вулкан и будет находиться в ближайшем будущем. Определение типа и параметров будущих извержений.

2. Определение набора опасных естественных процессов, приводящих к возникновению чрезвычайных ситуаций при потенциальном извержении. Составление карты вулканической опасности от будущих извержений.

3. Выявление характерных предвестников извержений и количественные оценки их характеристик по данным инструментального мониторинга.

4. Оценки характерных количественных параметров извержений по данным инструментального мониторинга.

Предложена предварительная структура информационно-консультационной системы (ИКС) «Извержения вулканов Камчатки и Курильских островов». Источниками информации для ИКС являются имеющихся в КФ ГС РАН, ИВиС и ИМГиГ ДВО РАН электронные ресурсы [1, 2]: каталоги и базы данных по активным вулканам, каталоги вулканических землетрясений, различные архивы, локаль-

ные ГИС, информация о существующих и планируемых пунктах инструментального мониторинга на вулканах, включая технические характеристики аппаратуры, публикации. ИКС должна содержать типовые сценарии извержений, детальные описания известных извержений, результаты инструментального мониторинга вулканической активности и пр. Потенциальная информационная база для создания ИКС «Извержения вулканов Камчатки и Курильских островов»:

- каталоги действующих вулканов Камчатки и Курильских островов (ИВиС ДВО РАН, ИМГиГ ДВО РАН);
- каталоги землетрясений, зарегистрированных на вулканах (КФ ГС РАН);
- база данных «Землетрясения Северной группы вулканов Камчатки 1971–1996 гг.» (ИВиС ДВО РАН)[1]
- база данных эталонов сейсмических сигналов и сопутствующих им вулканических событий (КФ ГС РАН) [3];
- база данных «Активность вулканов Камчатки»[2] (КФ ГС РАН);
- каталог «Активные вулканы Камчатки и Северных Курил» [3] (ИВиС ДВО РАН);
- каталог «Голоценовые вулканы Камчатки» [4] (ИВиС ДВО РАН);
- локальная ГИС «Новейший вулканизм Камчатки» (ИВиС ДВО РАН) [6];
- локальная ГИС (ИВиС ДВО РАН) «Вулканическая опасность Курило-Камчатской островной дуги» [5];
- информационная система «Вулканы Курило-Камчатской островной дуги» (ИВиС ДВО РАН) [8];
- архивы Камчатской группы реагирования на вулканические извержения (Kamchatkan Volcanic Eruption Response Team — KVERT) (ИВиС ДВО РАН);
- архивы Сахалинской группы реагирования на вулканические извержения (Sakhalin Volcanic Eruption Response Team — SVERT) (ИМГиГ ДВО РАН);
- архив фотографий фотолаборатории ИВиС ДВО РАН;
- архивы видеонаблюдений (КФ ГС РАН, ИВиС ДВО РАН);
- архивы спутниковых снимков (КФ ГС РАН, ИВиС ДВО РАН, ИМГиГ ДВО РАН).

Целью создания ИСК «Извержения вулканов Камчатки и Курильских островов» является возможность получения вероятностной оценки развития деятельности вулкана на основе данных комплексного инструментального мониторинга.

Работы ведутся Геофизической службой РАН в сотрудничестве с Институтом вулканологии и сейсмологии ДВО РАН и Институтом морской геологии и геофизики ДВО РАН в рамках федеральной целевой программы «Снижение рисков и смягчение последствий чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера в Российской Федерации до 2015 г.».

[1]http://www.kscnet.ru/ivs/Seismo/index.php;
[2]http://www.emsd.ru/~ssl/monitoring/main.htm
[3]http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/volcanoes/
[4]http://www.kscnet.ru/ivs/volcanoes/holocene/

Список литературы

1. *Гордеев Е. И., Чебров В. Н., Левина В. И., Бахтиярова Г. М., Сенюков С. Л., Пантюхин Е. А.* Банк сейсмологических данных Камчатки // Открытое образование. М. 2008. № 4. С. 16–22
2. *Гордеев Е.И., Чебров В.Н., Сенюков С.Л., Гирина О.А., Бахтиарова Г.М., Казанцев В.А.* Информационные ресурсы для вулканологических исследований на Камчатке // Открытое образование. М. 2010. №5. С. 73–82.
3. *Кожевникова Т. Ю.* Электронная база эталонов сейсмических сигналов и сопутствующих им вулканических событий для вулкана Карымский // Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока России. Труды региональной научно-технической конференции 11–17-ноября 2007 г. Петропавловск-Камчатский: КФ ГС РАН. 2008. С. 171–175.
4. *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.
5. *Муравьёв Я. Д., Клименко Е. С., Дмитриева Ю. А.* К созданию ГИС «Вулканоопасность» // ARCREVIEW. 2010. № 2. С. 12–13.
6. *Пономарёва В. В., Мельников Д. В., Романова И. М.* Геоинформационная система «Новейший вулканизм Камчатки» // Современные информационные технологии для научных исследований. Материалы Всероссийской конференции, Магадан, 20–24 апреля 2008 г. Магадан: СВНЦ ДВО РАН. 2008. С. 105–106.
7. Прогностика. Терминология, вып. 92. М., «Наука», 1978. 32 с.
8. *Романова И. М., Мелекесцев И. В., Гирина О. А.* Информационная система «Вулканы Курило-Камчатской островной дуги» // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды Третьей научно-технической конференции. Петропавловск-Камчатский. 9–15 октября 2011 г. Обнинск: ГС РАН, 2011. С. 395–398.
9. *Салтыков В. А.* Статистическая оценка уровня сейсмичности: методика и результаты применения на примере Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2011. № 2. С. 53–59.
10. *Сенюков С. Л.* Мониторинг активности вулканов Камчатки дистанционными средствами наблюдений в 2000–2004 г. // Вулканология и сейсмология. 2006. № 3. С. 68–78.
11. *Сенюков С.Л.* Результаты применения алгоритма прогноза извержений вулкана Безымянный в 2004–2007 гг. в режиме реального времени // Труды региональной научно-технической конференции «Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока России», 11–17 ноября 2007 г., Петропавловск-Камчатский, 2008. С. 59–63.

12. *Сенюков С. Л., Дрознина С. Я., Дрознин Д. В.* Опыт выделения пепловых выбросов и оценка их высоты по сейсмическим данным на примере вулкана Шивелуч (Камчатка) // Комплексные сейсмологические и геофизические наблюдения на Камчатке». Петропавловск-Камчатский: «Камчатский печатный двор», 2004. С. 292–300.
13. *Чернева Н. В., Holzworth R.H, Иванов А. В. и др.* Перспективы использования всемирной сети локализации гроз (WWLLN) для определения пепловых извержений вулканов на Камчатке // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды Третьей научно-технической конференции. Петропавловск-Камчатский. 9–15 октября 2011 г. Обнинск: ГС РАН, 2011. С. 415–419.
14. *Фирстов П. П.* Вулканические акустические сигналы диапазона 1,0÷10 Гц и их связь с эксплозивным процессом. Петропавловск-Камчатский: КГПУ, 2003. 90 с.

Секция III

Современные гидротермальные системы:
геотермия, геохимия, постмагматические процессы.
Вулканогенное рудообразование.
Новые методы исследования и оборудование.

УДК 551.23: 550.42

О. Ф. Карданова, Е. В. Карташёва

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

Железистые осадки Кихпинычского долгоживущего вулканического центра (КДВЦ)

Условия, при которых образуются железистые осадки в районе КДВЦ, очень разнообразны. Разброс значений pH, при которых осаждаются эти осадки, значителен (от 2,67 до 9,25), так же, как и температур (от <16 до 97–98° С). Железистые осадки представлены следующими минеральными классами: *сульфиды* (пирит, мельниковит, марказит, пирротин, макинавит, канзит); *окислы и гидроокислы* (сидерогель, гётит, гидрогётит, гематит, маггемит); *сульфаты* (K-Na, NH_4- и H_3O-ярозиты), *фосфаты* (вивианит, дельвоксит, фронделит, дестинезит и др.); *карбонаты* (сидерит).

Введение

Впервые Кихпинычский долгоживущий вулканический центр (КДВЦ) выделил В. И. Белоусов [1]. Массив Кихпиныч включает несколько разнородных разновозрастных сооружений. Вулкан Старый Кихпиныч датируется средним — верхним плейстоценом [2]. Этот вулкан образовался до этапа мощных игнимбритообразующих извержений и кальдерообразования в Восточной вулканической зоне (в интервале 23–40 тыс. лет [3]) и практически вся постройка вулкана сильно гидротермально изменена. Вулкан Старый Кихпиныч (СК) является основанием, как для двух голоценовых базальтовых конусов Молодого Кихпиныча, сформировавшихся после длительного (десятки тысяч лет) перерыва в вулканической деятельности, так и для расположенного несколько южнее дацитового вулкана Сопка Жёлтая, образовавшегося в конце позднего плейстоцена. Вулкан Молодой Кихпиныч состоит из конусов Западный и Савича, образовавшихся соответственно 4,8 и 1,4 тыс. л. н. Последнее извержение конуса Савича было 400–540 л. н. [2, 3].

В данном сообщении показано распространение железистых осадков в районе КДВЦ (рис. 1, 2), приведены их химический (табл. 1) и минеральный состав (табл. 2), условия образования осадков (состав воды, $T°$ С и др.) показаны в табл. 3. Эти осадки были встречены на большинстве термальных полей (ТП) КДВЦ. Для исследования осадков использовались следующие методы: химический, минераграфический, ИКС, спектральный, рентгенографический, оптический, термический (рис. 3), микрозондовый, некоторые образцы изучались с помощью сканирующего электронного микроскопа.

Различия в составе растворов, минерализации, металлоносности, $T°$ С, ox-red определяются глубиной, на которой летучие компоненты выделяются из мантии. С. И. Набоко [13] выделяет два генетических типа гидротерм: первичные (магматические и магматогенные) и вторичные. Отдельные минеральные классы железистых осадков осаждаются из аммонийных близнейтральных (ТП 21) и кислых (ТП 1, ТП 2, ТП 3, ТП 15, ТП 18, ТП 22) магматогенных дифференциатов первичных гидротерм с H_2S и CO_2. Из теплых вод сложного состава, низкой минерализации, которые являются подземными водами с малой долей эндогенного флюида, железистые осадки образуются на ТП 1, ТП 2, ТП 5, ТП 10, ТП 12, ТП 17, ТП 22, ТП 27. Это тёплые Cl-HCO_3-SO_4 Ca-Na или Na-Ca воды. Из SO_4-HCO_3 Na-Ca тёплых вод (ТП 8, ТП 9, ТП 12, ТП 14, ТП 22), осаждаются железистые осадки, представленные обычно сидерогелем.

Железо в водах источников КДВЦ встречается в виде Fe^{2+} и Fe^{3+} (см. табл. 3). Максимальное содержание Fe^{3+} (966 мг/л) было отмечено в одном из источников на ТП 3. На этом поле до обрушения Fe^{3+} в источниках было больше (849–966 мг/л), чем после (<300 мг/л), содержание Fe^{2+} — <0,3 мг/л. Высокое содержание Fe^{3+} также на ТП 18 (до 260 мг/л) и ТП 22 (до 281 мг/л), при этом на ТП 18 содержание Fe^{2+} — 18 мг/л, на ТП 22 до 62,8 мг/л, низкое содержание Fe^{3+} на ТП 11 (до 25 мг/л) и ТП 15 (до 6,1 мг/л), Fe^{2+} — $< 0{,}3$ мг/л. Но на ТП 6 в воде Fe^{2+} — 60–75 мг/л, а Fe^{3+} — $< 0{,}3$. На ТП 1 полевые замеры на устье субщелочных источников показывают содержание Fe^{2+} до 100 мг/л, на ТП 7 (в зоне контакта водотоков р. Светлой и ручья Кислого) — до 120 мг/л Fe^{3+} (см. табл. 3).

Железистые осадки КДВЦ образуются на следующих геохимических барьерах [6]: а) кислородном; б) сульфидном; в) щелочном; г) испарительном; д) сорбционном и е) термодинамическом (табл. 4).

Хемогенные осадки в источниках по условиям осаждения подразделяются на три группы. *Первая* — когда это единственный тип осадка в источни-

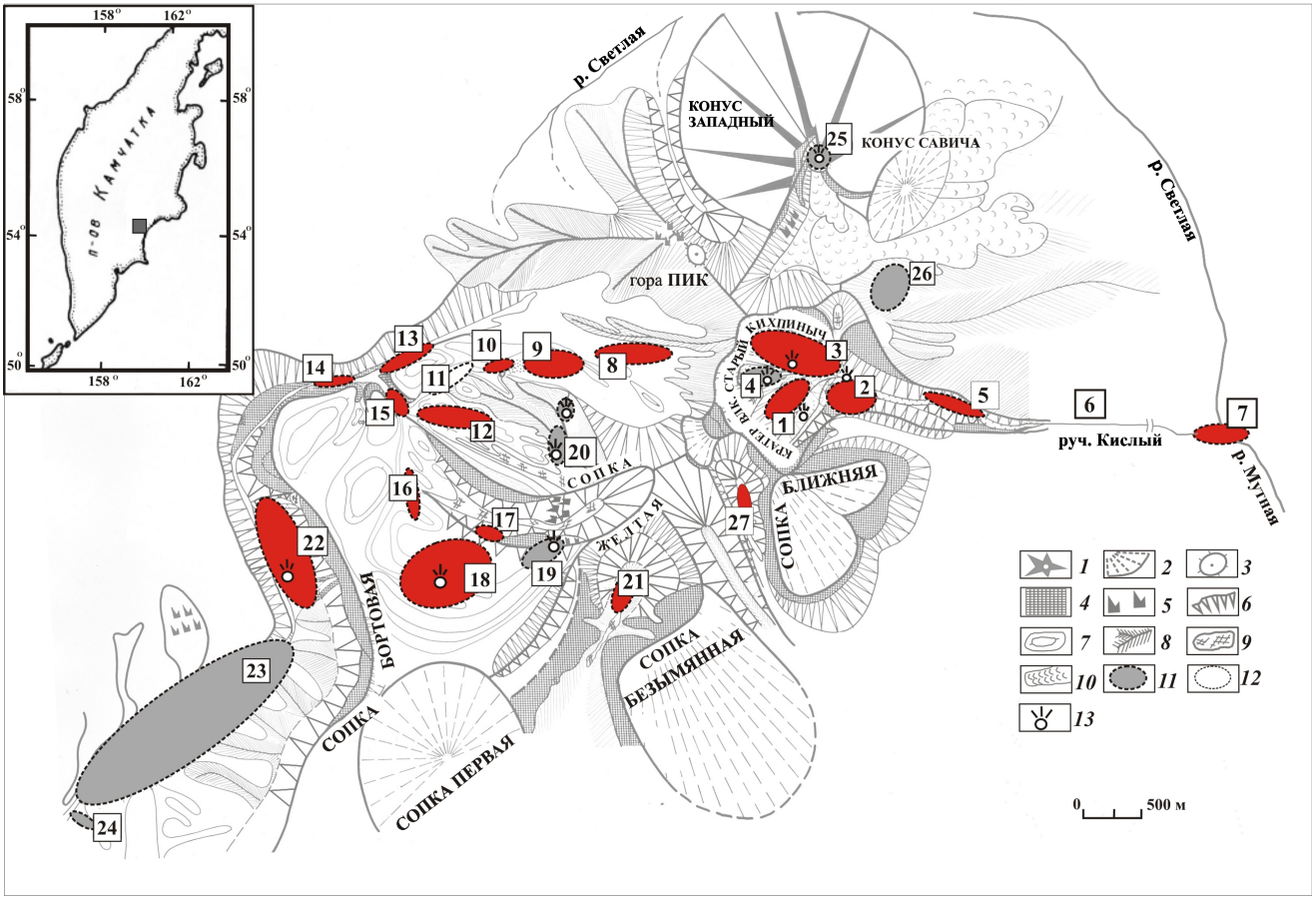


Рис. 1. Схематическая карта расположения термальных полей КДВЦ. Условные обозначения: 1 — лавовые конусы; 2 — лаво-пирокластические конусы; 3 — вершины; 4 — отвесные склоны; 5 — отдельные скалы; 6 — крутые склоны; 7 — горизонтали; 8 — водоразделы; 9 — снежники; 10 — лавовые потоки; 11 — термальные поля (цифра — номер поля); 12 — границы полей с холодными источниками; 13 — фумаролы. *Термальные поля*: 1–5 — вулкан Старый Кихпиныч (1 — Южное, 2 — Восточное, 3 — Северное, 4 — Западное, 5 — «Щёки»); 6 — русло ручья Кислого между полем «Щёки» и истоком реки Мутная; 7 — исток реки Мутная; 8 — Перевальное; 9 — Травертиновое; 10 — Тёплое; 11 — Серное (холодное); 12 — Каменный Карман; 13 — ручей Прозрачный; 14 — «Колорадо»; 15 — Долина Смерти; 16 — холодные источники Новые; 17 — горячий источник Новый; 18 — Южно-Кихпинычское; 19 — Вершинное; 20 — Северо-Кихпинычское; 21 — исток ручья Короткий Ключ; 22 — Верхне-Гейзерное; 23 — Долина Гейзеров; 24 — ручей Второй (в ~0,5 км от гейзера Первенец вниз по р. Шумная); 25 — Конус Савича; 26 — Склоновое; 27 — источник в верховье ручья Извилистый. На врезке показано расположение района исследований. Цветом выделены ТП, на которых встречены железистые осадки.

ке, как на устье, так и по ходу водотока (сидерогель, гётит и гидрогётит) — встречается на ТП 1, ТП 8, ТП 10, ТП 12 (см. рис. 1). *Вторая* — когда на некотором удалении от устья источников на смену одним осадкам приходят другие. Это происходит на различных геохимических барьерах в связи с изменением параметров системы (снижение температуры, удаление CO_2 из системы, изменение pH и др.), и тогда вместо образующегося на устье источника сидерогеля, на некотором расстоянии появляются *карбонаты* (арагонит — ТП 2, кальцит — ТП 9, ТП 14), или вместо серы осаждаются *гидроксиды* железа (ТП 3, ТП 15). *Третья группа* — осадки, образующиеся при смешении водотоков резко различного состава (сульфиды, оксиды и гидроксиды, сульфаты). Она была встречена на ТП 1, ТП 2 и ТП 7.

Железистые осадки

Железистые осадки представлены следующими минеральными классами: *сульфиды* (пирит, марказит, мельниковит, пирротин, канзит, макинавит), *оксиды и гидроксиды* (сидерогель, гидрогётит, гётит, гематит, маггемит), *сульфаты* (K-Na-, NH_4-, H_3O-ярозиты), *фосфаты* (вивианит, дестинезит. дельвоксит, фронделит, и др.), *карбонаты* (сидерит).

Сульфиды Fe образуются при T = 80–98° C в котлах, на устьях грифонов в источниках и на дне «сковородок» из сульфатной воды со сложной анионной частью $NH_4 \gg Fe \sim H > Al \sim Ca \gg Na \sim Mg > > Mn, K$. Образование гидроксидов железа, марказита, пирита или сульфурита на устьях источников и гидроксидов по их руслу объясняется различной концентрацией H_2S, различными соотношениями

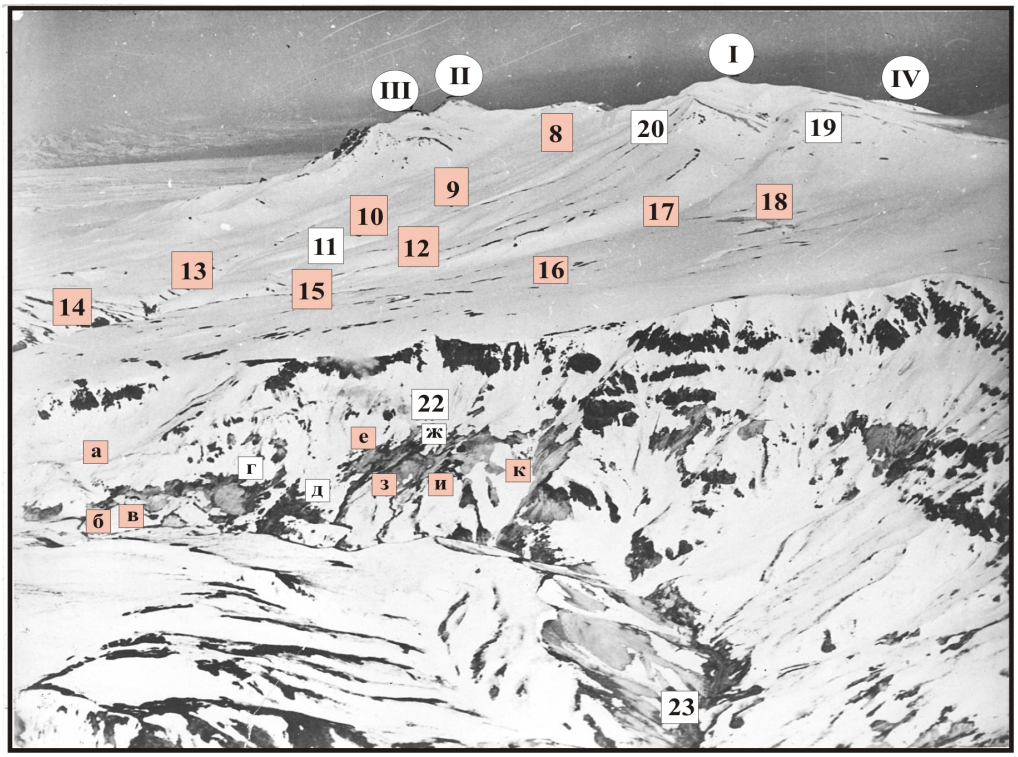


Рис. 2. КДВЦ со стороны р. Гейзерной (фото В. И. Белоусова, июнь 1967 г.). I — сопка Жёлтая, II — конус Савича, III — гора Пик, IV — сопка Безымянная. Названия термальных полей см. на рис. 1. Участки Верхне-Гейзерного термального поля: а — ручей Кровавый, б — Малышка, в — Большая фумарола, г — Лагерный, д-е — Термальное болото (д — нижняя площадка, е — верхняя), ж — исток ручья Горячего (виден столб пара), з-и — ручей Тёплый (з — северная площадка, и — южная), к — ручей Подъёмный. Цветом выделены поля и участки ТП 22, где встречаются железистые осадки.

концентраций H_2S, Fe^{2+} и Fe^{3+}, а также различными значениями pH. Известно, что марказит осаждается в кислой среде, а пирит — в слабокислой или нейтральной. В источниках *группы А* высокое содержание H_2S вместе с низкими значениями pH растворов (pH = 1,9–2,5) препятствует отложению гидроксидов железа. В этой группе горячих источников лежащие на дне обломки породы покрыты пленкой марказита, т. к. за счёт поступления H_2S среда восстановительная. Выше, до границы «вода — воздух», происходит окисление H_2S кислородом воздуха и выпадает самородная сера. Далее, на границе «вода — воздух», за счёт падения температуры и испарения минерализованных вод образуется гипс, когда соотношения компонентов в воде такие: $Fe \gg Al > Ca > Mg > H > Na, NH_4, Mn, K$ или кремнезём, если $Ca \sim Al \sim H > Na \sim Mg > Fe, K, NH_4, Mn$. На устьях источников *группы Б* происходит осаждение марказита или пирита. Пирит часто имеет кубический габитус и штриховку на гранях. Кубический габитус кристаллов пирита типичен для слабых пересыщений [10]. Пиритный осадок на устье сменяется на некотором удалении плащом гидроксидов Fe при таких соотношениях компонентов в воде: $NH_4 \gg Na \sim Ca \sim Mg > K > Fe$. Часто на устьях небольших выбрызгивающих источников осаждается мельниковит, сменяющийся в местах попадания брызг гидроксидами железа. В *группу В* объединяются источники, на устьях которых осаждаются гидроксиды железа (гётит и гидрогётит) с небольшой примесью марказита и ярозита. В воде, из которой осаждаются эти осадки, соотношения компонентов таковы: $Fe \gg Al \sim Ca > Mg \sim H > Na, NH_4, K, Mn$. Источники, на устьях которых отлагается сульфурит, сменяющийся вниз по течению водотока гётитом и гидрогётитом, объединены в *группу Г*. Известно, что когда содержание H_2S невелико и не может предотвратить выпадение гидроксидов железа, непосредственно на устье образуется сульфурит, а ниже — в местах растёка термальной воды — гидроксиды железа. Без участия H_2S и CO_2 в зависимости от окислительно-восстановительного потенциала могут формироваться либо гидроксиды железа, либо магнетит [15]. Влияние H_2S сказывается на появлении сульфидов железа.

Сульфиды железа (пирит, марказит, мельниковит) образуются в источниках и на дне «сковородок» на устьях грифонов с $T = 80–98°$ С на ТП 3 в кратере СК, в источниках и котлах ТП 18, на ТП 22 сульфиды железа встречаются почти на всех участках (см. рис. 2). На последнем поле довольно часто пирит и марказит цементируют гальку и мелкие обломки породы, изредка встречаются канзит, макинавит и пирротин (Fe_8S_9).

Таблица 1. Химический состав железистых осадков, вес. %

Компоненты	ТП 1а					ТП 1б		ТП 2	ТП 3				ТП 6	ТП 7	
	727	800б	803а	1023г	1063б	1029в	1029 г.	755	896б	896в	898б	760а	912	1047б	1047в$_3$
SiO_2	8,20	12,48	17,48	13,32	6,28	8,62	4,54	14,92	2,34	8,42	3,84	1,44	5,07	13,94	9,64
TiO_2	0,25	0,04	0,80	<	<	0,18	0,12	0,20	0,32	0,16	0,25	0,13	0,06	0,01	0,23
Al_2O_3	<	3,03	8,04	4,53	1,67	4,23	2,25	1,37	1,95	4,70	5,59	2,66	2,54	4,10	3,96
Fe_2O_3	58,28	56,68	45,00	40,80	60,66	51,71	56,56	51,11	54,00	44,00	58,80	68,85	55,78	49,00	50,67
FeO	<	0,14	<		0,56			0,10				0,26	0,34		1,14
MnO	0,09	0,16	0,06	0,25	0,13	0,02	0,02	0,13	<	<	<	0,04	0,03	0,23	0,03
MgO	0,43	0,20	2,32	1,61	0,55	0,55	0,15	0,52	1,37	0,76	1,11	0,68	0,27	<	1,16
CaO	3,82	1,91	2,84	6,58	3,22	0,98	1,26	3,07	1,62	0,92	0,92	0,20	<	2,45	0,63
Na_2O	0,13	0,16	0,05	0,32	0,10	0,19	0,19	0,18	0,05	0,20	0,16	0,13	0,20	0,38	0,27
K_2O	0,24	0,12	1,02	0,24	0,24	0,24	0,24	0,24	0,84	0,24	0,48	0,24	0,12	0,24	0,24
H_2O^-	18,90	15,00	22,00	28,00	26,47	24,03	25,03	15,58	11,68	10,60	9,72	4,92	9,80	17,00	9,01
H_2O^+	8,99	8,22						10,44	14,50	15,40	13,10	14,56	13,13		11,73
P_2O_5	0,21	0,19	<	<	<	<	<	1,15	0,12	сл.	0,11	0,75	0,17	<	<
SO_3 (общ.)						8,37	10,00	0,37	11,68	14,15	6,00		12,74	12,58	11,63
CO_2	0,63	1,79		4,05		0,40									
П.П.П.												5,42			
Сумма	100,17	100,12	99,61	99,70	99,88	100,32	100,34	99,38	100,47	99,55	100,08	100,28	100,25	100,12	100,34

Продолжение таблицы 1.

Компоненты	ТП 8		ТП 9		ТП 10	ТП 12		ТП 14		ТП 22					
	542	543	573	573а	633/2	634/5	642	1053	1054	363	363а	9 Б	595	393	30
SiO_2	12,28	15,86	17,58	22,32	16,44	14,22	12,86	14,34	12,04	9,90	11,82	2,44	12,79	14,48	12,70
TiO_2	0,23	0,27	<	<	0,22	0,22	0,14	0,15	0,06	0,25	0,02	0,14	0,22	0,40	сл.
Al_2O_3	0,70	1,85	0,20	1,13	0,97	0,30	0,74	1,01	<0,02	2,11	1,37	2,83	0,38	4,06	15,11
Fe_2O_3	62,87	54,80	52,34	43,52	58,00	61,96	60,94	57,91	60,00	64,16	63,47	74,00	57,91	58,90	48,00
FeO	0,57	0,43	0,40	0,49	0,22	0,28	0,40	0,32	0,46	1,00	0,72	0,95	0,43	0,28	1,09
MnO	0,08	1,04	0,16	0,75	<	0,02	0,04	0,10	0,15	0,05	0,05	0,03	0,02	сл.	сл.
MgO	0,42	0,68	<	0,45	0,36	0,40	<	<	<	0,21	0,40	0,16	0,36	0,22	0,33
CaO	0,86	1,40	1,31	2,57	0,67	0,67	0,79	2,38	1,12	1,11	0,10	0,18	0,54	0,33	0,94
Na_2O	0,12	0,24	0,16	0,20	0,12	0,08	0,12	0,16	0,18	0,54	0,31	0,18	0,08	0,06	0,27
K_2O	0,12	0,12	0,12	<	0,12	0,12	0,12	0,12	0,24	0,24	0,12	0,10	0,12	0,12	0,32
H_2O^-	14,52	12,52	13,72	13,75	12,82	14,24	13,58	13,88	16,37	9,86	13,00	4,64	10,20	18,41	3,66
H_2O^+	6,71	9,86	9,71	12,66	8,67	7,56	8,22	6,93	7,51	8,13	7,65	11,98	11,58		13,41
P_2O_5	0,07	0,62	2,03	0,82	0,22	0,06	0,03	0,04	<	0,04	0,74	0,44	0,04	<	сл.
SO_3 (общ.)	<	<			1,78		0,66	0,82		1,65	<	1,36	4,78	2,46	3,78
CO_2	<	<	2,20		<		1,08	1,90	2,33	0,32	<				
П.П.П.															
Сумма	99,55	99,69	99,93	99,66	100,61	100,13	99,72	100,26	100,46	99,57	99,77	99,43	99,45	99,69	99,61

Таблица 2. Минеральный состав железистых осадков.

	ТП 1 а						**ТП 1 б**				ТП 2	**ТП 9**	
	727	**730б**	**803а**	**827**	**1023 г.**	**1063б**	**1029в**	**1029г**	**1031**	**819**	**755**	**573а**	**579**
Сидерогель	86	81	66	74	68	87	65	66	71	85	73	64	45
Гётит + гидрогётит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	–
Марказит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	–
Ярозит	—	—	—	—	—	—	11	21	—	—	—	—	–
Алунит	—	—	—	—	—	—	11	5	—	4	—	—	–
Опал	—	—	—	—	—	—	—	—	11	—	—	—	–
SiO_2 аморф.	—	—	2	—	5	—	10	4	—	—	6	15	24
Алюмогель	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	–
Аллофан	—	—	—	14	—	—	—	—	3	—	—	—	–
Каолинит	—	—	5	—	3	—	—	—	—	—	—	—	–
Дельвоксит	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	4	3	9
Вады	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	1	2
Гипс	1	1	—	—	—	—	—	2	8	—	1	—	1
Кальцит	—	—	—	—	9	—	1	—	—	—	—	—	–
Сидерит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	–
Мех. примесь	12	17	27	12	15	13	2	2	5	11	16	17	19

Таблица 2. Продолжение.

	ТП 3					**ТП 7**			**ТП 14**	**ТП 22**			
	896б	**896в**	**898б**	**759**	**760**	**1047б**	**1047в$_2$**	**1047в$_3$**	**1054**	**9Б**	**30**	**41**	**393**
Сидерогель	—	—	—	—	—	—	30	53	75	—	—	—	–
Гётит + гидрогётит	64	49	79	85	80	50	—	—	—	85	76	55	74
Марказит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2
Ярозит	21	27	14	2	8	15	—	19	—	4	3	—	–
Алунит	5	12	—	7	7	10	—	10	—	—	—	6	–
Опал	—	—	1,5	1	—	18	—	—	—	—	8	—	10
SiO_2 аморф.	0,5	8	—	—	—	—	—	11	19	—	—	—	–
Алюмогель	—	—	—	—	—	—	35	—	—	—	—	—	–
Аллофан	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7	—	32	–
Каолинит	—	—	—	—	—	—	24	—	—	—	—	—	9
Дельвоксит	0,5	—	0,5	1	3	—	2	—	—	—	—	—	–
Вады	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	–
Гипс	—	—	—	3	—	7	—	1,5	—	2	—	3	2
Кальцит	—	—	—	—	—	—	—	0,5	3	—	—	—	–
Сидерит	—	—	—	—	—	—	4	—	3	—	—	—	–
Мех. примесь	4	4	5	1	2	—	5	5	—	2	13	4	3

Таблица 3. Химический состав воды некоторых источников КДВЦ, из которой осаждаются железистые осадки (мг/л).

№ обр.	ТП 1										ТП 2					
	726	**727**	**728**	**800б**	**800б***	**1023г.**	**1063б**	**1063б***	**819**	**1029в**	**755**	**756**	**823**	**1050а**	**1050б**	**1050в**
H^+			1,32							0,90						
NH_4^+	6,00	4,50	0,10	7,50	2,00	12,80	5,30	13,00	11,30	6,20	3,00	3,80	18,00	10,00	3,00	11,20
Na^+	27,00	27,00	6,00	35,90		27,60	39,80		53,90	55,00	41,00	41,00	46,00	41,40	41,40	42,90
K^+	2,90	2,90	0,40	2,10		1,60	2,50		3,10	3,00	4,20	4,40	4,50	2,60	2,70	3,20
Ca^{2+}	473,00	503,00	142,00	525,00		381,00	533,00		579,10	489,00	281,00	327,00	417,00	446,20	441,30	392,80
Mg^{2+}	112,00	69,00	23,00	90,00		60,00	85,20		94,80	99,70	103,00	105,00	100,00	89,20	81,90	94,00
Mn^{2+}	0,30		3,00	1,20		2,00	0,90		2,30	2,10			0,27			
Fe^{2+}			<		60,00			98,25		<						
Fe^{3+}			2,00		<			1,75		3,90						
Al^{3+}	0,30		11,00							36,40						
HCO_3^-	257,00	197,00		183,00	536,40	155,00	160,00		101,50		71,00	270,00	443,00	483,10	448,00	406,00
Cl^-	0,70	0,70	<	2,80		2,10	1,40		<0,5	3,60	1,40	<0,5			<0,5	1,40
F^-			0,40	0,50		0,30	0,40		2,30	2,00				0,50	0,08	0,09
SO_4^{2-}	1364,00	1392,00	540,00	1498,00		1094,00	1513,00		1651,20	1956,00	1085,00	1066,00	1230,00	1094,40	1075,20	1036,80
HSO_4^-			60,00							61,10						
CO_3^{2-}																
$H_4SiO_{4р.}$	75,3	67,0	57,5	64,0		67,8	46,30		27,5	77,2	155,00	160,00	146,00	132,00	132,00	126,00
$H_4SiO_{4к.}$	<	17,3	48,5	12,0		8,2	<0,1		22,5	14,3	9,50	14,00	19,00	48,00	85,50	79,00
H_3BO_3	<	<	9,0	<		<	1,40		2,2	1,8	<0,6	0,60		5,60	4,50	4,30
M, г/л	2,32	2,28	0,90	2,42		1,81	2,39		2,55	2,80	1,75	3,33	2,42	2,35	2,32	2,22
pH п.				5,80			6,41		6,80				5,46	6,99	6,86	
pH л.	7,95	7,85	2,95	7,70		8,09	7,72		7,65	3,10	7,9	7,6	7,68	7,15	7,10	7,77
$T°$ C	18	18	4	13			18		10	хол.	38	39	38	35	35	35
Eh, mv				-120						220			40			

Продолжение табл. 3.

№ обр.	ТП 6		ТП 7					ТП 21	ТП 12		ТП 9			ТП 10	ТП 27	
	912	913	1047б	1047б*	1516	1047в	1048	1057	634	642	573	573а	901	633	866	866а
H^+	3,80	3,50	2,40		1,28											
NH_4^+	8,50	6,20	12,80	7,50	1,70	8,80	8,80	2,20	<0,1	0,10	0,40	<0,1	<0,5	<0,1	<0,5	<0,5
Na^+	42,90	42,90	27,80		30,60	1,20	12,40	1,40	6,60	4,60	25,60	6,50	30,70	23,50	6,90	6,90
K^+	3,90	3,90	2,30		1,40	1,70	1,90	0,60	25,30	1,96	4,80	1,10	5,00	4,90	0,40	0,90
Ca^{2+}	309,00	308,00	262,00		268,50	12,40	24,20	0,60	13,50	11,20	53,10	10,40	89,80	41,08	48,10	47,30
Mg^{2+}	45,70	45,70	40,10		26,80	7,30	8,60	0,20	3,40	4,60	8,60	2,70	8,70	10,60	6,90	6,00
Mn^{2+}	0,60	0,50	0,70		2,70	<0,1	<0,1									
Fe^{2+}	74,70	64,20	9,20		<											
Fe^{3+}			30,20	120,00	61,40											
Al^{3+}	52,00	66,70	41,00		38,30			0,08								
HCO_3^-						58,60	26,80	7,30	69,30	61,00	256,30	42,70	655,10		41,50	32,30
Cl^-	19,80	18,40	18,80	18,40	12,10	6,40	7,10	<0,5	1,41	1,40	1,41	1,40		2,12	<0,5	<0,5
F^-	1,40	1,80	0,70		0,85	0,60	0,50	0,40							0,60	0,50
SO_4^{2-}	1490,00	1416,00	1225,00		1191,10	48,00	101,00	5,30	9,30	3,50	24,60	8,60	76,80	221,90	134,00	124,80
HSO_4^-	163,00	141,00	101,00													
CO_3^{2-}																3,60
$H_4SiO_{4р.}$	142,0	65,5	138,0		142,70	52,0	55,5	13,00	70,00	100,00	165,00	22,00	160,00	209,00	69,00	39,00
$H_4SiO_{4к.}$	4,5	48,1	<0,1		97,10	17,0	12,3	0,20	19,00	100,00	17,00	0,10	25,00	<4,00	27,00	30,50
H_3BO_3	6,4	9,2	4,3		2,50	4,3	<0,6	<0,6	<0,6	<0,6	<0,6	<0,6	2,20	<0,6	2,20	1,50
M, г/л	2,37	2,24	1,91		1,88	0,26	0,26	0,03	0,22	0,29	0,56	0,10	1,05	0,51	0,34	0,29
pH п.	2,84	2,84	2,83	2,83		7,28	7,48	5,90	6,26		6,67	8,04	6,16	5,28	7,40	7,40
pH л.	2,50	2,54	2,68		2,94	7,60	7,13	6,00	7,30	7,90	7,65	7,10	8,04	4,05	7,70	9,25
T, ° C	15	16	13		11	13	13	16	26	хол.	21	21	27	8,5	6,6	6,6
Eh, mv	550	550	105			390			30		10	10	10	65	20	±0

Окончание табл. 3.

№ обр.	ТП 3					ТП 14		ТП 8	ТП 22						
	896б	896в	898б	759	762	1053	1054	542	363а	393	536	595	607	608	631
H^+	2,80	4,30	2,80	5,00	6,90					5,40	2,50		6,80	0,60	3,80
NH_4^+	3,00	9,00	30,00	18,70	3,00	3,00	3,00	0,10		150,00	35,30	4,00	1,80	150,00	3,80
Na^+	46,90	47,90	38,30	45,40	35,30	24,60	39,20	10,00	4,10	8,60	13,30	42,00	9,20	8,50	6,90
K^+	3,50	3,90	3,80	1,60	5,40	5,20	5,10	2,00	1,30	2,40	8,30	10,00	2,30	1,80	2,80
Ca^{2+}	489,00	477,00	184,00	385,00	481,00	77,20	37,10	30,10	7,60	10,40	14,40	65,00	8,80	8,00	18,40
Mg^{2+}	68,10	65,70	77,80	77,80	131,00	23,70	15,80	5,90	2,70	30,20	8,30	14,00	2,40	3,40	15,10
Mn^{2+}	4,40	4,40	3,30	2,70	2,50	<0,2	<0,2		0,80			1,00	0,20	0,30	
Fe^{2+}	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3				22,30				
Fe^{3+}	34,60	165,00	112,00	653,00	966,00	<0,3	<0,3			41,00	29,40		15,60	2,20	46,90
Al^{3+}	40,60	84,00	31,00	174,00	261,00	0,20	0,20			56,70	8,70		18,00	27,70	47,00
HCO_3^-						283,00	271,00	62,20	48,20			88,00			
Cl^-	6,40	15,60	7,80	32,60	39,70	1,10	<0,5	2,10	2,10	<0,5	1,40	2,00	3,60	4,30	4,20
F^-	2,10	3,50	2,30	20,60	26,80	0,60	0,60			0,70			0,01		
SO_4^{2-}	1891,00	2246,00	1411,00	3598,00	4796,00	138,00	25,00	38,40	1,90	1021,00	995,00	276,00	504,00	595,00	696,00
HSO_4^-	146,00	269,00	112,00	458,00	518,00					211,00	25,00		131,00		97,00
CO_3^{2-}							3,30								
$H_4SiO_{4р.}$	96,00	143,00	28,40	335,00	487,00	149,00	161,00	115,00		375,0	456,0	213,0	415,0	347,0	317,0
$H_4SiO_{4к.}$	47,00	11,00	25,00	104,00	249,00	<0,1	<0,1	<0,1		65,0	50,0	287,0	<0,1	<0,1	37,0
H_3BO_3	<0,6	<0,6	<0,6	7,10	1,10	<0,6	<0,6	<0,6		9,3	<0,6	<0,6	3,5	1,5	<0,6
M, г/л	2,88	3,55	2,33	5,92	8,01	0,70	0,56	0,27	>0,07	1,29	1,67	1,00	1,12	1,15	1,30
pH п.	3	2,84	2,66			7,28	6,70			2,20	3,02	6,28	2,46	3,66	
pH л.	1,65	2,46	2,64	2,4	2,25	7,80	8,16	7,17		2,30	2,65	7,25	2,22	3,30	2,50
T, ° C	хол.	18	97	97	32	29	26	29	<16	36	87	58	88	94	
Eh, mv	460	430	200								400	50	430	440	

Примечание. *— *полевые замеры компонентов. Пробы: 607/79 = ист. 9Б, 608/79 = ист. 9В, 631/79 = ист. 9А; ТП 1–ТП 27 — расположение термальных полей см. рис. 1.*

Таблица 4. Типы барьеров, на которых в районе КДВЦ происходит образование железистых и некоторых других химических типов осадков.

Физико-химические условия		**Состав вод, поступающих к геохимическому барьеру**											
Окислительно-восстановительные		**Кислородные воды (O_2)**				**Глеевые воды (CO_2)**				**Сероводородные воды (H_2S)**			
Щёлочно-кислотные		**Сильнокислые**	**Кислые и слабокислые**	**Нейтральные и слабощелочные**	**Сильнощелочные (содовые)**	**Сильнокислые**	**Кислые и слабокислые**	**Нейтральные и слабощелочные**	**Сильнощелочные (содовые)**	**Сильнокислые**	**Кислые и слабокислые**	**Нейтральные и слабощелочные**	**Сильнощелочные (содовые)**
Границы pH в зоне гипергенеза		<3	3 – <6,5	6,5–8,5	>8,5	<3	3 – <6,5	6,5–8,5	>8,5	<3	3 – <6,5	6,5–8,5	>8,5
Геохимический барьер	**Кислородный**	Fe	Fe, Mn	Mn	–	Fe	Fe, Mn	(Fe), Mn	(Mn)	S, (Fe)	S	S	S
	Сульфидный (сероводородный)	–	–	–	–	Fe	Fe	Mn, (Fe)	–	–	–	–	–
	Щелочной	Mn, Fe	–	–	–	Mn, Fe	Mn, Fe	Mn	–	Mn, Fe	–	–	–
	Испарительный	Mn, Fe, S	–	Ca, S	–	Mn, Fe, S	–	Ca, S	–	Ca, S	–	Ca, S	–
	Сорбционный	Si	Si, S	S	S	Si	Fe, Mn, Si	–	–	–	–	–	–
	Термодинамический	–	–	–	–	–	Mn, Fe, Ca	Ca, Mn	–	–	Ca	Ca	–

Примечание. Сокращенная таблица, показывающая барьеры, на которых осаждаются Fe *осадки и осадки элементов, встречающихся в парагенетических ассоциациях с ними.*

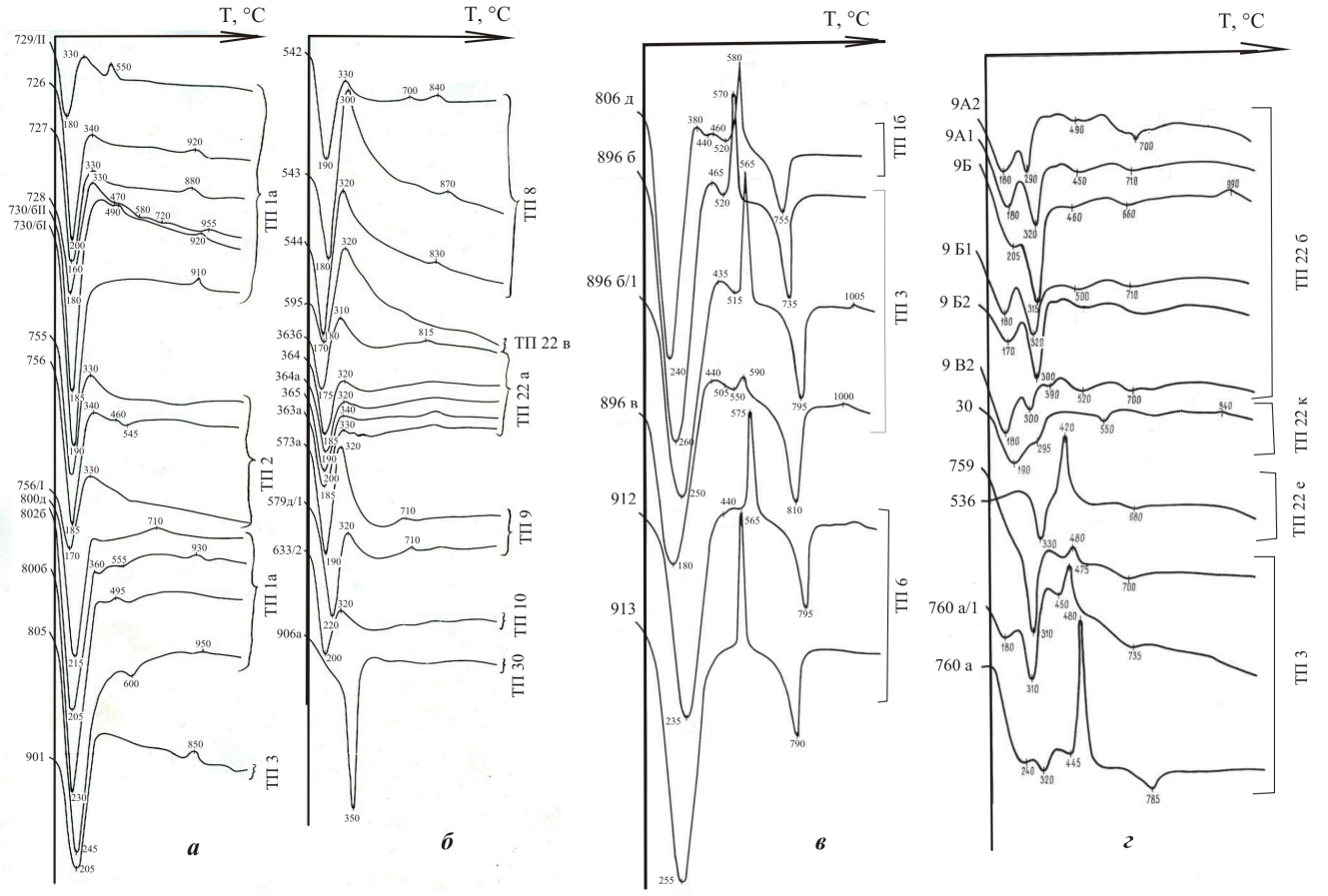


Рис. 3. Термограммы железистых осадков КДВЦ. Расположение термальных полей (см. рис. 1), участков ТП 22 (см. рис. 2). На рис. 3 а-б приведены кривые ДТА сидерогелей на некоторых полях. Кривые ДТА образцов, состоящих преимущественно из гётита, гидрогётита и H_3O-ярозита показаны на рис. 3 в. На рис. 3 г — кривые ДТА образцов, состоящих преимущественно из гётита и гидрогётита, с примесью ярозита (обр. 9А1, 9А2, 9Б1, 9Б2, 9В2), каолинита (9Б, 30); обр. 760 и 760а состоят из гётита и гидрогётита с примесью марказита (+) 475–480° С и ярозита — (−) 400–480° С и (−) 720–800° С; обр. 536 и 759 состоят из гётита с примесью марказита.

На ТП 22 сульфиды нередко представлены корочками, центральная часть которых состоит из пирита, а ближе к краям — из пирита и мельниковита или из мельниковита, пирита и марказита. На дне некоторых ручьёв (ТП 15), около грифонов с $T = 20 - 22°$ С были чёрные участки размером $(0{,}3-0{,}5) \times (1-1{,}5)$ м, представленные пиритом. В 1997 г. по ручью Кислому сошёл лахар, образовавший на последних километрах большое каолинитовое поле. В зоне впадения ручья в р. Светлую (истоки р. Мутной, ТП 7), был каолинитовый слой более 10 см мощностью, при высыхании которого образовывались скорлупы этого осадка, разделенные двумя слоями кубических кристаллов пирита мощностью до 5 мм. Самый верхний каолинитовый слой имел мощность 1–2 см, следующий — 3–4 см, нижний слой, на момент обследования, был ещё влажный. Условия, при которых возможно образование этих осадков, в том числе пирита, показано в статье [8]. Рассмотрим подробнее отдельные минералы.

Канзит был обнаружен рентгеновским методом в сульфидной корочке на ТП 22, з (см. рис. 2) совместно с пиритом и мельниковитом. В датированных отложениях Челекена Л. М. Лебедев [12] установил метастабильные сульфиды железа, которые существуют короткое время (несколько месяцев) и последовательно переходят один в другой в следующем порядке: аморфный моносульфид железа → → канзит → макинавит → мельниковит. Он показал, что мельниковит никогда не возникает путём реакции между железом и серой, а требует для своего возникновения предшествующего существования макинавита в системе. Им было отмечено, что на последовательность превращения в указанном выше ряду не оказывают влияния ни колебания температуры, ни какие-либо изменения pH или окислительно-восстановительного потенциала. Определяющий фактор — избыток серы в системе. Происходит увеличение сернистости соединений по схеме: $FeS \rightarrow Fe_3S_4 \rightarrow FeS_2$.

Пирротин Fe_8S_9 был обнаружен микрозондовым анализом в сульфидной корочке, в которой определены также канзит и пирит. Эта корочка, цементирующая мелкие обломки породы, была отобрана

на устье одного из источников. Пирротин неустойчив и переходит в марказит, а затем в пирит [10].

Пирит образуется из слабокислых и щелочных вод и в районе КДВЦ очень часто встречается в виде куба (иногда до 1–3 мм), реже пентагон-додекаэдра и их комбинации. Часто на гранях куба наблюдается комбинационная штриховка. Подобная штриховка возникает в процессе роста кристаллов в изменившихся условиях, на месте куба постепенно формируются грани пентагон-додекаэдра. Кубический габитус типичен для слабых пересыщений, появление на гранях грубых и редких штрихов указывает на интенсивно минерализованные зоны [4, 10]. Кубические кристаллы пирита встречаются на ТП 7, ТП 18, ТП 22. На поверхности белых каолинитовых котлов на ТП 18 часто наблюдается чёрная плёнка, состоящая из очень мелких кубических кристаллов пирита, что наглядно показал электронный сканирующий микроскоп. Наиболее разнообразные формы выделения пирита на ТП 22: это кубические кристаллы на устьях источников и небольших котлов, иногда пентагон-додекаэдрические кристаллы и комбинации этой формы с кубом; редко встречаются чёрные котлы, в которых осадки представлены взвесью очень мелких кубических кристаллов пирита. На этом поле галька изменённых пород часто цементируется сульфидами, состоящими из пирита или пирита и марказита. На отдельных участках ТП 22 в осадках встречается метаколлоидный пирит в виде характерных сферических агрегатов мелких глобулей. Пирит часто образуется на устьях горячих источников с $T > 90^\circ$ С, но на ТП 7, в зоне смешения вод ручья Кислого и реки Светлой, образование минерала происходило в при $T < 16^\circ$ С.

Марказит встречается в виде ромбо-дипирамидальных, реже радиально-лучистых агрегатов и нередко наблюдается в срастаниях с пиритом. Подобные срастания особенно хорошо видны в аншлифе. Марказит часто нарастает на кубические кристаллы пирита, образуя около него «рубашку», что указывает на смену условий образования. Марказит осаждается из кислых вод с pH = 1,9–3,25, часто покрывая тонким слоем гальку и мелкие обломки пород, находящиеся в воде.

Под названием *мельниковит* известны скрытокристаллические метаколлоидные образования чёрного или серо-чёрного цвета и плотного или рыхлого сложения. Этот минерал встречается на устьях горячих источников, в небольших котлах и сковородках на ТП 22 (участки в, з-и и др., см. рис. 2). Образование мельниковита происходит, по мнению ряда исследователей, в более щелочной среде, чем пирита, и происходит в условиях слабо восстановительной среды, что ведёт к более низкому, чем в пирите, соотношению Fe : S. Со временем мельниковит переходит в пирит.

Метастабильные тонкодисперсные фазы макинавит, канзит, мельниковит со временем переходят в стабильный яснокристаллический пирит. Образование этих тонкодисперсных фаз типично для первичных осадков в зонах разгрузки глубинных горячих минерализованных вод [4].

Оксиды и гидроксиды.

На КДВЦ *железистые осадки из близнейтральных вод*, представлены преимущественно сидерогелем, гётитом и гидрогётитом. На устьях холодных и теплых близнейтральных источников осаждается *сидерогель*, переходящий со временем в *гидрогётит* и *гётит*. Два последних минерала часто образуются на устьях горячих источников с температурой 90–97° С.

Сидерогель в кратере вулкана Старый Кихпиныч осаждается на устьях тёплых источников на ТП 1 ($\sim 20^\circ$ С), ТП 2 ($T = 37 - 39^\circ$ С) (на ТП 3 — в отдельные годы), образуя иногда «плащи» в $n \cdot 10\,\text{м}^2$. Истоком ручья Короткий Ключ (ТП 21) являются источники, на устьях которых осаждаются железистые осадки, расположены они на высоте 1–1,5 м над урезом воды, в западной стенке каньона (юго-восточный склон сопки Жёлтой). В августе 1981 г. в промоине снежника на расстоянии около 100 м от истока галька в ручье была покрыта сидерогелем до 1 см мощностью, вода в промоине имела $T = 16^\circ$ С, что свидетельствует о высокой температуре источников. В истоках реки Гейзерной «плащи» сидерогеля образуются на устьях тёплых (24–29° С) источников на ТП 8, ТП 9, ТП 10. В среднем течении ручья Прозрачного (ТП 13) по берегам выходит группа теплых (37° С) источников, на устьях которых осаждается сидерогель. Источники с $T \sim 29^\circ$ С имеются в правом борту реки (почти на урезе воды) и на середине крутого склона (источник Неожиданный), окружённые «плащами» сидерогеля (ТП 14). Когда вода этого источника достигает уреза воды р. Гейзерной, на крупных глыбах осаждается кальцит. Тёплые источники с «плащами» сидерогеля на устье встречаются и на ТП 22 (участки: а, з, и, к; см. рис. 2).

Холодные источники, на устьях которых сидерогель образует «плащи» в $n \cdot 10\,\text{м}^2$, расположены у подножия сопки Жёлтой (ТП 16 и ТП 17). На ТП 22 (участок а, ручей Кровавый) находится группа из 5–7 холодных источников, устья которых окружены небольшими куполами, образованными сидерогелем (диаметром в основании до 2,5 м, высотой до 1 м). Маломощный осадок образуется на устьях холодных источников в верховьях ручья Извилистого (ТП 27, см. рис. 1). В этих источниках самое высокое значение pH = 9,25.

Гётит и гидрогётит образуются на устьях горячих источников на ТП 22 (см. рис. 2, участки: б, в, з, и, к). До обрушения 1982 г. на ТП 3 был горячий источник, на устье и по руслу которого осаждался гётит и гидрогётит. После августовского землетрясения 1983 г. у южного подножия сопки Жёлтой возник источник Новый (ТП 17, T = 83° С), осадок представлен гётитом.

В районе каньона «Щёки» (ТП 5), в правом борту, на высоте около 1,5–2 м над руслом ручья, был скальный выход с гротом, высота которого 2,5–3 м, площадь пола $\sim 3 \times (4-5)$ м. Свод и пол ниши выполнен оксидами и гидроксидами железа, состоящими из маггемита, гётита и гидрогётита (данные рентгеновского анализа). Морфологические формы железистого осадка в нише в виде сталактитов и сталагмитов (высотой до 20 см), свидетельствуют о том, что в отдельные периоды со свода вода сочилась по каплям, но в 1981 г. на момент посещения в гроте было сухо. Грот образован в скале, сложенной конгломератом, цементом в котором служит чистейший галлуазит. Лахары [5], которые были в период 1983–1997 гг., перекрыли этот многометровый щелевидный каньон.

На границе тундры и восточного склона постройки вулкана Старый Кихпиныч, при выходе ручья Кислого из щелевидного каньона «Щёки» (см. рис. 1), в русле существовал водопад высотой более 3–4 м, где водоупором служил горизонт конгломерата, цементом в котором являлся лимонит. Мощность этого горизонта была более 0,5 м. Для исследования этот горизонт был недоступен. Этот участок оказался также погребён под материалом вышеупомянутых лахаров.

В отдельные годы русло ручья Кислого на протяжении $\sim$ 10–11 км, вплоть до впадения в реку Светлую, было покрыто тонким слоем плотного железистого осадка (обр. 1047 б, см. табл. 1, 2) представленного гётитом, гидрогётитом, аморфным кремнезёмом, алунитом, ярозитом, гипсом.

В средней части поля ТП 12 (см. рис. 1), берущего начало на западном склоне сопки Жёлтой, находится брекчия мощностью 0,4–0,5 м, цементом в которой служат гидроксиды железа. Эта брекчия является водоупором и также образует водопад, и только здесь, в русле ручья она обнажается. На участках, расположенных выше водопада было несколько источников (Д<0,5 л/с.), на устьях которых осаждался сидерогель, а ниже водопада находилась группа таких же небольших источников, но с осадком аморфной серы на устьях.

Карбонаты железа Сидерит осаждается с сидерогелем и тешемахеритом на устьях источников на правом берегу реки Гейзерной (см. рис. 1, ТП 14), расположенных ниже источника Неожиданный и в истоках реки Мутной (ТП 7). О его наличии в осадке свидетельствует только расчёт химического анализа.

Фосфаты железа достаточно редки в исследуемом районе. Минералы этой группы осаждаются из субщелочных вод, содержащих ион HCO_3^-. Фосфаты встречаются в качестве второстепенных минералов: вивианит и продукты его окисления с кальцитом (ТП 9), дельвоксит с сидерогелем (ТП 1 и ТП 9), в ассоциации с гётитом встречаются рокбриджеит и дестинезит на ТП 9. Наиболее разнообразны фосфаты железа на ТП 9 — вивианит, β-керченит, бобьерит, рокбриджеит, штренгит, дельвоксит, фронделит и дестинезит. На ТП 3 фосфаты представлены рокбриджеитом, на ТП 5 — дестинезитом.

На ТП 9 в $\sim$50 м от устья источника в шурфе на глубине 10 см в травертине был встречен вивианит. Травертин представлен слоистым зеленоватым кальцитом, быстро приобретающим на воздухе охристый цвет. Зеленоватый цвет травертина свидетельствует о восстановительных условиях в месте отбора образца. Минерал встречен в виде отдельных шестоватых кристаллов (длиной до 3 мм), а также в сростках. В свежем образце минерал прозрачный и бесцветный, приобретающий быстро, буквально на глазах, голубой цвет, затем индигово-синий. Минерал хрупкий, имеющий стеклянный блеск. $Ng = 1{,}632 \pm 0{,}002$; $Np = 1{,}600 \pm 0{,}002$; подтверждён рентгеновским анализом. Наличие бобьерита и ковдорсита в продуктах окисления вивианита свидетельствует о вхождении Mg в состав вивианита в качестве изоморфной примеси. Промежуточным продуктом выветривания вивианита является β-керченит. Диагностированы рентгеновским методом также дюфренит (краурит), дестинезит, рокбриджеит. В последнем минерале существует совершенный изоморфизм между Fe и Mn. Крайние члены этого ряда фронделит (Mn > Fe) и рокбриджеит (Fe > Mn). Дельвоксит определён только термическим методом.

Сульфаты железа представлены минералами *группы ярозита*: K-Na-, H_3O- и NH_4-ярозиты, которые образуются из кислых сульфатных вод с высоким содержанием железа. Эти минералы встречаются в осадках практически везде, где идёт осаждение из кислых сульфатных вод с высоким содержанием железа. В осадках с сульфатами железа можно выделить две парагенетические ассоциации.

Первая ассоциация встречается в кратере СК на ТП 1 (западная площадка), в зоне слияния всех истоков ручья Кислого в один (обр. 896 б-в), на ТП 6 (обр. 912, 913). Она имеет характерные термические кривые ДТА [7, 9]: глубокий крутой эндотермический пик $(-)$ $235-255^\circ$ С, затем крутой острый экзотермический пик $(+)$ $565-580^\circ$ С и глубокий второй эндотермический пик $(-)$ $755-795^\circ$ С (см. рис. 3). Пересчёт химического состава осадка на минеральный состав показывает (табл. 3), что более половины составляют гётит и гидрогётит, около 10% приходится на алунит (K-Na или H_3O) и более 20% — ярозит, в основном, H_3O-ярозит, иногда присутствует опал или гипс. Осадки окристаллизованы слабо, но присутствие алунита и ярозита подтверждают данные анализов — рентгеновского и термического. Эта группа осадков осаждается из кислой (pH < 3) холодной ($T < 16^\circ$ С) сульфатной воды, соотношение катионов в которой такие: $Ca > Al > Mg > H \sim Fe > Na \sim NH_4 > K, Mn$.

Вторая ассоциация представлена железистыми осадками ТП 3 с характерными кривыми ДТА [7, 9], на которых наблюдается эндопик $(-)$ $200-250^\circ$ С,

за ним экзопик (+) 350 – 450° С и двойной эндопик в области (–) 770 – 865° С. Первые два пика аналогичны таковым для геля аморфной гидроокиси железа, последний эндопик характерен для аморфной разности алунита — левигита. Первый эндопик соответствует аморфной гидроокиси железа, второй эндопик указывает на процесс десульфатизации, экзопик свидетельствует о явлении рекалесценции или самораскаливания (эффект Берцелиуса). Причиной самораскаливания является выделение энергии в виде тепла при быстрой кристаллизации аморфной гидроокиси железа в интервале температур 380–550° С [16]. Для геля аморфной гидроокиси железа является характерным наличие выраженного экзотермического пика (+) 300 – 340° С вслед за глубоким эндотермическим пиком (–) 170 – 200° С. Чем выше содержание иона HCO_3^-, тем выше и чётче пик, отвечающий за рекалесценцию. Осаждение осадка происходит из сульфатной воды, из катионов Ca преобладает, часто близко к нему содержание Fe и Mg, несколько меньше — Al. Известно, что «в слабо разбавленных растворах устойчив комплекс $[FeHSO_4]^+$, в разбавленных — аквакомплексы типа $[Fe(H_2O)_6]^+$. В обстановке разбавления растворов и некоторого увеличения щёлочности происходит окисление и гидролиз катионов, приводящий к выпадению гидроокислов железа, обычно в форме гётита или гидрогётита, или того и другого одновременно. При этом гидролиз и параллельное окисление закисного железа способствуют совместной кристаллизации гётита с основными сульфатами трёхвалентного железа (ярозит)» [14].

Заключение

Условия, при которых образуются железистые осадки в районе КДВЦ, очень разнообразны. Разброс значений pH, при которых осаждаются эти осадки, значителен (от 2,67 до 9,25), также, как и температур (от <16 до 97–98° С).

По составу осадков и условиям осаждения из вод эти осадки можно разделить на три группы. Однотипные осадки по всему водотоку (сидерогель, гётит и гидрогётит) — это *первая группа* (ТП 1, ТП 22 и др.). *Вторая* — осадки, образующиеся на устье источника, далее по ходу водотока сменяются другими при изменении параметров системы (pH, Eh, температуры, CO_2, H_2S). Так сидерогель переходит в карбонатный осадок (арагонит, кальцит) на ТП 2 и ТП 14, а сульфурит — в гидроксид (ТП 12). *Третья* — железистые осадки, образующиеся при смешении водотоков резко различного состава (ТП 7).

Железистые осадки представлены такими минеральными классами: *сульфиды* (пирит, марказит, мельниковит, пирротин, макинавит, канзит); *окислы и гидроокислы* (сидерогель, гётит, гидрогётит, лепидокрокит, гематит, маггемит); *сульфаты* (K-Na-, NH_4- и H_3O-ярозиты), *фосфаты* (вивианит, дельвоксит, фронделит, дестинезит и др.); *карбонаты* (сидерит).

Список литературы

1. *Белоусов В. И.* Геология гидротермальных полей в областях современного вулканизма М.: Наука, 1978. 137 с.
2. *Брайцева О. А., Флоренский И. В., Волынец О. Н.* Вулкан Кихпиныч // Действующие вулканы Камчатки. Т. 2. М.: Наука, 1991. С. 72–91.
3. *Брайцева О. А., Флоренский И. В., Пономарёва В. В. и др.* История активности вулкана Кихпиныч в голоцене // Вулканология и сейсмология. 1985. № 6. С. 3–19.
4. *Булах А. Г.* Общая минералогия. СПб.: Изд-во С.-Петерб. Ун-та, 1999. 356 с.
5. *Влодавец В. И.* Справочник по вулканологии. М.: Наука, 1984, 339 с.
6. Геохимия ландшафтов рудных провинций. М.: Наука, 1982, 261 с.
7. *Иванова В. П., Касатова В. Н., Красавина Т. Н., Розинова Е. Л.* Термический анализ минералов и горных пород. Л.: Недра, 1974. 399 с.
8. *Карданова О. Ф., Казьмин Л. А.* Условия образования глинозёмистых осадков в зоне смешения кислых и субщелочных водотоков в истоках реки Мутной // Материалы Ежегодной конференции, посвящённой дню вулканолога 28–31 марта 2007 г. Петропавловск-Камчатский, 2007, С. 213–227.
9. *Кашкай М. А.* Алуниты, их генезис, использование. М.: недра, 1970. Т. 1. 400 с.
10. *Костов И.* Минералогия. М.: Мир, 1971. 584 с.
11. *Лазаренко Е. К.* Курс минералогии. М.: Высшая школа, 1963. 559 с.
12. *Лебедев Л. М.* Минералы современных гидротерм. М.: Наука, 1979, 200 с.
13. *Набоко С. И.* Металлоносность современных гидротерм в областях тектономагматической активности. М.: Наука, 1980. 199 с.
14. *Постникова В. П., Яхонтова Л. К.* Минералогия зоны гипергенеза оловорудных месторождений Комсомольского района. Владивосток.: ДВНЦ АН СССР, 1984. 124 с.
15. *Стащук М. Ф.* Проблема окислительно-восстановительного потенциала в геологии. М.: Недра, 1968. 208 с.
16. *Чухров Ф. В.* Коллоиды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 671 с.

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

Петропавловск-Камчатский
ИВиС ДВО РАН, 2012 г.

УДК 551.217.24;549.1;571.66

Г. А. Карпов, Л. П. Аникин, А. Г. Николаева

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

Самородные металлы и интерметаллиды в пеплах действующих вулканов Камчатки и Исландии

Приведены новые данные о рудных образованиях и интерметаллических соединениях, а также сопутствующих им нерудных минералах, определённых в пеплах Корякского, Карымского вулканов Камчатки и вулкана Эйяфьяллайьёкюдль в Исландии. Сделан предварительный вывод о гибридном составе магмы, участвовавшей в извержении исландского вулкана.

Введение

Самородные металлы и интерметаллиды встречаются в месторождениях разного генезиса — в магматических, метаморфических и гидротермальных. Исследования [3–6] на Большом трещинном Толбачинском извержении 1975–1976 гг. позволили обнаружить большую группу самородных металлов и интерметаллических соединений также и в вулканических эксгаляциях — производных расплава магнезиальных базальтов, поступавших на поверхность с большой скоростью из области верхней мантии. Дифференциация многокомпонентной газовой фазы, отделившейся от магматического расплава при температуре более 1000° С [10], в приповерхностных условиях кратерной зоны на Северном прорыве БТТИ привела к формированию оруденения, в составе которого были обнаружены самородные элементы — Au, Ag, Cu, Pb, Bi, W, интерметаллические соединения, а также сульфаты, оксисульфаты, хлориды и оксихлориды Cu, Zn, Pb, Fe, Al, V, Te, Se, Bi, оксиды Fe и Cu. Доказательством переноса рудных элементов современными магматогенными флюидными системами в элементарном состоянии или в виде легко распадающихся при входе в атмосферу газовых комплексов является и обнаружение нами большого числа рудных образований в пеплах действующих вулканов Камчатки [7–9].

Основные результаты исследований

Минералогия пеплов Корякского вулкана. Эксплозивное извержение Корякского вулкана началось в октябре 2008 г. с выброса пепла и паро-газовой смеси из двух жерл, расположенных в привершинной, северо-западной части склона вулкана. Пепел этого извержения отличается тонкодисперсностью и светлым цветом. По исследованиям Л. П. Аникина в составе лёгкой фракции присутствуют полевые шпаты, кварц, вулканическое стекло. В тяжёлой фракции установлены амфибол, пироксены, оливин, шпинель, карбид кремния (?), корунд, графит, рутил, гранаты и пирит. Нами пепел отобран в мае 2009 г., на расстоянии более 20 км от вулкана, со снега. В составе пепла, помимо указанных выше минералов, большое место занимали субмикронной размерности шариковидные образования оксида железа, с дендритовидной структурой поверхности. Причём, удалось обнаружить, что они являются полыми (рис. 1). Обычными были также шариковидные, кавернозные зёрна самородной серы (рис. 2) и тонкодисперсного пирита. Интерес вызвало обнаружение зерна размером порядка 100 микрометров, которое состояло из агрегата микронных зёрен сульфида железа (рис. 3а), среди которых заметны включения ещё более мелких зёрен самородного Mo или (MoS_2?) (рис. 3б). В энерго-дисперсионном спектре этого вещества хорошо проявлены линии Mo.

Встречены также единичные зёрна угловатой формы, состав которых представлен интерметаллическими соединениями Fe, Mn, Cr, Ni, Ti, Cu (рис. 4).

Минералогия пепла Карымского вулкана. Извержение Карымского вулкана, начавшееся 2 января 1996 г., продолжается (по состоянию на март 2012 г.). По своему механизму оно относится к вул-

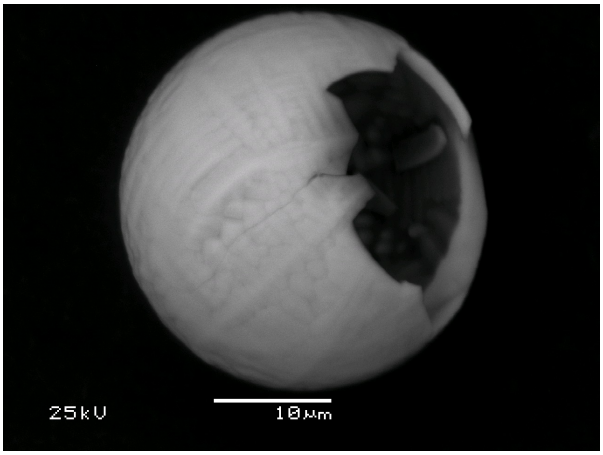


Рис. 1. Полые шариковидные образования FeO с дендритовидной структурой.

канско-стромболианскому типу, для которого характерны многочисленные, иногда очень мощные, взрывы и большой объём извергаемого газо-пеплового материала. Карымский пепел характеризуется тёмно-серым цветом, большой вариабельностью размеров частиц, но довольно хорошей выдержанностью химического состава [8]. Минералогия Карымских пеплов изучается с 1996 г. и уже достаточно хорошо описана нами [7–9]. В них определены многочисленные зёрна самородных Fe, Al, а также Cu, Zn, оксидов и сульфидов железа. Интерес вызвали находки субмикронных зёрен самородного серебра (рис. 5), состоящих из агрегата тончайших листочков микронной размерности. Кроме того, неоднократно встречены удлинённые, сложной морфологии и довольно крупные зёрна интерметаллических соединений, состоящие из агрегата тонких пластин, в составе которых определены Fe, Mn, Co, Ni, Cr, Mo, Cu, Ti и другие элементы (рис. 6).

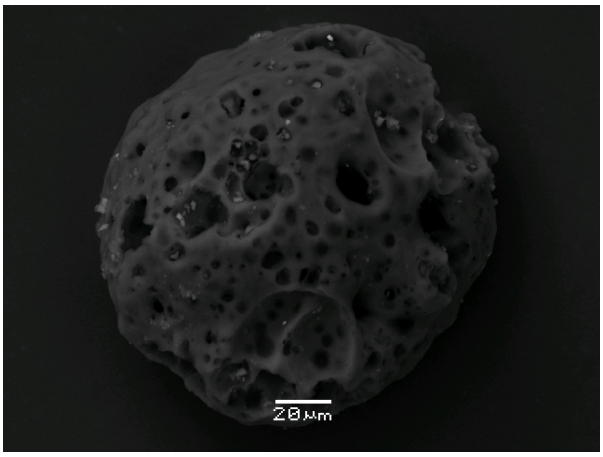
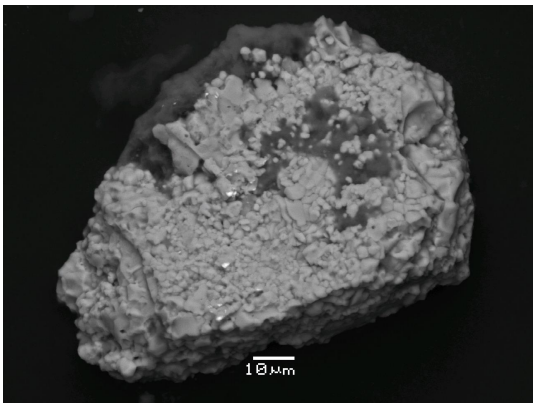
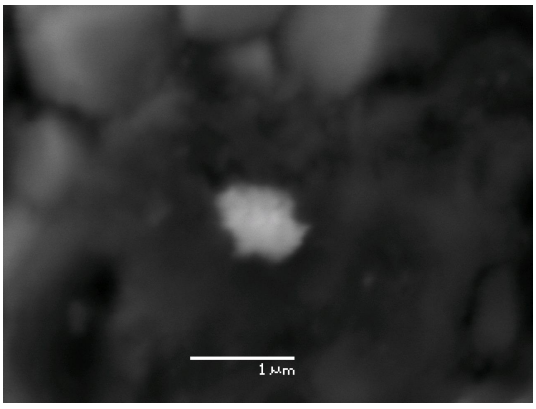


Рис. 2. Общий вид шариковидной частицы самородной S.



(а)



(б)

Рис. 3. Агрегат зёрен FeS2 с включениями Mo (MoS_2?) (а), зерно Mo (MoS_2?) в поле кристаллитов FeS_2 (б).

Минералогия пепла вулкана Эйяфьяллайьёкюдль. Проба пепла была отобрана Д. Г. Батуриным с земли вблизи вулкана во время его мартовского извержения 2010 г. и часть её была передана нам сотрудницей Института палеонтологии РАН Л. В. Зайцевой в сентябре 2010 г.

Общий вес пробы был 0,535 г. Без разделения на фракции от общей массы пробы было отсыпано 0,3 г для производства анализа содержания микро-

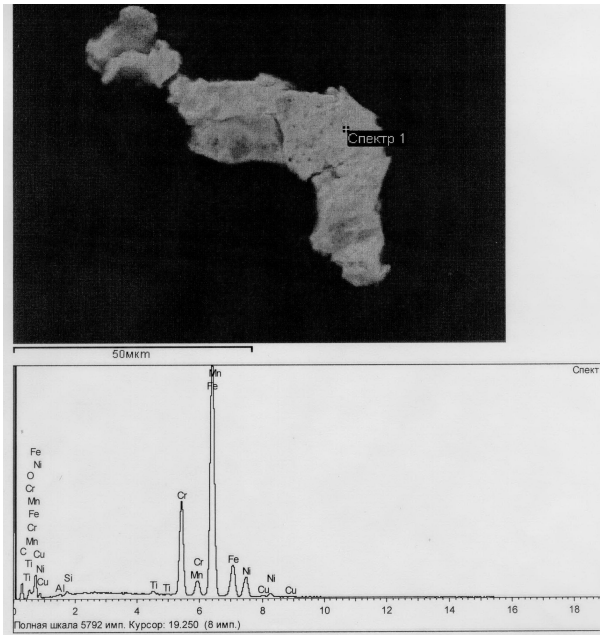


Рис. 4. Зерно интерметаллических соединений Fe, Mn, Cr, Ni, Ti, Cu.

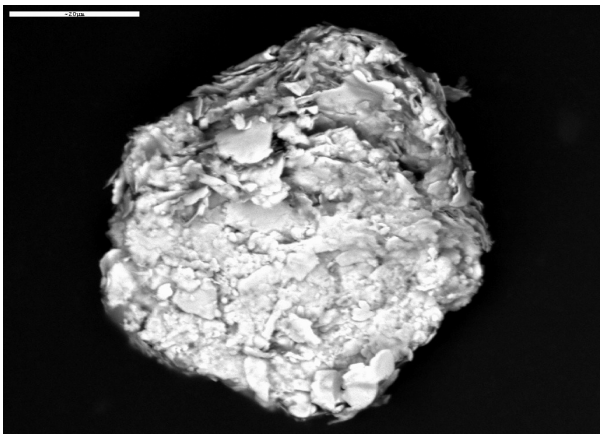


Рис. 5. Шариковидное зерно самородного Ag.

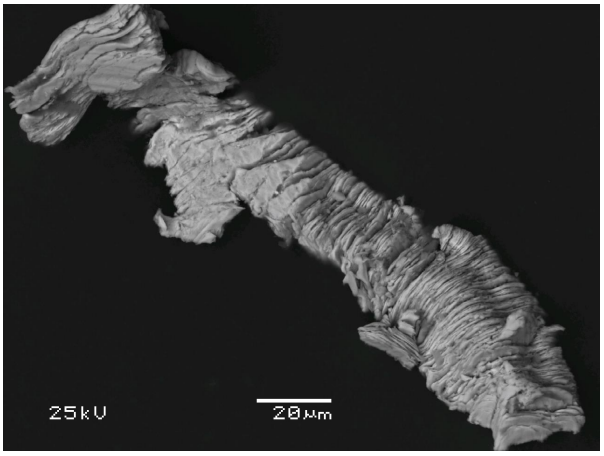


Рис. 6. Агрегат интерметаллических соединений Fe, Mn, Co, Ni, Cr, Mo, Ti.

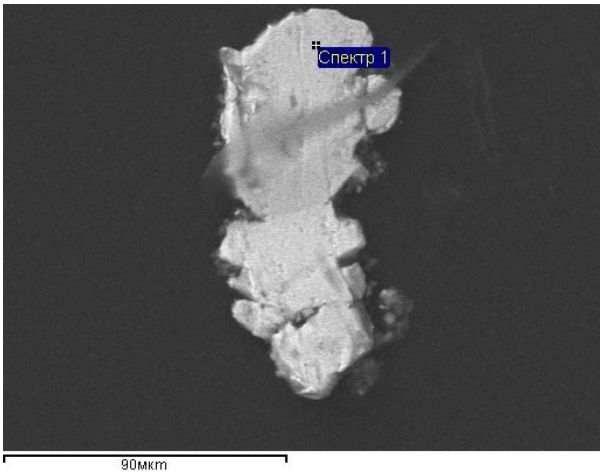


Рис. 7. Самородное Fe.

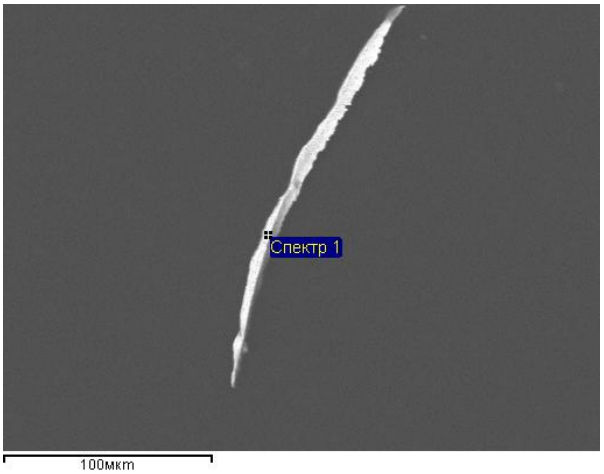


Рис. 8. Самородная Pt.

элементов. Оставшаяся часть на пластиковом сите была расситована на две фракции — менее 0,316 мм (проба 7078/1) и более 0,316 мм (проба 7078/2). Эти пробы были обработаны и исследованы по стандартной методике, изложенной в [8].

Тонкая фракция пепла представлена, в большей мере оплавленными частичками кислого вулканического стекла тёмного цвета, иногда комковатыми, бесформенными, с блестящей поверхностью. При исследовании на микрозонде было обнаружено, что часть обломков стекла содержит кристаллы пироксенов, рудного вещества, очень мелких лейст плагиоклазов и единичные зёрна оливина. Во включениях в кислом стекле определены апатит, ильменит, клинопироксен, магнетит. Интересно, что в отдельно встречающихся зёрнах оливина последний более магнезиальный, чем тот, что находится в стекле.

В составе крупной фракции присутствуют обычно обломки стекла основного состава изометричной формы, более светлого цвета, чем в тонкой фракции, с микролитами моноклинного пироксена, плагиоклаза и светло-зелёного оливина.

По данным визуального осмотра пробы пепла существенно различаются как по внешнему облику, так и по составу. Находки рудного вещества были сделаны преимущественно в тонкой фракции.

Всего выявлено 14 индивидуализированных зёрен рудных минералов (включая шарики, обогащённые рудными элементами). В их числе — самородные Pt, Fe, интерметаллиды Ti, Mn, Fe, Mn-гематит, якобсит, пирит, ильменит с порошкообразным гематитом на гранях, четыре характерные частички вулканического стекла в виде волос Пеле размером до 10–12 мм, 7 таблитчатых прозрачных кристаллов ангидрита (?) и несколько шариковидных зёрен вулканического стекла, богатого включениями интерметаллидов Ti, Mn, Fe.

Самородное железо. Самородное железо обнаружено в пробе № 7078/1. Его сильно магнитная частичка имеет форму пластинки с неровными краями и чистой, ровной поверхностью, размером 30×110 мк (рис. 7). В железе не обнаружено никаких примесей. Частички самородного железа, аналогичные по форме, размеру и содержащие микропримеси Si были неоднократно отмечены и в составе пеплов вулканов Карымский и Шивелуч на Камчатке, иногда в срастании со стекловатым матриксом породы [7–9].

Платина. Платина встречена в виде одного лентовидного, сужающегося к краям зерна тёмно-серого цвета, толщиной 0,5–8 мк и длиной до 200 мк, в пробе № 7078/2 (рис. 8).

Ильменит. В пробе № 7078/2 ильменит составляет основу ромбоэдрического зерна. Он слабомагнитен. В его составе отмечено присутствие Mg, Mn, Al, Ti и Si (рис. 9).

В пробе № 7078/1 встречено шариковидное зерно диаметром порядка 15 мк (рис. 10), в энергодисперсионном спектре которого преобладают линии Ti, Mn, Fe и присутствуют линии Si, Al, Ca, K и O. Мы интерпретируем это образование как вулканическое стекло, в котором рассеяны микрокристаллы марганцовистого оксида железа и титана, типа якобсита (?).

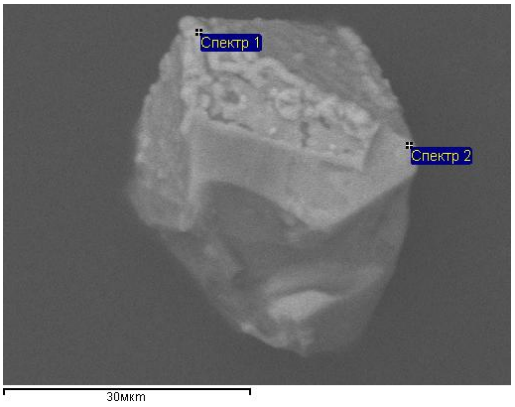


Рис. 9. Кристалл ильменита с порошковатым гематитом.

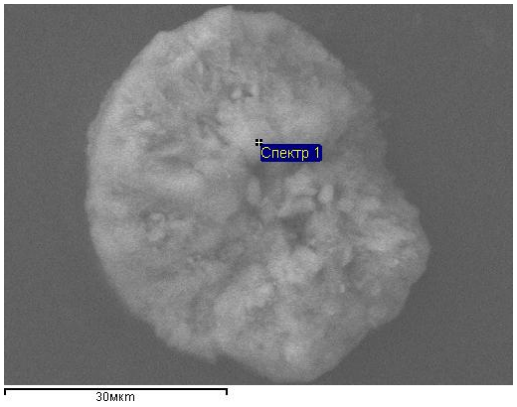


Рис. 10. Шариковидное зерно вулканического стекла с микрочастицами оксидов Fe, Ti, и Mn.

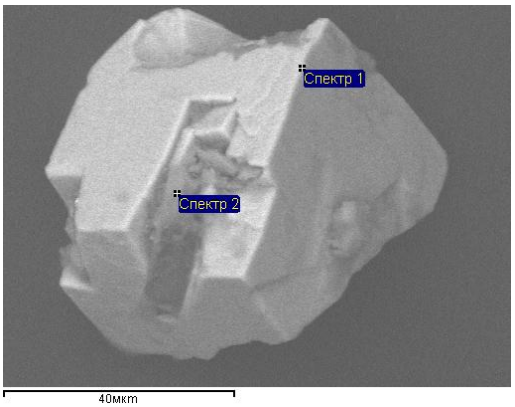


Рис. 11. Кристалл FeS_2 и включение магнийсодержащего вулканического стекла.

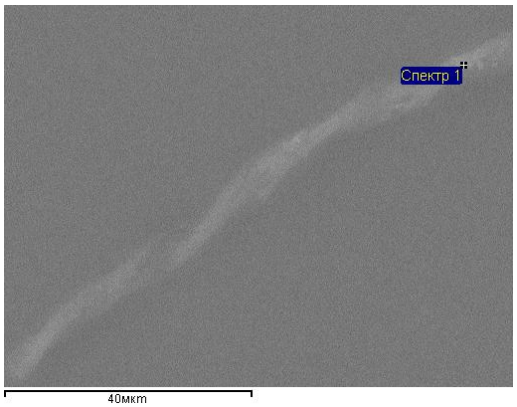


Рис. 12. Частичка волос Пеле.

Пирит. В пробе № 7078/2 пирит был встречен в виде хорошо огранённого кристалла кубического габитуса размером около 60 мк (рис. 11). По данным энергодисперсионного спектра и микрозондового определения содержаний Fe и S в составе минерала, они абсолютно точно соответствуют стехиометрии пирита. Примесей других элементов в пирите не отмечено. Но в полости кристалла содержится включение магнийсодержащего вулканического стекла.

Волосы Пеле. В пробе № 7078/1 волосы Пеле были обнаружены в виде четырёх нитевидных обломков (рис. 12). В их составе, помимо обычных для базальтового вулканического стекла — Si, Al, O, Ca, Mg, Na, Fe, присутствуют P и S.

Обсуждение полученных результатов

Исландия, как известно, является одним из самых активных, наряду с Камчаткой, регионов современного вулканизма. Геологическое строение Исландии, расположенной в рифтовой неовулканической зоне Срединно-Атлантического океанического хребта, по мнению многих исследователей, определяется наличием под ней горячего мантийного плюма [11–13], поднимающегося по данным [13] с границ нижней мантии и внешнего ядра Земли. Считается, что с действием этого плюма и связан вулканизм Исландии в последние 16 млн лет. Лавы вулканов Исландии по петрохимическим характеристикам относятся к щелочным и толеитовым базальтам [11] Судя по химическому составу пепла вулкана Эйяфьяллайьёкюдль (в %: SiO_2 — 52,19, TiO_2 — 1,6, Al_2O_3 — 13,8, $Fe_2O_3 + FeO$ — 10,2, MnO — 0,23, CaO — 3, MgO — 2,6, Na_2O — 4,2, K_2O — 1,6, P_2O_5 — 0,32, S — 0,076), приведённому в работе [1] (часть именно этого пепла была передана нам) и по нашим находкам в этой пробе мелких зёрен пироксенов, плагиоклазов и обломков стекла с вкрапленниками он относится к производным щелочных базальтов. Проба пепла грубой фракции № 7078/2 сильно отличается от тонкой фракции, как по цвету материала, так и по его составу. Главное отличие — в ней присутствуют индивидуализированные зёрна высокомагнезиального оливина. Можно предположить, что эти порции пепла имеют разноглубинное происхождение.

По данным [11] магматические породы Исландии обогащены Sr, лёгкими редкоземельными элементами (La, Sm и др.), Rb, Th и U. Повышенные содержания Sr (287 г/т), Y (68 г/т), Zr (506 г/т), Nb (57 г/т), Rb (39 г/т), Th (6,3 г/т) и U (2,2 г/т) отмечены и в пепле в. Эйяфьяллайьёкюдль по пробе № 7078 [1]. В работе [11] отмечается, что в условиях

исключительно высоких тепловых потоков в рифтовой зоне Исландии, обеспечивающих температурный градиент вблизи поверхности до 160° С/км, базальтовая магма может выплавляться из перидотитовой верхней мантии, расположенной здесь, судя по геофизическим данным, на глубине не более 15 км.

По нашему мнению, обнаруженная нами в пеплах вулкана Эйяфьяллайьёкюдль ассоциация рудных минералов, включающая Pt, самородное Fe и Mn-содержащий ильменит, может свидетельствовать в пользу непосредственно мантийного поступления их в продукты вулканизма. Не исключена и гипотеза об их извлечении из габброидов, залегающих в земной коре [14]. На такую возможность указывает обнаружение интерметаллидов Pt и Fe в осадках рифтовой впадины Маркова в Срединно-Атлантическом хребте [2]. Авторы этой работы предполагают генетическую связь ферроплатины с плутоническими пироксенит-габбровыми телами на океаническом дне. Вызывают минералогический интерес три обнаруженных нами факта — самородное Fe, высоко Mn ильменит и Pt. Для подтверждения наших выводов о генезисе материала пеплов вулкана Эйяфьяллайьёкюдль необходимы изотопные исследования продуктов его вулканизма.

Заключение

Приведённый материал позволяет сделать вывод о том, что современные вулканогенные флюидные системы имеют рудную нагрузку, т. е. являются рудоносными. Часто наблюдаемые в составе одной и той же пробы пеплов разновалентные (от максимально восстановленных до окисленных) состояния рудных компонентов свидетельствуют о сложной окислительно-восстановительной обстановке в зоне флюидного транспорта и, по-видимому, о чрезвычайной гетерогентности условий газотранспортных реакций в самой газово-пепловой колонне в процессе извержения. Обращает на себя внимание перенос вещества в виде самородных элементов, возможно, в виде кластеров или наночастиц.

В этой связи примечательно очень важное замечание авторов [10], которые отметили, что масштаб выноса летучих и халькофильных элементов (включая Pt и Pd) в составе газовой фазы Толбачинского извержения 1975 г. был значительно выше, чем их содержания в базальтах Северного прорыва БТТИ. Это может свидетельствовать об обособлении обогащённой металлами флюидной фазы в процессе подъёма магматического вещества в верхние горизонты земной коры, где при спаде давления и температуры и формируются зоны оруденения.

По материалу исследования пеплов исландского вулкана, в котором обнаружены зёрна самородных Pt, Fe и Cu, а также интерметаллидов Fe, Mn, Co, Cr, Ni, Ti, Cu, Mo, пирита, титаномагнетита и оксида железа, наряду со стеклом разного состава и очень вариабельным составом пироксенов, оливина и плагиоклаза, сделан предварительный вывод о гибридном составе магмы, участвовавшей в извержении.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 11–05-00 572.

Список литературы

1. *Батурин Г. Н., Зайцева Л. В.* Пепловое облако исландского вулкана. Природа.2010. № 10. С. 64–68.
2. *Бортников Н. С., Мочалов А. Г., Черкашев Г. А.* Самородные минералы и интерметаллиды благородных и цветных металлов в осадках впадины Маркова, Срединно-Атлантический хребет // ДАН. 2006. Т. 409. № 4. С. 522–527.
3. *Вергасова Л. П., Старова Г. Л., Серафимова Е. К.* Самородное золото вулканических эксгаляций шлаковых конусов Большого трещинного Толбачинского извержения // Вулканология и сейсмология. 2000. № 5. С. 19–27.
4. *Главатских С. Ф.* Самородные металлы и интерметаллические соединения в продуктах эксгаляций Большого трещинного Толбачинского извержения (Камчатка) // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313. № 2. С. 433–437.
5. *Главатских С. Ф.* Металлообразование в продуктах эксгаляций Большого трещинного Толбачинского извержения (Камчатка). Вулканология и сейсмология. 1995. № 4–5. С. 193–214.
6. *Главатских С. Ф., Трубкин Н. В.* Первые находки самородных вольфрама и серебра в продуктах эксгаляций Большого трещинного Толбачинского извержения (Камчатка) // Докл. АН СССР. 2000. Т. 373. № 4. С. 523–526.
7. *Карпов Г. А., Штеренберг Л. Е., Золотарёв Б. П. и др.* Рудные минералы в пеплах вулкана Карымский (извержение — январь 1996 г.) // Вулканология и сейсмология. 1999. № 2. С. 24–28.
8. *Карпов Г. А., Мохов А. В.* Акцессорные рудные минералы эруптивных пеплов андезитовых вулканов Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2004. № 4. С. 41–49.
9. *Карпов Г. А., Мохов А. В.* Микрочастицы самородных металлов, сульфидов и оксидов в андезитовых пеплах Карымского вулкана // Вулканология и сейсмология. 2010. № 3. С. 19–35.
10. *Меняйлов И. А., Никитина Л. П., Шапарь В. Н.* Геохимические особенности эксгаляций Большого трещинного Толбачинского извержения. М.: Наука. 1980. 235 с.
11. *Салтыковский А. Я.* Причины и возможные последствия извержения исландского вулкана // Природа. 2011. № 7. С. 22–29.
12. *Салтыковский А. Я., Титаева Н. А., Геншафт Ю. С.* Изотопия, геохимия базальтов Исландии и мантийный плюм // Вулканология и сейсмология. 1998. № 3. С. 25–38.
13. *Тимонин Н. И., Юдин В. В.* Исландский плюм и его воздействие на раннетриасовый вулканизм Северного Приуралья // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2003. № 12. С. 4–12.
14. *Шолпо А. В., Геншафт Ю. С., Салтыковский А. Я., Гренволд К.* Минералогические и петрохимические особенности глубинных пород Исландии и вопросы их петрогенезиса // Вулканология и сейсмология. 1993. № 1. С. 36–54.

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

Петропавловск-Камчатский
ИВиС ДВО РАН, 2012 г.

УДК 551.49+550.21

А. В. Кирюхин, О. О. Мирошник

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
г. Петропавловск-Камчатский
e-mail: AVKiryukhin2@mail.ru

Анализ эксплуатации Мутновского геотермального месторождения (Камчатка) с использованием термогидродинамических и геохимических данных

Для анализа эксплуатации Мутновского геотермального месторождения 1984–2011 гг. осуществлена сборка термогидродинамической модели-96 и на её основе созданы модели с различными модулями состояния флюида (EOS1 (вода+хлор ион), EOS2 (вода+CO_2), TMVOC (вода+неконденсирующиеся газы N_2, O_2, CO_2)). Для калибровки моделей используются следующие данные: расходы и энтальпии добычных и инжекционных скважин (1984–2006 гг.), изотопные (δD, ^{18}O) и газогидрохимические данные по режиму эксплуатационных скважин и прилегающих термальных источников. Показано, что ключевыми факторами формирования эксплуатационных запасов являются: (1) расход реинжекции; (2) «двойная пористость» резервуара; (3) функции капиллярного давления пар/вода; (4) притоки инфильтрационных вод.

Введение

Эксплуатация Мутновского геотермального месторождения (рис. 1) с установленной мощностью ГеоЭС 62 МВт чрезвычайно важна для развития энергетики Камчатки с использованием возобновляемых теплоэнергетических ресурсов. Кроме того, полученный опыт может использоваться при разработке других крупных геотермальных месторождений Курило-Камчатского региона, понимания связи вулканической, гидротермальной деятельности и рудообразования. Эксплуатация месторождения, осуществляемая с 2000 г. с расходом отбора теплоносителя до 500 кг/с (600 МВт) сопоставима с энергетической мощностью близрасположенных активных вулканов: Мутновского (8 км, 190 МВт без учёта фумарольной деятельности) и восточной границы кальдеры вулкана Горелого (5 км, 100 МВт). Разработка месторождения сопровождается усилением сейсмической активности (данные КФ ГС РАН), парогидротермальными взрывами, возникновением новых кипящих котлов и исчезновением прилегающих термопроявлений (Воиновские и Верхне-Жировские горячие источники). Процесс эксплуатации месторождения и связанные с ним явления требуют всестороннего гидрогеологического анализа, в том числе использования моделирования с целью совершенствования методики геологоразведочных работ на теплоэнергетические воды, включая методы оценки их ресурсов и эксплуатационных запасов.

Сборка модели

Исходная термогидродинамическая модель Мутновского геотермального месторождения собрана в 1991 г. в Лоуренсовской Беркелевской Лаборатории (США) с использованием вычислительной программы TOUGH2 и суперкомпьютера CRAY-X-MP. Приложения этой модели для прогноза различных вариантов эксплуатации месторождения опубликованы в работах [2, 9]. С появлением эффективных пре- и постпроцессоров для TOUGH2-моделирования скорость сборки моделей, их тестирование и применение существенно возросли. В 2011 г. модель 1996 г. была заново собрана с использованием препроцессора PetraSim v.5,0 [4]. Интерес к её использованию вызван тем, что, помимо необходимости понимания процессов на границе гидротермальной и вулканической систем, она содержит минимальное необходимое количество элементов для описания термогидродинамических явлений в процессе эксплуатации резервуара и соответствует с этой точки зрения «гидравлическому методу», предписанному нормативными документами для подсчёта эксплуатационных запасов парогидротерм.

Модель охватывает область $5\times5\times2$ км^3, состоит из 5-ти горизонтальных слоёв и содержит 500 основных элементов объёмом $500\times500\times500$ м^3. Абс. отметка верхнего слоя +750 м. В исходной модели определён 21 домен с различными петрофизическими свойствами в соответствии с гидрогеологическим строением месторождения. В основании модели определён кондуктивный тепловой поток 60 мВт/м^2; в элементах, соответствующих зонам притока глубинного теплоносителя, заданы массовые потоки (39 кг/с, 1390 кДж/кг +15 кг/с, 1270 кДж/кг), а также заданы условия разгрузки из резервуара (Дачные, Верхне-Мутновские, обобщенно Нижне — и Верхне-Жировские горячие источники и нисходящий

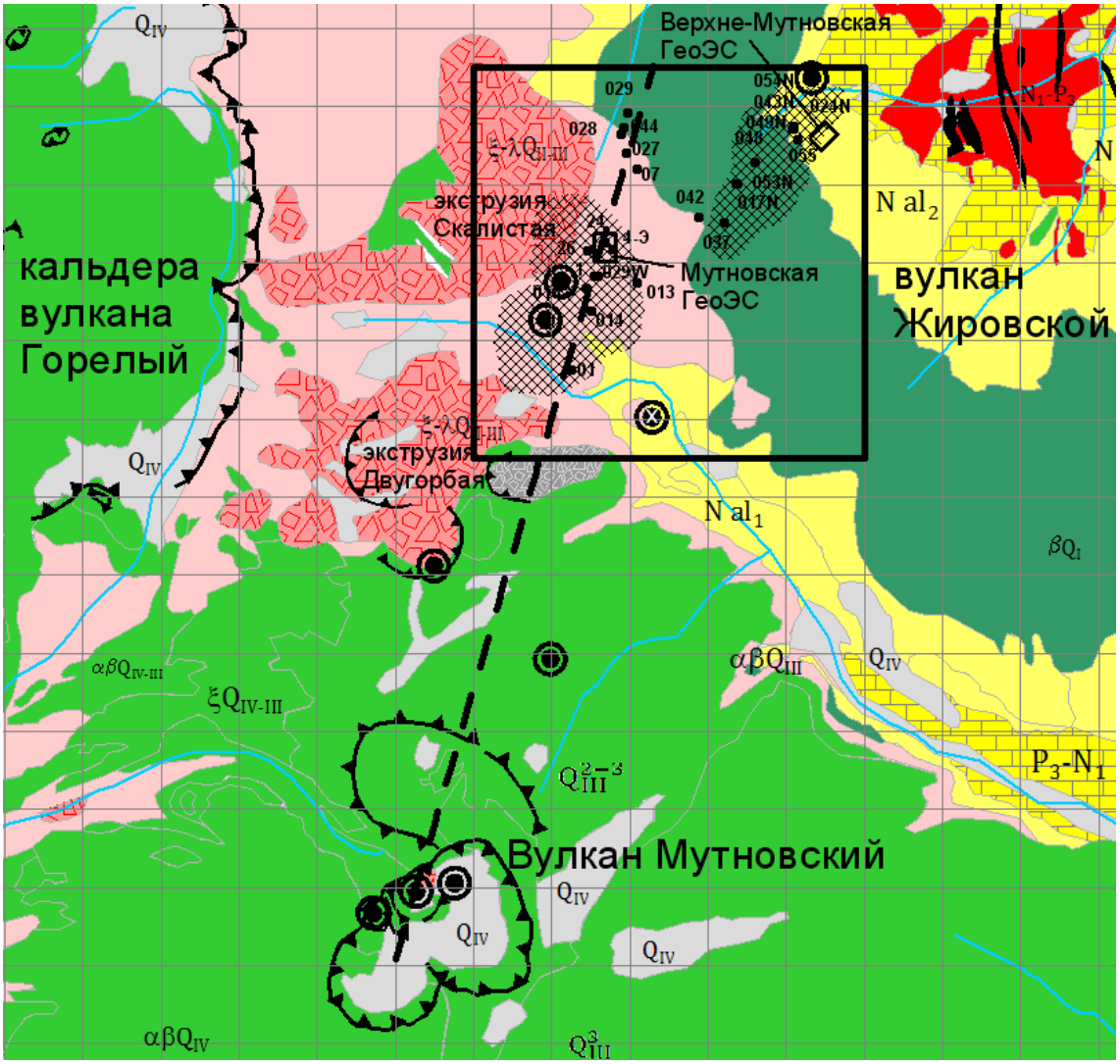


Рис. 1. Схема геологического строения района Мутновского геотермального месторождения. Прямоугольником показаны контуры области моделирования, кружки с номерами — термопроявления; штриховая линия — проекция (0 м абс.) продуктивной зоны «Основной», связывающей гидравлически гидротермальную и вулканическую системы; перекрестной штриховкой показана область подземного кипения на абс. отм. +250 м (по результатам моделирования эксплуатации на конец 2006 г.). Сетка карты — 1 км.

поток 15 кг/с). Всего на модели определено 22 скважины, из них 18 добычных (016, 049N, 055, 048, 26, 24, 037, 1, 013, 014, 01, 045, 022, 029W, 4E, 017N, 053N, 042) и 4 инжекционных (027 (+028+044), 07, 043N, 054N (+024N)). Добычные скважины задаются на модели с расходом, изменяющимся во времени; на инжекционных скважинах дополнительно задается энтальпия закачиваемой воды в соответствии с отчетными данными [1, 6].

В отдельных элементах модели, включающих эксплуатационные скважины, определена «двойная пористость». Включение в данную модель двойной пористости оказалось необходимым для воспроизведения на модели повышенных значений энтальпии в ряде эксплуатационных скважин. Скв. 016, 26, 01, 1, 24 и др. показывают энтальпию, превышающую энтальпию исходной жидкой воды, что свидетельствует о локальном подземном кипении в резервуаре. Задание двойной пористости на модели осуществлялось уменьшением объёма «трещинного пространства» в исходном проницаемом элементе и в присоединении к нему слабопроницаемого «матричного» элемента с объёмом равным по величине разнице исходного и «трещинного» объёмов.

Исходные данные для калибровки и параметризация модели

В начале эксплуатации Мутновского геотермального месторождения в 1984–1988 гг. проводились длительные выпуски теплоносителя из скважин, при этом наиболее достоверные данные по динамике изменения расхода и энтальпии получены по пяти скважинам 26, 016, 01, 1, 24. После строительства и ввода двух ГеоЭС: Верхне-Мутновской, 12 МВт, 2000 г. и Мутновской, 50 МВт, 2002 г. количество добычных скважин возросло, при этом наиболее

полные данные по динамике изменения расхода и энтальпии получены по скважинам 26, 016, 1, 24, 4Э, 013, 014, 017N, 029W, 037, 042, 048, 049N, 053N, 055.

В данной работе для калибровки модели используются среднемесячные значения энтальпии добычных скважин 26, 016, 01, 1, 24 за период 1984–2006 гг., всего использовано 223 калибровочных точки. Использование энтальпии в качестве основного калибровочного параметра вызвано тем, что она периодически заверяется прямыми измерениями и объёмно отражает характеристику продуктивных зон, вскрытых добычной скважиной. Предполагаемое стандартное отклонение для энтальпии добычных скважин — не менее 100 кДж/кг.

В качестве оцениваемых при калибровке модели параметров выбраны трещинные проницаемости по добычным скважинам 26, 016, 01, 1, 24, трещинные пористости по скважинам 26, 016 и расходы реинжекции по скважинам 027, 07, 043N, 054N. Выбор для калибровки расхода реинжекции вызван тем, что при задании полного расхода реинжекции, в соответствии с отчётными данными, на модели невозможно воспроизвести работу пародоминирующих скважин 016 и 26 с энтальпией 2700–2800 кДж/кг в период 2002–2006 гг., в которых необходимо было бы понизить энтальпию до 1000–1100 кДж/кг.

Анализ термогидродинамических данных. TOUGH2-EOS1 моделирование

Для прямого моделирования использована программа TOUGH2 с модулем уравнения состояния EOS1 (две фазы: пар+жидкость, один компонент — вода) [5]. При проведении прямого моделирования с использованием исходной модели (#6-sim) получены значительные отклонения модельных энтальпий добычных скважин от фактических значений (по группе скважин 26, 016, 01, 1 и 24 стандартное отклонение составило 834 кДж/кг, смещение 646 кДж/кг). Отклонения связаны с чрезмерно быстрым охлаждением резервуара на этапе эксплуатации 2000–2006 гг.

В связи с этим возникла необходимость уточнения параметров исходной модели, т. е. необходимость решения обратной (инверсионной) задачи. Для этих целей применялась программа iTOUGH2 — EOS1 [2]. В результате инверсионного iTOUGH2 моделирования выполнена оценка 13-ти параметров модели и существенно улучшена сходимость модели с фактическими данными по изменению энтальпии группы добычных скважин 26, 016, 01, 1, 24 в процессе эксплуатации (стандартное отклонение составило 156 кДж/кг, смещение 39 кДж/кг).

Уточнения по характеристикам резервуара в целом незначительны, хотя по скважинам 016 и 1 оценки трещинной проницаемости увеличились на порядок. Наиболее чувствительными модельными параметрами оказались расходы реинжекции по четырём группам реинжекционных скважин, которые по результатам оценивания методами инверсионного моделирования составляют 0–12% от принятых. Отметим, что при указанном выше выборе оцениваемых параметров наблюдается сильная корреляция между оцениваемыми расходами реинжекции по смежным скважинам (027 и 7, 043N и 054N), а группа скважин (043N, 054N) находится на удалении от калибровочных точек модели. Поэтому возможно некоторое перераспределение оценок расхода между реинжекционными скважинами. Моделирование также показывает, что в процессе эксплуатации к 2006 г. происходит расширение области двухфазного состояния в диапазоне глубин $-250 \div +250$ м абс. (рис. 1), снижение давления (до 12 бар) и температуры (до 6° С), увеличение паронасыщения (до 0,18) в центральной части месторождения (скв. 029W).

Дополнительное улучшение сходимости модели получено после введения функции капиллярного давления (линейная функция, CP1 = 1 бар) в матричных элементах, соответствующих продуктивным паровым скважинам 016 и 26.

Анализ геохимических данных. TOUGH2-EOS1 — моделирование

Модуль состояния флюида EOS1 позволяет рассматривать двухкомпонентную систему (вода+трассер) и двухфазное состояние. В качестве трассера рассмотрим хлор-ион. Это нейтральный флюидный компонент, хорошо описывающий притоки метеорных вод в геотермальный резервуар. Наличие существенного притока метеорных вод в процессе разработки месторождения вытекает из анализа изотопного состава флюидов, продуцируемых добычными скважинами. До начала крупномасштабной эксплуатации в 2000 г. добычные паровые скважины 016 и 26 имели $\delta D = -120 \div -124‰$, в начале крупномасштабной эксплуатации в 2003–2004 гг. $\delta D = -110 \div -114‰$, а в 2011 г. $\delta D = -100‰$ (Ю. А. Таран, личн. сообщ., 2012), соответствующее изотопному составу метеорных вод участка Дачный на абс. отм. $+750 \div +800$ м (рис. 2).

Добычные пароводяные скважины и горячий источник Нижне-Жировской (ближайший из оставшихся после начала эксплуатации) показывают тенденцию снижения хлор-иона (рис. 2). В Нижне-Жировском источнике концентрация хлор-иона снизилась на 45% за весь период разработки месторождения. Приток метеорных вод в резервуар в элементе модели, соответствующему озеру, созданному на месте Утиных источников. Воспроизведение на модели изменения концентрации хлор-иона в добычной скв. 029W и по Нижне-Жировскому источнику согласуется с доступными гидрохимическими данными (рис. 3).

Анализ геохимических данных

TOUGH2-EOS2 и TMVOC моделирование Модуль состояния EOS2 описывает двухкомпонентный флю-

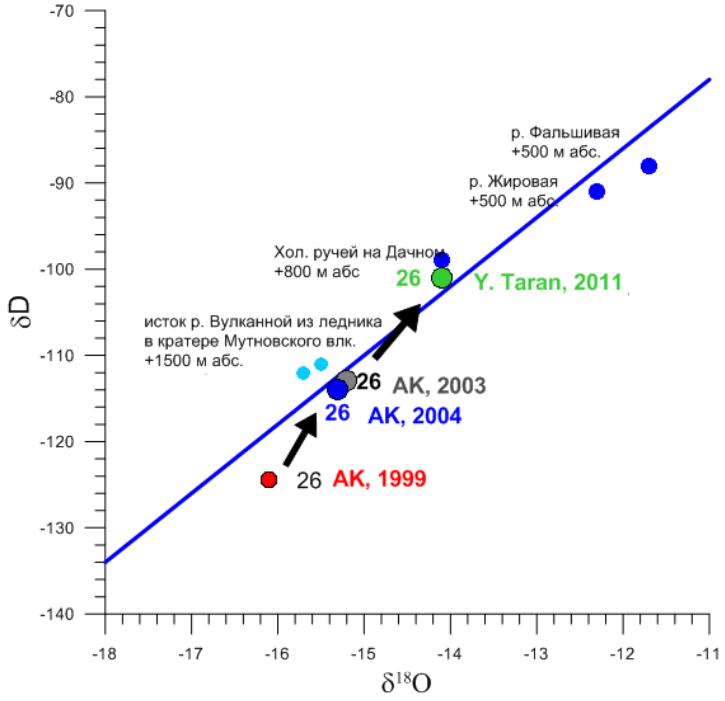


Рис. 2. Изменение изотопного состава в скв. 26 в период 1999–2011 гг.

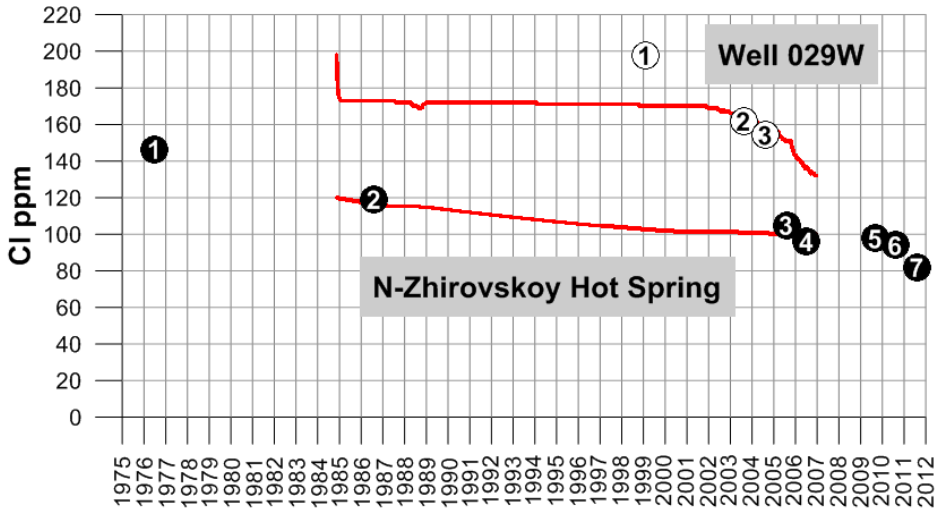


Рис. 3. Изменения концентрации хлора в скв. 029W и в Нижне-Жировском горячем источнике: кружки — фактические данные, линии – результаты TOUGH2-EOS1 моделирования. Примечания: (1) Все пробы за исключением пробы 1 (Нижне-Жировской источник) отобраны А.В. Кирюхиным, проанализированы в ЦХЛ ИВиС ДВО РАН; (2) концентрации по скв. 029W пересчитаны на исходный теплоноситель.

ид (вода + CO_2) в двух фазах. Среднее массовое газосодержание в паровой фазе добычных скважин (26, 016, 029W и 4Э) в начале крупномасштабной эксплуатации (1999 г.) оценивается 0,11 вес. %, при этом CO_2 — доминирующий газ, его доля в составе неконденсирующихся газов 77,4 вес. %, далее идут H_2S — 15,9 вес. %, N_2 — 5,2 вес. %, O_2 — 1,2 вес. %, H_2 — 0,1 вес. %, Ar — 0,1 вес. %, CH_4 — 0,1 вес. % [3]. Учитывая вышесказанное, для анализа изменения общего газосодержания в процессе эксплуатации можно ограничиться CO_2, т. е. использовать TOUGH2-EOS2. Выполнено сопоставление модельного изменения массовой концентрации CO_2 в добычной скв. 26 с фактическими данными за период крупномасштабной эксплуатации [5].

Анализ соотношения воздушных газов O_2 и N_2 в диапазоне температур 100–300° С в жидкой и газообразной флюидных фазах, выполненный с использованием модуля состояния TMVOC, показывает, что среднее значение массового отношения O_2/N_2

в жидкой фазе составляет 0,474, а в газовой фазе 0,296. В начале эксплуатации O_2/N_2 соответствовало смеси пара и воздуха, в дальнейшем по некоторым скважинам оно увеличилось до равновесного соотношения воздуха, растворённого в жидкой фазе [5], что также указывает на притоки метеорных вод в геотермальный резервуар.

Выводы

С использованием препроцессора PetraSim v.5,0. осуществлена сборка термогидродинамической модели Мутновского геотермального месторождения [2, 9]. На основе инверсионного iTOUGH2-EOS1 моделирования выполнена переоценка параметров резервуара и режима эксплуатации и достигнута сходимость с опытными данными по изменению энтальпии группы скважин 26, 016, 01, 1, 24 в процессе эксплуатации 1984–2006 гг., уточнены параметры модели и параметры режима эксплуатации.

Осуществлено усовершенствование модели за счёт глобального определения двойной пористости; включение в модель второй компоненты (хлор-иона) позволило применить её для воспроизведения разбавления гидротермального флюида за счёт притоков инфильтрационных вод. Последние данные по изотопному и газовому составу теплоносителя также свидетельствуют о значительной инфильтрации в геотермальный резервуар.

Работа выполнялась при поддержке РФФИ по проекту 12–05-00125-а.

Список литературы

1. *Асаулов Г. М. и др.* Отчёт о результатах предварительной разведки на участке Дачный Мутновского месторождения парогидротерм с подсчетом запасов теплоносителя для обоснования проекта строительства первой очереди ГеоЭС мощностью 50 МВт (в 7 книгах). п. Термальный Камчатской обл., 1987.
2. *Кирюхин А. В.* Моделирование эксплуатации геотермальных месторождений. Владивосток: Дальнаука, 2002. 216 с.
3. *Кирюхин А. В., Кирюхин В. А., Манухин Ю. Ф.* Гидрогеология вулканогенов» // С-Петербург, Наука, 2010, 395 с.
4. *Кирюхин А. В., Мирошник О. О., Рычкова Т. В., Манухин Ю. Ф.* Применение термогидродинамического моделирования для анализа эксплуатации Мутновского геотермального месторождения // III научно-техническая конференция «Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России», сборник докладов, г. Петропавловск-Камчатский, 2011 г., С. 307–311.
5. *Максимов А. П., Фирстов П. П., Чернев И. И., Шапарь В. Н.* Метод оценки доли метеорной воды в Мутновской ГеоЭС // Материалы конференции, посвящённой Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы» Петропавловск-Камчатский, ИВиС ДВО РАН, 2011 г., С. 146–149.
6. *Мальцева К. И., Пашкевич Р. И., Манухин Ю. Ф., Чернев И. И., Котельникова Т. К., Кириченко О. В., Петрова Н. Ш., Шадрин А. В.* Отчёт по объекту «Пересчет эксплуатационных запасов теплоносителя по Мутновскому месторождению парогидротерм по состоянию на 31 декабря 2006 г. » Елизово, Камчатская область. 2007. ОАО «Геотерм».
7. *Finsterle, S., 1999.* iTOUGH2 User's Guide. Rep. LBNL-40040, Lawrence Berkeley Natl. Lab., Berkeley, California.
8. *Kiryukhin A. V.* High temperature fluid flows in the Mutnovsky hydrothermal system, Kamchatka // Geothermics. 1993. Vol. 23. № 1. P. 49–64.
9. *Kiryukhin A. V.* Modeling Studies: the Dachny Geothermal Reservoir, Kamchatka, Russia // Geothermics. 1996. Vol. 25. № 1. P. 63–90.
10. *Pruess,* K., *Oldenburg C., and Moridis, G., 1999.* TOUGH2 user's guide, Version 2,0. Rep. LBNL-43 134, Lawrence Berkeley Natl. Lab., Berkeley, California.

УДК 549.2

Е. И. Сандимирова[1], Е. Г. Сидоров[1], В. М. Чубаров[1], Э. К. Ибрагимова[2], А. В. Антонов[2]

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

[2] *ФГУП «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург,199 106*

Самородные металлы и интерметаллиды в шлиховых ореолах р. Ольховая 1-я (Камчатский мыс, Восточная Камчатка)

Самородные металлы и интерметаллиды разнообразного состава установлены в шлиховых ореолах и россыпи золота реки Ольховая 1-я (п-ов Камчатский Мыс, Восточная Камчатка). Самородные металлы представлены Pb, Sn, Bi и Cu, а интерметаллиды — минеральными фазами переменного состава (Au,Pb), (Au,Ag,Pb,Sb), (Pb,Sb), (Pb,Sn) и (Au,Ag,Pb,Sn). Взаимоотношение (срастания, включения) самородных металлов и интерметаллидов с породообразующими минералами и золотом свидетельствуют о том, что они имеют природное происхождение и генетически связаны с гидротермально-метасоматическими образованиями базит-гипербазитового массива Камчатского Мыса.

Введение

Самородные металлы Pb, Sn, Bi, Cu и редкие природные соединения состава (Au,Pb), (Au,Ag,Pb,Sb), (Pb,Sb), (Pb,Sn) и (Au,Ag,Pb,Sn) были установлены в различных коренных и россыпных месторождениях платины и золота, в том числе связанных с базит-гипербазитовыми массивами [1–3, 7, 10–12]. На Камчатке базит-гипербазитовые массивы распространены достаточно широко, здесь массивы дунит-гарцбургитовой формации группируются в четыре протяжённых пояса: Северо-Западный; Хатырский; Восточно-Камчатский и Восточных полуостровов [9]. К одному из таких массивов, который расположен в пределах центральной части полуострова Камчатский Мыс (пояс Восточных полуостровов), приурочены шлиховые ореолы и россыпь золота р. Ольховая 1-я. Изучение шлиховых проб из этих ореолов показало, что помимо золота и минералов платиновой группы, в них также встречаются самородные металлы и интерметаллиды выше упомянутого состава. К настоящему времени минералы платиновой группы этих россыпных проявлений достаточно хорошо изучены [9, 16], но не меньший интерес представляют собой минералогические особенности золота и парагенетически связанные с ним самородные металлы и интерметаллиды. Наибольший интерес вызывают природные соединения (Au,Pb), (Au,Ag,Pb,Sb), (Pb,Sb), (Pb,Sn) и (Au,Ag,Pb,Sn), которые в целом являются мало изученными, генезис их до конца не определён, особенно в россыпных проявлениях. В Камчатском регионе эти соединения описываются впервые.

Методы исследования

Морфология, внутреннее строение и вещественный состав зёрен изучались с помощью микрозонда Camebax № 244, укомплектованного энерго-дисперсионным спектрометром (ЭДС) X-MAX (ИВиС ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, оператор В. М. Чубаров) и сканирующего электронного микроскопа CamScan MX2500, оборудованного энерго-дисперсионным спектрометром Link Pentafet (ФГУП «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург, оператор А. В. Антонов).

Результаты исследования

Изученные частицы самородных металлов и интерметаллидов имеют разнообразную форму и размер около 1–3 мм. Они встречаются в виде пластинок, «трубочек», изометричных зёрен, а также в форме почти идеальных шариков. Следует отметить, что сферические формы весьма характерны для золото-свинцовых интерметаллидов [1]. В шлихе частицы легко узнаются по тусклому или сильному металлическому блеску, свинцово-серому или серебристо-серому цвету, ковкости. На поверхности зёрен наблюдаются налеты или корочки гипергенных минералов приглушённых оранжево-красных, серовато-белых, светлых зеленоватых и тёмно-коричневых цветов. Металлы и интерметаллиды образуют тесные срастания с самородным золотом, галенитом, опалом, чешуйками графита и породообразующими минералами (плагиоклазы An_{27-59}, Cr-шпинель, ильменит, амфиболы типа магнезиальной роговой обманки и актинолита). Некоторые кристаллы породообразующих и жильных минералов находятся внутри зёрен интерметаллидов, другие как бы «впечатаны» в их поверхность или прирастают к ним частью своей поверхности (рис. 1–3). В полированных шлифах металлы и интерметаллиды быстро окисляются и темнеют.

В процессе изучения химического состава частиц было установлено, что они состоят из самородных металлов, их оксидов и разнообраз-

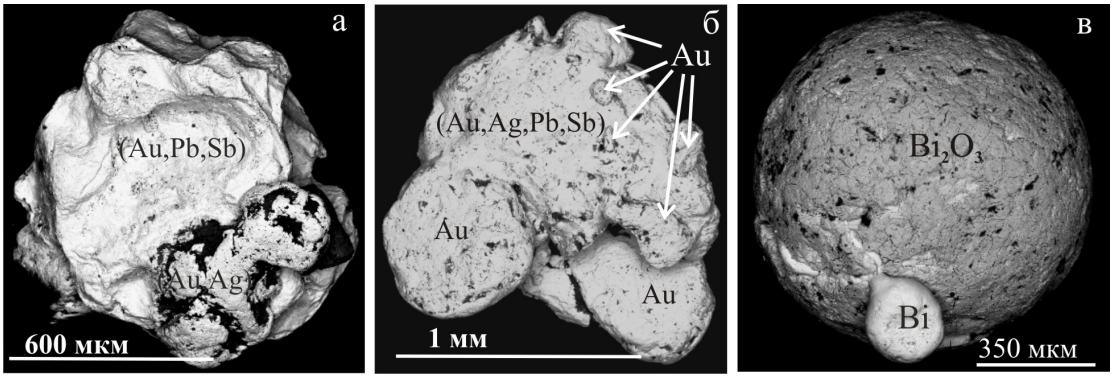


Рис. 1. а, б — срастания золота с интерметаллидами (Au,Ag,Pb,Sb). в — шарик, сложенный висмутом и бисмитом. Фото в отражённых электронах.

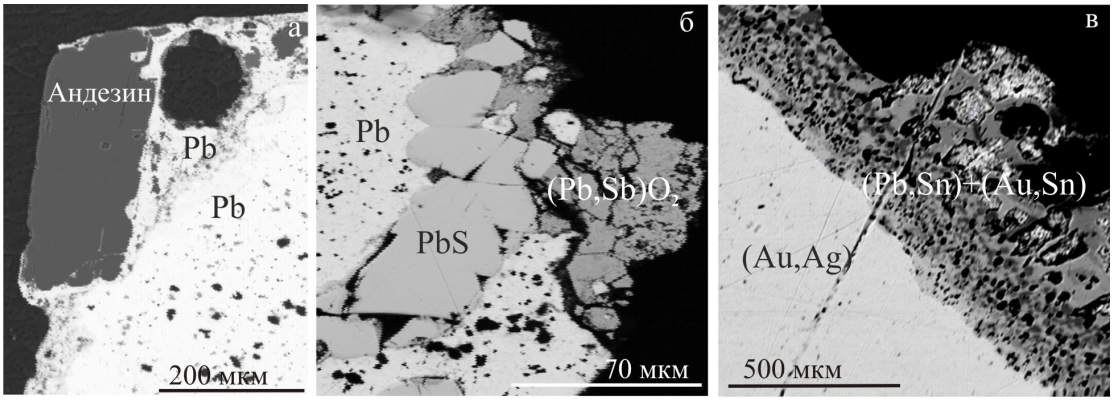


Рис. 2. а — фрагмент зерна сферической формы: свинец обрастает кристалл андезина и развивается в нём по микротрещинам; б — срастание свинца с галенитом и вторичным минералом $(Pb,Sb)O_2$; в — срастание самородного золота (Ag 16,2 мас. %) с фазами (Pb,Sn) + (Au,Sn). Фото в отражённых электронах.

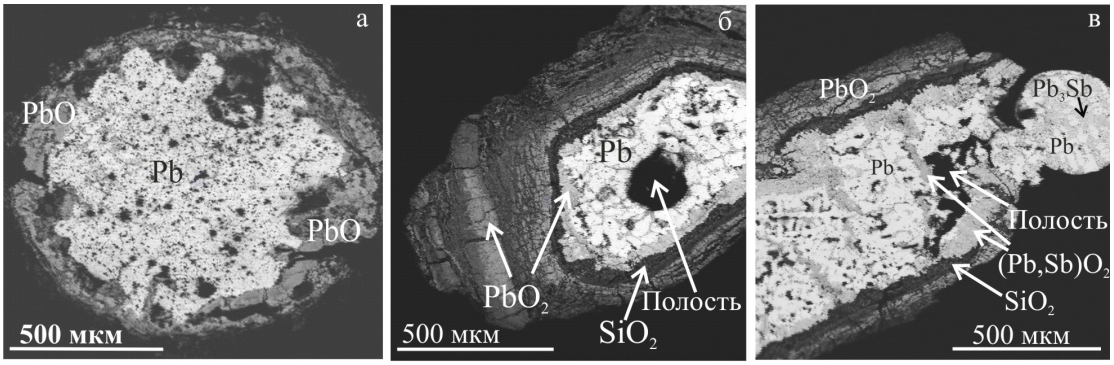


Рис. 3. а — шарик свинца с корочкой глёта (PbO); б, в — зональное строение зёрен в виде «трубочек», на конце одной из них расположен шарик (в). а — поперечный срез; в — другое зерно, продольный срез. Фото в отражённых электронах.

ных фаз переменного состава. Самородные металлы представлены Cu, Pb, Sn и Bi, среди которых наиболее широко распространена самородная медь, которая, в отличие от других, образует самородки размером до десяти-пятнадцати сантиметров (тема отдельного сообщения). Из оксидов встречаются бисмит (Bi_2O_3); глёт, массикот (PbO); скрутинит, платтнерит? (PbO_2); минеральная фаза (Pb,Sb,O), которая по расчетам близка к соединению $(Pb,Sb)O_2$. Соединения (Au,Pb) и (Au,Ag,Pb,Sb) представлены фазами, которые близки к анюйиту ($AuPb_2$–$Au(Pb,Sb)_2$) [8], хунчуниту (Au_2Pb) [6, 14–15] и новоднеприту ($AuPb_3$) [1, 13]: $AuPb_2$ и $AuPb_3$; $Au(Pb,Sb)_2$, $Au_2(Pb,Sb)_3$, $(Au,\pm Ag)(Pb,Sb)_4$ и $(Au,\pm Ag)(Pb,Sb)_5$. Фазы (Pb,Sb) представлены соединениями Pb_3Sb – $PbSb_3$. Фазы (Au,Ag,Pb,Sn) по расчетам близки к юаньджиангиту (AuSn) [4–5]: $(Au,\pm Ag)(Sn,\pm Pb)$–$(Au,\pm Ag)(Sn,\pm Pb)_4$. Фазы (Pb,Sn) рассчитываются на Pb_3Sn и PbSn. Вероятно, минеральные фазы образуют серии непре-

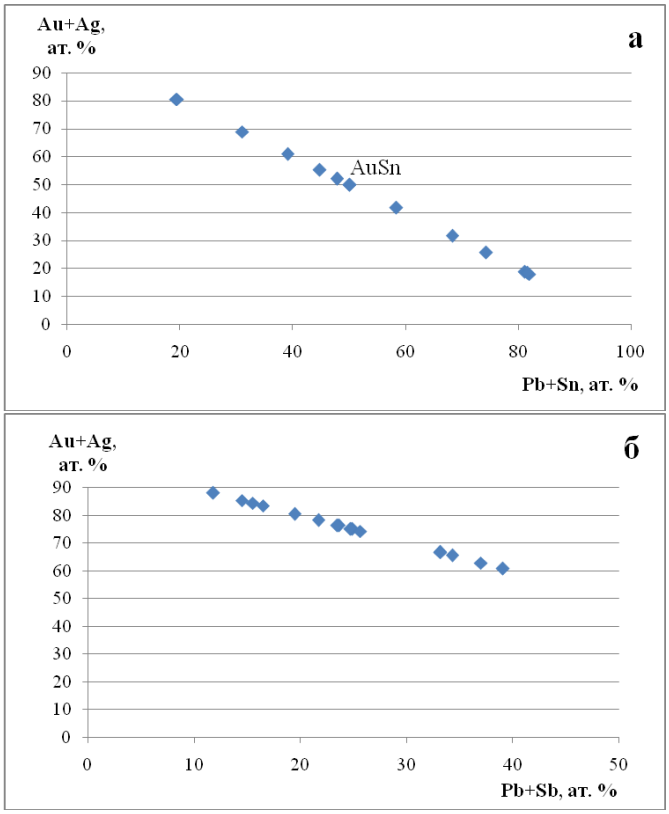


Рис. 4. а — соотношение (Au + Ag) и (Pb + Sn) в интерметаллидах (Au,Ag,Pb,Sn) россыпи р. Ольховая 1-я. AuSn — фазы, соответствующие юаньджиангиту. б — соотношение (Au + Ag) и (Pb + Sb) в интерметаллидах (Au,Ag,Pb,Sb) россыпи р. Ольховая 1-я.

рывных изоморфных рядов, как, например, фазы (Au,Ag,Pb,Sn) и (Au,Ag,Pb,Sb) (рис. 4). Характерные составы минеральных фаз представлены в табл. 1, 2.

Соединения (Au,Pb), (Au,Ag,Pb,Sb), (Pb,Sb), (Pb,Sn) и (Au,Ag,Pb,Sn) предварительно можно разделить на две группы (табл. 3). Первая группа — это соединения (Au,Pb,Sb,O). Они слагают, как простые по строению зёрна, так и более сложные — многофазные. Простые по строению зёрна полностью сложены свинцом, имеют пористую губчатую внутреннюю структуру, по краям обрастают каймой из оксидов свинца (рис. 3а). Для многофазных образований характерно каркасное строение (рис. 5, 6). Каркас состоит из фаз (Pb,Sb), (Au,Pb,Sb) и (Au,Ag,Pb,Sb), а свободное пространство в каркасе заполнено Pb. Скелет каркаса местами повторяет форму кубических кристаллов (рис. 6). Срастания фаз образуют скелетные, ячеистые или их ещё называют леопардовыми [8] структуры распада (рис. 3в, 5, 7). По краям зёрна обрастают оксидами (Pb,Sb,O). В тесном срастании с соединениями (Au,Pb,Sb,O) встречаются самородное золото (Ag 23,1 мас. %) и электрум (Ag 38,4–43,2 мас. %), а также галенит и опал. Границы между минералами, интерметаллидами и золотом чёткие. Внутри зёрен интерметаллидов иногда присутствуют включения Cr-шпинели;

Таблица 3. Ассоциации минералов и минеральных фаз, которые встречаются в одном зерне.

№ зерна	Ассоциации
1	$Pb + PbO + PbO_2$
2	$Pb + (Pb,Sb) \pm Cu_2Sb$ (купростибит)
3	$Pb + (Pb,Sb) + PbS$ (галенит) + (Pb,Sb,O)
4	$Pb + (Au,Pb,Sb)$
5	$(Au,\pm Ag) + (Au,\pm Ag,Pb,Sb)$
6	$Pb + Sn + (Pb,Sn)$
7	$(Au,Ag) + (Au,Pb) + Pb + PbO$
8	$(Au,Ag) + (Au,Ag,Sn) + (Au,Sn) + (Pb,Sn) + Pb$
9	$(Au,Ag) + (Au,Ag,Sn) + (Au,Sn) + (Pb,\pm Bi)$
10	$(Au,Ag) + (Au,Ag,Pb,Sn)$
11	$Bi + Bi_2O_3$

плагиоклазов (лабрадор, андезин, олигоклаз); кварц; агрегаты актинолита и магнезиальной роговой обманки, среди которых встречаются кристаллы графита. Кроме того, в свинцово-сурьмяных зёрнах встречаются мелкие (<10 мкм) включения кварца, купростибита Cu_2Sb и других редких минералов, для точного определения, которых требуются дополнительные исследования. Купростибит установлен в зерне сферической формы состава $Pb + (Pb,Sb)$, в виде угловатых кристалликов он располагается между зёрен Pb, в фазе (Pb,Sb).

Вторая группа минеральных ассоциаций представлена соединениями (Au,Ag,Pb,Bi,Sn). Они встречаются как в виде самостоятельных зёрен, так и в виде наростов на золотинах, состоящих из самородного золота (Ag 14,3–16,5 мас. %). Для минеральных образований такого состава характерны многофазные срастания, которые в срезе имеют пятнистые структуры (рис. 2в, 8).

Самородный висмут встречается редко в форме шариков, иногда присутствует в качестве примеси в свинце (до 3,4 мас. %). Шарики в центре сложены практически чистым висмутом, а на поверхности они имеют кайму из бисмита (рис. 1в). В висмуте иногда отмечается примесь Se (до 9 мас. %) и Te (до 3,2 мас. %). В бисмите присутствуют примеси (мас. %): Fe (до 4,3); V (до 4,4); Ti (0,4); Si (0,7); Al (до 0,6). Некоторые примеси, вероятно, обусловлены механическими микровключениями.

Как отмечалось выше, интерметаллиды образуют тесные срастания с золотом, которое представлено двумя различными типами золотин. Первый тип объединяет золотины, которые сложены минералами группы медистого золота: самородное золото (Ag 20–30 мас. %), электрум (Ag 30–70 мас. %), кюстелит (Ag 70–80 мас. %), аурикуприд $AuCu_3$ и купроаурид AuCu. Они представляют собой бинарный сплав состава Au-Ag и Au-Cu. Для таких золотин характерно зональное строение: центральные части сложены фазами Au-Ag, а краевые — фазами Au-

Таблица 1. Химический состав фаз (Au,Ag,Pb,Sn) в зёрнах из россыпи р. Ольховая 1-я.

Зерно	Мас. %					Ат. %				
	Au	Ag	Pb	Sn	Сумма	Au	Ag	Pb	Sn	Сумма
1	23,82	—	76,18	—	100,00	24,75	—	75,25	—	100,00
	33,20	—	66,81	—	100,01	34,33	—	65,67	—	100,00
2	59,90	—	1,56	38,50	99,96	47,82	—	1,18	51,00	100,00
	21,90	52,10	1,18	23,66	98,84	13,91	60,43	0,71	24,94	99,99
	55,30	30,10	—	14,61	100,01	41,12	40,86	—	18,02	100,00
	59,40	7,81	2,66	30,14	100,01	47,07	11,30	2,00	39,63	100,00
3	35,81	10,57	4,56	49,10	100,04	25,41	13,69	3,08	57,82	100,00
	47,07	25,34	—	26,09	98,50	33,86	34,45	—	31,69	100,00
	42,50	—	—	56,83	99,33	31,07	—	—	68,93	100,00
	28,41	—	2,64	69,19	100,24	19,49	—	1,72	78,78	99,99
	-	—	85,23	14,76	99,99	—	—	76,79	23,21	100,00
4	—	—	67,25	30,63	97,88	—	—	55,71	44,29	100,00

Примечание. Анализы выполнены с помощью ЭДС X-MAX (ИВиС ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, оператор В. М. Чубаров) и ЭДС Link Pentafet (ФГУП «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург, оператор А. В. Антонов).

Таблица 2. Химический состав фаз (Au,Pb,Sb,O) в зёрнах из россыпи р. Ольховая 1-я.

Зерно	Мас. %					Ат. %				
	Au	Pb	Sb	O	Сумма	Au	Pb	Sb	O	Сумма
1	—	83,46	16,41	—	99,87	—	74,93	25,07	—	100,00
2	—	56,38	44,55	—	100,93	—	42,65	57,35	—	100,00
3	—	46,75	53,24	—	99,99	—	34,04	65,96	—	100,00
4	—	63,73	20,62	13,31	100,66	—	20,56	11,32	68,13	100,00
5	—	91,38	—	8,63	100,01	—	44,98	—	55,02	100,00
6	41,88	18,18	41,51	—	101,57	33,16	13,68	53,16	—	100,00
	41,16	46,67	12,16	—	99,99	39,13	42,17	18,70	—	100,00

Примечание. Анализы выполнены с помощью ЭДС X-MAX (ИВиС ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, оператор В. М. Чубаров) и ЭДС Link Pentafet (ФГУП «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург, оператор А. В. Антонов).

Cu. В срастании с медистым золотом установлены следующие силикатные минералы: плагиоклазы — андезин, олигоклаз; амфиболы типа актинолита; хлориты из группы пеннино-клинохлоровых; серпентин; пироксены диопсид-геденбергитового ряда; кварц; гранаты гроссуляр-андрадитового ряда, фторапатит.

Второй тип представлен золотинами, которые сложены самородным золотом с примесью серебра (10–30 мас. %). Для них характерно однородное внутреннее строение. В срастании с таким золотом установлены следующие силикатные минералы: плагиоклазы An_{10-100}; ортоклаз; амфиболы типа магнезиальной роговой обманки и актинолита; хлориты из группы пеннино-клинохлоровых; серпентин; оливин (Fo_{84-92}); пироксены — диопсид, геденбергит, авгит, эгирин; эпидот; пренит; кварц; магнетит; сфен. Чаще всего золотины этого типа находятся в срастании с альбитом — от небольших включений альбита в золоте до альбитовых агрегатов с прожилками и тонкой вкрапленностью в них золота. Золото имеет рудный облик.

Заключение

Судя по взаимоотношению (включения, сростки) самородных металлов и интерметаллидов с породообразующими и жильными минералами можно предположить, что источником медистого золота являются родингитизированные ультрабазиты, содержащие гранаты, а золота с примесью серебра — альбитовые жилы. Интерметаллиды первой группы (антимониды) тяготеют к медистому золоту, а интерметаллиды второй группы (станиды) — к золоту с примесью серебра. Вероятно, самородные металлы и интерметаллиды, как и золото, формировались в разных типах метасоматически изменённых

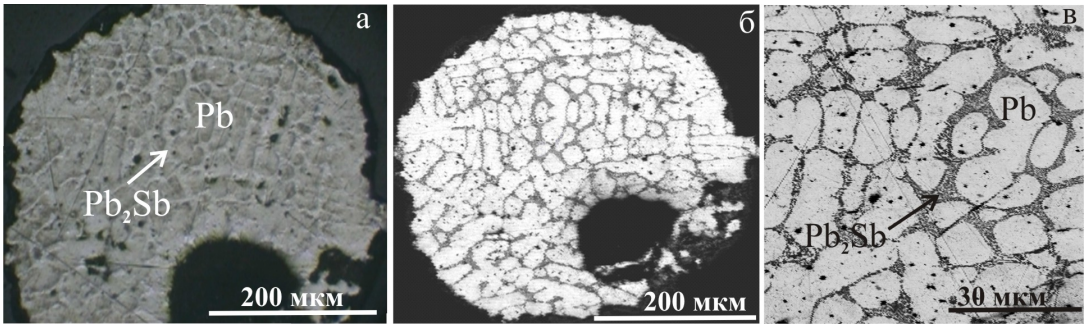


Рис. 5. Шарик с ячеистой структурой распада, образованной овальными зёрнами свинца и расположенной между ними фазой Pb_2Sb. а — фото в отражённом свете; б, в — фото в отражённых электронах.

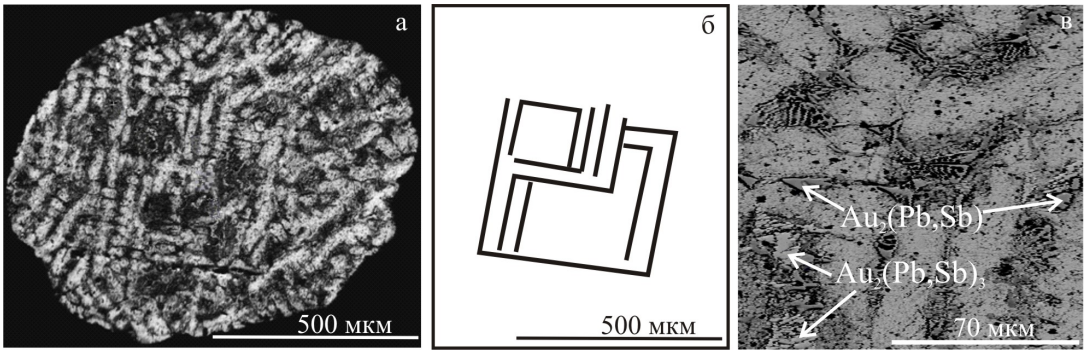


Рис. 6. Шарик (а) и его фрагмент (в) со скелетной структурой, образованной Pb (белое) и скелетными фазами $Au_2(Pb,Sb)_3$ и $Au_2(Pb,Sb)$ (серое и тёмно-серое). Внутри зерна (а, б) просматривается каркас кристалла кубической формы. Фото в отражённых электронах.

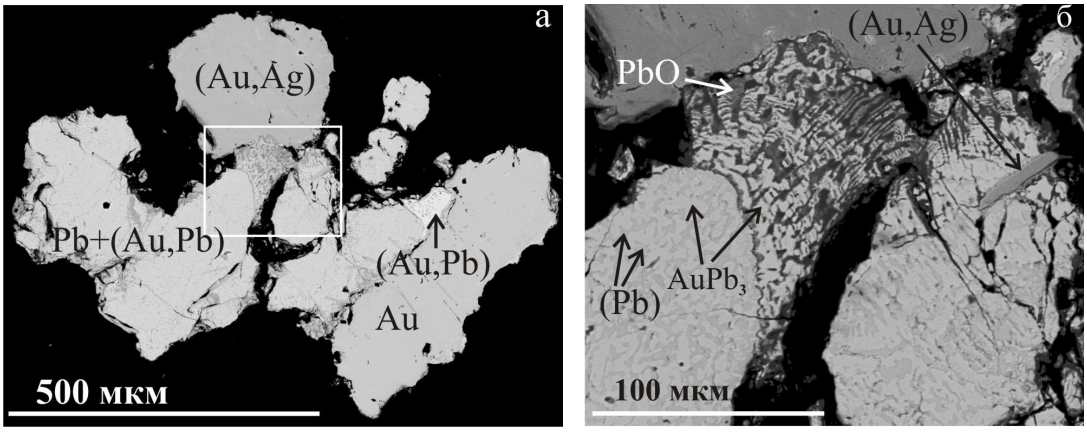


Рис. 7. а — сросток самородного золота (Ag 23,1 мас. %), электрума (Ag 38,4 мас. %) и интерметаллида Pb + (Au,Pb). б — увеличенный фрагмент зерна: срастание электрума (Ag 36,0–38,4 мас. %) и интерметаллида со структурой распада Pb + $AuPb_3$ (белое с серым), тёмно-серое в центре — PbO. Фото в отражённых электронах.

ультраосновных пород и образовались на разных стадиях рудоотложения. Характер срастания интерметаллидов с золотом позволяет говорить о том, что по отношению к золоту с примесью серебра станиды являются более поздними образованиями, а антимониды по отношению к электруму (группа минералов медистого золота) являются более ранними образованиями.

В хорошо изученном месторождении Золотая Гора [10] антимониды некоторых металлов, а также свинец относят к поздней рудной ассоциации минералов, предшествующей наиболее поздней продуктивной рудной ассоциации, включающей золото и минералы группы медистого золота, амальгамы золота-серебра и серебра, которые формируются в лиственитизированных родингитах и серпентинитах. По данным авторов [10] ассоциация подобных соединений образуется в условиях крайне низкой фугитивности серы. Не исключено, что месторождение Золотая Гора является прототипом коренных источников золота р. Ольховая 1-я, местонахождение которых на данное время не известно. Таким

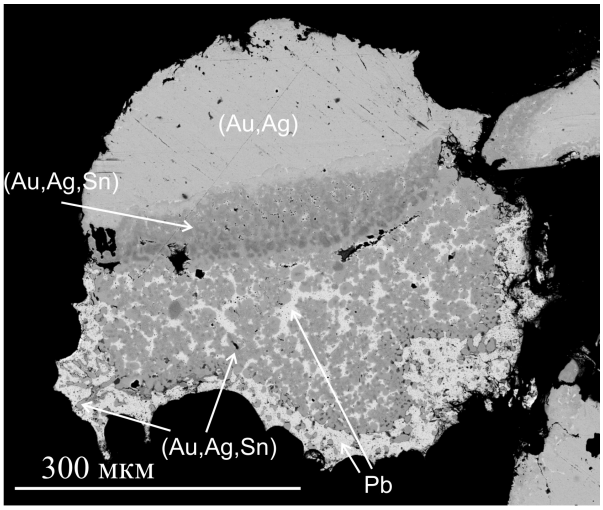


Рис. 8. Срастание золота (Ag 16,5 мас. %) с фазами переменного состава (Au,Ag,Sn) и Pb. Фото в отражённых электронах.

образом, образование изученных самородных металлов и интерметаллидов, вероятнее всего, связано с гидротермальными преобразованиями базит-гипербазитовых пород массива Камчатского Мыса.

Список литературы

1. *Вознесенский С.Д., Золотова Н.Г.* Современное минералообразование в золотой россыпи // ЗВМО. 1986. Ч. 115. №3. С. 301–310.
2. *Дамдинов Б.Б., Миронов А.Г.* Нетрадиционные типы благороднометалльной минерализации в офиолитах Восточного Саяна и Джидинской зоны // Тез. докл. Всерос. сов., посвящ. 100-летию со дня рождения академика Кузнецова Ю.А. Новосибирск. 2003. С. 095–097.
3. *Евстигнеева Т.Л., Трубкин Н.В., Рамдор Р.* Au-Ag-Pb-Sn-Sb фазы в природе и эксперименте // Электронный научно-информационный журнал «Вестник Отделения наук о Земле РАН». №1(21). 2003. URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2003/informbul-1/mineral-14.pdf
4. *Жмодик С.М., Миронов А.Г., Агафонов Л.В.* Интерметаллид Au и Sn в офиолитах Восточного Саяна // ЗВМО. 2000. Ч. 129. №2. С. 54–57.
5. *Кудряшова В.И., Смольянинова В.Н.* Новые минералы. LI // ЗВМО. 1997. Ч. 126. №6. С. 55.
6. *Мурзин В.В., Бушмакин А.Ф., Суставов С.Г.* Хуньчунит Au_2 Pb из россыпи р. Восточный Шишим (Средний Урал). Урал. минерал. сб. №6. Екатеринбург: Изд. УРО РАН, 1996. С. 96–103.
7. *Новгородова М.И.* Самородные металлы в гидротермальных рудах. М.: Наука, 1983. 286 с.
8. *Разин Л.В., Сидоренко Г.А.* Анюйит $AuPb_2$ — новый интерметаллид золота и свинца // Минералогический журнал. Т. 11. №4. 1989. С. 88–96.
9. *Сидоров Е.Г., Толстых Н.Д.* Особенности минералов платиновой группы базит-гипербазитовых комплексов Корякско-Камчатского региона. Платина России. Сборник научных трудов. Т. VII. Красноярск. 2011. С. 200–216.
10. *Спиридонов Э.М., Плетнёв П.А.* Месторождение медистого золота Золотая Гора (о «золото-родингитовой формации»). М.: Научный мир, 2002. 220 с.
11. *Спиридонов Э.М., Плетнёв П.А., Перелыгина Е.В. и др.* Геология и минералогия месторождения медистого золота Золотая Гора (Карабашское), Средний Урал (о проблеме «золото-родингитовой» формации). М.: изд. геолог. ф-та МГУ. 1997. 192 с.
12. *Спиридонов Э.М.* Обзор минералогии золота в ведущих типах Au минерализации // Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов. Труды Всерос. науч. конф. Апатиты, 26–29 сентября 2010 г. Апатиты, 2010. С. 143–171.
13. *Dyusembaeva K.S., Levin, V.L., Kotel'nikov et al.* Novodneprite, $AuPb_3$, a new species of intermetallic compound from Novodneprovsk gold-arsenic-polymetallic deposit, northern Kazakhstan // Canadian Mineralogist. 2007. Vol. 45. P. 1277–1281.
14. *Jambor J.L., Grew E.S., Roberts A.C.* New mineral names. Hunchunite // American Mineralogist. 1994. Vol. 79. P. 1210.
15. *Shangquan Wu, Yi Yang, Qun Song.* A new gold mineral — Hunchunite (Au_2 Pb) // Acta Mineralogica Sinica. 1992. Vol. 12. P. 319–322.
16. *Tolstykh N., Sidorov E., Kozlov A.* Platinum group minerals from the Olkhovaya-1 placer related to the Karaginsky ophiolite complex, the Kamchatskiy Mys peninsula, Russia // Canadian Mineralogist. 2009. Vol. 47. №4. P. 793–811.

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

Петропавловск-Камчатский
ИВиС ДВО РАН, 2012 г.

УДК 553.66:553.61.13(71.661)

Г. П. Яроцкий, М. О. Митрофанов

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

Сереброрудная провинция северо-запада Корякии (геолого-геофизическое обоснование выделения)

Приведены геолого-геофизические аргументы, доказывающие идентичность трёх вулканогенов Корякской ветви Западно-Камчатско-Корякского вулканического пояса, образованных вследствие их единого тектонического развития. Обосновывается выделение Северо-Западно-Корякской сереброрудной провинции (металлогенической зоны).

Введение

На северо-западе Корякского нагорья вдоль Пусторецко-Парапольской низменности (одноименного прогиба) установлены три вулканических поля олигоцена (рис. 1). Самое крупное из них с месторождениями Au и Sn, многочисленными проявлениями Au, Sn и Ag имеет название Уннэйваямского (рис. 1) и оформлено, как Западно-Корякский рудный район [4]. Два других — не имеют столь широкого исследования и рассматриваются нами, как возможные рудные таксоны на основе общности их тектонического положения. Полезные ископаемые говорят об уникальности восточных площадей полей вулканогенов по широкому распространению серебряного оруденения высоких содержаний — такие уникумы на территории Камчатского края больше неизвестны. Этот факт и ряд, разрабатываемых автором [10, 12], положений связи металлогении и тектоники обратили внимание на более пристальное их изучение. Авторами проведена систематизация и обобщение геологических данных о вулканических полях по геологической, аэромагнитной и гравиметрической съёмкам [1, 3, 4, 5], данным МТЗ [6].

Методика исследования

Методология исследования основана на классических связях металлогении и тектоники. Методика — геолого-геофизический анализ рудоконтролирующих факторов локализации рудных районов, узлов, полей вулканогенов. «Вулканоген — самостоятельное звено вулканических поясов, относящееся к особому генетическому типу тектонических структур, которые почти везде «срезают» уже сформированные складчатые образования; связаны с гранитоидными процессами активизации» [8]. В определении заключён тектонический аспект происхождения и металлогенический смысл. Вулканиты Центрально-Корякского структурно-формационной зоны (ЦК СФЗ) (велолныкская серия) являются продуктом орогенной стадии, несогласно залегают на образованиях позднемелового геосинклинального комплекса, насыщены гранитоидами. Согласно [2, 3, 4] на всех вулканических полях проявлен в их центре гранитоидный магматизм (Мигитунупская, Инвалопинопская, Палаваямская интрузии). Интрузии являются источником рудообразования (Au, Ag, Sn, Hg, Sb).

Таким образом, площади выходов пород велолныкской серии вдоль южного борта Пусторецко-Парапольского прогиба относится нами к вулканогенам с названиями: Уннэйваямский (УнВ), Гайчаваямский (ГчВ) и Пальматкинский (ПмВ).

Методология связи минерагении с тектоникой включает аспект особенностей тектоники активных окраин континентов — это концепция глыбово-клавишной структуры земной коры [10, 11]. Она определяет роль поперечной СЗ разломной тектоники окраин континентов в формировании условий локализации рудовмещающих и рудоносных комплексов, как региональных тектонических факторов образования структур рудных районов, узлов и полей. Ширина индикационных геолого-геофизических признаков зон поперечных разломов СЗ простирания — 5–10 км. Среди них: геологические, геоморфологические, тектонические, минерагенические, геофизические (ΔT, Δg, геоэлектрические). Между разломами заключена последовательно от океана к СЗ серия локальных звеньев ряда сопредельных субпараллельных региональных разновозрастных продольных структур СВ простирания, наращивающих окраину континента в разное время его истории. Для рассматриваемой территории в направлении от океана к северо-западу это структуры Олюторской и Центрально-Корякской (рис. 2) и далее Пенжинской СФЗ [4].

Последовательная совокупность ряда звеньев этих структур, заключённых парой разломов, в направлении к СЗ от океана вглубь континента, объединяется в СЗ глыбу земной коры, т. е. разломы являются межглыбовыми. Они доверхнемеловые, длительные и стабильные, сквозные, трансрегиональные. Они размещаются вне зависимости от типа коры, пересекая переходную и континентальную

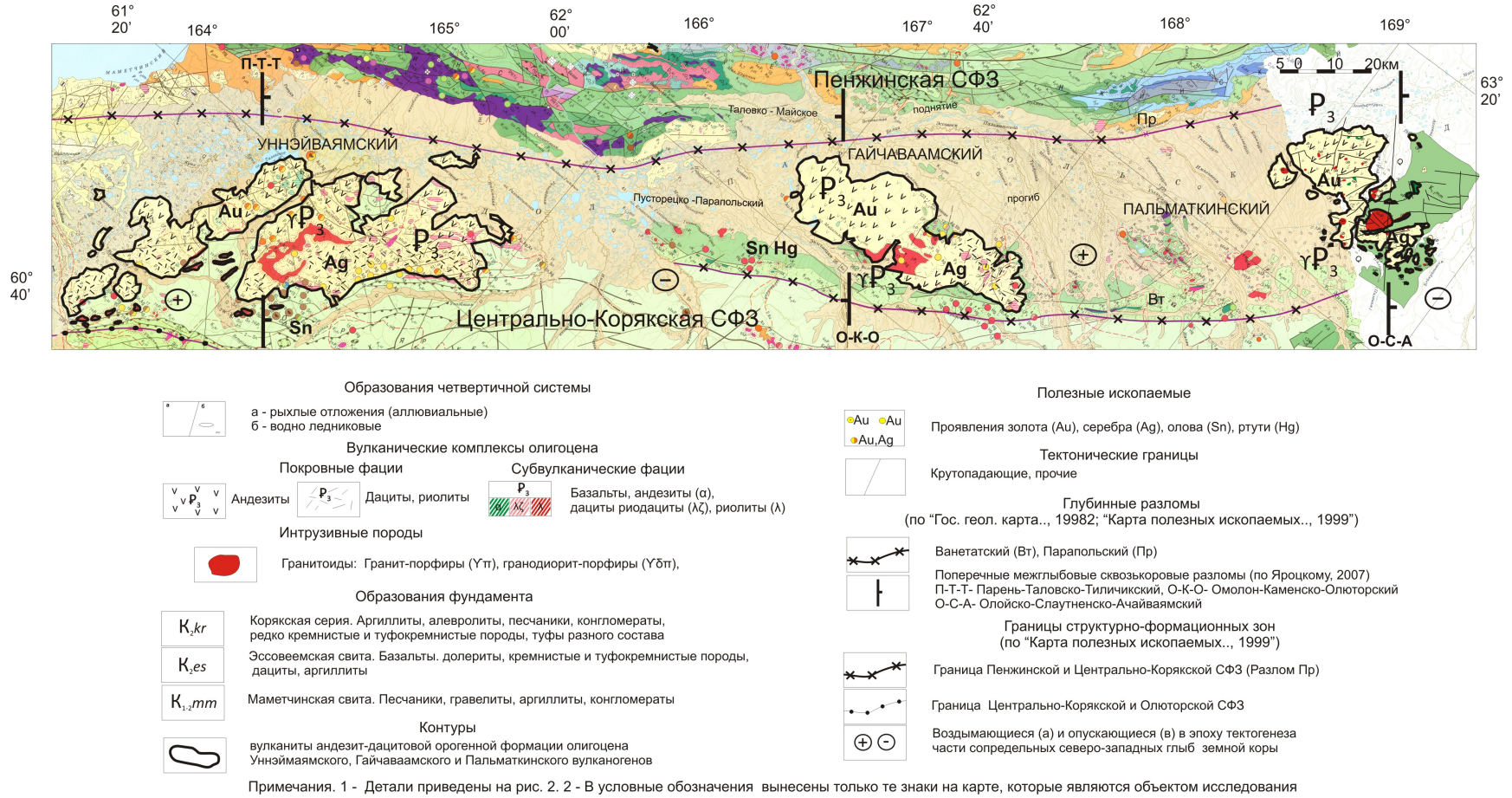
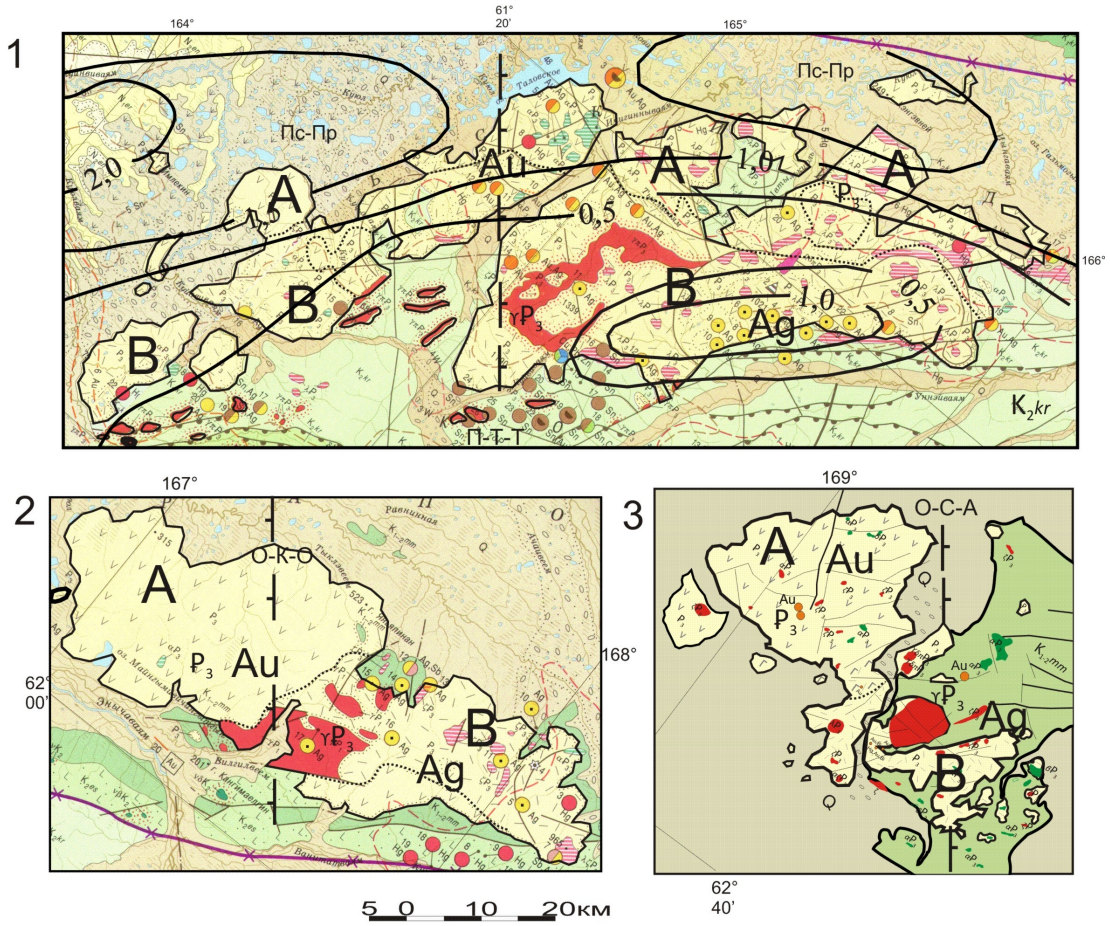


Рис. 1. Геологическая карта зоны сочленения Пенжинской и Центрально-Корякской структурно-формационых зон с положением Северо-Западно-Корякских вулканогенов Западно-Камчатско-Корякского вулканического пояса («Карта полезных ископаемых Камчатской области м-ба: 1:500000, 1999»; Гос. геол. карта..., 1987, 1988; Г. П. Яроцкий, 2007)



Условные обозначения см. на рис. 1

Границы между фациально различными образованиями одного и того же возраста: среднего состава (A), кислого состава (B)

Изолинии глубин кровли верхнемелового фундаментов.

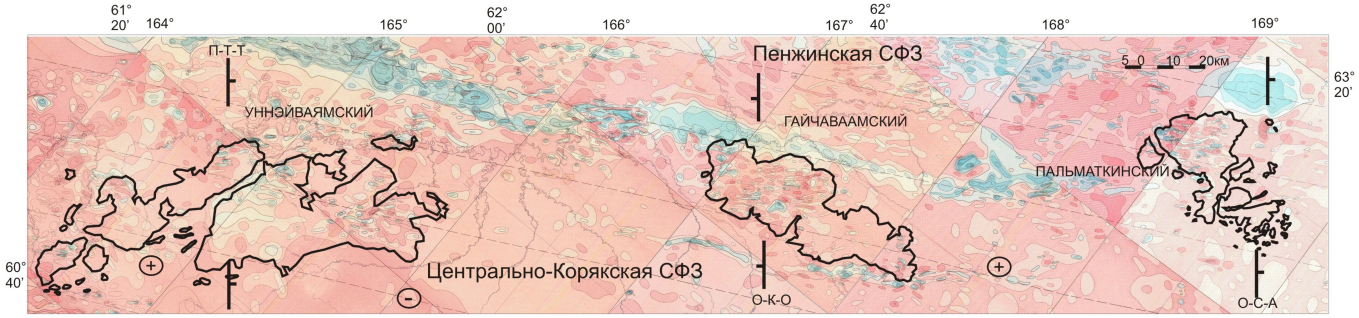
Рис. 2. Геологическая карта Северо-Западно-Корякских вулканогенов(«Карта полезных ископаемых Камчатской области м-ба 1:500000, 1999,» «Гос. геол. карта..., 1987, 1988», Г. П. Яроцкий, 2007) Вулканогены: 1 — Уннэйваямский, 2 — Гайчаваамский, 3 — Пальматкинский

древнюю кору региона [7, 10]. Более поздние разломы других направлений разрывают и смещают их. Смещения подтверждаются и на космических снимках. Поэтому изображенные на рисунках линии разломов отражают генерализацию положения их зон без учёта локальных разрывов и смещений.

Определены [11] закономерности размещения поперечных межглыбовых разломов в Корякско-Камчатском регионе. Они ориентированы на северо-запад (310°–330°), расстояния между ними — 65–130 км (Камчатка), реже — 165–170 км (материк), определяются мощностью твёрдой коры и являются предельной длиной звена региональной продольной структуры и её специализированного рудного района.

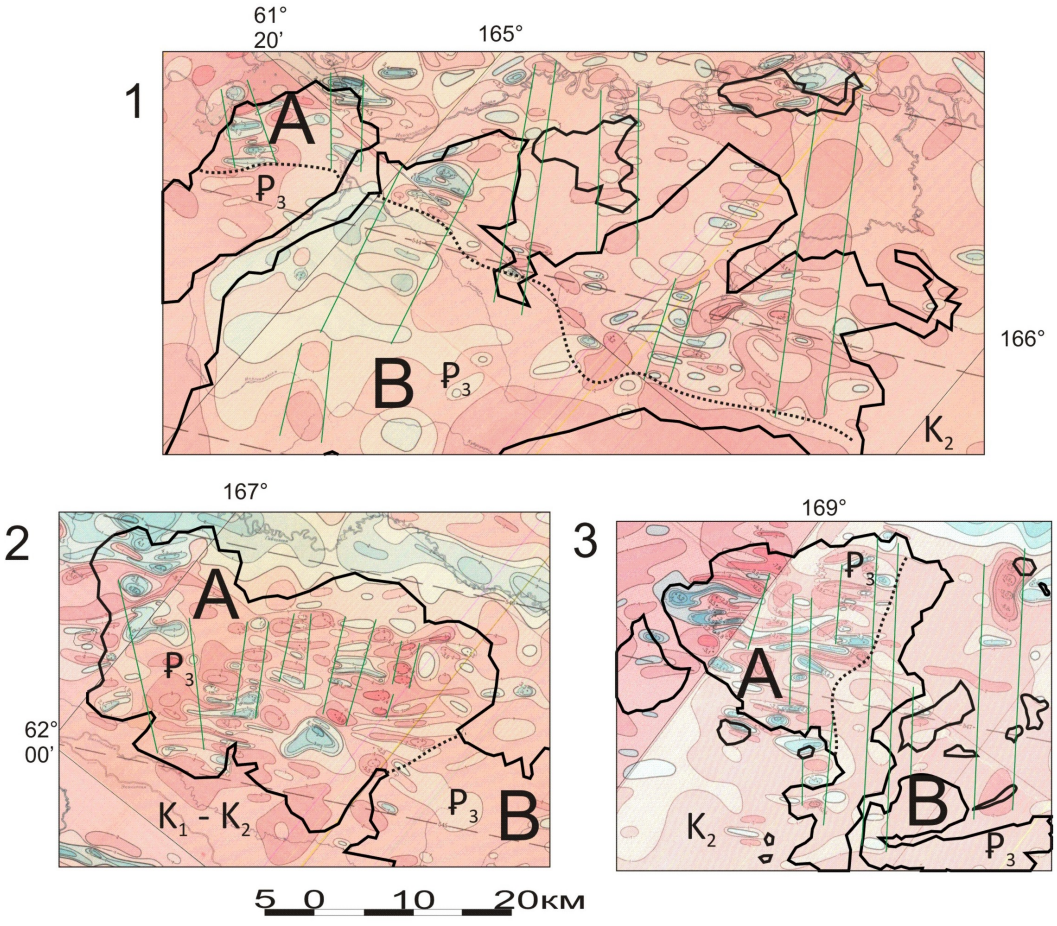
Тектонической функцией межглыбовых разломов является обеспечение условий вертикальных движений сопредельных звеньев продольных северо-восточных структур, то есть регулирования осадконакопления в разрезе коры. Это определяет и минерагеническую роль межглыбовых разломов, как региональных поперечных геохимических барьеров — ограничителей минерагенических таксонов звеньев продольных структур коры.

Продольными тектоническими барьерами в таких структурах служат СВ разломы, определяющие границы возрастных эпизодов осадконакопления в их звеньях. Они играют роль продольных геохимических барьеров, т. е. определяют ширину рудного района, равную в регионе, как правило, 30–50 км. Так локализуется тектоническое и минерагеническое положение локального звена продольной региональной структуры в составе глыбы с его однородными индивидуальными стратиграфическими и вещественными комплексами, геофизическими полями. Звенья определяют рудные районы площадью 3,5–8,2 тыс. км^2 [10, 11]. Приняты априори классические критерии выделения рудных таксонов: возраст, состав, минерагеническая специализация



Условные обозначения см. на рис. 1

Рис. 3. Карта аномального магнитного поля зоны сочленения Пенжинской и Центрально-Корякской структурно-формационых зон с положением Северо-Западно-Корякских вулканогенов. Изолинии $(\Delta T)_\alpha$ (Б.А. Корнилов, 1981, 1985; «Карта полезных ископаемых Камчатской области м-ба 1:500000, 1999», «Гос. геол. карта..., 1987, 1998»)



Условные обозначения см. на рис. 1

A / B — Границы площадей районирования полей по интенсивности и морфологии:
A - линейное поле знакопеременных чередующихся локальных минимумов и максимумов,
B - безаномальное слабо дифференцированное

Линейные полосы знакопеременных чередующихся минимумов и максимумов

Рис. 4. Карта аномального магнитного поля Северо-Западно-Корякских вулканогенов. Изолинии $(\Delta T)_\alpha$. (Б.А. Корнилов, 1981, 1982; «Карта полезных ископаемых Камчатской областим-ба 1:500000, 1999») (Детализация с элементами районирования) 1 — Уннэйваямский, 2 — Гайчаваамский, 3 — Пальматкинский.

и тектоническая локализация рудовмещающих и рудоносных комплексов, характеристики их геофизических полей. Районы являются следствием направленного тектонического развития окраин континентов, а их размеры предельны и дискретны для всего Тихоокеанского рудного пояса [11].

Результаты исследования

Положение трёх вулканогенов определяется разломной региональной тектоникой на границе Пенжинской и Центрально-Корякской СФЗ, разделённых региональным Пусторецко-Парапольским прогибом, окаймлённым выходами мезозойского фундамента [4]. Территория материковой части региона разбита серией поперечных межглыбовых разломов, сформировавших ряд глыб-клавиш земной коры. Три таких разлома проходят через названные вулканогены (рис. 2). И в месте пересечения ими южного борта прогиба (северной границы ЦКСФЗ) зоны разломов стали причиной формирования локальных впадин и путями поступления магм в олигоценовый период тектоно-магматической активизации. Магматизм носил покровный, экструзивный и интрузивный характер, является умеренно-кислым и кислым по составу пород, слагающих орогенную андезит — дацитовую формацию, в металлогении отражён проявлениями Sn, Au, Ag, Hg [2].

Мощность пород формации на вулканогене УнВ оценивается глубиной впадины верхнемелового фундамента — 1 км, отраженной в кристаллическом фундаменте также впадиной — 8 км (рис. 2, 6) [6]. Мощность пород ГчВ составляет 550 м [2]. Изложенные тектонические критерии распространяются нами и на третий вулканоген — Пальматкинский.

Характерной особенностью вулканогенов является двучленное их деление на площади А и В (рис. 1, 4, 6). На ГчВ западная половина представлена исключительно покровными андезитами с их экструзиями [2], аналогична картина и на ПмВ [3]. На УнВ андезиты приурочены к западному и северному обрамлениям, при распространении кислых составов на юге. При этом, первые тяготеют к соответствующим бортам меловой впадины, вторые — к южной площади вулканогена. На площадях В развиты исключительно дациты, риолиты, липариты с их субвулкаными [2, 3, 4]. Другой характерной особенностью вулканогенов является их металлогеническая избирательность: с андезитами связано Au, Au-Ag оруденение, с кислыми — исключительно Ag.

Дифференциация пород площадей А и В отражена и в магнитном поле. Площади А характеризуются линейными полосами СЗ простирания, сложенными чередующимися локальными минимумами и максимумами. Площади В отражены слабо отрицательными безаномальными полями (рис. 3, 4). Объяснение разницы в морфологии и интенсивности поля относится к магнитной восприимчивости пород и их структурному положению. Кислые породы, включая интрузивные, немагнитны, чем объясняется их слабое проявление в магнитном поле ΔT_a. Андезиты являются среднемагнитными [9]. Структурное положение обеих площадей одинаково — для них характерны разломные нарушения и блоковые структуры. Поэтому в полях кислых пород иногда отмечаются локальные максимумы, как влияние магнитных оторочек магнетита на рудных телах, интрузиях. В целом локализация андезитов обязана системе СЗ нарушений, образующих полосы поля. Этот тип магнитного поля над андезитами установлен на Ветроваямском вулканогене [10].

Общей характеристикой вулканогенов является приуроченность к гравитационным минимумам (рис. 5, 6), которые отражают впадины в кровле мела и кристаллического фундамента. Вместе с тем, на УнВ минимум отражает и распространение кислых пород с Ag. Локальные минимумы северного обрамления отражают отдельные блоки с андезитами. Характерным является и гравитационное поле ГчВ. Его минимум приурочен к восточной площади исключительного распространения кислых пород с Ag. Характеристика ПмВ в гравитационном поле подробно затруднена, так, как он находится основной частью за границей карты [1], но, очевидно, что он тоже приурочен к минимуму.

Выводы

Установлены закономерные связи минерагении и тектоники вулканогенов Корякской олигоценовой ветви Западно-Камчатско-Корякского палеогенового пояса.

1. Вулканогены — Уннэйваямский, Гайчаваямский, Пальматкинский, образованы на площадях пересечения южного борта Пусторецко-Парпольского прогиба и фундамента Центрально-Корякской СФЗ поперечными межглыбовыми разломами: Парень-Таловско-Тиличикским, Омолон-Каменско-Олюторским и Олойско-Слаутненско-Ачайваямским, соответственно.

2. Вулканогены сформированы в орогенный этап тектогенеза вследствие олигоценовой эпохи гранитоидной тектоно-магматической активизации на северо-востоке Азии, и приурочены к впадинам мезозойского и кристаллического фундаментов СВ простирания. Мощность их андезит-дацитовой формации — до 1000 м. Их структурная позиция отражена локальными гравитационными минимумами.

3. Вулканогены характерны локализацией вулканитов по обе стороны зон поперечных межглыбовых разломов: полями андезитовых покровов и субвулканов — на западе, и дацитовых, риолитовых, липаритовых покровов и субвулканов — на востоке.

4. С андезитами связаны подавляюще Au, Au-Ag, с кислыми — исключительно Ag.

5. Вулканогены имеют однотипные, ярко выраженные оригинальные магнитные поля на площадях развития андезитовых покровов, что характерно также для вулканогенов миоцена и квартера юго-запада Корякского нагорья.

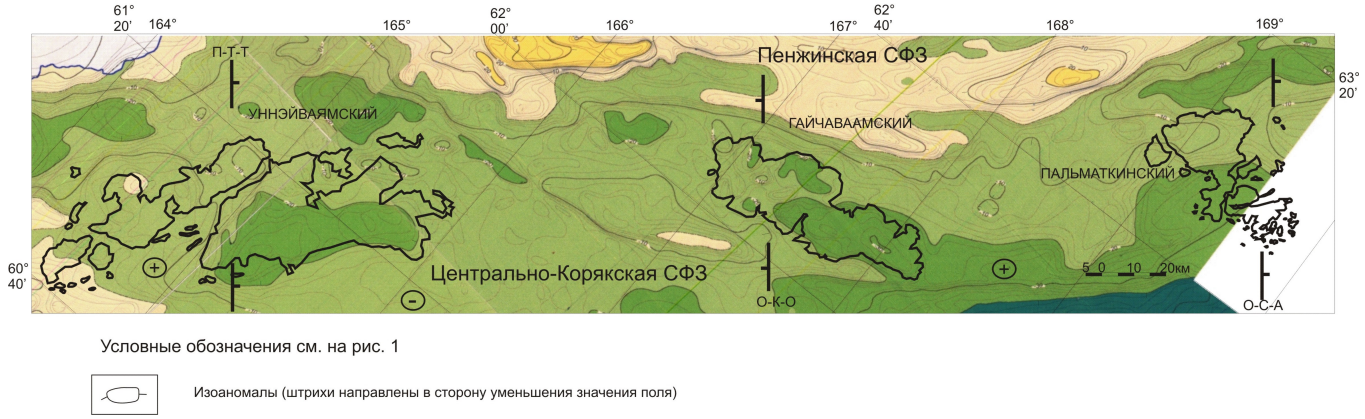


Рис. 5. Гравиметрическая карта Северо-Западно-Корякских вулканогенов (С. П. Белоусов и др. «Объяснительная записка к гравиметрической карте Камчатской области м-ба 1:500000», 2001)

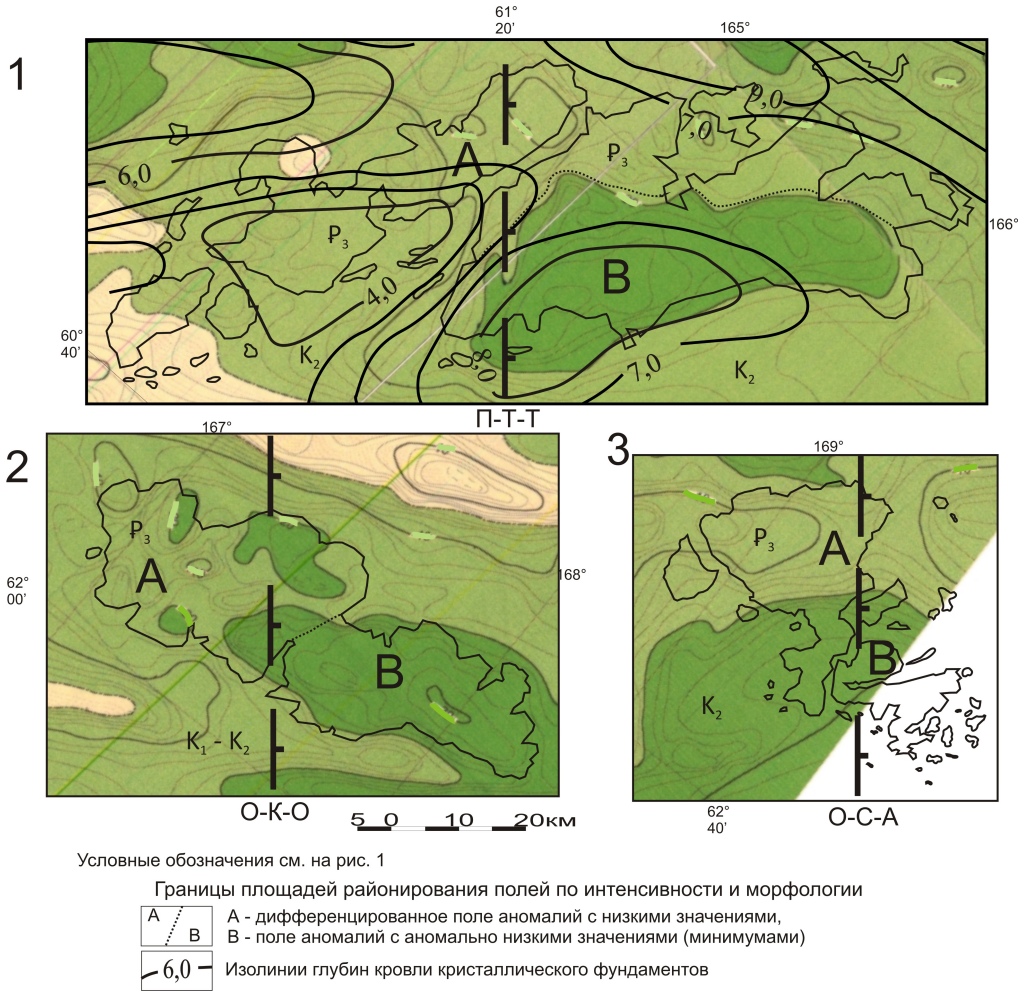


Рис. 6. Гравиметрическая карта Северо-Западно-Корякских вулканогенов (С. П. Белоусов и др. «Объяснительная записка к Гравиметрической карте Камчатской областим-ба 1:500000», 2001) Вулканогены: 1 — Уннэйваямский, 2 — Гайчавааамский, 3 — Пальматкинский

Приведённые закономерности подобия являются объективными критериями отнесения всех трёх вулканогенов к рудным районам, и их совокупность — к Северо-Западно-Корякской сереброрудной провинции (металлогенической зоне).

Заключение

Выполненные исследования дают основание считать цель достигнутой. Геолого-геофизические характеристики вулканогенов идентичны и они рассматриваются, как самостоятельные звенья олигоценовой ветви Западно-Камчатско-Корякского палеогенового вулканического пояса. Вулканогены являются основанием исключительно своеобразного явления на территории Корякии — высокой концентрации серебра в кислых фациях орогенов. Это явление, размер вулканогенов и их тектоническое положение, металлогения подстилающих и обрамляющих пород фундамента дают основание считать каждого их них субстратом сереброрудных районов с прилегающими оловорудными узлами. Общая геолого-геофизическая характеристика вулканогенов, их единый механизм формирования и тектоническое положение определяют единство металлогении и тектоники. Это является основанием к выделению Северо-Западно-Корякской сереброрудной провинции (металлогенической зоны).

Исследования продолжаются в направлении выявления детального структурного положения рудных узлов и полей вулканогенов на основании углубленной интерпретации геофизических полей и геологических данных.

Список литературы

1. *Белоусов С. П., Касьянюк Е. Е., Желтухина С. Ф.* Объяснит. Зап. к гравиметрической карте Камчатской обл. м-ба 1:500 000. Елизово, 2001. 5 л.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. Серия Еропольская. Лист P-58-XVIII и др. М.: ВСЕГЕИ, 1998. 160 с.
3. Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Корякская. Лист P-59-VII(г. Острая). М.: ВСЕГЕИ, 1987. 150 л.
4. *Литвинов А. Ф., Патока М. Г., Марковский Б. А.* Карта полезных ископаемых Камчатской области. М-ба 1: 500 000 / СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 19 с.
5. *Корнилов Г. А.* Карта аномального магнитного поля СССР. Изолинии $(\Delta T)_{\alpha}$. м-ба 1:200 000. Листы P-58 — XII, XIII, XVIII. Магадан: СВГУ, 1981,1985.
6. *Мороз Ю. Ф.* Строение осадочного вулканогенного чехла Камчатки по геофизическим данным // Тихоокеанская геология. 1991. Том №1 С. 59–67
7. *Филатова Н. И., Егоров И. В., Дворянкин А. И. и др.* Структуры континентальной и переходной земной коры на космических снимках / М.: Недра, 1984. 211 с.
8. *Косыгин Ю. А., Кулындышев В. А., Соловьёв В. А.* Тектоника континентов и океанов (терминол. спр.) Хбр.: Хбр. книж. издание, 1976. 757 с.
9. *Яроцкий Г. П., Поляков Г. П.* Комплекс геофизических методов при поисках месторождений серы на Камчатке // Геология и геофизика. 1973. Том №4 С. 85–92
10. *Яроцкий Г. П.* Геолого — геофизические закономерности размещения вулканических серных месторождений Тихоокеанского рудного пояса (Корякия, Камчатка, Курилы, Япония). Петропавловск-Камчатский: Изд-во Камчатского гос. университета, 2006. 138 с.
11. *Яроцкий Г. П.* Поперечные дислокации активных окраин континентов Тихоокеанского рудного пояса. Петропавловск-Камчатский: Изд-во Камчатского государственного университета, 2007. 301 с.
12. *Яроцкий Г. П.* Северо — Западно — Корякская сереброрудная провинция // Тез. докл. Всероссийской научной конференции. Чтения памяти ак. Симакова К. В. Магадан: СВКНИИ. 2007. С. 111–112