

ISSN 0203-0306

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ВУЛКАНОЛОГИЯ и СЕЙСМОЛОГИЯ



3·1988

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Член-кор. АН СССР **С. А. ФЕДОТОВ** (главный редактор),
 д-р геол.-мин. наук **С. Т. БАЛЕСТА** [ответств. секретарь], д-р геол.-мин. наук
В. И. ВЛОДАВЕЦ, канд. физ.-мат. наук **А. А. ГУСЕВ**, д-р геол.-мин. наук **К. К. ЗЕЛЕ-
 НОВ**, д-р геол.-мин. наук **А. А. КАДИК**, д-р геол.-мин. наук **Е. К. МАРХИНИН**, д-р
 геол.-мин. наук **Ю. П. МАСУРЕНКОВ**, д-р геол.-мин. наук **С. И. НАБОКО**, д-р геол.-
 мин. наук **В. П. ПЕТРОВ**, канд. геол.-мин. наук **К. Н. РУДИЧ**, член-кор. АН СССР
Л. Н. РЫКУНОВ, член-кор. АН СССР **С. Л. СОЛОВЬЕВ**, канд. геол.-мин. наук **В. М. СУГ-
 РОБОВ**, канд. физ.-мат. наук **Р. З. ТАРАКАНОВ**, канд. физ.-мат. наук **П. И. ТОКАРЕВ**
 [зам. главного редактора], академик **Н. А. ШИЛО**, д-р геол.-мин. наук **В. Н. ШИЛОВ**
 [зам. главного редактора], канд. геол.-мин. наук **К. Г. ШИРИНЯН**

СОДЕРЖАНИЕ

Жаринов Н. А., Жданова Е. Ю., Белоусов А. Б., Белоусова М. Г., Иванов А. П., Малышев А. И., Ханзутин В. П. Активность Северной группы вулканов Кам- чатки в 1985 г.	3
Двигало В. Н., Андреев В. И., Гавриленко Г. М., Овсянников А. А., Разина А. А., Чирков А. М. Деятельность вулканов Юго-Восточной Камчатки и Северных Курилл в 1985—1986 гг.	13
Конов А. С., Озеров А. Ю. Закономерности в динамике извержений Ключевского вулкана и сопровождающем их вулканическом дрожании	21
Богоявленская Г. Е., Брайцева О. А. О генетической классификации пирокласти- ческих отложений и типах отложений извержения вулкана Безымянный в 1955—1956 гг.	39
Набоко С. И., Ляпунов С. М., Главатских С. Ф. Поведение редкоземельных эле- ментов в процессе постэруптивного метасоматоза и рудообразования (на при- мере БТТИ)	56
Широков В. А., Иванов В. В., Степанов В. В. О глубинном строении вулкана Ка- рымский и особенностях его сейсмичности по данным локальной сети	71
Мороз Ю. Ф. Структура электропроводности земной коры Авачинско-Корякской группы вулканов	81

Краткие сообщения

Отман Н. С., Остапенко С. В., Шпак А. А. Типизация высокотемпературных гео- термальных месторождений областей современного вулканизма	91
Мороз Ю. Ф., Кобзова В. М., Мороз И. П., Сенчина А. Ф. Физическое моделиро- вание магнитотеллурического поля вулкана	98
Меняйлов И. А., Овсянников А. А., Широков В. А. Извержение вулкана Эбеко в октябре — декабре 1987 г.	105

VOLCANOLOGY AND SEISMOLOGY

May—June

1988 • № 3

Editor-in-Chief S. A. FEDOTOV

CONTENTS

Zharinov N. A., Zhdanova E. Yu., Belousov A. B., Belousova M. G., Ivanov A. P., Malyshev A. I., Khanzutin V. P. Activity of the Northern Group of Kamchatka Volcanoes in 1985	3
Dvigalo V. N., Andreev V. I., Gavrilenko G. M., Ovsyannikov A. A., Razina A. A., Chirkov A. M. Volcanoes of Southeast Kamchatka and North Kuriles: Their Activity in 1985—1986	13
Konov A. S., Ozerov A. Yu. Klyuchevskoi Volcano: Regularities in the Dynamics of Eruptions and Accompanying Volcanic Tremor	21
Bogoyavlenskaya G. E., Braitseva O. A. Genetic Classification of Pyroclastic Deposits and Types of 1955—1956 Bezymyannyi Eruption Deposits	39
Naboko S. I., Lyapunov S. M., Glavatskikh S. F. Behavior of Rare-Earth Elements During Posteruptive Metasomatism and Ore Formation (Great Tolbachik Fissure Eruption)	56
Shirokov V. A., Ivanov V. V., Stepanov V. V. Deep Structure of Karymskii Volcano and Its Seismicity as Derived from Regional Network Data	71
Moroz Yu. F. The Structure of Electrical Conductivity of the Earth's Crust Beneath the Avacha-Koryak Volcanic Group	81

Brief Communications

Otman N. S., Ostapenko S. V., Shpak A. A. Classification of Types of High-Temperature Geothermal Fields in the Areas of Recent Volcanism	91
Moroz Yu. F., Kobzova V. M., Moroz I. P., Senchina A. F. Modeling of Magnetotelluric Field of a Volcano	98
Menyalov I. A., Ovsyannikov A. A., Shirokov V. A. Ebeko Eruption in October—December 1987	105

УДК 551.21

ЖАРИНОВ Н. А., ЖДАНОВА Е. Ю., БЕЛОУСОВ А. Б., БЕЛОУСОВА М. Г.,
ИВАНОВ А. П., МАЛЫШЕВ А. И., ХАНЗУТИН В. П.

АКТИВНОСТЬ СЕВЕРНОЙ ГРУППЫ ВУЛКАНОВ КАМЧАТКИ В 1985 г.

ACTIVITY OF THE NORTHERN GROUP OF KAMCHATKA VOLCANOES IN 1985, by Zharinov N. A., Zhdanova E. Yu., Belousov A. B., Belousova M. G., Ivanov A. P., Malyshev A. I., and Khanzutin V. Y. In 1985, a high level of activity was observed at three volcanoes of the Northern group. This paper offers a description of Klyuchevskoi, Bezmyannyi and Shiveluch eruptions. Data are presented on seismicity and deformation of the earth's surface related to the intensified period of Klyuchevskoi activity. Heat capacity of eruptive plumes has been determined.

(Received September 1, 1986)

Institute of Volcanology, Far East Division, USSR Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006, USSR

В Северную группу входят пять действующих вулканов: Ключевской, Безымянный, Шивелуч. Плоский Толбачик и Ушковский. В 1985 г. происходили извержения первых трех из них. Описание деятельности вулканов Северной группы дано в порядке их расположения с севера на юг.

Шивелуч — самый северный действующий вулкан Камчатки. Для него характерно образование экструзивных куполов с последующим их разрушением в ходе сильных эксплозивных извержений. Последнее извержение такого типа произошло 12 ноября 1964 г. [2]. Период с 1964 по 1980 гг. характеризовался только фумарольной деятельностью. В 1980—1981 гг. в кратере вулкана начал формироваться экструзивный купол андезитового состава. Наибольший прирост объема купола наблюдался с конца августа по ноябрь 1980 г. В это время расход материала был близок $0,15\text{--}0,20 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{сут}$ [6, 15]. Рост купола прекратился в конце 1981 г. Купол достиг высоты 180 м и объема $0,02 \text{ км}^3$. С 1981 по 1984 гг. на куполе отмечалась только фумарольная деятельность. Новая стадия активности началась в 1984 г., когда на куполе и у его подножия стали происходить одиночные газопепловые эксплозии [13].

В 1985 г. характер активности вулкана Шивелуч не изменился, наблюдалась постоянная слабая или умеренная фумарольная деятельность, на фоне которой отмечались единичные газопепловые выбросы. Эксплозии происходили на экструзивном куполе или у его подножия. Высота эруптивных колонн составляла 4 км.

Первый выброс в 1985 г. наблюдался 26 мая в 10 час. Высота эруптивного облака была близка к 3 км. 27 мая в районе сочленения восточного склона экструзивного купола со стенкой кратера было замечено два мощных выхода белого пара. Утром 31 мая в 11 час. характер активности изменился — высота подъема газопеплового облака возросла до 350 м. Истечение газопепловых струй происходило из двух округлых воронок, находящихся на расстоянии 50 м одна от другой и имеющих диаметр 7—8 м. Вокруг каждой воронки были насыпаны валы тонкого

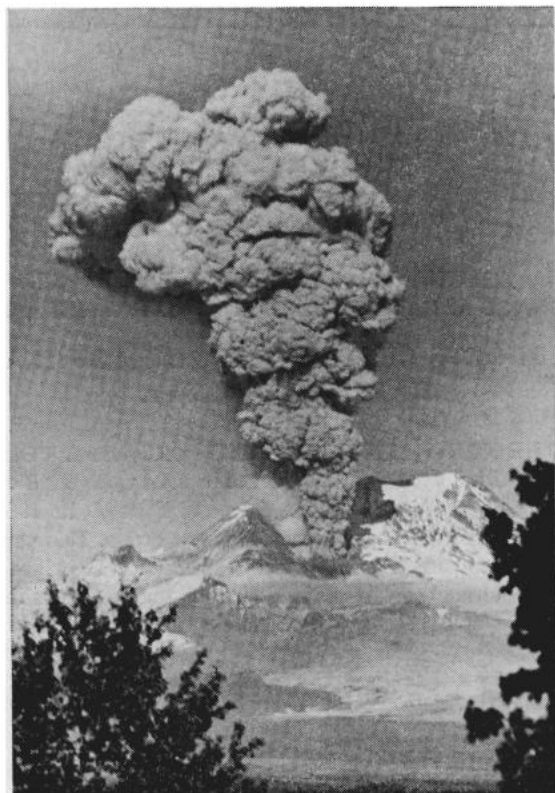


Рис. 1. Газопепловый выброс на вулкане Шивелуч
19 сентября 1985 г. Вид с юга из г. Ключи. Фото
А. Ю. Озерова

светло-серого пепла андезитового состава; 1 июня деятельность воронок прекратилась.

Второй взрыв наблюдался 8 августа в 13 час. 43 мин. Высота подъема газопеплового облака достигла 3 км. 19 сентября в 16 час. 50 мин произошел третий в 1985 г. газопепловый выброс. Высота облака достигала 4 км (рис. 1). Истечение газопепловой струи 19 сентября сопровождалось непрерывным вулканическим дрожанием и продолжалось ~30 мин.

Четвертый, последний в 1985 г., выброс с высотой газопепловой колонны до 1 км был зарегистрирован 25 октября. Продукты эксплозий представлены вулканическими песками и пеплами, которые образовались в результате дробления закристаллизованного материала купола.

В результате этой активности на экструзивном куполе и у его подножия образовалось несколько эксплозивных воронок, окруженных валами выброшенного материала.

Ключевской вулкан, один из активнейших базальтовых вулканов Камчатки и мира, его возраст ~7 тыс. лет, высота его меняется во время извержений и близка 4750 м. Характерной особенностью эруптивной деятельности Ключевского вулкана являются латеральные (побочные) извержения и, в среднем 1 раз в пять лет, терминальные (вершинные) извержения. С 1983 г. вершинный кратер Ключевского вулкана находится в активном состоянии [13, 14].

28 января 1985 г. закончилось эксплозивно-эффузивное терминальное извержение, которое продолжалось с апреля 1984 г. Описание изверже-

ния дано в работе [13]. После этого до 20 мая вулкан находился в состоянии слабой, постепенно затухающей фумарольной деятельности. С 21 мая до середины августа вулкан был спокоен. 16 августа во время аэровизуального облета были отмечены фумарольные столбы над вершинным кратером. Начиная с этого времени активность вулкана постепенно нарастала. 18 августа со стороны вулкана стал доноситься непрерывный гул взрывов. Частота взрывов по барограмме с/ст Апахончич (расстояние от вершинного кратера 13 км) достигала 40 в 1 мин. При этом над кратером наблюдались очень слабые парогазовые выбросы высотой до 100—150 м. С 23 августа отмечались выбросы вулканического газа в форме колец. Такой режим активности продолжался до 13 сентября.

13 сентября наблюдателями на с/ст Апахончич были отмечены выбросы раскаленных бомб на высоту до 50 м, высота парогазовых выбросов увеличилась до 200—300 м. 22 октября произошло дальнейшее усиление эксплозивной деятельности. Высота парогазовых выбросов возросла до 1,5—2,0 км. Из двух бокк выбрасывались вулканические бомбы на высоту ~100 м. По типу деятельности этот период извержения можно отнести к стромболианскому.

5 ноября характер извержения изменился. По Козыревскому желобу начал изливаться лавовый поток. Его длина достигла 700 м. С 10 ноября лавовые потоки изливались по Крестовскому желобу и с 23 ноября — по Апахончичскому; потоки спустились до абсолютной отметки 3000 м. (рис. 2, в).

В ноябре излияние лавы происходило на фоне интенсивной эксплозивной деятельности. Высота газопепловой колонны в среднем составляла 2,5—3,0 км, а высота выброса бомб ~250 м. Отличительной чертой этого периода является появление сильно нагруженных пеплом выбросов, достигавших высоты 1 км. Максимальная высота подъема газопепловой колонны (3,5 км над кромкой кратера) отмечена 19 ноября. Высота выбросов раскаленных бомб достигала 500 м.

Утром 2 декабря в Крестовском желобе произошла серия мощных фреатических взрывов, явившихся результатом взаимодействия лавового потока и ледника. Деятельность вершинного кратера 2 декабря проявлялась в частых парогазовых выбросах высотой ~2,5 км над кромкой кратера, в Крестовский желоб продолжала поступать лава. В 8 час. 35 мин. на фронте лавового потока, на высоте 3100 м, появилось облако белого пара. После этого выше по склону последовала серия взрывов, и образовалось газопепловое облако, которое быстро поднялось на абсолютную высоту 9,6 км и приобрело форму линии (рис. 3). В облаке фреатических взрывов отмечены вертикальные молнии длиной ~3 км. Всего зарегистрировано шесть таких разрядов.

Распространение и размеры газопепловой тучи были определены с помощью локатора зональной гидрометеорологической обсерватории. Максимальная абсолютная высота тучи достигала 9,6 км, а максимальные размеры через 2 ч составляли 45×15 км. На рис. 4 показаны сечения тучи на различных высотах. С помощью локатора было определено местоположение взрыва (см. рис. 4). Тропопауза 2 декабря располагалась на высоте 7,8 км, поэтому часть материала попала в стратосферу, и облако стало быстро растекаться по горизонтали. Наибольшая часть газопепловой тучи распространилась в северо-западном направлении. Некоторая часть из-за низового ветра ушла на северо-восток и восток. Вес выпавшего пепла в районе с/ст Апахончич составил 45 г/м², в районе с/ст Подкова — 20 г/м².

После взрывов нижняя часть Крестовского желоба существенно не изменилась. Здесь образовался небольшой конус выноса грязевого потока-лахара. Дальше поток прошел вдоль ледника Эрмана, затем по руслу р. Крутенькой. Длина потока была >30 км. Лавар оставил на своем пути слой отложений из несортированных обломков свежих и ста-

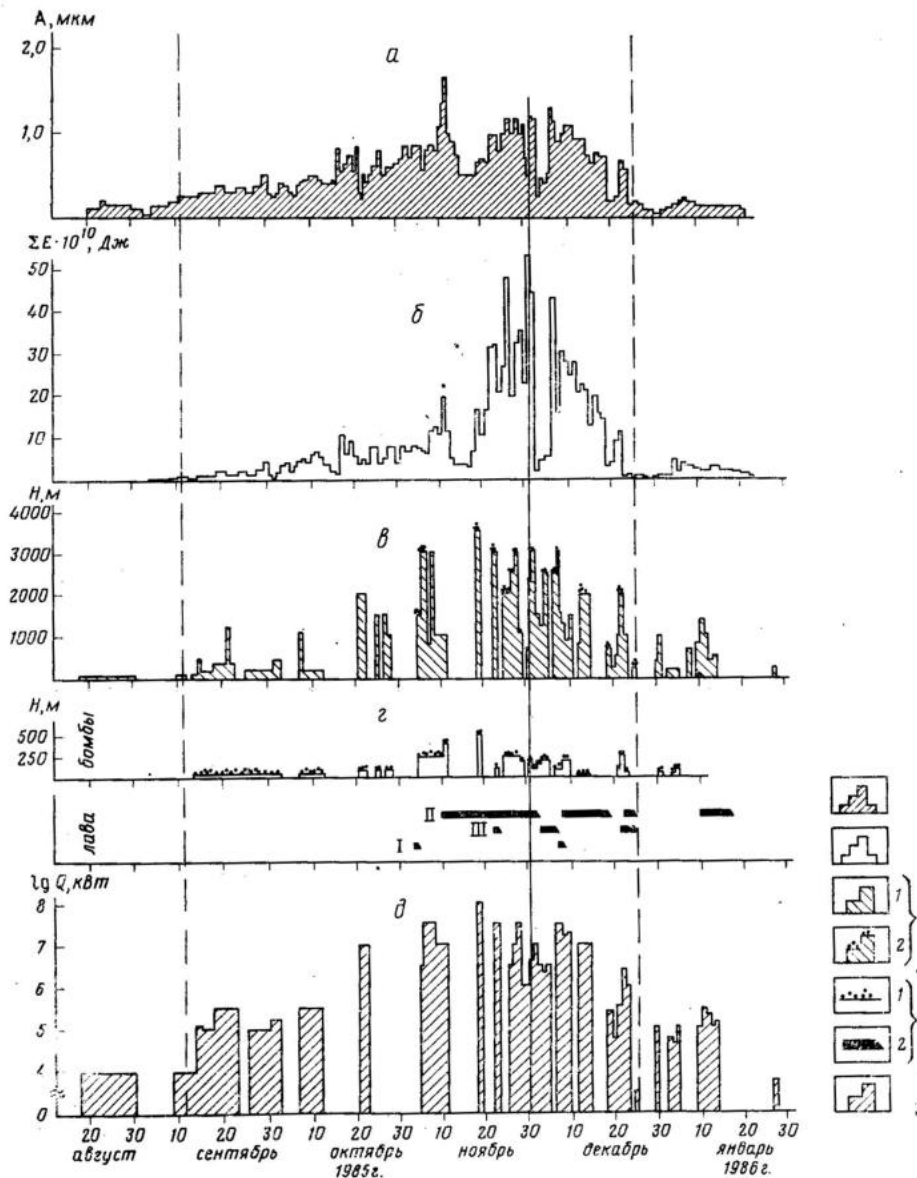


Рис. 2. Характеристики вершинного извержения Ключевского вулкана от 18 августа 1985 г. до 21 января 1986 г. а — ход средней амплитуды вулканического дрожания (ВД), по данным с/ст Апахончич; б — изменение энергии ВД во время извержения; в — изменение высоты парогазовых (1) и газопеллисовых (2) выбросов во время извержения; г — изменение высоты выбросов вулканических бомб (1) и продолжительность излияния лавовых потоков (2) по Козыревскому [I], Крестовскому [II] и Апахончичскому [III] желобам; д — изменение тепловой мощности эруптивных выбросов во время извержения

рых базальтов мощностью ~ 1 м. Среди отложений лахара присутствовало большое количество крупных глыб льда, насыщенного пирокластикой.

После 2 декабря начался постепенный спад эксплозивной деятельности вершинного кратера. Высота эруптивной колонны не превышала 1,5—2,0 км. Эффузивная деятельность продолжалась на том же уровне, лава изливалась в Апахончичский и Крестовский желобы. Ослабление извержения наблюдалось 20—21 декабря, когда выбросы раскаленных бомб и излияние лавы прекратились, происходили только отдельные на-

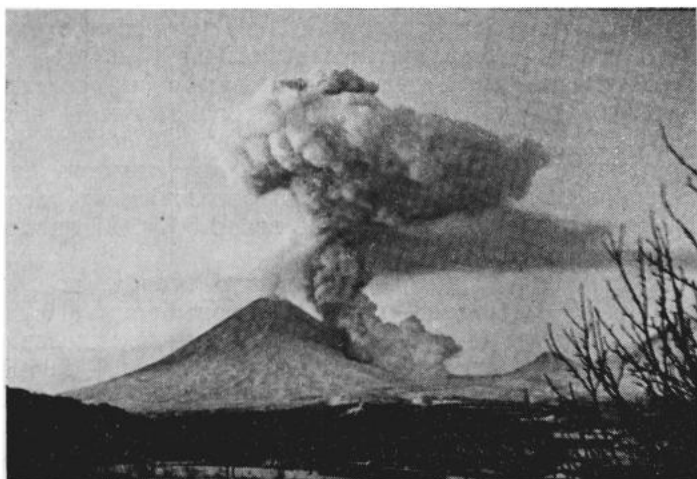


Рис. 3. Фреатический взрыв в Крестовском желобе Ключевского вулкана 2 декабря 1985 г. Вид с севера из г. Ключи. Фото Белоусова А. Б.

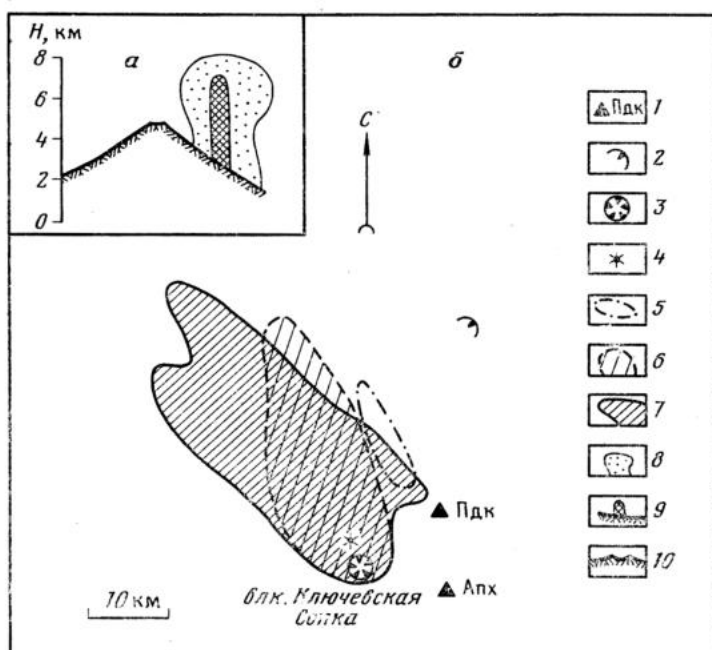


Рис. 4. Изображение на экране локатора вертикального (а) и горизонтальных (б) сечений облака фреатического взрыва в Крестовском желобе Ключевского вулкана 2 декабря 1985 г. 1 — сейсмостанции; 2 — локатор; 3 — вершина в. Ключевской; 4 — эпицентр взрыва; 5—7 сечения облака взрыва при углах возвышения антенны локатора 16,7°, 10° и 6,5° соответственно; 8, 9 — периферийная и центральная части облака взрыва; 10 — Ключевской вулкан

груженные пеплом выбросы на высоту до 600 м. С 22 по 26 декабря отмечалось усиление explosивно-эффузивной деятельности: высота газопепловых выбросов возросла до 2,0 км, раскаленной пирокластики — до 250 м. В Апахончичский и Крестовский желобы излились лавовые потоки длиной 1,0 и 1,3 км соответственно.

С 26 по 31 декабря отмечен резкий спад интенсивности извержения, прекращение эксплозий и излияния лавы. С 1 по 10 января 1986 г. вновь возобновилась эксплозивная деятельность, выбросы раскаленных бомб достигали высоты 100 м над кромкой кратера. После 11 января в Крестовском желобе наблюдались последние лавовые потоки, которые спустились до отметки 3100 м. Эксплозивная деятельность на последнем этапе извержения была слабой: высота парогазовых выбросов составляла 500—600 м, раскаленных бомб — не выше 50 м. 21 января извержение закончилось.

В ходе извержения можно выделить пять этапов (по терминологии В. И. Влодавца) [3]: I этап — парогазовые выбросы (16.VIII—13.IX); II этап — эксплозивный (14.IX—4.XI); III этап — эксплозивно-эффузивный (5.XI—26.XII); IV этап — эксплозивный (1—10.I.1986); V этап — эффузивный (11—21.I.1986). Отдельные этапы разделяются по появлению регулярных выбросов раскаленных бомб, по началу излияния лавовых потоков или по преобладанию эффузивной деятельности над эксплозивной.

Извержение сопровождалось сейсмической активностью (см. рис. 2, а, б). На I этапе регистрировалось вулканическое дрожание (ВД) с амплитудой 0,10—0,25 мкм, $T=0,4$ с. На II этапе средняя амплитуда ВД возросла до 0,85 мкм при $T_{\text{ср}}=0,5$ с. Максимальная амплитуда отмечена 2 ноября — 2,4 мкм. Рост интенсивности извержения на III эксплозивно-эффузивном этапе отразился в изменении средней амплитуды ВД в отдельные дни от 0,85 до 1,7 мкм (12.XI) при $T_{\text{ср}}=0,7$ с. Максимальное значение амплитуды ВД (3,6 мкм) зарегистрировано 12 ноября и 2 декабря. При ослаблении эруптивной деятельности в конце III этапа ВД уменьшилось до 0,2 мкм. На IV и V этапах извержения амплитуда ВД изменилась в пределах 0,1—0,2 мкм при среднем периоде 0,7 с.

Во время извержения в условиях видимости производились регулярные определения высоты подъема эруптивной колонны. По методике, изложенной в работе [11], определена тепловая мощность извержения, ход изменения которой представлен на рис. 2, д. Характерно, что каждый этап извержения имел определенный уровень тепловой мощности. Первому этапу соответствует тепловая мощность 10^4 кВт. При переходе к эксплозивному этапу II она увеличивается сначала до величин 10^5 кВт, затем — до 10^6 — 10^8 кВт. Максимальная мощность наблюдалась на III этапе — 10^7 — 10^8 кВт. На заключительных этапах извержения тепловая мощность снизилась до 10^5 кВт. Тепловая энергия эруптивной колонны за весь период извержения оценивается в $1,5 \cdot 10^{15}$ Дж. Корреляция ВД и тепловой мощности свидетельствует о связи ВД и эксплозивной деятельности (рис. 2, а, д).

Рост шлакового конуса в вершинном кратере Ключевского вулкана начался во время извержения 1984 г. С сентября 1984 г. выполнялись определения высоты конуса над кромкой кратера тригонометрическим нивелированием из г. Ключи. Точность определения высоты ± 2 м. Изменение морфологии и высоты шлакового конуса показано на рис. 5 на три даты нивелирования. К 16 мая 1986 г. высота конуса была ~ 130 м (см. рис. 5).

С 1979 г. на северном склоне вулкана вдоль радиального профиля ведется высокоточное геодезическое нивелирование и измерение длин линий в центральной системе с центром, расположенным в 13 км от кратера [7]. За время наблюдений регистрировалось поднятие склона вулкана перед побочным и вершинным извержениями в 1983 г., перед вершинными извержениями в 1984—1985 гг. и опускание склона после извержений. В 1985 г. максимальная величина поднятия достигала 8 см на расстоянии 10 км от кратера.

Общая тенденция, наблюдаемая во времени в изменениях длин линий в центральной системе — сжатие по всем линиям. Перед извержением и

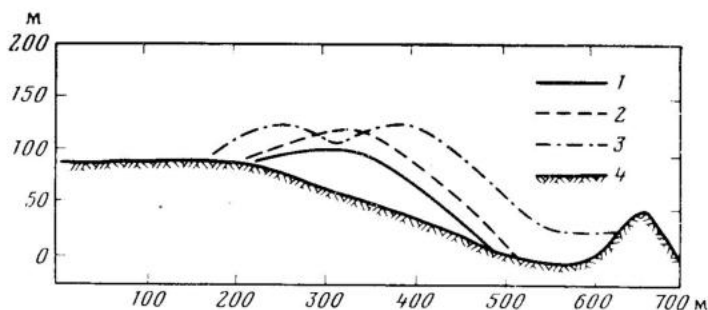


Рис. 5. Профиль шлакового конуса и кромки кратера Ключевского вулкана по линии восток — запад, по данным тригонометрического нивелирования из г. Ключи. Наблюдения выполнены: 1 — 5.II.1984; 2 — 18.III.1985; 3 — 16.V.1986; 4 — кромка кратера

во время него происходит растяжение. За период с сентября 1984 г. по апрель 1985 г. по субрадиальным линиям наблюдалось растяжение с максимальным увеличением длины 16 см на базе 6,6 км.

Продукты вершинного извержения 1985 г. относятся к известково-щелочным высокоглиноземистым субафировым базальтам (табл. 1) с редкими вкрапленниками оливина, клино- и ортопироксена. Пеплы этого извержения являются обычными для вершинных извержений Ключевского вулкана [5, 9].

Объем изверженного материала будет известен после стереофотограмметрической обработки аэрофотоснимков.

Вулкан Безымянный. После катастрофического извержения 1956 г. во вновь образованном кратере размером $1,3 \times 2,8$ км стал формироваться экструзивный андезитовый купол Новый [4].

Этот процесс сопровождался эксплозивными извержениями с образованием пирокластических потоков. С 1977 г. во время извержений наряду с образованием пирокластических потоков происходит излияние вязкой лавы.

После прекращения извержения осенью 1984 г. [12] вулкан находился в состоянии слабой фумарольной деятельности, обычной для межэруптивных периодов. В 1985 г. произошло два извержения: в июне — июле и в октябре — декабре. В ходе летнего извержения можно выделить три этапа. На I этапе (12—28.VI) наблюдалось выжимание блока в восточной части купола Новый и образование каменных лавин (рис. 6).

Следует заметить, что выжимание блоков и последующее их разрушение является предвестником эксплозивного этапа извержения [10]. Начиная с 29 июня по 2 июля отмечается II эксплозивный этап извержения. Он характеризуется частичным разрушением купола Новый [1] и образованием пирокластических потоков. Первый поток был отмечен вечером 29 июня. Его длина составила ~ 5 км. После суточного перерыва

Таблица 1

Химический состав образца лавы Ключевского вулкана (извержение 1985 г.)

Оксиды	КЛ-85-86	Оксиды	КЛ-85-86	Оксиды	КЛ-85-86
SiO ₂	53,44	MnO	0,17	P ₂ O ₅	0,19
TiO ₂	1,14	MgO	5,07	H ₂ O ⁻	0,03
Al ₂ O ₃	18,15	CaO	8,16	H ₂ O ⁺	—
Fe ₂ O ₃	2,61	Na ₂ O	3,38		
FeO	5,96	K ₂ O	1,20	Сумма	99,50

Примечание. Аналитик А. И. Округина.



Рис. 6. Купол Новый вулкана Безымянный до эксплозивного этапа извержения в июне 1985 г. с востока. Фото А. Б. Белоусова

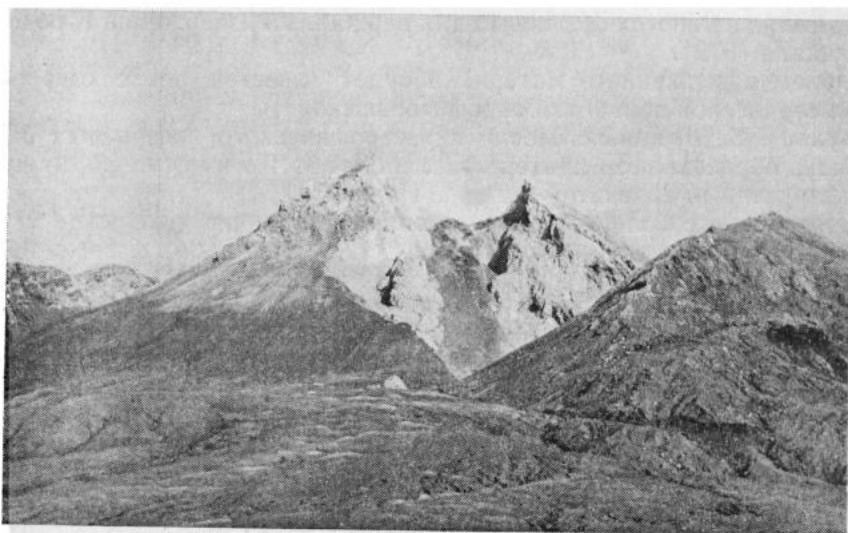


Рис. 7. Вулкан Безымянный после эксплозивного этапа извержения. Вид с востока. Фото А. Б. Белоусова

извержение продолжилось. В ночь с 30 июня на 1 июля наблюдалось формирование нескольких пирокластических потоков длиной до 12,5 км. Извержение сопровождалось сильным гулом, похожим на работу реактивного двигателя. Первого июля активность снизилась; утром второго июля отмечен последний пирокластический поток.

В результате извержения на вершине купола образовался кратер диаметром 400 м и глубиной до 250 м, открытый на восток (рис. 7). У восточного подножия вулкана сформировался покров пирокластических отложений, представленный песком направленного взрыва и отложениями пирокластических потоков. Отложения были выделены по ряду характерных признаков: распространение по площади независимо от рельефа, постепенное убывание мощности по направлению от вулкана (от 2 м до 1 мм) и зернистости (от гравия до тонкого песка), наличие параллельной и косой слоистости.

Распространение и объемы отложений взрывного этапа извержения
вулкана Безымянный в 1985 г.

Тип отложений	Максимальное распространение от вулкана, км	Площадь, км ²	Объем, км ³
Отложения пеплоглибового потока, включающие материал обвала	7—8	4,0	0,012
Песок направленного взрыва	6	7,0	0,001
Отложения пирокластических потоков	12,5	10,5	0,025

Отложения пирокластических потоков представлены несортированной смесью глыб андезита и мелкого заполнителя. Размеры глыб составляют обычно 3—5 м. Мощность отложений колеблется от 1 до 3—4 м.

Из особенностей пирокластических потоков могут быть отмечены их большая подвижность и горящий газ над поверхностью одного из потоков, что, возможно, связано с высокой газонасыщенностью ювенильных андезитов и присутствием ювенильного водорода в газах извержения [8].

Во время извержения наблюдалось выпадение аккреционных лапиллей, имевших вид шариков диаметром 4—6 мм. Лапилли были сложены серовато-розовым алевропелитом. Многие из них на срезе обнаруживали тонкую концентрическую слоистость.

К концу взрывного этапа извержения из открывшегося жерла началось излияние лавового потока, продолжавшееся со 2 по 14 июля.

На III этапе извержения (31 июля—8 сентября) взрывная деятельность вулкана прекратилась, происходило медленное излияние вязкого лавового потока в область абразивно-вулканической впадины, образовавшейся на восточном склоне купола.

Летнее извержение 1985 г. во время взрывного этапа сопровождалось непрерывным спазматическим вулканическим дрожанием. ВД представляло собой суперпозицию сейсмических колебаний с основными периодами $T=0,1-0,2$ с и $T=0,5-0,7$ с, период увеличивался максимум до $0,8-1,0$ с при сохранении непрерывного фона с амплитудой $0,1$ мкм и $T=0,1-0,2$ с. Усиление и ослабление эруптивной деятельности нашло отражение на записях ВД. Появлению первого пирокластического потока сопутствует ВД с амплитудой $A=4,5$ мкм при $T=1,0$ с. Очередные спазмы ВД были зарегистрированы 30 июня в 1 час. 30 мин. при $A=1,45$ мкм и $T=0,8$ с; в 20 час. 08 мин. при $A=21,6$ мкм и $T=0,9$ с. 1 июля ВД наблюдалось с 1 час. 25 мин. до 2 час. 14 мин. при $A=12,4$ мкм, $T=0,7$ с и с 3 час. 10 мин. при $A=18,2$ мкм, $T=0,8$ с. В остальное время суток 29 июня и 1 июля регистрировались отдельные землетрясения с $S-P=4-6$ с. Максимальной взрывной деятельности соответствует непрерывно-спазматическое ВД с наибольшими амплитудами. Максимальная мощность ВД составила $1,8 \cdot 10^8$ Вт.

В октябре вулкан активизировался вновь. С 15 октября в восточном секторе купола отмечалось появление обвальных каменных лавин. К 5 ноября частота формирования лавин достигла 1—2 в 1 мин, с 7 ноября возобновилась эффузивная деятельность вулкана. Лавовый поток изливался до 14 декабря 1985 г.

Продукты взрывного этапа извержения (29.VI—2.VII) относятся к дупироксеновым андезитам с редкими включениями роговой обманки. Объем и площади распространения продуктов взрывного этапа извержения приведены в табл. 2.

Выводы

В 1985 г. продолжали оставаться активными три вулкана Северной группы: Шивелуч, Ключевской и Безымянный.

1. На вулкане Шивелуч, также как и в 1984 г., наблюдались отдельные газопепловые выбросы, свидетельствующие о продолжающейся активизации эксплозивной деятельности экструзивного купола.

2. Извержение Ключевского вулкана по ряду характерных признаков (извержение из отдельных бокк на дне кратера, стромболианская эксплозивно-эффузивная деятельность) можно отнести к умеренным межпароксизмальным извержениям.

3. Извержение вулкана Безымянный в 1985 г. по объему и распространению отложений относится к самым сильным после катастрофического извержения вулкана 30 марта 1956 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алидибиров М. А., Белоусов А. Б., Кравченко Н. М. Фаза направленного взрыва в извержении вулкана Безымянный в 1985 г.: идентификация и параметры//Вулканология и сейсмология. 1987. № 5. С. 81—89.
2. Богоявленская Г. Е., Брайцева О. А., Мелекесцев И. В. и др. Катастрофические извержения типа направленных взрывов на вулканах Сент-Хеленс, Безымянный, Шивелуч//Вулканология и сейсмология. 1985. № 2. С. 3—27.
3. Влодавец В. И. Справочник по вулканологии. М.: Наука, 1984. 339 с.
4. Горшков Г. С., Богоявленская Г. Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения (1955—1963 гг.). М.: Наука, 1965. 170 с.
5. Гущенко И. И. Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. М.: Наука, 1977. 144 с.
6. Двигало В. Н. Рост купола в кратере вулкана Шивелуч в 1980—81 гг. по фотограмметрическим данным//Вулканология и сейсмология. 1984. № 2. С. 104—110.
7. Жаринов Н. А., Еремеев Н. Н. Деформации земной поверхности Ключевского вулкана, предварившие и сопровождавшие извержение Предсказанное в 1983 г.//Вулканология и сейсмология. 1985. № 1. С. 88—97.
8. Меняйлов И. А., Никитина Л. П., Шапарь В. Н. Химический состав и изотопные отношения H_2O газов пирокластических потоков извержения вулкана Безымянный в июле 1985 года//Вулканология и сейсмология. 1987. № 4. С. 40—49.
9. Пийп Б. И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944—45 гг. и в прошлом. М.: Изд-во АН СССР. 1956. 312 с.
10. Селезнев Б. В., Двигало В. Н., Гусев Н. А. Развитие вулкана Безымянный по данным обработки материалов аэрофотосъемок 1950—1981 гг.//Вулканология и сейсмология. 1983. № 1. С. 52—65.
11. Федотов С. А. Оценка выноса тепла и пирокластики вулканическими извержениями и фумаролами по высоте их струй и облаков//Вулканология и сейсмология. 1985. № 4. С. 3—28.
12. Федотов С. А., Иванов В. В., Гущенко И. И. и др. Вулканическая деятельность в Курило-Камчатской зоне в 1980—84 гг.//Вулканология и сейсмология. 1986. № 2. С. 3—21.
13. Федотов С. А., Иванов В. В., Двигало В. Н. и др. Деятельность вулканов Камчатки и Курильских островов в 1984 г.//Вулканология и сейсмология. 1985. № 5. С. 3—23.
14. Хренов А. П., Озеров А. Ю., Литасов Н. Е. и др. Побочное извержение Ключевского вулкана (прорыв Предсказанный, 1983 г.)//Вулканология и сейсмология. 1985. № 1. С. 3—20.
15. Zharinov N. A., Skuridin Yu. F. On the Growth of the Extrusive Domes of Kamchatka Volcanoes Bezymianny and Sheveluch after Results of the Phototopographic Survey. Reykjavik, Iceland, August 15—22, Symposium//Generation of Major Basalt. 1982.

Институт вулканологии
ДВО АН СССР

Поступила в редакцию
1.IX.1986

УДК 551.21

ДВИГАЛО В. Н., АНДРЕЕВ В. И., ГАВРИЛЕНКО Г. М.
ОВСЯННИКОВ А. А., РАЗИНА А. А., ЧИРКОВ А. М.

ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВУЛКАНОВ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ И СЕВЕРНЫХ КУРИЛ В 1985—1986 гг.

VOLCANOES OF SOUTH-EAST KAMCHATKA AND NORTH KURILES: THEIR ACTIVITY IN 1985—1986, by Dvigalo V. N., Andreev V. I., Gavrilenko G. M., Ovsyannikov A. A., Razina A. A., and Chirkov A. M. The activity of Malyi Semyachik, Karymskii, Gorelyi, Alaid, and Chikurachki volcanoes in 1985—1986 is described.

(Received April 22, 1987)

Institute of Volcanology, Far East Division, USSR Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006, USSR

В 1985—1986 гг. наиболее активными были вулканы Ключевской группы. Сведения об их деятельности публикуются в нашем журнале в виде отдельных статей. В настоящем сообщении приводятся данные о вулканах Южной Камчатки и Северных Курил, проявивших активность в указанный период.

Вулкан Малый Семячик. Этот действующий вулкан Камчатки не принадлежит к числу наиболее активных, поэтому в обзорах о деятельности вулканов упоминается редко. В настоящее время есть основания обратиться на него более пристальное внимание.

Вулкан расположен в Восточном хребте, в 20 км от берега Кроноцкого залива Тихого океана. Малый Семячик начал формироваться ~20 тыс. лет назад в кальдере Пра-Семячика диаметром 7 км [8]. В настоящее время он представляет собой вулканический хребет, вытянутый на северо-восток на расстояние 3 км, состоящий из трех слившихся, последовательно формировавшихся конусов. Высшая отметка над уровнем моря 1560 м. Объем всего сооружения составляет ~20 км³, площадь 120 км². Сложен лавами — от базальтов до андезитодацитов [8]. Средняя продуктивность за последние 4000 лет (в том числе период покоя вулкана продолжительностью ~2000 лет), по данным [7], равна $0,6 \cdot 10^6$ т/год. Даты извержений: 1804, 1851—1852, 1945—1946, 1952 гг. [4]. На вершине конуса, образовавшегося последним (7300 лет по ¹⁴C), сохранились остатки нескольких кратеров. Самый молодой из них (возраст ~400 лет [8]), ныне действующий кратер Троицкого с озером внутри, расположен в юго-западной части массива.

Кратерное озеро с термальной водой могло образоваться, по-видимому, после извержения 1945—1946 гг. [1].

В 1965—1973 гг. 1—2 раза в год выполнялись наблюдения за тепловым режимом, уровнем и химическим составом воды в озере. Теплоотдача с поверхности озера за время наблюдений была примерно одинаковой (в пределах ошибки измерений) и составляла $\sim 300 \pm 80$ МВт. Другие параметры воды изменялись без определенной закономерности: температура — от +32 до +42°С, общая минерализация — 33—48 г/л, рН — 0,75—0,37 [3, 9]. Уровень озера сохранялся почти постоянным, колебания не превышали 40—50 см. По состоянию на 2 сентября 1971 г. сред-

ний диаметр озера составлял 550 м, площадь зеркала — 230 тыс. м², максимальная глубина — 140 м¹, объем $15 \cdot 10^6$ м³ [3].

Регулярные аэровизуальные наблюдения, а также фотограмметрическая обработка материалов аэрофотосъемок позволили выявить изменения в динамике кратерного озера, по-видимому, связанные с активизацией вулкана. На аэрофотоснимках 2 июля 1986 г. на поверхности озера были обнаружены четкие изображения отдельных пятен, имеющих более светлую окраску. Размеры пятен варьировали от снимка к снимку в пределах одного аэрофотосъемочного маршрута, что свидетельствовало об интенсивном движении воды в озере. В дальнейшем наблюдалось одно крупное (до 150 м в поперечнике) пятно, расположенное к северо-востоку от центра озера (рис. 1), имеющее ярко-желтую окантовку, отличное по цвету от остальной поверхности озера. В связи с этим, начиная с 1974 г., была проведена ревизия и фотограмметрическая обработка



Рис. 1. Вулкан Малый Семячик. Кратер Троицкого 22 сентября 1986 г. На поверхности озера, вокруг грифона отчетливо видна кайма из плавающей коллоидной серы. Фото В. Н. Двигало

имеющихся аэрофотоматериалов. Выяснилось, что за последние 10 с лишним лет слабое изображение подобного пятна было отмечено на аэрофотоснимках 15 сентября 1984 г. Позже оно исчезло. Было установлено также, что в период между 1978 и 1981 гг. началось повышение уровня озера, остававшегося долгое время неизменным относительно реперов на верхней кромке кратера. К 22 сентября 1986 г. уровень повысился на $13,4 \pm 0,5$ м по сравнению с 1974 г., площадь зеркала увеличилась на 39 тыс. м² и достигла 256 500 м². В случае сохранения стабильности морфологии и уровня дна кратера прирост объема воды в озере по отношению к 1974 г. составил $3,4 \cdot 10^6 \text{ м}^3 \pm 3\%$.

В сентябре 1986 г. были проведены исследования непосредственно на озере и было установлено, что упоминавшееся пятно (пятна) — это поверхностные проявления подводной вулканиче-

ской активности. Мощный поток фумарольных газов, выходящих в дне в наиболее глубокой части кратера, создает сильное восходящее течение воды, которое фиксируется на поверхности озера в виде напорного грифона. Вследствие интенсивного перемешивания температура воды на поверхности озера и в глубине одинакова — $+32,5^\circ \text{C}$. Однако на дне, по-видимому, в местах выхода газов температура была не ниже температуры плавления серы ($\sim 120^\circ \text{C}$), так как из самого глубокого места в кратере на фале была поднята сера, сохранившая характерную форму течения в расплавленном виде. Теплоотдача с поверхности озера, по измерениям 14 сентября 1986 г., составила 180 МВт². Впервые в озере была проведена батиметрическая съемка с помощью лодочного эхолота «Язь». Максимальная зарегистрированная глубина оказалась равной $132 \pm \pm 0,5$ м.

¹ Измерения выполнены по редкой сети с помощью капронового фала. Не учтены ошибки, возникшие из-за растяжения фала и отклонения по вертикали мощным восходящим течением (примеч. авторов настоящего сообщения).

² Теплоотдача была оценена В. К. Пановым и Б. И. Самойленко по величине конвективного теплообмена между поверхностью озера и атмосферой. Из-за различных условий измерения сравнивать данные, приведенные в [3, 9] и в данной статье, не представляется возможным (прим. авторов).

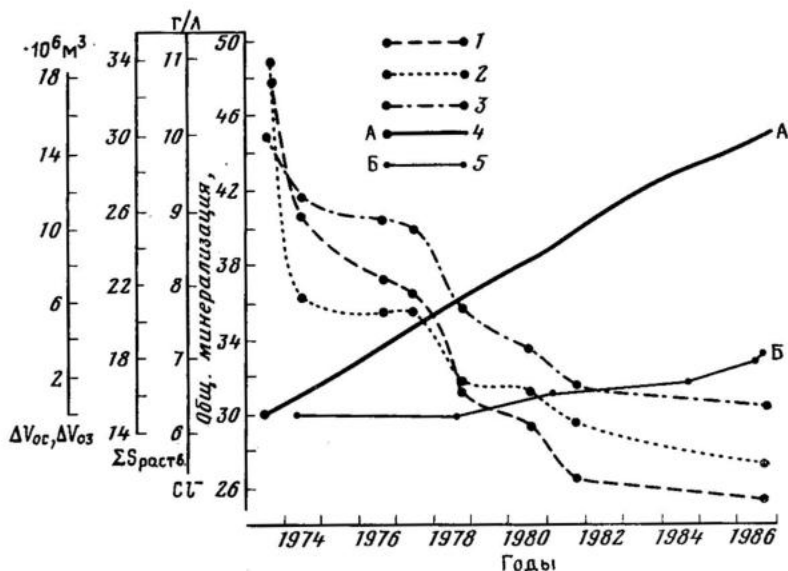


Рис. 2. Изменение общей минерализации (1), концентрации хлорид-иона (2) и суммы растворимых соединений серы (3) в воде кратерного озера вулкана Малый Семейчик в период 1973—1986 гг., по данным В. И. Андреева, Р. А. Шувалова и Г. М. Гавриленко. Здесь же показано количество выпавших на водосбор кратера атмосферных осадков, $\Delta V_{ос}$ (4—А), по данным гидрометеослужбы, и увеличение объема озера; $\Delta V_{оз}$ (5—Б) за этот период, по данным В. Н. Двигало

Вода в грифоне содержала множество пузырьков газа и имела желто-вато-охристый оттенок в отличие от бирюзового цвета в других частях озера. Незаякоренные предметы выталкивались за пределы пятна-грифона. Вокруг него был виден четко выраженный венчик из плавающей ярко-желтой коллоидной серы. Пульсирующий дебит газа составлял по приблизительным оценкам в среднем ~ 50 л/с со всей поверхности грифона. Впервые также были взяты пробы спонтанного газа. Анализ, выполненный Ю. А. Тараном, показал, что в его состав входят (об. %): N_2 — 63,2; CO_2 — 23,0; H_2 — 11,0; O_2 — 2,5; CO — 0,3; CH_4 — 0,02. Химический состав воды в озере в 1986 г. изменился по сравнению с предыдущими наблюдениями [3, 9]. На рис. 2 показано изменение содержания хлорид-иона, суммы растворенных соединений серы и общей минерализации с 1973 г. [3] до 1986 г. Концентрация этих компонентов за указанный период уменьшилась вдвое, pH возросло от 0,37 до 0,75, что, по-видимому, можно объяснить разбавлением кратерных вод атмосферной влагой. На рис. 2 (кривая А) видно, что только вследствие осадков, выпавших на водосборную площадь кратера Троицкого за 1973—1986 гг., объем озера мог возрасти более чем на $14 \cdot 10^6 \text{ м}^3$ без учета притока парогидротерм через дно озера. Но, судя по фотограмметрическим данным, уровень озера за это время повысился на 13,4 м, что соответствует увеличению объема воды на $3,4 \cdot 10^6 \text{ м}^3$ (кривая Б на рис. 2). Дефицит объема должен был компенсироваться испарением с поверхности воды и скрытым стоком из озера. Учитывая относительно небольшие колебания температуры воды, испарение, в среднем за указанный период, вероятно, можно принять примерно постоянным. Это означает, что при подъеме уровня озера возрастает и скрытая разгрузка — просачивание воды через менее измененные породы стенок кратера. Сток из озера в основном не влияет на величину минерализации воды. Тем не менее графики изменения концентрации макрокомпонентов в воде имеют сложный ступенчатый характер. Несмотря на инерционность большой массы озера, они, вероятно, отражают направленность вулканического процесса. Можно пола-

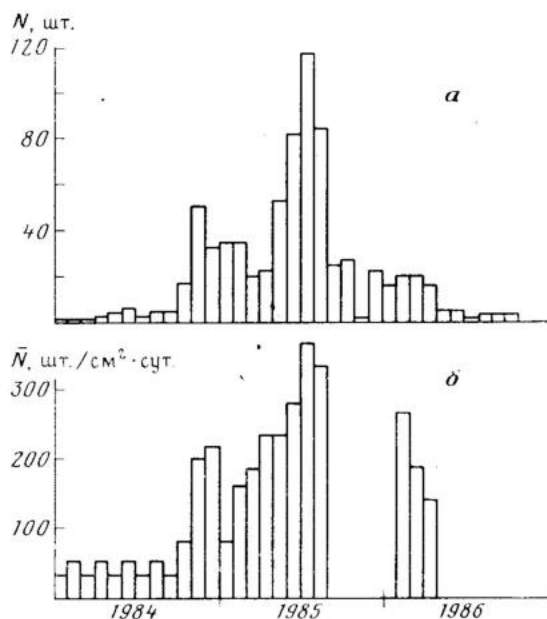


Рис. 3. Развитие коровой сейсмичности и радиоактивности гидротермальных газов района вулкана Карымский: *a* — ежемесячное количество вулканотектонических землетрясений энергетического класса $K_s^{Ф80} \geq 6,0$; $S-P \leq 2,5$ с; $H=0-10$ км, зарегистрированных локальной сетью с/ст. Карымская [13]; *б* — среднесуточная по месяцам плотность треков α -частиц на диэлектрических детекторах $LR=115$ в спонтанных газах термального грифона на оз. Теплом, у подножия вулкана, по данным А. М. Чиркова

гать, что крутые участки кривых соответствуют периодам снижения активности вулкана, когда поступление глубинных растворов минимально, а соответственно разбавление вод осадками — максимальное. Пологие участки указывают, что опреснение осадками уравнивается газогидротермами, поступающими в озеро в периоды активизации вулкана. Отсюда следует, что в настоящее время вулкан находится в состоянии очередной активизации.

Приведенные выше рассуждения предварительны и не претендуют на однозначность выводов. Авторы сочли необходимым привести весь имеющийся довольно противоречивый фактический материал с тем, чтобы привлечь внимание к вулкану Малый Семейчик. Не вызывает сомнений тот факт, что после длительного периода стабильности уровень кратерного озера поднимается, а минерализация воды в нем падает. Относительная доступность единственного на Камчатке действующего вулкана с кратерным озером дает редкую возможность детально изучить динамику нарушения равновесия вулканического процесса. Для этого в первую очередь необходимо разработать единую методику исследований и в дальнейшем проводить регулярные режимные наблюдения.

Вулкан Карымский. В течение 1985—1986 гг. вулкан оставался в состоянии очень слабой фумарольной деятельности. 28 сентября 1985 г. были измерены температуры на участках сосредоточения основных выходов газов. Максимальная измеренная температура внутри кратера была $+83,6^\circ\text{C}$. Шлак в привершинной части южного и юго-западного склонов конуса на глубине 20 см прогрев до $+72^\circ\text{C}$. По аэровизуальным наблюдениям морфология и размеры кратера не изменились по сравнению с 1984 г. [10]. Тем не менее прогноз о возможной «активизации вулкана Карымского в 1985 г.» [10, с. 18] в какой-то мере оправдался. Активизация выразилась в усилении сейсмической деятельности под вулканом. На гистограмме (рис. 3, *a*) [13] показано количество местных

($S-P=0,9-1,6$ с) вулканотектонических землетрясений энергетического класса $K_{\Sigma 1,2}^{\Phi 88} \geq 6,0$, зарегистрированных на региональном комплексе сейсмостанции Карымская. Летом 1985 г. наблюдалось наибольшее после последнего извержения (1982 г.) усиление сейсмичности вулкана. Гипоцентры всех землетрясений, по данным локальной сети сейсмостанций, оказались приуроченными к сферическому слою ($2,5 \leq R \leq 7,5$ км) с центром на глубине 6,5 км от уровня моря под вулканом. Сферическая область ($R \leq 2,5$ км) сейсмического молчания авторами [13] предположительно отождествляется с периферическим магматическим очагом Карымского вулкана.

Об активизации недр вулкана в 1985 г. свидетельствуют также изменения концентрации радона (плотности треков альфа-частиц на диэлектрических детекторах) в газах термального источника, расположенного у подножия конуса (рис. 3, б). Рост напряжений и процессы трещинообразования в околоочаговой зоне при подготовке и во время землетрясений обуславливали увеличение содержания радона в газах [11, 12]. Фоновые значения плотности треков (30—50 шт/см²·сут) характеризуют спокойное в сейсмическом отношении состояние вулкана.

Таким образом, вспышка сейсмической активности в 1985 г. не привела к извержению, и в 1986 г. наступило затишье. Однако периоды покоя Карымского вулкана между извержениями в текущем столетии редко превышали 3 года [4], поэтому вероятность нового извержения в течение ближайших 1—2 лет остается достаточно высокой.

Вулкан Горелый. В 1985—1986 гг. продолжалось извержение вулкана, начавшееся в декабре 1984 г. Оно было чисто эксплозивным, преимущественно парогазовым, а его динамика довольно разнообразной. Наибольшую активность вулкан проявлял в 1985 г. [5]. Характерной чертой извержения было пятью раскаленных пород в активной воронке центрального кратера, которое изменялось как в размерах от 10 до 30 м, так и в окраске — от вишневой до ярко-красной (рис. 4). Разогрев пород, по-видимому, был обусловлен экзотермическими реакциями в приповерхностных частях подводящего канала [5]. На фоне умеренной парогазовой деятельности выделялись периоды усиления активности вулкана, когда над кратером образовывались газопепловые эруптивные колонны высотой 3 км и более, а протяженность шлейфов достигала десятков и даже сотен километров.

В течение 1986 г. вулкан находился в состоянии умеренного фреатического извержения, которое характеризовалось либо пульсирующими выбросами, либо непрерывным истечением парогазовой струи с примесью вулканического пепла. Усиление активности наблюдалось в январе — феврале, когда высота эруптивной колонны составляла в среднем 1,5 км над кромкой кратера и в апреле 1986 г. При облете 16 апреля над вулканом был отмечен пеплогазовый столб, поднимавшийся на высоту 2100 м. Протяженность хорошо видимой части шлейфа с пеплом составляла ~40 км. На этом расстоянии от вулкана в самолете ощущался сильный запах сероводорода. Было установлено, что пеплогазовое облако выделялось из жерла, расположенного в центральной части кратера. Диаметр жерла ~70 м. При ярком солнечном освещении в нижней, прижерловой части пеплогазовый столб имел розовые оттенки (подсветка), выше — серый цвет. В кратере отмечен ряд новых, недавно образовавшихся воронок (рис. 5). К северо-западу от жерла видна небольшая воронка, из которой выделяется газ белого цвета. Две воронки диаметром ~30 м и одна диаметром 80 м расположены на осыпи западнее и северо-восточнее жерла соответственно. Они не проявляют никакой активности.

14 и 23 июля в кратере происходили взрывы, в результате которых на вершине вулкана выпадал пепел в количестве 2,7 и 2,1 кг/м². 21 сентября в течение нескольких часов наблюдалось почти непрерывное истечение пепла из кратера. Нагруженное пеплом облако медленно всплыва-



Рис. 4



Рис. 6

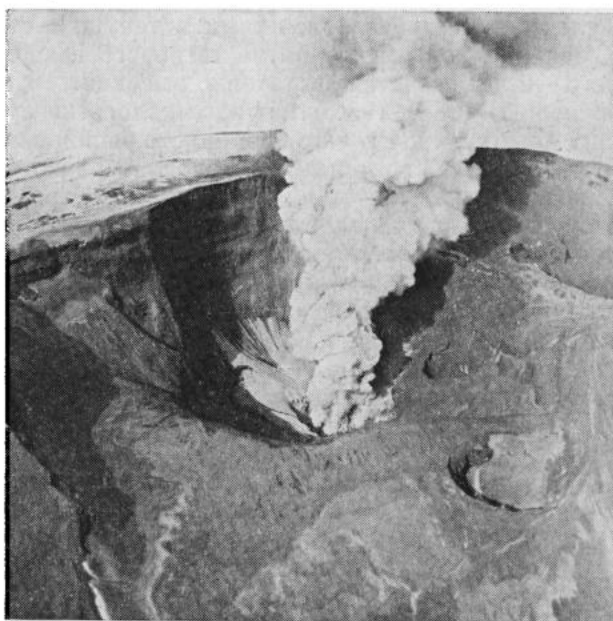


Рис. 5

Рис. 4. Раскаленное жерло Горелого в августе 1985 г. Фото А. А. Разиной

Рис. 5. Активный кратер вулкана Горелый 16 апреля 1986 г. Вид с юго-востока. Объяснения в тексте. Фото В. Н. Двигало

Рис. 6. Кратер вулкана Алаид 9 июня 1986 г. Фото В. Н. Двигало

ло над кратером на высоту до 100 м и вытягивалось в виде неплотного шлейфа на расстояние ~100 км.

Это извержение было значительно слабее, чем активность вулкана Горелый в 1985 г.

Вулкан Алаид (о-в Атласова). Последнее вершинное извержение крупнейшего базальтового стратовулкана в тыловой части Курильской островной дуги происходило в 1981 г. В результате был сформирован внутрикратерный шлаковый конус, имевший относительное превышение



Рис. 7. Вулкан Чикурачки. Слева — вулкан Татаринова. Вид с востока-юго-востока. Фото Н. П. Смелова



Рис. 8. Лавовый и грязевые потоки вулкана Чикурачки, извержение 1986 г., вид с востока. Фото В. А. Подтабачного

над дном кратера 250 м и средний диаметр основания 600 м. С того времени, в том числе в 1985—1986 гг., вулкан находился в состоянии фумарольной деятельности, которая была сосредоточена на вершине и у подножия шлакового конуса. До 1986 г. изменений в морфологии кратера не отмечалось. В облете 25 мая 1986 г. наблюдались мощные клубы газа и пара по всему сечению кратера, изредка с небольшой примесью пепла. Внутреннее строение кратера не просматривалось. После облетов 31 мая и 9 июня удалось выяснить, что шлаковый конус извержения 1981 г. был почти полностью разрушен. На его месте образовались две провальные воронки (рис. 6). Диаметр наибольшей из них ~300 м, приблизительная глубина 100 м. При аэровизуальном осмотре вершины вулкана 15 октября 1986 г. изменений в кратере не обнаружено.

Вулкан Чикурачки. Расположен на северном окончании хр. Карпинского (о-в Парамушир) (рис. 7). Стратовулкан в виде правильного конуса поднимается непосредственно от берега Охотского моря на высоту 1815 м. На вершине имеется открытый к юго-востоку кратер диаметром ~450 м и глубиной 200 м. История формирования вулкана изучена недо-

статочно. Самое сильное пароксизмальное извержение с выбросом приблизительно 1 км³ шлака и пепла датируется декабрем 1853 г. В 1854—1859 гг. через пониженную часть кратера на юго-восток излился лавовый поток основных андезитов [2]. В дальнейшем отмечались лишь слабые эксплозивные пепловые извержения. Последнее извержение вулканического типа произошло 4—28 сентября 1973 г. Высота эруптивной колонны с пеплом достигала 1 км над вулканом. Мощность слоя пепла базальтового состава у подножья конуса к концу извержения составила 5—7 см [6].

Новое извержение вулкана Чикурачки началось 18 ноября 1986 г. Слабые взрывы выбрасывали в основном темный вулканокластический материал. Через 3 ч появился раскаленный пирокластический материал. Постепенно усиливаясь, извержение достигло кульминации к вечеру 20 ноября. В это время по склону вулкана скатилось несколько раскаленных лавин, давших начало грязевым потокам. Эруптивную колонну над вулканом пронизывали многочисленные мощные молнии. В пос. Шелехово, на расстоянии ~12 км от вулкана, ощущались редкие подземные толчки.

В ночь с 20 на 21 ноября впервые после более чем 130-летнего перерыва из центрального кратера на юго-восточный склон вулкана начал изливаться глыбовый поток лавы базальтового состава. Излияние лавы прекратилось 25 ноября. Длина потока 3 км, мощность во фронтальной части 35—40 м (рис. 8). Во время облета вулкана 23 ноября высота эруптивной тучи достигала высоты 4,7—4,8 км. Эксплозивная деятельность в кратере прекратилась 25 ноября, но мощные выделения газов из кратера и фреатические взрывы на лавовом потоке продолжались до 7 декабря 1986 г. Мощность слоя тефры у подножья вулкана равна 75 см, в верховьях р. Шимоюр, в 10 км от кратера — 8,5 см. Из-за неблагоприятных метеорологических условий аэрофотосъемка района извержения проведена с большим опозданием, материалы находятся в обработке, будут опубликованы позднее.

ЛИТЕРАТУРА

1. Влодавец В. И., Морозов А. И., Троицкий В. Д. Вулкан Малый Семячик//Бюл. вулканол. станций. 1948. № 15. С. 19—27.
2. Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 288 с.
3. Горшков А. П., Гребзды Э. И., Самойленко Б. И., Слезин Ю. Б. К расчету баланса тепла и массы кратерного озера вулкана Малый Семячик//Бюл. вулканол. станций. 1975. № 51. С. 50—59.
4. Гущенко И. И. Извержения вулканов мира. М.: Наука, 1979. 476 с.
5. Иванов Б. В., Дроздин В. А., Вакин Е. А. и др.//Извержение вулкана Горелый в 1985 г.//Вулканология и сейсмология. в печати.
6. Кирсанов И. Т., Хренов А. П., Вакин Е. А. Действующие вулканы Камчатки и курильских островов в 1973 г.//Бюл. вулканол. станций. 1975. № 51. С. 3—18.
7. Поляк Б. Г., Мелекесцев И. В. Продуктивность вулканических аппаратов//Вулканология и сейсмология. 1981. № 5. С. 22—37.
8. Селянгин О. Б. Петрогенезис базальт-дацитовой серии в связи с эволюцией вулканоструктур. М.: Наука, 1987. 148 с.
9. Слезин Ю. Б., Ковалев Г. Н., Гребзды Э. И., Чеглецова Е. А. Об активности вулкана Малый Семячик//Бюл. вулканол. станций. 1971. № 47. С. 37—39.
10. Федотов С. А., Иванов Б. В., Двигало В. Н. и др. Деятельность вулканов Камчатки и Курильских островов в 1984 г.//Вулканология и сейсмология. 1985. № 5. С. 3—23.
11. Флеров Г. Н., Чирков А. М., Третьякова С. П. и др. Использование радона в качестве индикатора вулканических процессов//Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1986. № 3. С. 58—62.
12. Чирков А. М. Радон в термальном источнике как индикатор состояния Карымского вулкана//Бюл. вулканол. станций. 1973. № 49. С. 99—102.
13. Широков В. А., Иванов В. В., Степанов В. В. О глубинном строении вулкана Карымского и особенностях его сейсмичности по данным локальной сети//Вулканология и сейсмология. 1988. № 3. С. 71—80.

УДК 551.21

КОНОВ А. С., ОЗЕРОВ А. Ю.

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ В ДИНАМИКЕ ИЗВЕРЖЕНИЙ
КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА И СОПРОВОЖДАЮЩЕМ
ИХ ВУЛКАНИЧЕСКОМ ДРОЖАНИИ**

KLYUCHEVSKOI VOLCANO: REGULARITIES IN THE DYNAMICS OF ERUPTIONS AND ACCOMPANYING VOLCANIC TREMOR, by Konov A. S., and Ozerov A. Yu. The following stable periodicities have been identified in the dynamics of Klyuchevskoi eruptions: $T_1=1$ min 34 s, $T_2=6$ min 10 s, $T_3=40$ min, $T_4=5$ hr 30 min, $T_5=36$ hr. These periodicities have been established on the basis of visual observations at Klyuchevskoi from 1932 to 1978 and of spectral analysis of volcanic tremor diffraction during 1983—1984 summit eruptions. The above periods are accounted for by magma fluctuations in conduits and magma chambers forming the volcanic apparatus. Effects of lunar-solar tidal deformation processes on the dynamics of 1983—1984 Klyuchevskoi eruption have been established.

(Received December 15, 1986)

Institute of Volcanology, Far East Division, USSR Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006, USSR

Department of Physics, Moscow State University, 119898, Moscow, USSR

Введение

Наша планета находится в непрерывном развитии. Это проявляется в активной вулканической деятельности, мощных землетрясениях, тектонических движениях и других явлениях. Во всех этих процессах происходит излучение энергии. Геофизические исследования показывают, что излучение энергии — это процесс статистический, но не чистый хаос, а явление, обладающее определенными закономерностями. Причем эти закономерности проявляются на различных масштабах. Например, в сейсмологии они имеют место и для сейсмических шумов, регистрируемых чувствительными приборами, и для сильных землетрясений, разрушающих города и изменяющих рельеф земной поверхности [23].

Данная работа посвящена поиску закономерностей в излучении энергии при вулканических извержениях. Можно предположить, что вулканический аппарат, являющийся большой неоднородностью в земной коре, должен излучать поступающую в него энергию не хаотично, а в определенном спектре частот, который зависит от геометрии аппарата, физических свойств магмы и окружающей среды, а также внешних воздействий, например, лунно-солнечных приливов. Определение этого спектра может лежать в основе метода изучения геометрического строения и физических свойств вулканического аппарата.

Вблизи действующих вулканов на Камчатке располагаются сейсмические станции, данные которых были использованы в работе.

В работе ставились следующие задачи.

1. В плане поиска периодичностей в динамике извержений проанализировать по литературным данным ход вулканической деятельности Ключевского вулкана за последние 50 лет.

2. Выделить закономерности в эруптивной деятельности и установить влияние на ход извержений лунно-солнечных приливных деформирующих процессов на основе статистической обработки данных по низкочастотному вулканическому дрожанию, непрерывно регистрировавшемуся на региональных сейсмических станциях во время извержений Ключевского вулкана 1983 и 1984 гг.

3. Дать рабочую интерпретацию полученных результатов.

Закономерности в динамике извержений Ключевского вулкана за период с 1932 по 1978 гг.

Объектом наших исследований является Ключевской вулкан — высочайший вулкан Евразии (4750 м), один из самых активных вулканов Курило-Камчатского региона. Вулкан расположен на склонах более древних вулканов — Крестовского и Камня. Правильный конус Ключевского вулкана состоит из чередующихся слоев базальтовой лавы и пирокластического материала. Главный кратер — чашеобразная депрессия диаметром ~700 м. На склонах вулкана имеется множество конусов, воронок взрыва и лавовых потоков эксцентрических извержений.

Во время наблюдений за деятельностью Ключевского вулкана исследователи отмечали, что в ходе извержений возникают определенные закономерности, которые проявляются в основном в периодичности выбросов бомб, фонтанирования лавы и парогазовых выделений. По литературным данным [3, 4, 8—10, 13—19; 25, 27], был составлен обзор периодичностей в деятельности Ключевского вулкана с 1932 по 1978 гг. На основании этого обзора была построена гистограмма (рис. 1), которая показывает распределение наблюдаемых периодичностей за данный интервал времени. Видно, что наиболее часто наблюдались периодичности, равные 2, 5, 15 и 40 мин. Анализ гистограммы и визуальных наблюдений показывает, что приведенные периодичности можно разделить на пять групп: 1) 1,5—2,5 и 4—6 мин — периодичность выбросов газообразных продуктов и твердого материала в отдельных жерлах (часто одновременно работают несколько жерл); 2) 12—16 мин — периодичность более сильных взрывов в отдельных жерлах; 3) 35—45 мин — периодичность мощных взрывов с выбросами более крупного материала одновременно во всех жерлах; 4) 1,5—7 ч — более редко наблюдаемые периодичности, выражающиеся в чередовании сильных выбросов бомб или фонтанирования лавы со слабой фумарольной деятельностью или полным покоем, причем интервалы затишья обычно продолжительнее интервалов активности; 5) месячная, суточная и полусуточная периодичности проявляются в основном в фумарольной деятельности и связываются с влиянием на активность вулкана лунно-солнечных приливных деформирующих процессов.

Необходимо отметить, что выделенные группы периодичностей далеко не всегда проявляются одновременно; для отдельных извержений или этапов извержений характерны свои периодичности.

Визуальные наблюдения за ходом извержения имеют субъективный и отрывочный характер. Большое влияние на них оказывают метеорологические факторы и труднодоступность вершины вулкана. Поэтому данные визуальных наблюдений не всегда пригодны для статистической обработки. С развитием геофизических методов исследования вулканических процессов стало возможным следить за изменениями различных геофизических полей в ходе извержения. Одним из наиболее ярких эффектов извержения является вулканическое дрожание. Подробное описание вулканического дрожания, его спектрального и волнового состава, проявления во времени для различных извержений приводится в работах [7, 24, 30—32, 34—36]. Различные модели источников дрожания даны в [5, 29, 33, 36, 38]. Амплитуда низкочастотного вулканического

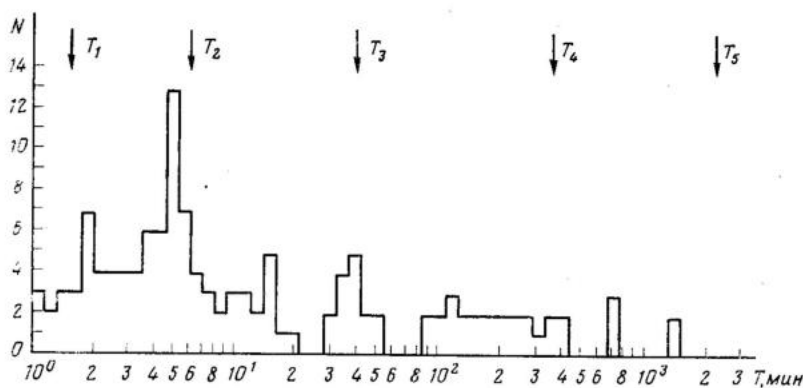


Рис. 1. Распределение наблюдаемых периодов в эруптивной деятельности Ключевского вулкана с 1932 по 1978 гг. Стрелками показаны основные периоды, выделенные по сейсмическим данным во время извержений 1983 и 1984 гг.

дрожания, непрерывная запись которого ведется на региональных сейсмических станциях, расположенных в районе Ключевской группы вулканов, была выбрана в качестве величины, дающей представление о ходе извержений Ключевского вулкана 1983 и 1984 гг.

Методика обработки сейсмической информации

Был проведен анализ спектрального состава огибающей вулканического дрожания, сопровождавшего извержения 1983 и 1984 гг. В качестве исходной информации использованы значения максимальной амплитуды вулканического дрожания. Изучение временных вариаций амплитуды дрожания, а не его мощности, обосновано тем, что спектральные характеристики самого вулканического дрожания остаются почти постоянными во время всего извержения [6]. Кроме того, это значительно более удобно для получения и обработки материала.

Огибающая вулканического дрожания была измерена за период с 19 июня по 27 августа 1984 г. с шагом 15 мин и за периоды с 31 января по 10 февраля и с 15 по 20 февраля 1983 г. с шагом 7,5 мин. Кроме того, огибающая дрожания была измерена для 10 интервалов времени 1984 г. по 4 ч с шагом 1 мин, а также для 10 интервалов времени 1984 г. и 5 интервалов 1983 г. по 1 ч с шагом 10 с.

При отборе материала учитывались амплитудно-частотные характеристики аппаратуры. Основной объем данных был получен по лентам с/ст Апахончич. Недостаток информации был восполнен по лентам с/ст Подкова, при этом учитывалось расстояние от станций до активного кратера вулкана.

Анализ исходных рядов был проведен на ЭВМ ЕС-1033. Для работы была использована программа анализа временных рядов, составленная сотрудником Института вулканологии ДВО АН СССР И. В. Розвадовским.

Одним из способов выявления периодичностей в исходных рядах является расчет для них автокорреляционных функций. Автокоррелограммы были рассчитаны для всех исходных рядов и различных выборок из них.

Для спектральной оценки был выбран метод максимальной энтропии, который имеет высокую разрешающую способность по частоте для коротких временных рядов [11, 21, 22]. Способ получения и обработки материала позволяет определить спектральный состав огибающей вулканического дрожания в диапазоне периодов от 40 с до 50 ч.

Для того, чтобы определить изменение спектров во времени, исходные ряды были разбиты на более короткие. Так, основной ряд длиной 69 сут был разбит на 19 рядов длиной от 2,5 до 4 сут. Были рассчитаны также спектры различных выборок из исходных рядов.

Временное изменение спектров также прослежено по кросс-коррелограммам. Были рассчитаны коэффициенты корреляции между всеми 19 частями основного ряда, между выборками основного ряда и рядами 1983 г. — с 7,5-минутным шагом, между рядами 1983 и 1984 гг. — с 10-секундным шагом.

Для проверки гипотезы о влиянии на динамику извержения лунно-солнечных приливов были рассчитаны коэффициенты корреляции между основным рядом и рядом поправок на приливное изменение силы тяжести.

Для установления связи изменения уровня вулканического дрожания в ходе извержения Ключевского вулкана в 1984 г. с динамикой извержения были использованы материалы комплексной экспедиции Института вулканологии (научный руководитель чл.-кор. АН СССР С. А. Федотов), в которой авторы принимали участие.

Результаты

1. График изменения амплитуды вулканического дрожания за период с 19 июня по 25 августа 1984 г. представлен на рис. 2, а (данные усреднены за каждые 3 ч). Весь рассматриваемый временной интервал можно разделить на пять периодов, обозначенных на рис. 2, а римскими цифрами, в промежутках между которыми дрожание почти отсутствует ($A_{\max} < 0,05$ мкм).

Первые четыре периода совпадают по времени со вторым, эксплозивно-эффузивным, этапом извержения 1984 г. (22 мая — 26 июля), который характеризуется излиянием лавовых потоков из центрального кратера на склоны вулкана и неравномерной эксплозивной деятельностью [26]. Деятельность шлакового конуса определялась работой двух жерл, режим активности которых менялся — выбросы пепла из северного жерла сменялись фонтанированием в нем лавы, из южного происходили веерообразные выбросы бомб. К сожалению, визуальные наблюдения за деятельностью вулкана в этот период носят отрывочный характер, поэтому можно установить соответствие динамики извержения изменению уровня вулканического дрожания только для отдельных событий. Возрастание интенсивности дрожания 23 июня соответствует кратковременному усилению эруптивной деятельности вулкана, проявившемуся в увеличении высоты выбросов бомб от 200—400 м до 1 км, образовании двухкилометровой густой пепловой колонны и появлении лавовых потоков в Козыревской и Апахончичской шаррах. Усиление дрожания 25, 30 июня и 14 и 16 июля по времени совпадает с сериями фреатических взрывов.

На рис. 2, а видно, что средний уровень дрожания довольно плавно изменяется от 3 до 5,5 мкм, достигая максимумов 23 июня, 1 и 15 июля. Плавное изменение амплитуды дрожания прерывается спадами ее почти до нуля 2, 7, 16 и 22 июля. На низком уровне дрожание держится не более 1 сут, после чего резко усиливается. Интересно отметить тот факт, что дрожание прерывается во всех случаях после того, как уровень его достигает максимальной для данного периода величины.

Стоит отметить, что хотя средний уровень дрожания плавно изменяется, более короткие изменения амплитуды дрожания соответствуют резким перепадам интенсивности эксплозивной деятельности и носят пульсирующий характер. Особенно это заметно для III и IV периодов. Выявить какую-либо закономерность в пульсациях амплитуды дрожания не удается, периоды усиления следуют один за другим с интервалом от 3 до 9 ч.

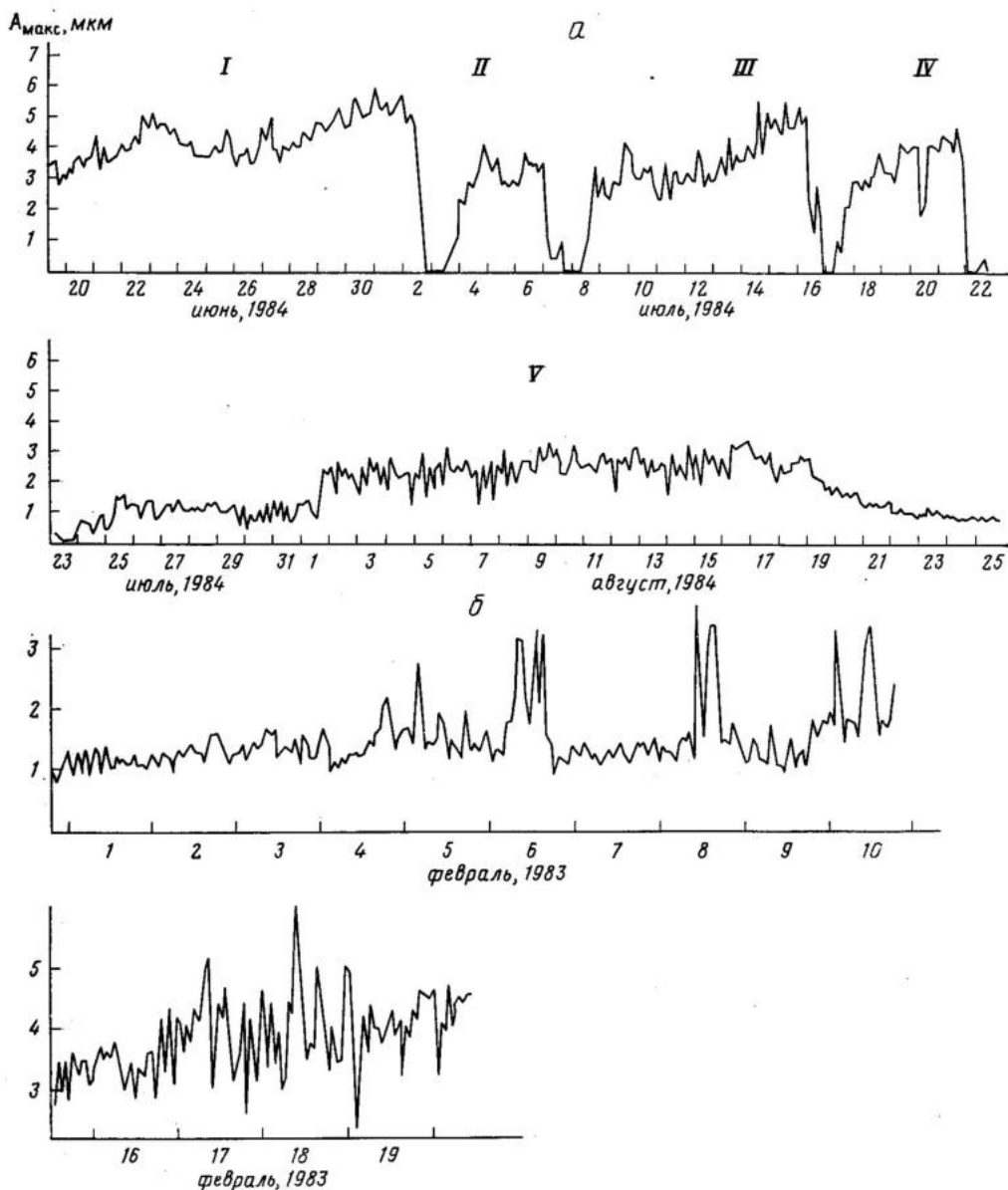
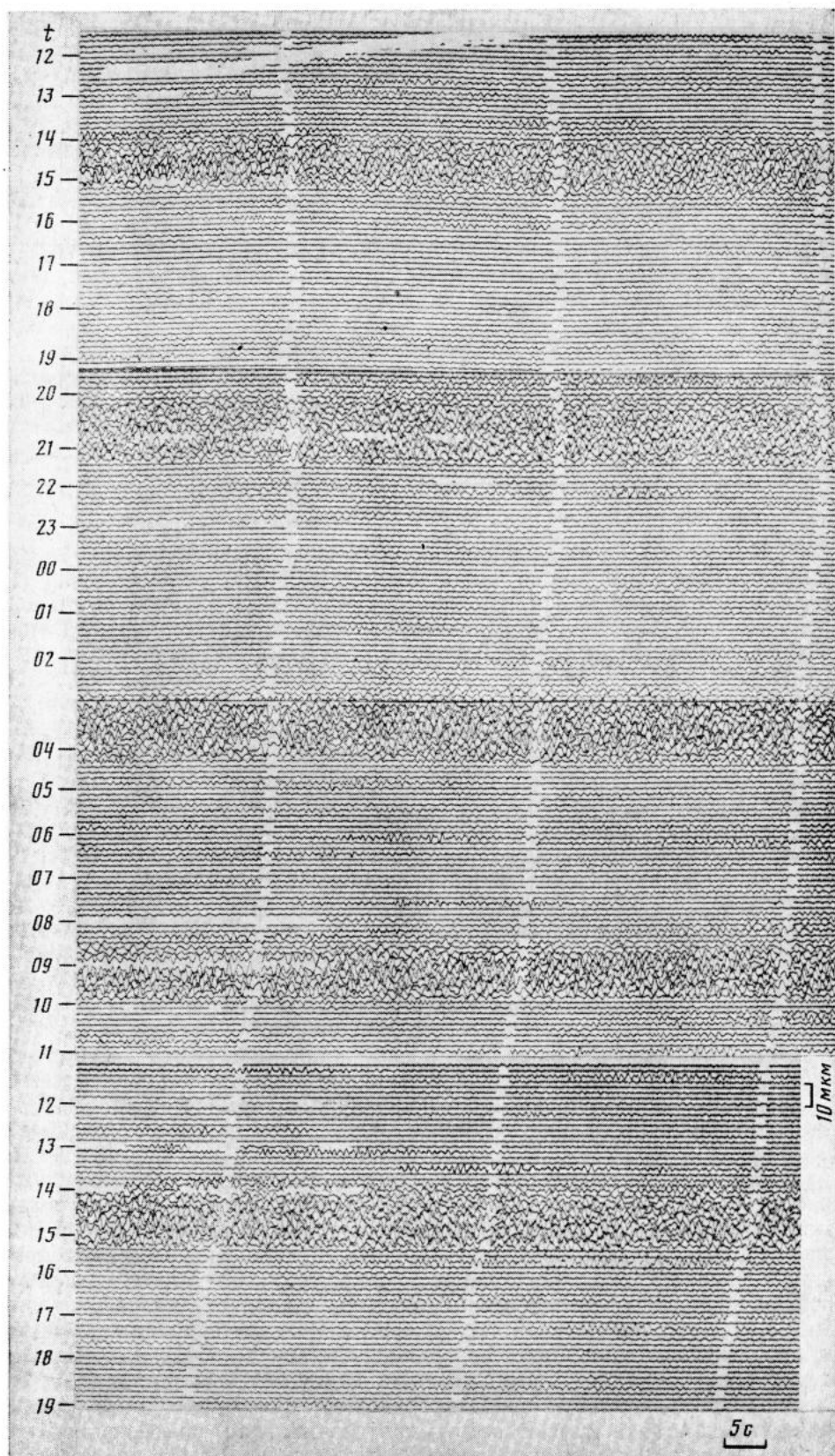


Рис. 2. Графики изменения во времени максимальной амплитуды вулканического дрожания для интервалов: а — 19.VI—25.VIII.1984 г.; б — 31.01.—10.II.1983 г. и 15.II—20.II.1983 г.

Совсем иной характер имеет изменение амплитуды вулканического дрожания для V периода. С 23 по 25 июля происходило увеличение амплитуды дрожания от 0 до 1,1 мкм. В это время на вулкане отмечалась только слабая фумарольная деятельность. 25 июля эксплозии возобновились — начались пепловые выбросы на высоту 300—500 м, при этом уровень вулканического дрожания перестал расти, оставался постоянным до 31 июля, причем с 13 час. 29 июля внезапно начались пульсации амплитуды дрожания. В течение 1—1,5 ч амплитуда дрожания держится на уровне 1,5—3 мкм, иногда достигая 4 мкм, затем падает до 0,5 мкм. Следующее усиление дрожания происходит через 4,5—5 ч. На рис. 3 приведена подборка сейсмограмм, полученных на с/ст. Апахончич с 11 час. 37 мин. 30 июня до 19 час. 00 мин. 31 июня 1984 г., на которых



хорошо выражены 6-часовые пульсации амплитуды вулканического дрожания¹.

1 августа произошло резкое увеличение амплитуды дрожания с 1,1 до 2,5 мкм. На этом уровне дрожание оставалось до 18 августа, незначительно усиливаясь 9—10 и 16—17 августа. Усиление дрожания 1 августа соответствует началу III эксплозивно-эффузивного этапа извержения [26]. После смены режимов деятельности вулкана стабильность пульсаций интенсивности дрожания нарушилась: интервалы времени между периодами усиления стали меняться от 4 до 7 ч. С началом нового этапа извержения оказалось, что квазипериодическое изменение амплитуды дрожания происходит синхронно с изменением эксплозивной деятельности. Усилению вулканического дрожания соответствовало фонтанирование бомб на высоту 400—500 м, при этом пепловая колонна поднималась на 2—3 км; во время ослабления дрожания в кратере происходили слабые пепловые выбросы на высоту 100—200 м или наблюдалась умеренная парогазовая деятельность.

8 августа периодичность пульсации амплитуды вулканического дрожания нарушается, а 12 августа восстанавливается. 14 и 15 августа периоды усиления дрожания следуют один за другим через 5 ч 30 мин. (рис. 4, а). 16 августа пульсации пропадают. Возможно, это связано с наблюдаемым усилением активности вулкана, которое привело к разрушению шлакового конуса.

В течение двух дней, 19 и 20 августа, произошло резкое ослабление эксплозивной и эффузивной деятельности, а 21 августа в кратере вулкана наблюдалась только слабая фумарольная деятельность. Амплитуда вулканического дрожания изменялась более плавно. Скорость спада уровня дрожания 19 и 20 августа равнялась 0,5 мкм/сут, а 21—27 августа — 0,1 мкм/сут.

Во время извержения 1984 г. квазипериодическое изменение уровня вулканического дрожания наблюдалось на различных временных масштабах. Для примера на рис. 4, б показаны пульсации амплитуды дрожания с периодом, равным 1,5 мин.

Графики изменения амплитуды вулканического дрожания за исследуемые периоды извержения 1983 г. представлены на рис. 2, б (данные усреднены за каждый час). Деятельность вулкана в это время определялась слабым эксплозивным извержением центрального кратера. 31 января—10 февраля амплитуда вулканического дрожания находилась на уровне 0,11—0,13 мкм, а 15—20 февраля — 0,35 мкм. 5, 6, 8 и 10 февраля имело место кратковременное усиление дрожания до 0,35 мкм, а 17 и 18 февраля — до 0,55 мкм. Такой ход дрожания полностью соответствует прерывистому характеру извержения. В периоды усиления в кратере наблюдалось фонтанирование лавы и выбросы бомб на высоту 300—600 м, а также газопепловые выбросы серого цвета на высоту 400—600 м. В периоды ослабления активности наблюдались редкие парогазовые выбросы белого цвета и спокойное истечение пара из кратера.

Также наблюдалось заметное усиление вулканического дрожания через каждые 50—55 мин. Длительность каждого усиления составляла 10—15 мин.

2. Расчет автокоррелограмм показал, что изменение амплитуды вулканического дрожания происходит закономерным образом, о чем свидетельствует наличие одного или несколько значимых пиков у большого числа автокоррелограмм (типичная автокоррелограмма представлена на

Рис. 3. Подборка фрагментов сейсмограмм, полученных на с/ст Апахончич с 11 час. 37 мин. 30.VII до 19 час. 00 мин. 31.VII.1984 г. Хорошо выражены 6-часовые пульсации амплитуды вулканического дрожания

¹ Здесь и далее время приведено по Гринвичу.

рис. 5, а). Кроме того, некоторые из полученных автокоррелограмм (рис. 5, б) показывают хорошо выраженную периодичность в изменении амплитуды дрожания. Причем эта периодичность устойчива, что хорошо прослеживается по кросс-коррелограммам (рис. 6). 95%-ный доверительный интервал для корреляционной функции $\rho_{xx}(K)$ был построен с помощью таблицы [2]. При этом предполагалось, что $\rho_{xx}(K)=0$, $K=1, \dots, 20$. K — сдвиг (ч). Для более точного выделения спектральных закономерностей огибающей вулканического дрожания была применена оценка максимальной энтропии, обладающая высокой разрешающей способностью по частоте. Полный набор периодов, соответствующих спектральным максимумам в диапазоне от 40 мин до 36 ч, представлен

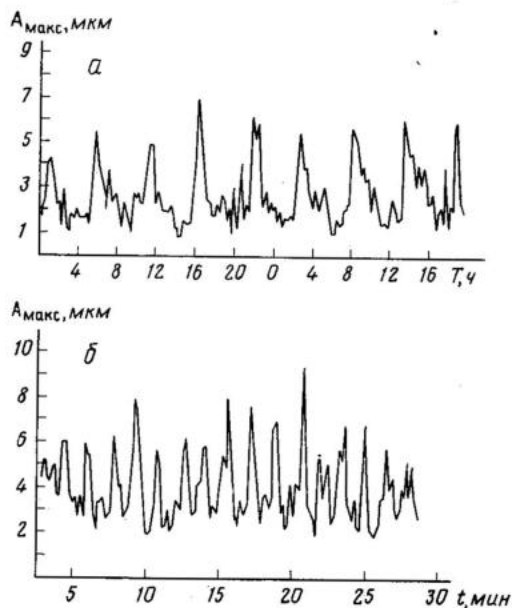


Рис. 4. Графики изменения амплитуды вулканического дрожания для интервалов времени: а — от 00 час. 14.VIII до 20 час. 15.VIII 1984 г. (шаг 15 мин); б — от 03 час. 03 мин. до 03 час. 29 мин. 23.VII.1984 г. (шаг 10 сек). Хорошо выражены пульсации амплитуды вулканического дрожания с периодом 5 ч 30 мин и 1 мин 34 с

вулканического дрожания 1983 г. хорошо соответствует спектральному составу для 1984 г.

В табл. 2 и 3 приведены результаты спектрального анализа некоторых исходных рядов с шагом 1 мин и 10 с. В таблицах видно, что в диапазоне от 40 с до 40 мин также имеется определенный набор спектральных пиков, хотя и менее устойчивый во времени.

Из полученных результатов можно сделать вывод о том, что огибающая вулканического дрожания, сопутствующего извержениям Ключевского вулкана 1983 и 1984 гг., имеет дискретный набор частот в диапазоне от $5,6 \cdot 10^{-6}$ Гц ($T_{\text{верх}}=50$ ч) до $2,5 \cdot 10^{-2}$ Гц ($T_{\text{ниж.}}=40$ с), который сохранялся, по крайней мере, в течение 1 года и 7 мес, см. табл. 1—3.

Интересно проследить изменение во времени 6-часового пика (извержения 1984 г.), который дают в спектре пульсации интенсивности дрожания (о них говорилось выше). До 29 июля этот пик ничем не отличался

в табл. 1. Первые четыре интервала времени в таблице соответствуют первым четырем периодам, выделенным на графике изменения амплитуды вулканического дрожания в 1984 г. (рис. 2, а); пятый период разделен на 3 части, что вызвано необходимостью выделить участок с 29 июля по 15 августа, в течение которого наблюдались квазипериодические пульсации амплитуды дрожания. Данные, приведенные в таблице, получены в результате анализа большого количества спектров, соответствующих различным выборкам из основного ряда. В таблице указаны средние за данный промежуток времени значения периодов, соответствующих определенным спектральным пикам. Величины отдельных пиков сильно изменяются с течением времени (рис. 7, А). Набор пиков остается почти постоянным. Отдельные пики (№ 7, 11) содержатся во всех полученных спектрах, другие в отдельные моменты времени пропадают. Из табл. 1 видно, что спектральный состав огибающей

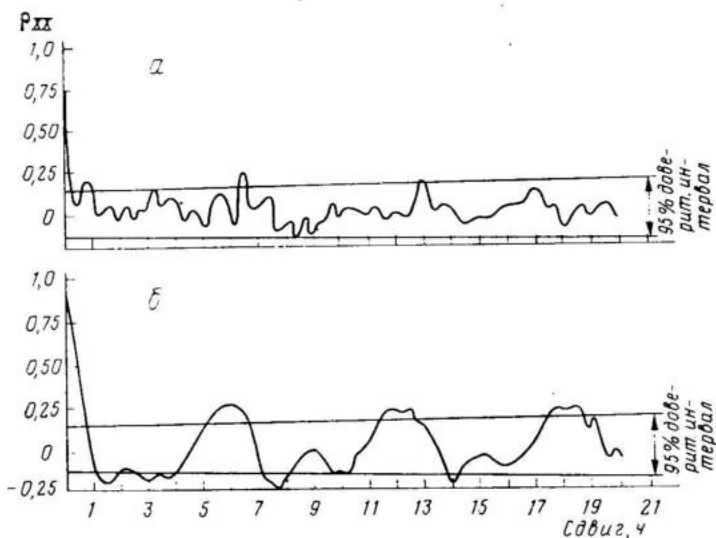


Рис. 5. Автокоррелограммы выборки из основного ряда для интервалов: а — от 17 час. 26.VI до 19 час. 27.VI.1984 г.; б — от 00 час. 30.VIII до 02 час. 1.IX.1984 г.

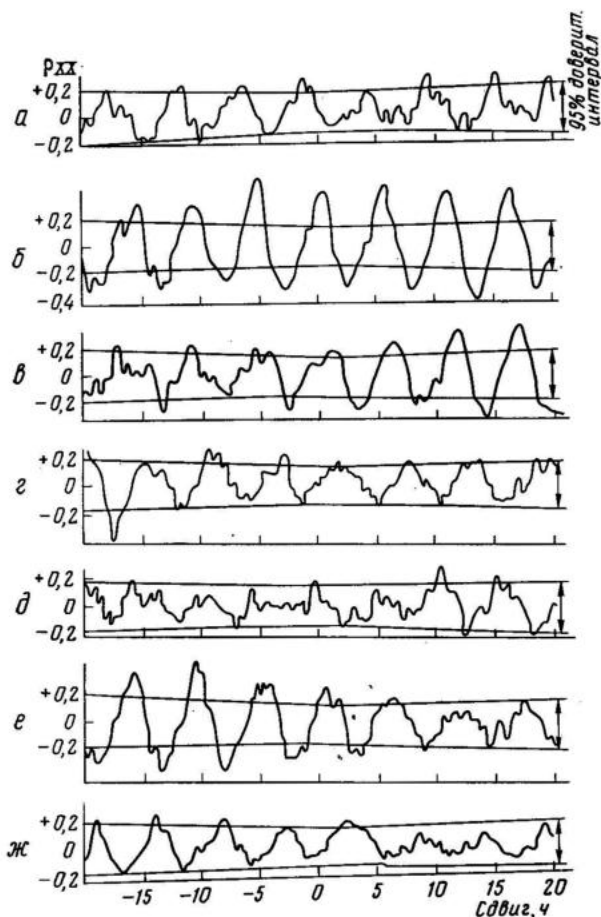


Рис. 6. Кросс-коррелограммы ряда, соответствующего интервалу времени с 04 час. 14.VIII — 05 час. 16.VIII.1984 г. и рядов, соответствующих интервалам: а — 16 час. 01.VIII — 17 час. 03.VIII; б — 18 час. 03.VIII — 19 час. 05.VIII; в — 20 час. 05.VIII — 21 час. 07.VIII; г — 22 час. 07.VIII — 23 час. 09.VIII; д — 00 час. 10.VIII — 01 час. 12.VIII; е — 02 час. 12.VIII — 03 час. 14.VIII; ж — 19 час. 20.VIII — 20 час. 22.VIII

Полный набор периодов, соответствующих спектральным

Интервал времени	Период (№ пика)				
	1	2	3	4	5
19.VI—02.VII.1984 г.	34 ч 45 мин	25 ч 00 мин	16 ч 30 мин		12 ч 15 мин
03.VII—06.VII.1984 г.					11 ч 45 мин
08.VII—16.VII.1984 г.				15 ч 08 мин	
17.VII—22.VII.1984 г.					12 ч 38 мин
23.VII—28.VII.1984 г.				15 ч 23 мин	12 ч 35 мин
29.VII—15.VIII.1984 г.	36 ч 00 мин	23 ч 00 мин	18 ч 00 мин	14 ч 00 мин	12 ч 00 мин
16.VIII—19.VIII.1984 г.					
31.I—10.II.1983 г.					12 ч 30 мин
15.II—16.II.1983 г.					
16.II—20.II.1983 г.					

Интервал времени	Период (№ пика)				
	13	14	15	16	17
19.VI—02.VII.1984 г.		1 ч 51 мин	1 ч 38 мин		1 ч 25 мин
03.VII—06.VII.1984 г.	2 ч 03 мин	1 ч 48 мин	1 ч 36 мин		1 ч 24 мин
08.VII—16.VII.1984 г.	2 ч 08 мин	1 ч 54 мин	1 ч 39 мин		1 ч 24 мин
17.VII—22.VII.1984 г.	2 ч 07 мин	1 ч 48 мин	1 ч 39 мин		1 ч 25 мин
23.VII—28.VII.1984 г.	2 ч 11 мин	1 ч 53 мин			1 ч 23 мин
29.VII—15.VIII.1984 г.	2 ч 02 мин	1 ч 47 мин		1 ч 30 мин	
16.VIII—19.VIII.1984 г.		1 ч 45 мин		1 ч 30 мин	
31.I—10.II.1983 г.	2 ч 00 мин		1 ч 38 мин	1 ч 31 мин	
15.II—16.II.1983 г.			1 ч 38 мин		
16.II—20.II.1983 г.	2 ч 00 мин	1 ч 46 мин	1 ч 35 мин		1 ч 24 мин

от остальных. 29 июля его величина резко возросла, это совпало с возникновением пульсаций амплитуды вулканического дрожания. При этом изменение картины спектров дает возможность говорить о возбуждении резонансного процесса с основной частотой около $4,6 \cdot 10^{-5}$ Гц ($T = 6$ ч). Резкое увеличение амплитуды дрожания 1 августа вызывает нарушение резонанса, который затем возникает вновь на частоте $5,1 \cdot 10^{-5}$ Гц ($T = 5$ ч 30 мин). 15 августа резонансные явления пропадают.

3. Амплитуда вулканического дрожания при извержении 1983 г. была на порядок ниже, чем при извержении 1984 г. (см. рис. 2, б). Следовательно, полученный набор частот не зависит от мощности извержения.

В плане поиска зависимости спектральных характеристик вулканического дрожания от мощности извержения были проанализированы спектры 10-секундных рядов, соответствующих периодам усиления и ослабления во время пульсаций амплитуды вулканического дрожания. В качестве примера на рис. 7, Б приведены спектры рядов для интервалов 07—08 час. 05.VIII (период ослабления) и 09—10 час. 05.VIII (период усиления). На основе анализа можно сделать такой же вывод: набор частот огибающей дрожания не зависит от мощности извержений. Следовательно, он определяется либо строением и физическими свойствами вулканического аппарата, либо свойствами окружающей его среды, либо их сочетанием.

4. Спектр огибающей вулканического дрожания за период с 00 час. 14 августа по 01 час. 16 августа показан на рис. 7, В, г. Этот период входит в интервал времени, в течение которого наблюдались квазипериодические пульсации амплитуды дрожания. На спектре хорошо выделяется

Таблица 1

максимумам в диапазоне от 40 мин до 36 ч

Период (№ пика)						
6	7	8	9	10	11	12
8 ч 23 мин	6 ч 32 мин	4 ч 09 мин	3 ч 30 мин	2 ч 51 мин	2 ч 25 мин	
	6 ч 32 мин	4 ч 25 мин	3 ч 32 мин		2 ч 25 мин	
8 ч 15 мин	6 ч 15 мин	4 ч 08 мин	3 ч 41 мин	3 ч 05 мин	2 ч 28 мин	
	5 ч 50 мин	4 ч 02 мин	3 ч 20 мин	3 ч 00 мин	2 ч 32 мин	2 ч 18 мин
	5 ч 51 мин	4 ч 09 мин	3 ч 27 мин		2 ч 35 мин	2 ч 21 мин
8 ч 23 мин	5 ч 30 мин	4 ч 15 мин	3 ч 20 мин	2 ч 45 мин	2 ч 30 мин	
8 ч 30 мин	5 ч 15 мин	4 ч 05 мин		2 ч 48 мин	2 ч 25 мин	
8 ч 15 мин	6 ч 15 мин	4 ч 30 мин	3 ч 34 мин	3 ч 03 мин	2 ч 45 мин	2 ч 17 мин
					2 ч 41 мин	
	6 ч 06 мин		3 ч 41 мин	3 ч 09 мин	2 ч 34 мин	2 ч 15 мин

Период (№ пика)						
18	19	20	21	22	23	
1 ч 18 мин	1 ч 11 мин	1 ч 03 мин	55 мин 30 с	46 мин 30 с	40 мин 00 с	
1 ч 15 мин	1 ч 09 мин	1 ч 03 мин	57 мин 00 с	45 мин 00 с	40 мин 00 с	
1 ч 15 мин		1 ч 05 мин	55 мин 30 с	48 мин 00 с	40 мин 00 с	
1 ч 18 мин		1 ч 05 мин	54 мин 00 с	49 мин 30 с	40 мин 00 с	
1 ч 15 мин			55 мин 30 с			
1 ч 13 мин		1 ч 06 мин	55 мин 30 с	46 мин 30 с	40 мин 00 с	
1 ч 19 мин		1 ч 06 мин	58 мин 30 с	45 мин 00 с	42 мин 00 с	
	1 ч 08 мин		54 мин 00 с		43 мин 00 с	
	1 ч 10 мин			49 мин 00 с	40 мин 00 с	
1 ч 15 мин			56 мин 00 с	45 мин 00 с	40 мин 00 с	

основная частота, соответствующая частоте пульсаций, и две ее гармоники. Из всего полученного набора частот по спектрам, авто- и кросс-коррелограммам были выделены еще четыре основные частоты. Периоды, соответствующие этим частотам, равны 1 мин 34 с, 6 мин 10 с, 40 мин и 36 ч. Некоторые из спектров, по которым были выделены эти частоты, показаны на рис. 7, В, а—в, д.

5. Если сопоставить полученные результаты с данными по извержениям Ключевского вулкана 1932—1978 гг. (см. рис. 1), то видно, что выделенные основные частоты $f_1 = 1,1 \cdot 10^{-2}$ Гц ($T_1 = 1$ мин 34 с), ($f_2 = 3,3 \cdot 10^{-3}$ Гц ($T_2 = 6$ мин 10 с) и $f_3 = 4,2 \cdot 10^{-4}$ Гц ($T_3 = 40$ мин) наиболее часто наблюдались в прошлых извержениях Ключевского вулкана. Период $T_4 = 5$ ч 30 мин входит в четвертую группу периодичностей, выделенную нами при анализе обзора литературы. 36-часовая периодичность не наблюдалась ни разу. Выделить основную частоту, соответствующую 15-минутному пику на гистограмме, нам не удалось. Таким образом, по крайней мере, три основных частоты являются характерными для извержений Ключевского вулкана, и, следовательно, могут быть связаны с физическими свойствами магмы и строением вулканического аппарата.

6. Для периода с 26 июля по 16 августа 1984 г. основной ряд был сглажен скользящим средним по девяти точкам. Затем из него была выбрана каждая девятая точка. Из полученной выборки был удален тренд (вычислены первые разности ряда). Остаток представлен на рис. 8. По виду графика можно предположить наличие модуляции амплитуды вулканического дрожания периодическим процессом с периодом 14 сут. Глубина модуляции максимальна 10—11 августа, когда 6-часовые pulsa-

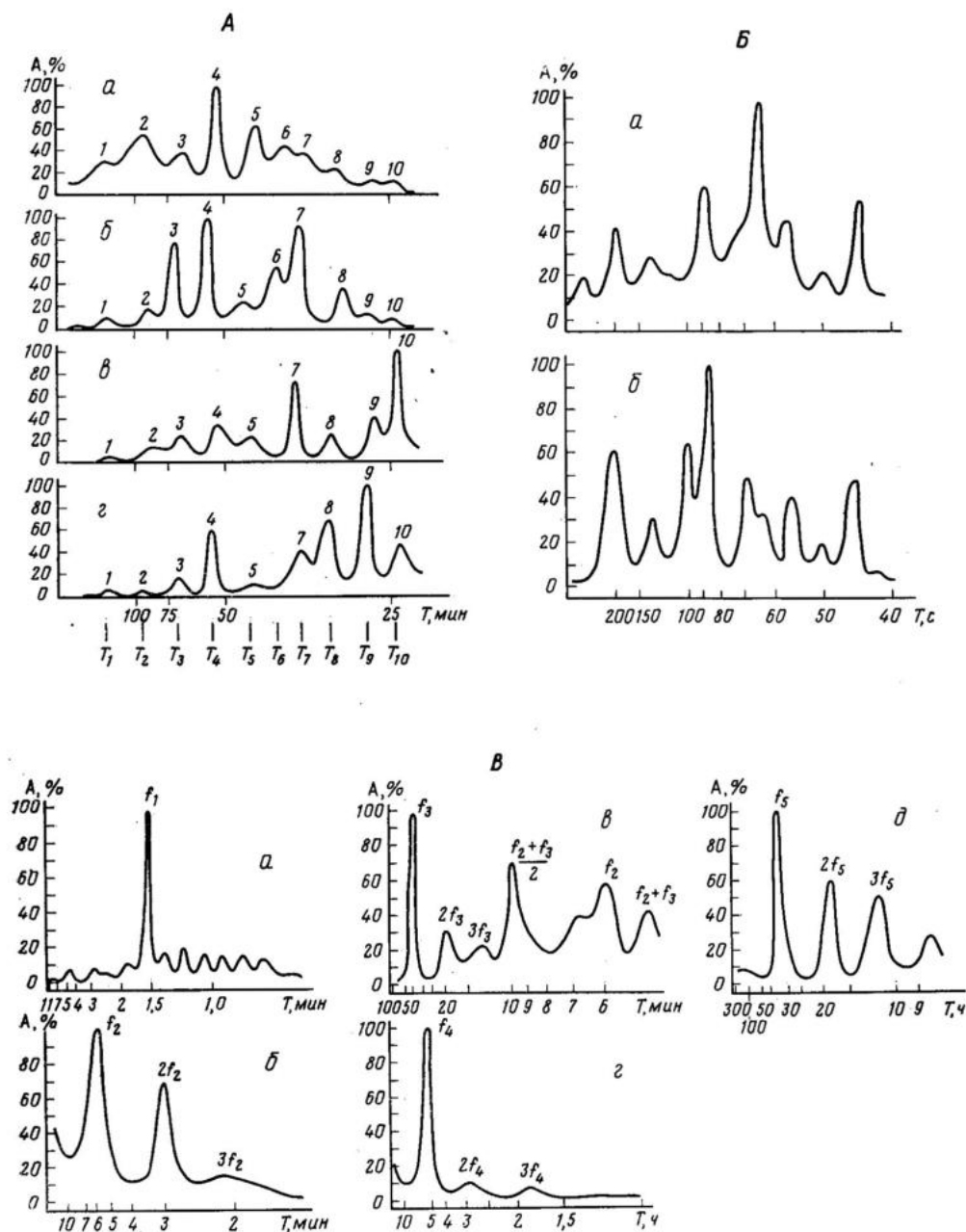


Рис. 7. Спектры огигающей вулканического дрожания. А. Рассчитанные по методу максимальной энтропии, соответствующие интервалам времени: а — 20 час. 31.I — 21 час. 01.II.1983 г.; б — 22 час. 01.II — 23 час. 02.II.1983 г.; в — 00 час. 03.II — 01 час. 04.II 1983 г.; г — 02 час. 04.II — 03 час. 05.II 1983 г. По оси ординат отложена относительная спектральная плотность; T_{1-10} — периоды. Арабские цифры — номера пиков. Б. Спектры огигающей вулканического дрожания, соответствующие а — периоду наблюдения 09 час.—10 час. 5.VIII.1984 г.; б — периоду усиления 07 час.—08 час. 5.VIII.1984 г. во время пульсаций амплитуды дрожания. В. Резонансные спектры огигающей вулканического дрожания для интервалов времени: а — 03—04 час. 23.VI.1984 г.; б — 01—02 час. 23.VIII.1984 г.; в — 15—19 час. 25.VI.1984 г.; г — 00 час. 14.VIII — 01 час. 16.VIII.1984 г.; д — 19.VI — 2.VII.1984 г. По спектрам выделяются основные частоты: $f_1 = 1,1 \cdot 10^{-2}$ Гц ($T_1 = 1$ мин 34 с); $f_2 = 2,5 \cdot 10^{-3}$ Гц ($T_2 = 6$ мин 10 с); $f_3 = 4,2 \cdot 10^4$ Гц ($T_3 = 40$ мин); $f_4 = 5,1 \cdot 10^{-5}$ Гц ($T_4 = 5$ час 30 мин); $f_5 = 7,7 \cdot 10^{-6}$ Гц ($T_5 = 36$ ч).

ции вулканической активности отсутствуют; резкое повышение интенсивности дрожания 1 августа на глубину модуляции не влияет. Следовательно, на ход извержения оказывает влияние какой-то внешний процесс. Скорее всего, это двухнедельный лунный прилив. К сожалению, длина исходного ряда недостаточна для уверенного выделения 14-суточной периодичности.

7. На рис 9 представлены кросс-коррелограммы для рядов поправок за приливное изменение силы тяжести и соответствующих им рядов значений огибающей вулканического дрожания. Значения Δg , измеряемые в миллигаллах, снимались с графика с отсчетом через 1 ч. Хорошо выраженные на кросс-коррелограммах 12- и 24-часовые периодические изменения коэффициентов корреляции свидетельствуют о воздействии на динамику извержения приливных деформирующих процессов.

Обсуждение результатов

Одной из возможных интерпретаций полученных результатов является существование собственных колебаний магмы в выводном канале и магматических очагах, причем в этой системе при определенных условиях возбуждаются резонансные колебания на выделенных нами пяти основных частотах. Значения этих частот определяются геометрическими размерами резонаторов, составляющих вулканический аппарат, а также физическими характеристиками магмы и окружающих пород. На спектре (см. рис. 7, *В, в*), кроме типов, соответствующих основным частотам f_2 и f_3 ($T_2=6$ мин 10 с и $T_3=40$ мин), четко выделяются пики, соответствующие их суперпозициям $\frac{f_2+f_3}{2}$ и f_2+f_3 , это свидетельствует о том, что

колебания происходят в среде с нелинейными свойствами. Следовательно, можно предположить, что весь полученный набор частот (см. табл. 1—3) состоит из основных частот и различных суперпозиций их гармоник, возникающих из-за нелинейности среды.

При исследовании материалов по прошлым извержениям Ключевского вулкана можно заметить, что наблюдаемые периодичности изменяются в зависимости от мощности извержения: чем больше мощность извержения, тем более четко выделяются длиннопериодные вариации вулканической активности. Эта зависимость не выполняется для периодов, соответствующих лунно-солнечным приливным деформирующим процессам, которые наблюдаются даже в слабой фумарольной деятельности. На рис. 7, *Б* видно, что с увеличением мощности извержения увеличивается амплитуда низкочастотных пиков в спектре огибающей вулканического дрожания. Если предположить, что вулканический аппарат представляет собой систему связанных резонаторов разной формы, объема, то указанная выше зависимость может объясняться тем, что с увеличением притока энергии возбуждаются все большие резонаторы и, следовательно, усиливаются колебания с большими периодами.

Рассматриваемая гипотеза предполагает наличие у Ключевского вулкана сложного вулканического аппарата, состоящего из системы магматических очагов и подводных каналов. Из обзора периодичностей в динамике извержения Ключевского вулкана следует, что периоды 1 мин 34 с и 6 мин 10 с могут быть собственными периодами колебаний в самых верхних структурах вулкана (выводных каналах), а периоды 36 ч, 5 ч 30 мин и 40 мин — собственными периодами колебания в относительно более крупных глубинных структурах. Если предположить, что два из последних периодов соответствуют описанным в литературе глубинному магматическому очагу и подводному каналу [1, 8, 12], то должна существовать, по крайней мере, еще одна крупная структура. Этой структурой может быть промежуточный магматический очаг Ключевско-

Полный набор периодов, соответствующих спектральным

Интервал времени	Период (№ пика)				
	1	2	3	4	5
03—07 час.23.VI.1984 г.	40 мин	34 мин 12 с	28 мин 00 с	20 мин 36 с	17 мин 12 с
15—19 час.25.VI.1984 г.			27 мин 00 с		
15—19 час.29.VI.1984 г.					
20—24 час.18.VII.1984 г.	40 мин	32 мин 00 с		23 мин 00 с	16 мин 36 с
00—04 час.31.VII.1984 г.	40 мин				
08—12 час.02.VIII.1984 г.					
22 час.07.VIII—					
03 час.08.VIII.1984 г.					
23 час.13.VIII—					
03 час.14.VIII.1984 г.					
23 час.22.VIII—	38 мин 50 с				
03 час.23.VIII.1984 г.					

го вулкана. Скорее всего этому очагу соответствует период, равный 40 мин, так как естественно допустить, что резонаторы, имеющие больший объем и, следовательно, больший основной период, располагаются на большей глубине. Кроме того, спектр, представленный на рис 7, В, в, показывает тесную связь между резонаторами с соответственными периодами, равными 40 мин и 6 мин 10 с.

Хотя предположение о существовании промежуточного магматического очага Ключевского вулкана и противоречит сложившемуся мнению о питании его непосредственно из верхней мантии, оно не покажется совсем нереальным, если учесть некоторые геологические данные. Например, лавы двух побочных прорывов — Туйлы и Билукая резко отличаются по своему составу от лав остальных исторических побочных прорывов и лав терминальных извержений. Это обстоятельство может быть объяснено существованием некоторой области в земной коре, питающей Туйлу и Билукай, в которой материал, идущий из недр Земли, претерпевает изменения, т. е. промежуточного очага.

Небезынтересным будет отметить и находки ксенолитов в лавах Ключевского вулкана: гарцбургитов из верхнемезозойских толщ, известковистых и мергелистых конкреций палеогена, туфогенных алевроитов и песчаников из неогеновых отложений [20, 28]. Это может служить обоснованием существования на глубине ~10 км от вершинного кратера вулкана зоны, в которой магма постоянно взаимодействует с вмещающими породами.

Полный набор периодов, соответствующих спектральным

Интервал времени	Период (№ пика)				
	1	2	3	4	5
03—04 час. 23.VI.1984 г.	6 мин 09 с 6 мин 10 с	4 мин 32 с	3 мин 34 с	2 мин 21 с	1 мин 54 с
23—24 час. 25.VI.1984 г.			2 мин 57 с	2 мин 25 с	
07—08 час. 05.VIII.1984 г.			3 мин 23 с	2 мин 12 с	
09—10 час. 05.VIII.1984 г.			3 мин 07 с		
01—02 час. 23.VIII.1984 г.			3 мин 05 с	2 мин 20 с	1 мин 58 с
00—01 час. 01.II.1983 г.		4 мин 20 с	3 мин 04 с		1 мин 58 с
00—01 час. 03.II.1983 г.			3 мин 20 с	2 мин 36 с	1 мин 58 с
00—01 час. 06.II.1983 г.			3 мин 20 с	2 мин 36 с	2 мин 02 с

Таблица 2

максимумам в диапазоне от 40 до 6 мин

Период (№ пика)							
6	7	8	9	10	11	12	13
14 мин 06 с	12 мин 09 с		9 мин 42 с		7 мин 42 с	6 мин 47 с	4 мин 27 с
	12 мин 06 с		9 мин 36 с		7 мин 00 с	6 мин 06 с	
14 мин 48 с			9 мин 30 с		7 мин 45 с	6 мин 36 с	
	12 мин 00 с		9 мин 30 с		7 мин 24 с	6 мин 24 с	
	12 мин 30 с	11 мин 06 с	9 мин 30 с	8 мин 18 с	7 мин 00 с	6 мин 06 с	
					7 мин 36 с	5 мин 54 с	
			9 мин 30 с	8 мин 12 с	6 мин 54 с	5 мин 48 с	
14 мин 24 с		11 мин 06 с		8 мин 30 с	7 мин 24 с	6 мин 24 с	
	12 мин 48 с		9 мин 18 с		7 мин 12 с	5 мин 48 с	4 мин 42 с

Если рассматриваемая гипотеза верна, то определение собственных частот колебаний магмы как функции от геометрических размеров и физических параметров структур вулканического аппарата может лежать в основе метода расчета глубин залегания магматических очагов, их физических и геометрических характеристик. Покажем это на примере простейшей модели.

Рассмотрим малые колебания столба идеальной жидкости, находящейся в жесткой трубке, соединенной с упругой сферой. Пусть r и R — соответственно радиусы трубки и сферы, ρ — плотность жидкости, k — коэффициент упругости сферы, h — высота жидкости в трубке (глубина залегания резонатора). Простой расчет показывает, что собственная частота колебаний определяется формулой

$$f^2 = \frac{kr^2}{64\pi^3 \rho h R^4}.$$

В формулу входят все основные геометрические размеры модели, а также плотность жидкости и упругость сферы. Воспользовавшись этой формулой и данными, приведенными в работах [1, 8], получаем, что промежуточный очаг Ключевского вулкана может располагаться на глубине 10—20 км.

Конечно, приведенный расчет является скорее иллюстративным, чем информативным. Более точным будет расчет собственных колебаний упруго-вязкой жидкости в системе упругих резонаторов. Однако такой

Таблица 3

максимумам в диапазоне от 40 с до 6 мин

Период (№ пика)								
6	7	8	9	10	11	12	13	14
1 мин 37 с		1 мин 20 с			1 мин 04 с		50 с	
1 мин 34 с		1 мин 21 с	1 мин 11 с		1 мин 03 с	57 с	52 с	47 с
1 мин 40 с			1 мин 10 с		1 мин 04 с	58 с	40 с	46 с
					1 мин 06 с	56 с	51 с	46 с
1 мин 37 с	1 мин 28 с	1 мин 22 с	1 мин 11 с	1 м 08 с	1 мин 04 с		53 с	
1 мин 37 с	1 мин 26 с							
1 мин 42 с	1 мин 30 с			1 м 08 с				
1 мин 40 с	1 мин 32 с			1 м 08 с				

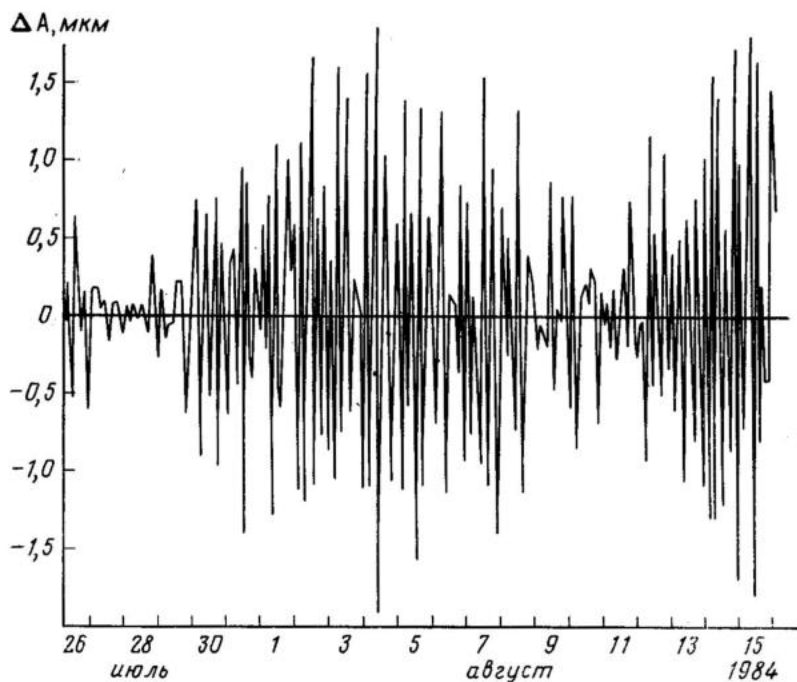


Рис. 8

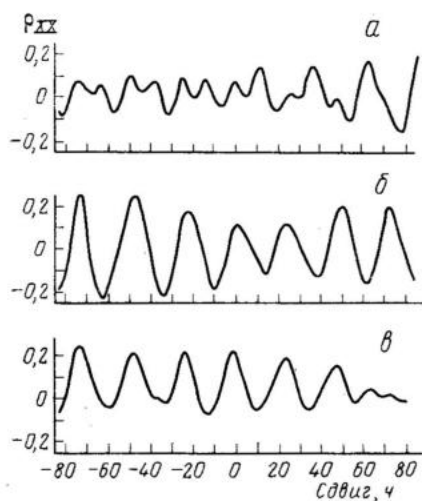


Рис. 9

Рис. 8. Флуктуации амплитуды дрожания относительно среднего уровня в июле—августе 1984 г.

Рис. 9. Кросс-коррелограммы рядов поправок за приливное изменение силы тяжести и соответствующих им рядов значений огибающей вулканического дрожания для интервалов времени: *а*—13 час. 19.VI—01 час. 1.VII.1984 г.; *б*—02 час. 9.VII—01 час. 16.VII.1984 г.; *в*—02 час. 1.VIII—01 час. 12.VIII.1984 г.

расчет является сложной математической задачей и выходит за рамки данной работы.

Каким образом колебания магмы в вулканическом аппарате оказывают влияние на уровень вулканического дрожания? Е. И. Гордеев с сотрудниками [6] установил, что источник дрожания при извержении 1984 г. находился в области активного кратера. По-видимому, причиной вулканического дрожания являлось выделение газа, образующегося в верхней части магматической колонны. Интенсивность схлопывания пузырьков газа сильно зависит от внешнего давления. Поэтому колебания магмы в магматической колонне изменяют интенсивность газоотделения, что проявляется в изменении уровня вулканического дрожания, проанализированного в данной работе.

Предложенная гипотеза не является единственно возможной, более детально разобраться в механизме явления помогут дальнейшие исследования.

Мы установили, что на динамику извержений Ключевского вулкана оказывают влияние лунно-солнечные приливные деформирующие процессы. Можно предположить, что приливные силы воздействуют непосредственно на резервуар, заполненный магмой, сжимая и растягивая его, при этом уровень магмы в выводном канале совершает колебания с приливными частотами. Расчет модели этого явления проведен в работе [37].

Выводы

На основании проделанной работы, которая включала в себя изучение временных вариаций уровня низкочастотного вулканического дрожания Ключевского вулкана при извержениях 1983 и 1984 гг., можно сделать следующие выводы.

1. В диапазоне $5,5 \cdot 10^{-6}$ — $2,5 \cdot 10^{-2}$ Гц существует дискретный набор частот огибающей вулканического дрожания. Этот набор состоит из пяти основных частот: $1,1 \cdot 10^{-2}$ Гц ($T_1=1$ мин 34 с); $2,5 \cdot 10^{-3}$ Гц ($T_2=6$ мин 10 с); $4,2 \cdot 10^{-4}$ Гц ($T_3=40$ мин); $5,1 \cdot 10^{-5}$ Гц ($T_4=5$ ч 30 мин); $7,7 \cdot 10^{-6}$ Гц ($T_5=36$ ч) и суперпозиции их гармоник.

2. Полученный набор частот сохраняется, по крайней мере, в течение 1 года и 7 мес, а основные частоты являются характерными для эруптивной деятельности Ключевского вулкана с 1932 г.

3. Анализ данных о вулканическом дрожании позволяет непрерывно следить за ходом извержения, а также может лежать в основе метода непосредственного определения строения и физических свойств вулканического аппарата.

4. Установлено влияние на динамику извержений Ключевского вулкана 1983 и 1984 гг. лунно-солнечных приливных деформирующих процессов.

Авторы благодарят чл.-кор. АН СССР С. А. Федотова, Л. Н. Рыкунова за внимание и постоянную поддержку работы, А. П. Хренова, А. И. Фарберова за консультации и помощь, И. В. Розадовского за предоставленные программы для статистической обработки временных рядов, И. Т. Кирсанова за материалы по извержению Ключевского вулкана 1978—1980 гг., а также Е. И. Гордеева и П. П. Фирстова за ценные замечания, высказанные во время подготовки рукописи к печати.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балеста С. Т. и др. Строение земной коры района Ключевской группы вулканов, особенности тектоники и вулканизма//Глубинное строение и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток; ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 6—15.
2. Большой Л. Н., Смирнов Н. В. Таблицы математической статистики. М.: Наука. 1983. 413 с.
3. Былинкина А. А., Горшков Г. С. Состояние Ключевского вулкана в январе—апреле 1950 г.//Бюл. вулканол. станции. 1954. № 21. С. 3—5.
4. Влодавец В. И. и др. Наблюдения за деятельностью Ключевского вулкана с 1 сентября по 31 декабря 1935 г.//Бюл. вулканол. станции. 1937. № 1. С. 7—16.
5. Гордеев Е. И. О возможном механизме низкочастотного вулканического дрожания//Вулканология и сейсмология. 1985. № 3. С. 68—77.
6. Гордеев Е. И., Мельников Ю. Ю. и др. Вулканическое дрожание Ключевского вулкана (извержение вершинного кратера в 1984 г.)//Вулканология и сейсмология. 1986. № 5. С. 39—53.
7. Горельчик В. И. Сейсмические проявления вулканической деятельности//Глубинное строение и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 108—118.
8. Горшков Г. С. О глубине залегания магматического очага Ключевского вулкана//Докл. АН СССР. 1956. Т. 106. № 4. С. 703—705.
9. Горшков Г. С. Состояние вулканов Ключевской группы с 30 августа по 31 декабря 1948 г.//Бюл. вулканол. станции. 1953. № 19. С. 7—13.

10. Горшков Г. С. Состояние вулканов Ключевской группы в первой половине 1949 года//Бюл. вулканол. станции. 1953. № 19. С. 38—43.
11. Джеймс Э. Т. О логическом обосновании методов максимальной энтропии//ТИИЭР. 1982. Т. 70. № 9. С. 33—50.
12. Иванов Б. В. Некоторые особенности вулканизма Ключевской группы вулканов в связи с ее глубинным строением//Глубинное строение и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1976. С. 52—61.
13. Кирсанов И. Т. Извержение Ключевского вулкана в 1966 г. с прорывом побочных кратеров им. Пийпа//Бюл. вулканол. станций. 1968. № 44. С. 11—29.
14. Кирсанов И. Т. и др. Главный и побочный кратеры Ключевского вулкана в 1966—1968 гг.//Бюл. вулканол. станций. 1970. № 46. С. 33—41.
15. Меняйлов А. А., Набоко С. И. Деятельность Камчатских вулканов за I квартал 1938 г.//Бюл. вулканол. станции. 1939. № 6. С. 3—4, 12.
16. Меняйлов А. А. и др. Наблюдения за деятельностью вулканов с 1 октября 1936 по 1 мая 1937 гг.//Бюл. вулканол. станций. 1938. № 3. С. 6—10.
17. Новограбленов П. Т. Извержение паразитного кратера Ключевского вулкана//Изв. Гос. Геогр. об-ва, 1933. С. 52—54.
18. Пийп Б. И. Деятельность вулканов Ключевской группы//Бюл. вулканол. станции. 1940. № 12. С. 74—78.
19. Пийп Б. И. Эруптивная деятельность Ключевской сопки в 1944—1945 гг.//Бюл. вулканол. станции. 1946. № 14. С. 3—37.
20. Пийп Б. И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом. М.: Изд-во АН СССР. 1956. 311 с.
21. Писаренко В. Ф. Выборочные свойства спектральной оценки максимальной энтропии//Распознавание и спектральный анализ в сейсмологии (Вычислительная сейсмология, вып. 10). М.: Наука, 1977. С. 118—149.
22. Робинсон Э. А. История развития спектрального оценивания//ТИИЭР. 1982. Т. 70. № 9. С. 6—32.
23. Смирнов В. Б. Трансмасштабные проявления сейсмической активности//Автореф. дис... канд. г-м наук. М., 1986.
24. Токарев П. И. Низкочастотное вулканическое дрожание//Вулканология и сейсмология. 1982. № 6. С. 56—68.
25. Троицкий А. Н. О поведении кратера Ключевского вулкана в 1935 г.//Изв. гос. Геогр. об-ва. 1937. Т. XIX. Вып. 6. С. 969—974.
26. Федотов С. А., Иванов Б. В., Двигало В. Н. и др. Деятельность вулканов Камчатки и Курильских островов в 1984 г.//Вулканология и сейсмология. 1985. № 5. С. 3—23.
27. Хренов А. П., Озеров А. Ю., Литасов Н. Е. и др. Побочное извержение Ключевского вулкана (прорыв Предсказанный, 1983 г.)//Вулканология и сейсмология. 1985. № 1. С. 3—20.
28. Шанцер А. Е. Ксенолиты фундамента в продуктах извержения Новых Толбачинских вулканов и проблема формирования подводящих магматических каналов в верхней части земной коры//Геологические и геофизические данные о БТТИ 1975—1976 гг. М.: Наука, 1978. С. 56—63.
29. Aki K., Fehler M., Das S. Source mechanism of volcanic tremor: fluid — driven crack models and their application to the 1963. Kilauea eruption//Volcanol. and Geotherm. Res. 1977. Vol. 2. P. 259—287.
30. Bascio A. L., Luondo G., Happi G. Microtremors and volcanic explosion at Stromboli//Bul. Volcanol. 1974. Vol. XXXVII, fasc. 4. P. 596—606.
31. Eaton Y. P., Murata K. Y. How volcanoes grow//Science. 1960. Vol. 132. № 3432. P. 9—22.
32. Kubotera A. Volcanic tremors at Aso volcano//Physical volcanology. 1974. P. 29—47.
33. Le Guern F., Tazieff H., Vavasour C., Zettwood P. Resonance in the gas discharge of the Bocca Nuova Etna (Italy), 1968—1969//Volcanol. and Geotherm. Res. 1982. Vol. 12. P. 161—166.
34. Riuscetti M., Schick R., Seid D. Spectral parameters of volcanic tremors of Etna//Volcanol. and Geotherm. Res. 1977. Vol. 2. P. 289—299.
35. Sassa K., Microseismometric study on eruption of the volcano Asa (Z)//Mem. Coll. Sci. Kyoto Imp. Univ. Ser. A, 1936. Vol. 19. P. 11—59.
36. Seick R., Riuscetti M. An analysis of tremors at South Italian Volcanoes//Zeitschrift für Geophysik. 1973. B. 39. H. 2. P. 247—262.
37. Seidl D., Schick R., Riuscetti M. Volcanic tremors at Etna: a Model for Hydraulic Origin//Bull. Volcanol. 1981. V. 44. № 1. P. 43—56.
38. Shimozury D. Lava lake oscillations and the magma Reservoir Beneath a Volcano//Bull. Volcanol. 1975. T. XXXIX. Vol. 4. P. 1—11.

УДК 551.21

БОГОЯВЛЕНСКАЯ Г. Е., БРАЙЦЕВА О. А.

О ГЕНЕТИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ ПИРОКЛАСТИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ И ТИПАХ ОТЛОЖЕНИЙ ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНА БЕЗЫМЯННЫЙ 1955—1956 гг.

GENETIC CLASSIFICATION OF PYROCLASTIC DEPOSITS AND TYPES OF 1955—1956 BEZMYANNYI ERUPTION DEPOSITS, by Bogoyavlenskaya G. E. and Braitseva O. A. This is a brief review of modern concepts on the genetic classification of pyroclastic deposits. Genetic types of 1955—1956 Bezmyannyi eruption deposits have been identified and described on the basis of these concepts. Among climactic stage deposits the ground surge and ash cloud surge deposits have been identified for the first time. Correlations of the genetic types of deposits in cross sections and their specific features are described.

A new genetic type of directed-blast deposits has been established by comparing catastrophic Bezmyannyi and St. Helens eruptions. The deposits are characterized by the presence of coarse debris facies, and along with other facies they form a single totality of deposits with common genesis; they fall out from laterally moving directed-blast cloud during catastrophic eruptions of andesitic volcanoes.

(Received February 16, 1987)

Institute of Volcanology, Far East Division, USSR Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006, USSR

В последнее десятилетие резко возрос интерес к изучению взрывного вулканизма и связанных с ним отложений. Начало этому положили известные работы Смита [9] и Росса и Смита [8], осветившие генезис пирокластических потоков. В последующие годы был достигнут заметный прогресс в изучении взрывного вулканизма на основании непосредственных наблюдений за современными извержениями, детального изучения пирокластических отложений прошлых извержений и на базе экспериментальных исследований и теоретических разработок. Появились многочисленные работы, в которых были выделены новые генетические типы пирокластических отложений, предложены модели их образования, разработана генетическая классификация разных типов пирокластических пород [12, 18, 21, 28—32, 40, 42, 43]. В 1984 г. издана большая сводная работа Фишера и Шминке [13], которая отражает существенный успех, достигнутый в области изучения процессов взрывного вулканизма и связанных с ними отложений за последние два десятилетия.

О генетической классификации пирокластических отложений

Пирокластические отложения в настоящее время подразделяются [13, 42, 43] на три генетические группы в зависимости от способа переноса материала: 1) отложения, выпадающие из воздуха (fall); 2) отложения пирокластических потоков (flow) и 3) отложения пирокластических волн (surge). В первом случае во время извержения пирокластический материал переносится от кратера по воздуху и выпадает на поверхность в виде тефры

(ash-fall deposits), включающей материал от вулканических бомб до тонкого пепла.

Во втором и третьем случаях отложения образуются при латеральном движении пирокластики в виде приземных горячих газонасыщенных потоков. Однако в характере потоков, а соответственно и в отложениях, имеются существенные различия для пирокластических волн и собственно пирокластических потоков. Пирокластические потоки представляют собой флюидизированную смесь, имеющую в основном ламинарное течение [29]. Для них характерна большая насыщенность твердыми частицами и высокое соотношение параметров: твердая составляющая/газ. Отложения потоков концентрируются в долинах или заполняют понижения рельефа. Эти отложения обычно имеют массивную текстуру, слабо сортированы, в редких случаях обладают некоторым подобием слоистости или упорядоченным распределением крупного материала.

Представления о генезисе пирокластических потоков базируются на непосредственных наблюдениях за современными извержениями, на изучении отложений прошлых извержений и на теоретических построениях. Эти данные позволили разработать генетическую классификацию пирокластических потоков [42, 43], табл. 1, 2¹. Главной причиной образования пирокластических потоков, как полагает большинство исследователей, является гравитационный коллапс перегруженной материалом эруптивной колонны [9, 12, 16, 25, 26, 31, 32]. Эти представления базируются на седиментологических данных и подтверждаются непосредственными наблюдениями над некоторыми современными извержениями (Комагатаке, 1929, Япония; Мейон, 1968, Филиппины; Нгаурухое, 1974, Новая Зеландия), где пирокластические потоки отмечались в тесной ассоциации с формированием эруптивной колонны. Однако наблюдения за такими вулканами как Авача [7]; Монт-Ламингтон (1951, Папуа [33]); Котопаху (1877, Эквадор [41]); Монт-Пеле (9 июля 1902 г. [10]) показывают, что пирокластические потоки могут образовываться и при отсутствии эруптивной колонны вследствие перетекания (boiling-over) высокогазонасыщенной магмы через край кратера вулкана.

Пирокластические потоки небольшого объема, содержащие в основном непористый обломочный материал (см. табл. 1), образуются при гравитационном обрушении растущего лавового купола или фронта лавового потока (block and ash flow).

Ни одного извержения, в процессе которого возникали бы пирокластические потоки большого объема ($>10 \text{ км}^3$) с образованием кальдеры, никогда непосредственно не наблюдалось. Представления о происхождении таких отложений вследствие гравитационного коллапса вертикальной эруптивной колонны выдвинуты по аналогии с описанными извержениями средних и малых объемов материала ($<1 \text{ км}^3$) и на основании результатов седиментологических исследований.

К третьей генетической группе отнесены отложения пирокластических волн. Во время подводных ядерных испытаний в 1946 г. на атолле Бикини наблюдалось турбулентное облако газа и воды, которое распространялось радиально от основания эруптивной колонны с ураганной скоростью и было названо базисной волной (base surge). Мур [21] одним из

¹ В отечественной литературе классификация пирокластических потоков была выполнена Е. Ф. Малеевым [5], однако в ее основе нет единого генетического принципа. Выделение потоков проведено по разным признакам — размеру потоков, пористости материала, степени его литификации и др. Выделенные Е. Ф. Малеевым игнибритовые, пепловые и пемзовые потоки соответствуют группе пемзовых потоков большого объема в табл. 1 и отличаются между собой только по степени литификации; агломератовые потоки шивелучского типа относятся к пемзовым пирокластическим потокам малого объема; агломератовые потоки безмянного типа — к пирокластическим потокам пористых андезитов. Агломератовые потоки авачинского типа ближе всего к шлаковым потокам табл. 1, хотя и отличаются от них некоторыми специфическими особенностями.

Генетическая классификация пирокластических потоков [42, 43]

Обломки	Эруптивный механизм		Пирокластические потоки	Отложения	Примечания
Пористые	Коллапс эруптивной колонны		Пемзовые	Игнимбриты; пемза и пепел	Отложения большого объема; образуются при коллапсе эруптивной колонны в процессе длительного извержения [31]. Состав кислый Отложения малого объема, образующиеся способом, указанным ниже для шлаковых потоков. Состав промежуточный
			Шлаковые	Шлаки и пепел	Отложения малого объема, образованного коллапсом эруптивной колонны в процессе коротких извержений [24]. Состав от базальтов до андезитов
			Потоки пористых андезитов	Пористые андезиты и пепел	Отложения малого объема, состоящие из пористых угловатых андезитовых обломков и пепла [14]
Непористые	Коллапс купола или фронта лавового потока	Эксплозивный	Пеплово-глыбовые	Глыбы и пепел	Отложения малого объема; образуются при эксплозивном коллапсе активно растущего купола или лавового потока [16]. Состав андезитовый или дацитовый
		Гравитационный			Отложения раскаленных лавин небольшого объема, обычно андезитового и дацитового состава

первых применил этот термин для эксплозивных вулканических извержений и отметил уникальные особенности отложений базисной волны.

Пирокластическая волна — это поток пирокластики с низкими отношениями компонентов твердая составляющая/газ, т. е. в отличие от пирокластического потока он слабее насыщен твердыми частицами [12, 28, 29].

Пирокластическую волну можно представить как приземный поток пирокластики, сравниваемый Спарисом и Уолкером [28] с пепловым ураганом Тейлора [33]. Пирокластические волны рассматриваются большинством исследователей как слабонасыщенные обломочным материалом турбулентные потоки, однако в последнее время высказываются представления о том, что пирокластические волны имеют многие черты гравитационных потоков [15, 27].

В отличие от преимущественно мощных, неслоистых отложений пирокластических потоков, отложения пирокластических волн имеют малую мощность, хорошо выраженную слоистость — параллельную, волнистую, линзовидную, перекрестную, лучше сортированы. В отложениях пиро-

Сводное описание типов отложений пирокластических потоков [42, 43]

Отложения	Описание
Игнимбриты, пемза и пепел	Отложения обычно несортированы, содержат различные количества округлых пемзовых лапилли и глыб до 1 м в диаметре. Пемзовые обломки скапливаются в верхней части единицы потока, литокластические обломки тяготеют к его подошве. Тонкозернистый базальный слой находится в основании потока. Иногда присутствуют фумарольные трубки и обугленная древесина. Отложения небольшого объема (0,001 до 1,0 км³) заполняют долины, а отложения значительного объема (1—100 км³) могут образовывать покровы. В них обнаруживаются одна или более спекшихся зон
Шлаки и пепел	Несортированные пепловые отложения залегают согласно с топографией, содержат пористые лапилли (от андезитов до базальтов) и шлаковидные обломки до 1 м в поперечнике. Тонкозернистый базальный слой находится в основании единицы потока. Наличие бортовых валов, русел и крутого фронта потока свидетельствует о большой силе транспортировки материала. Могут встречаться обломки обугленной древесины и фумарольные трубки
Пористые андезиты и пепел	Несортированные пепловые отложения залегают согласно с топографией, содержат лапилли, блоки и бомбы андезитов промежуточной (между пемзой и плотными ювенильными обломками) пористости. Могут присутствовать тонкозернистый базальный слой, фумарольные трубки и обугленная древесина
Глыбы и пепел	Несортированные пепловые отложения залегают согласно с топографией, содержат большие, в основном не пористые блоки родственных пород, которые могут достигать 5 м в диаметре. Отложения обычно имеют обратную сортировку. Также присутствует тонкозернистый базальный слой. Могут содержать фумарольные трубки и обугленную древесину. Наличие русел и больших глыб на поверхности, бортовые валы и крутой фронт потока свидетельствуют о большой силе транспортировки материала

кластических волн отмечается закономерная смена фаций по мере удаления от источника [40]: вблизи него преобладают фации с волнистой и перекрестной слоистостью, на некотором удалении — в основном массивные разности и в наиболее удаленной части — параллельно слоистые. В отличие от пирокластических потоков пирокластические волны распространяются, не согласуясь с топографией местности, а отложения их облекают рельеф. Вблизи вулкана широко распространены дюнные формы.

Пирокластическая волна — общий термин для отложений нескольких типов волн (табл. 3, 4).

1. Базисная волна (base surge) образуется при фреатомагматических или фреатических извержениях в результате взаимодействия магматического материала с водой.

2. Приземная пирокластическая волна (ground surge), впервые выделенная Спарксом и Уолкером [28], была обнаружена в геологических ситуациях, где исключено взаимодействие магмы и воды. Ее отложения обычно подстилают породы пирокластического потока, хотя иногда могут присутствовать и вне связи с ним.

3. Волна пеплового облака (ash cloud surge), выделенная Фишером [12], возникает над поверхностью движущегося пирокластического потока. Облако движется вместе с пирокластическим потоком, но может отрываться от него и распространяться самостоятельно. Отложения волны пеплового облака обычно залегают на породах пирокластического потока или вблизи него.

Генетическая классификация пирокластических волн [42, 43]

Обломки	Эруптивный механизм	Типы пирокластических волн	Примечание
Пористые, непористые	Коллапс фреатомагматической эруптивной колонны	Базисная волна	Образуется как результат взрывного взаимодействия магматического материала и воды
	Коллапс эруптивной колонны сопровождается пирокластическими потоками	Приземная пирокластическая волна	Термин, первоначально введенный для определения всех пирокластических волн [28], здесь употребляется для описания как водны, лежащей в основании пирокластического потока, так и для отложений волн, не сопровождаемых пирокластическими потоками
		Волна пеплового облака	Является турбулентным низко плотностным потоком [12], возникающим из поднимающегося над потоком газопеплового облака; может отрываться от него и двигаться независимо

Таблица 4

Сводное описание типов отложений пирокластических волн [42, 43]

Отложения	Описание
Базисная волна	Стратифицированные слоистые отложения не согласуются с рельефом, содержат ювенильные обломки, варьирующие от пористых пемзовых до плотных непористых обломков родственных пород, соотношения которых зависят от характера эруптивной колонны. Типично обогащение более плотными фрагментами (слабо пористые обломки, кристаллы), чем в соответствующем пирокластическом потоке. Отмечается наличие фумарольных трубок и обугленной древесины. Не согласуются с рельефом
Приземная волна	Мощность обычно менее 1 м. Отложения состоят из пепла, ювенильных пористых обломков, кристаллов и плотных обломков, соотношения которых зависят от характера эруптивной колонны. Типично обогащение более плотными фрагментами (слабо пористые обломки, кристаллы), чем в соответствующем пирокластическом потоке. Отмечается наличие фумарольных трубок и обугленной древесины. Не согласуются с рельефом
Волна пеплового облака	Стратифицированные разности; отлагаются на поверхности пирокластического потока или как замещающие его эквиваленты в виде боковых русел. Не связаны с рельефом, иногда образуют отдельные линзы и выклинивающиеся слои. Гранулометрические соотношения зависят от исходного состава пирокластического потока. Могут быть небольшие фумарольные трубки

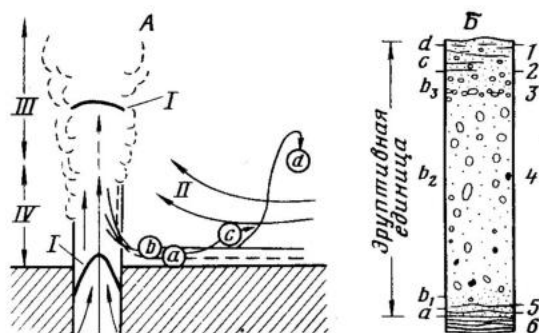


Рис. 1. Коллапс плининской эруптивной колонны (А) (I — профиль средней скорости; II — подсасываемый ветер; III — конвективная фаза; IV — фаза выделения газа), соотнесенный с идеализированным разрезом эруптивной единицы (Б); (1 — тефра; 2 — пепловое облако; 3 — скопление пемзовых обломков; 4 — пепловые потоки; 5 — приземная волна; 6 — предшествующие отложения). Внешняя часть коллапсирующей эруптивной колонны формирует пирокластическую волну (а), продолжающийся коллапс внутренних частей колонны формирует пирокластические потоки (в). Пепловое облако (с) образуется путем отделения материала от верхних частей пирокластического потока, и тонкий материал (d) затем отлагается из атмосферы на поверхность образовавшихся потоков. В пирокластическом потоке в процессе течения происходит сегрегация (σ_1 , σ_2 , σ_3), как показано Спарксом [30] и Фишером [12]. Рис. 1 взят из работы [12]

Образование базисной волны обычно связывается с коллапсом фреатомагматической эруптивной колонны, что непосредственно наблюдалось при извержении вулканов Таал на Филиппинах и Капелиньош на Азорских островах [23, 27]. Представления о генезисе приземной пирокластической волны основаны на характере отложений, обнаруживающих большое сходство с отложениями базисной волны. По модели Фишера [12], приземная волна образуется при коллапсе эруптивной колонны: волна связана с опережающим коллапсом краевой ее части, насыщенной мелкозернистым материалом и предшествует пирокластическому потоку, который формируется при обрушении центральной части колонны, содержащей более грубый материал (рис. 1). Уилсон и Уолкер [38, 39] полагают, что приземная волна возникает вследствие развития интенсивных турбулентных процессов в связи с засасыванием воздуха нижней частью движущегося фронта. Признается [12, 13, 43] возможность образования пирокластической волны и без сопровождающего ее пирокластического потока.

Изучение отложений, связанных с крупными эксплозивными извержениями, позволило установить, что в их разрезах запечатлена определенная эруптивная последовательность. Это дало возможность Спарксу и Уолкеру [30] ввести понятие стандартной эруптивной единицы, модификации которой представлены в ряде последующих работ [12, 26]. Идеализированный разрез эруптивной единицы включает последовательно (см. рис. 1): маломощные, часто слоистые отложения приземной пирокластической волны, в основании перекрытые неслоистыми отложениями собственно пирокластического потока, поверх которых залегают неслоистые или параллельно-слоистые отложения пеплового облака. Фишер [12] связывает такую стратификацию отложений в идеализированном разрезе с динамикой коллапса эруптивной колонны плининского извержения. И хотя в ряде случаев (Мон-Пеле, 1902 [14, 20]; Сент-Хеленс, 1980 [17, 19]; Эль-Чичон, 1982 [27]) стратификация отложений в процессе извержения может отличаться от идеализированного разреза,

тем не менее в нем отражены обобщенные представления о последовательности развития эруптивного процесса плинианских извержений.

Тенденция к увеличению количества экспериментальных и теоретических работ, посвященных изучению механизма эксплозивных извержений, оказала влияние на полевые исследования пирокластики, в результате чего существенно повысилась детальность последних. В связи с этим нам показалось важным в свете новых представлений вернуться еще раз к извержению вулкана Безымянный 1955—1956 гг. и сравнить его отложения с отложениями вулкана Сент-Хеленс извержения 1980 г.

Генетические типы пирокластических отложений извержения вулкана Безымянный 1955—1956 гг.

Пароксизмальную стадию извержения вулкана Безымянный вулканологам непосредственно наблюдать не удалось. Однако изучение последствий извержения и связанных с ними отложений, проведенное Г. С. Горшковым и Г. Е. Богоявленской сразу же после извержения, позволило восстановить основные события и их последовательность [3]. Характер и главные параметры этого извержения рассмотрены также в [1, 11], где приведена схема распространения его отложений. Извержение включало три четкие стадии: 1) докульминационную — эксплозивные извержения вулканского типа с выбросами тефры; 2) кульминационную: а) направленный взрыв с разрушением вершины вулкана, образованием кратера и формированием взрывных отложений у его восточного подножия, б) плинианскую деятельность с пирокластическими потоками и сильным пеплопадом, ось которого прошла к северо-востоку; 3) посткульминационную, продолжающуюся до сих пор — рост экструзивного купола в кратере вулкана.

В 1984 г. нами было проведено повторное детальное изучение продуктов извержения 1955—1956 гг. с целью получения дополнительной информации о характере и стратиграфических взаимоотношениях пирокластических отложений для уточнения представлений об их генетической природе и последовательности процессов, с которыми они были связаны.

Многочисленные разрезы этих отложений вскрыты главным образом в долине р. Сухой Хапицы. Они достаточно однотипны: на подстилающих породах залегают либо отложения направленного взрыва, либо пирокластического потока, реже отложения взрыва, перекрытые отложениями пирокластического потока (рис. 2, 3). Подстилающие породы представлены грубообломочной брекчией так называемой амбонской толщи — обвальными отложениями вулкана Камень [6]. Обвал конуса этого вулкана произошел около 1200—1300 лет назад, на обвальных отложениях был сформирован почвенно-пирокластический чехол с маркирующим слоем тефры вулкана Шивелуч ($Ш_2$) с возрастом 900—1000 лет.

Тефра докульминационной стадии ($T_{дк}$) залегает в основании разрезов и представлена дробно переслаивающимися серыми грубыми пеплами (мощность прослоев от 1 до 10 см) и кремовыми, светло-серыми тонкими пеплами (мощность прослоев 1—4 см). Материал преимущественно резургентный, представлен породами старой постройки вулкана Безымянный [3, 4]. В долине р. Сухой Хапицы она подстилает отложения пирокластического потока или направленного взрыва. Кроме того, тефра этой стадии извержения перекрывает маломощным слоем все западное и юго-западное подножие вулкана, куда отложения кульминационной стадии не распространялись.

С кульминационной стадией извержения связаны *отложения направленного взрыва*. Они представлены двумя фациями: «песком направленного взрыва» ($НВ_{п.}$) и «агломератом направленного взрыва» ($НВ_{аг.}$). «Песок направленного взрыва» покрывает площадь около 500 км². Не

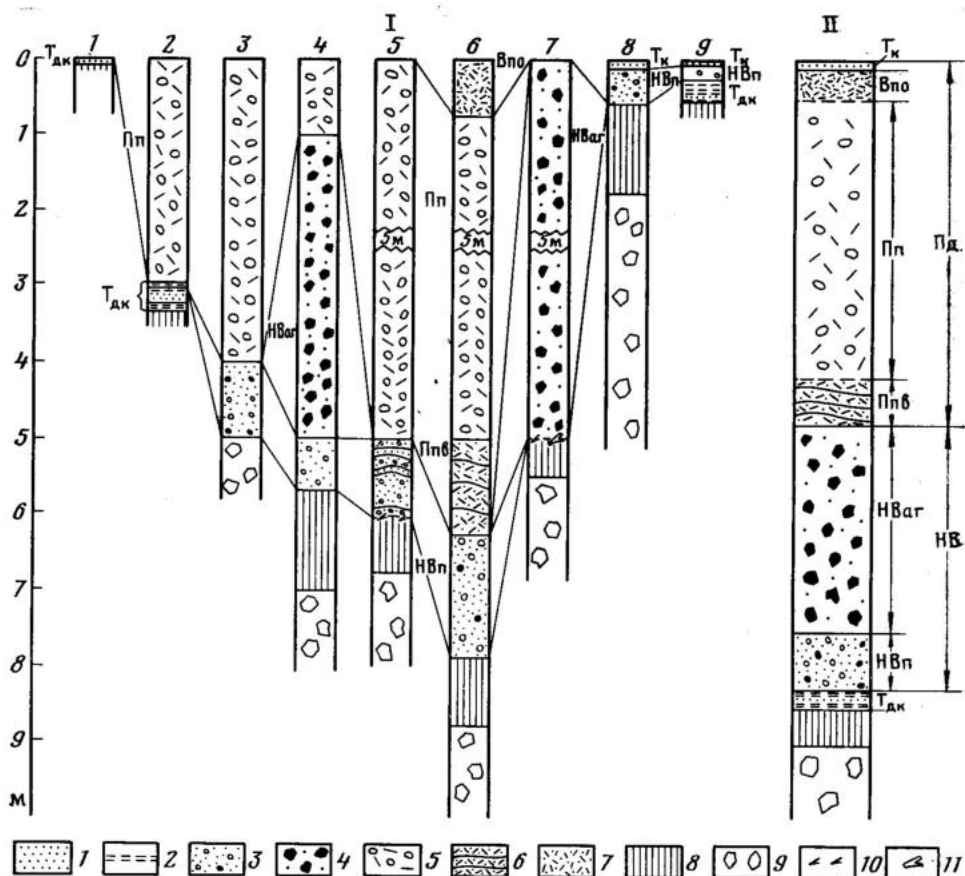


Рис. 2. Разрезы отложений извержения вулкана Безымянный в 1955—1956 гг. в долине р. Сухой Хапицы. I — разрезы в бортах долины, II — сводный разрез, 1—2 — тефра докуминационной ($T_{дк}$) и куминационной ($T_{к}$) стадий извержения: 1 — вулканический песок, 2 — тонкие пеплы; 3 — песок направленного взрыва (НВп); 4 — агломерат направленного взрыва (НВар), 5 — отложения пирокластических потоков (Пп); 6 — отложения приземной пирокластической волны (Ппв); 7 — отложения волны пеплового облака (Впо); 8 — почвенно-пирокластический чехол; 9 — обвальные отложения амбонской толщи; 10 — мелкие обугленные веточки; 11 — древесина. НВ — отложения направленного взрыва; Пд — отложения плинианской стадии извержения

согласуясь с топографией подстилающего рельефа, он залегает слоем примерно равной мощности и в долинах и на водоразделах. Мощность отложений закономерно убывает по мере удаления от вулкана от 1,5—2 м вблизи него до 1—2 см на расстоянии 30—32 км.

«Песок направленного взрыва» представляет собой вулканический песок с примесью более крупных обломков пород (10—20% от общего объема). Преобладающий размер последних 1—2 см, максимальный — до 10—20 см. Материал в основном ювенильный — пористые и плотные роговообманковые андезиты (80%); в подчиненном количестве содержатся породы старой постройки вулкана Безымянный (до 20%). В разрезах слой имеет очень четкую нижнюю и верхнюю границы (рис. 4, г, б, в). В непосредственной близости от вулкана «песок направленного взрыва» слагает дюнные формы рельефа. Отложения в пределах этого участка подножия иногда слоисты: (рис. 4, а), слоистость слабо заметная параллельная, выражена чередованием вулканических песков разной крупности, отличающихся неодинаковым содержанием грубого материала и его крупностью: в одних слоях это только песок или вулканический гравий, в других — примесь обломков до 5—7 см, реже — до 10—

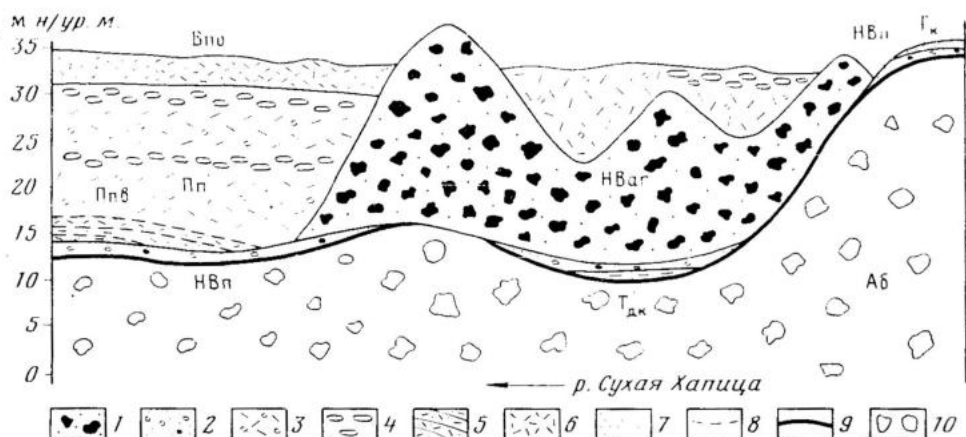


Рис. 3. Принципиальная схема соотношения генетических типов отложений извержения вулкана Безымянный в 1955—1956 гг. в долине р. Сухая Хапица. 1, 2 — отложения направленного взрыва: 1 — агломерат (НВар); 2 — песок (НВп); 3 — отложения пирокластического потока (Пп); 4 — скопление глыб пористых андезитов в отложениях пирокластического потока; 5 — отложения пирокластической волны (Ппв); 6 — отложения волны пеплового облака (Впо); 7 — тефра кульминационной стадии извержения (Тк); 8 — тефра докулинационной стадии извержения (Тдк); 9 — почвенно-пирокластический чехол; 10 — обвалы амбонской толщи (Аб)

20 см в поперечнике. На удалении от вулкана более 5—8 км «песок направленного взрыва» почти утрачивает слоистость, сохраняя, однако, в некоторых случаях двучленное строение: нижняя часть слоя обогащена обломками пород размером 1—3 см, верхняя представлена вулканическим песком с обломками (рис. 5). «Песок направленного взрыва» залегает чаще всего прямо на отложениях почвенно-пирокластического чехла, причем почва и дернина в его верхней части остаются ненарушенными. Под «песком направленного взрыва» встречается древесина ольхового стланника, которая не несет следов термального воздействия, но мелкие веточки (1—3 мм в диаметре) иногда обуглены.

«Агломерат направленного взрыва» распространен в более узком секторе, чем песок: не более 35—40° при секторе для песка примерно 100°. Залегает агломерат, как и песок, не согласуясь с топографией рельефа: в долине Р. Сухой Хапицы он имеет мощность 5—25 м и лежит слоем примерно той же мощности на водоразделах, перекрывая древние лавовые плато. Такое залегание дало возможность Г. С. Горшкову и Г. Е. Богоявленской [3] относить агломерат именно к взрывным отложениям.

В долине р. Сухой Хапицы агломерат направленного взрыва в большинстве случаев перекрыт отложениями пирокластического потока. Участки первичной поверхности агломерата можно видеть на правом берегу р. Сухой Хапицы на более возвышенных поверхностях, которые обтекались пирокластическим потоком. Агломерат залегает здесь в виде многочисленных, хаотически расположенных конусовидных холмов (рис. 6).

Отложения агломерата направленного взрыва представлены, как показывает его название, рыхлым агломератом (рис. 7) серого и розового цвета. Заполнитель — песчано-алевритовый материал, причем обращает внимание содержание алевро-пелитовых фракций — большее, чем в пирокластическом потоке (рис. 8), что указывает на значительную раздробленность материала. Обломки составляют около 20—30% от общего объема породы. Характерный размер от 1 до 20—30 см. Крупные глыбы в долине р. Сухой Хапицы имеют в поперечнике не более 1—1,5 м. Относительно небольшой размер глыб отличает агломерат вулкана Безымян-

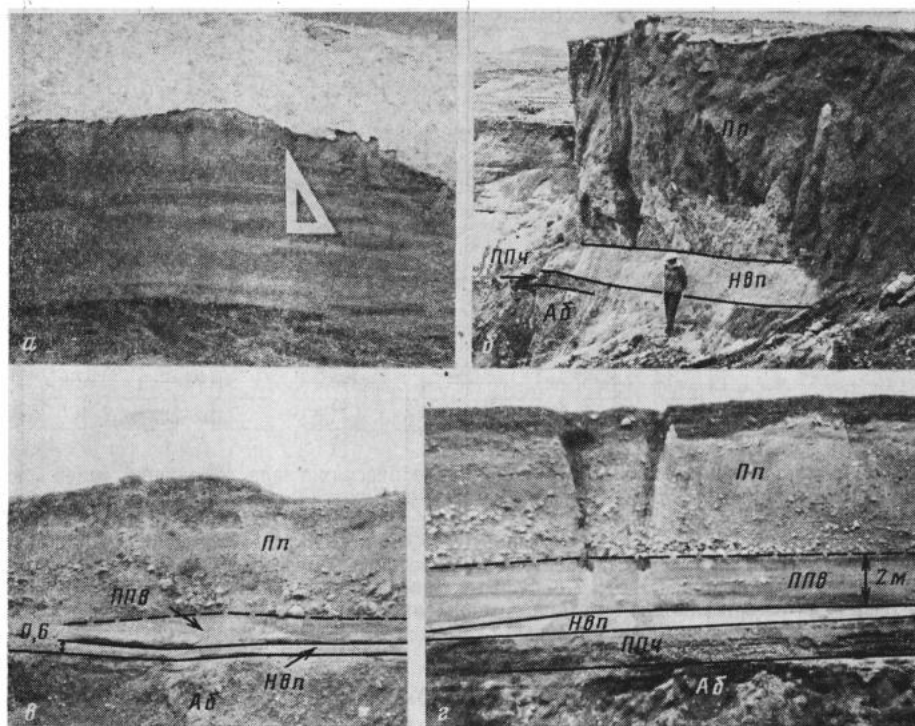


Рис. 4. Генетические типы отложений извержения вулкана Безымянный в 1955—1956 гг. *а* — слоистые отложения песка направленного взрыва, слагающие дюну; *б* — соотношение отложений песка направленного взрыва (НВп) и пирокластического потока (Пп). ППЧ — почвенно-пирокластический чехол; Аб — обвалы отложений амбонской толщи; *в, г* — соотношение песка направленного взрыва (НВп), отложений приземной пирокластической волны (ППв) и отложений пирокластического потока (Пп)

ный от обвалных отложений: в обвалных отложениях амбонской толщи типичны отдельные очень крупные глыбы или блоки (от 5×10 до 20×50 м) пород, сохраняющие свою монолитность и ненарушенное строение. В агломерате вулкана Безымянный глыбы представлены андезита-

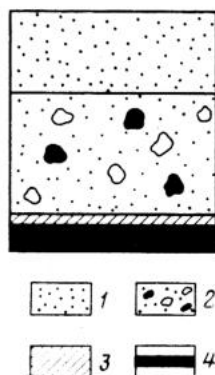


Рис. 5. Разрез отложений песка направленного взрыва на отрогах вулкана Зимины. 1 — вулканический песок (10 см); 2 — вулканический песок с обломками пород (18 см); 3 — тонкий пепел (2 см); 4 — почва

ми старой постройки вулкана. В толще агломерата среди глыб ювенильный материал отсутствует; отдельные глыбы светло-серых пористых андезитов встречаются только на поверхности отложений (размер их может быть до 20—30 см). Наличие глыб и позволило ранее ошибочно полагать, что в грубообломочной составляющей агломерата определенную

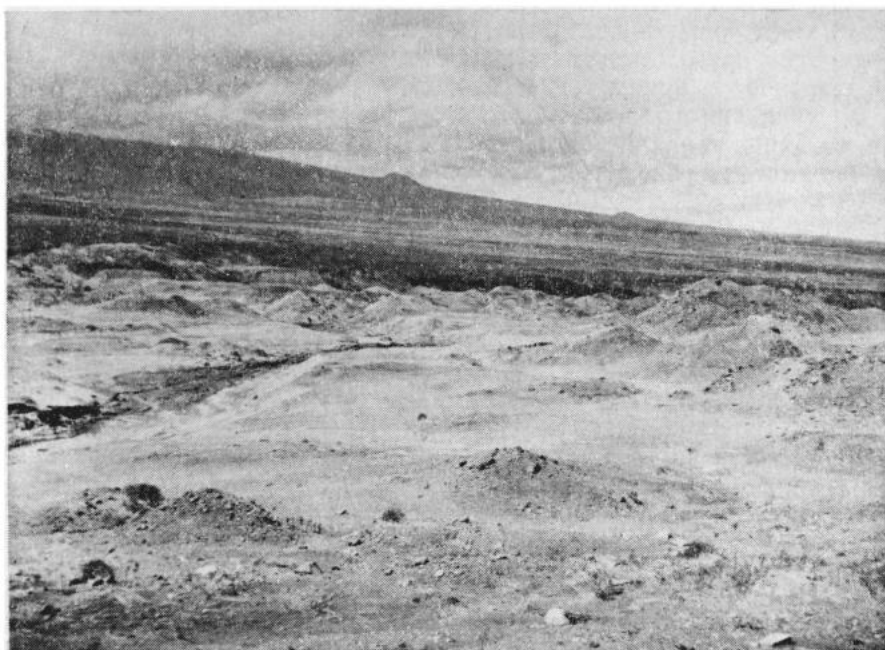


Рис. 6. Холмистый рельеф отложений агломерата направленного взрыва

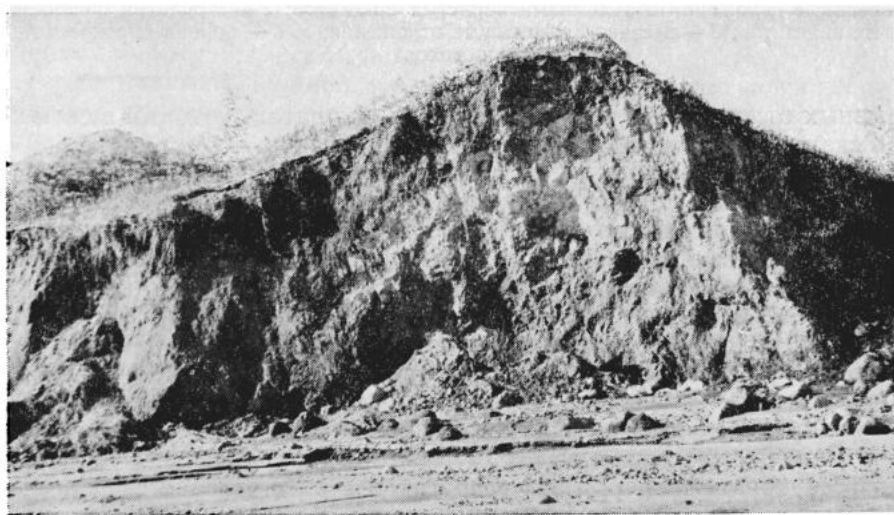


Рис. 7. Агломерат направленного взрыва

роль играет ювенильный материал [1, 11]. Однако в заполнителе агломерата примесь такого ювенильного материала была установлена В. Ю. Кирьяновым [1, 11]. В основании агломерата часто содержится древесина, в единичных случаях — обугленные веточки кустарниковой ивы.

До настоящего времени оставалось неустановленным соотношение агломерата и песка направленного взрыва. Трудности связаны с тем, что в большинстве случаев на подстилающей почве залегает либо песок, либо агломерат, не совмещаясь в одном разрезе. Однако в одной из точек (т. 4) все же удалось наблюдать, что песок залегает в основании

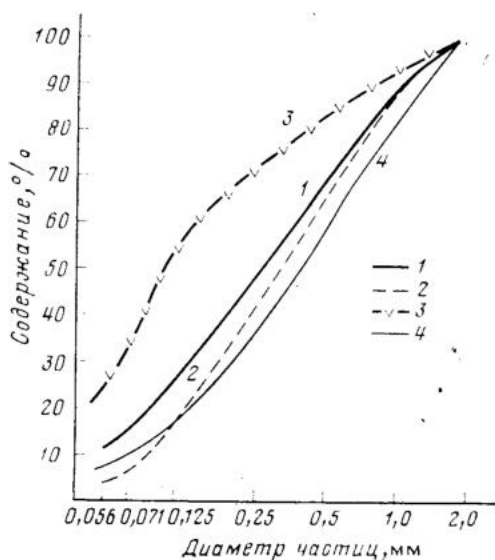


Рис. 8

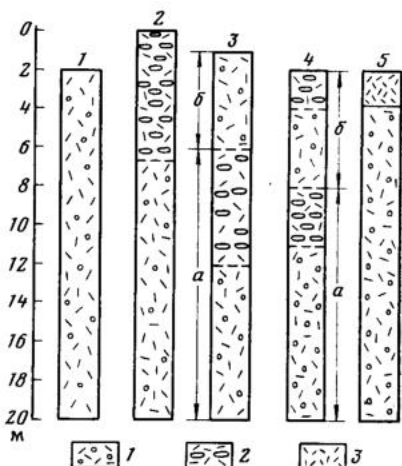


Рис. 9

Рис. 8. Гранулометрический состав пирокластических отложений извержения вулкана Безымянного в 1956 г. Кумулятивные кривые отложений: 1 — пирокластического потока; 2 — приземной пирокластической волны; 3 — агломерата направленного взрыва; 4 — песка направленного взрыва

Рис. 9. Разрезы отложений пирокластических потоков извержения 1956 г. 1 — песчано-алевритовые отложения с обломками пористых андезитов; 2 — скопления обломков пористых андезитов; 3 — песчано-алевритовые отложения; а, б — порции пирокластических потоков

взрывных отложений и перекрывается агломератом, который в свою очередь «заливается» отложениями пирокластического потока.

Отложения пирокластических потоков (Пп) слагают верхнюю часть разрезов в долине р. Сухой Хапицы, чаще всего залегая на агломерате или песке направленного взрыва. Отложения обычно массивны, не слоисты и не сортированы. Преобладает заполнитель (псаммито-алевритовый материал), обломки составляют в среднем 10—15% от общего объема. По составу это главным образом пористые слегка округлые обломки роговообманкового андезита, имеющие размер лапилли и бомб. Обломки в основном мелкие (1—5 см), но много глыб размером 20—30 см. Единичные глыбы — до 1 м в поперечнике.

Во многих разрезах отмечается скопление глыб пемзовидных андезитов в верхней части потока (рис. 9), что неоднократно отмечалось многими исследователями [13, 30] в других местах и связано с процессами дифференциации в движущемся потоке. Близ кровли концентрируются глыбы размером 20—50 см, которые как бы «всплывают» в толще пирокластического потока; они часто уложены длинными осями параллельно подошве отложений. Иногда разрез отложений потока имеет более сложное строение с чередованием мелкообломочных разностей и разностей, более чем наполовину состоящих из крупных глыб. По-видимому, такое строение появляется вследствие наложения нескольких порций потоков одна на другую; при этом в каждом из потоков намечается стратификация с обогащением верхней части крупными обломками.

Отложения приземной пирокластической волны (Ппв). Детальное изучение пирокластических потоков в долине р. Сухой Хапицы, в районе камня Амбон позволило выделить в некоторых разрезах особую пачку отложений, лежащих в основании пород пирокластического потока (см. рис. 4, в, г). В отличие от пород потока это мелкообломочные отложе-

ния — вулканический песок и тонкий пепел с небольшой примесью мелких обломков, средний размер которых 2—10 см. Состав материала тот же, что и в пирокластическом потоке. Характерной особенностью этих отложений является пологоволнистая слоистость, отличающая их от неслоистых разностей, как подстилающего «песка направленного взрыва», так и залегающего выше пирокластического потока. Контакт описываемых отложений с «песком направленного взрыва» очень четкий и резкий, контакт с отложениями пирокластического потока — постепенный. Описанные разности диагностируются нами как отложения приземной волны, залегающие в основании пирокластического потока.

Отложения волны пеплового облака. Поверхность пирокластического потока обычно покрыта обломками пористых андезитов, скапливающихся близ его кровли и образующих на поверхности «булыжную мостовую». Однако в среднем течении р. Сухой Хапицы в верхней части пирокластического потока почти повсеместно отмечается пачка тонкого материала песчаной и алевритовой разности с очень небольшой примесью мелких (1—5 см) обломков пористых андезитов. Отложения неслоисты, имеют массивную текстуру. Эти мелкообломочные разности залегают на отложениях пирокластического потока с четким контактом, прослеживающимся на сотни метров. Мощность их составляет от 1 до 4—5 м при мощности потока около 25 м. Они резко отличаются от белесых и светло-серых «сухих» пылящих отложений пирокластического потока своим более темным цветом и на взгляд кажутся как бы «мокрыми». Такой характер отложений верхней части потока не связан с вторичными процессами, поскольку, по данным Г. С. Горшкова и Г. Е. Богоявленской [3], они так же выглядели сразу после извержения. Мы полагаем, что формирование этих тонкообломочных отложений связано с пепловым облаком над движущимся пирокластическим потоком.

Тефра кульминационной стадии извержения представлена грубым пеплом и перекрывает маломощным слоем пространство к северу от вулкана. Она отделяется от докульминационной тefры отложениями песка направленного взрыва.

На рис. 2 представлен сводный разрез отложений извержения 1955—1956 гг., а на рис. 3 показана принципиальная схема соотношения различных генетических типов отложений в долине р. Сухой Хапицы. Сводный разрез можно рассматривать как последовательную летопись хода извержения. Докульминационная тефра запечатлевает первую стадию (извержения вулканического типа). Отложения направленного взрыва фиксируют начало кульминационной стадии — мощный взрыв с разрушением вершины постройки. В облаке направленного взрыва «песок взрыва» опережал основную массу пород постройки, выброшенных взрывом. Этот песчаный ураган охватил и опустошил площадь около 500 км². На расстоянии до 25 км от вулкана деревья были повалены, а оставшиеся стоять со стороны, обращенной к вулкану, были ободраны. По-видимому, с этим горячим ураганом и связано обугливание мелких веточек в основании взрывных отложений как под песком, так и под агломератом направленного взрыва. Основная масса грубообломочного материала (0,8 км³ против 0,2 км³ для «песка»); отложилась в виде агломерата на площади более 60 км² в секторе 30—40°, выстилая долины и перекрыв водораздельные пространства. Преобладающая мощность отложений 10—20 м.

В процессе последующей плиннианской деятельности возникла мощная эруптивная колонна [3] и образовались пирокластические потоки. Согласно модели Фишера [13], коллапс краевых частей колонны вызвал приземную пирокластическую волну, а коллапс центральной части — собственно пирокластические потоки. В процессе движения потока над ним образовалось пепловое облако, отложения которого залегают поверх пирокластики потока. Верхняя часть разреза в колонке на рис. 2,

отвечающая стадии плинианской деятельности, хорошо согласуется с идеализированным разрезом Спаркса (см. рис. 1) с типичной последовательностью: отложения пирокластической волны — отложения пирокластического потока — отложения пеплового облака.

Сравнение отложений извержений вулкана Сент-Хеленс в 1980 г. и вулкана Безымянный в 1956 г.

Извержение вулкана Безымянный обнаруживает отчетливое сходство с извержением вулкана Сент-Хеленс (США), которое непосредственно наблюдалось и отложения которого детально изучены американскими учеными [25, 34, 35]. Кульминационная стадия извержения началась с обрушения северного склона вулкана, породившего обломочную лавину. Фотографии, сделанные во время извержения, свидетельствуют, что через 26 с одновременно с извержением из центрального кратера от основания обвального уступа произошел направленный взрыв. Облако взрыва, несущее пепел и обломки пород, распространялось латерально. Площадь, охваченная взрывом, составила около 600 км², в ее пределах деревья были повалены и обожжены.

Таким образом, представления Г. С. Горшкова [2, 3] о существовании катастрофических направленных взрывов на андезитовых вулканах, высказанные им на основании изучения последствий извержения вулкана Безымянный, блестяще подтвердились непосредственными наблюдениями за извержением вулкана Сент-Хеленс.

В результате направленного взрыва на вулкане Сент-Хеленс образовались отложения, среди которых выделяются три главные разновидности [17, 19, 22, 36] (рис. 10): 1) относительно грубые базальные отложения с массивной текстурой (базальная и массивная единицы), сложенные обломками резургентных пород, лапилли и пеплом с включениями древесины и блоков подстилающей почвы; 2) более тонкообломочные песчаные отложения с перекрестной слоистостью; 3) отложения тонкого пепла с аккреционными лапилли. Кроме того, Р. Хоблит и соавт. [17, 19] выделяют единицу пирокластического потока направленного взрыва, которая другими исследователями не отмечается.

Генетическая интерпретация отложений, связанных со взрывом, неодинакова. Мур и Сиссон [22] считают тонкий материал с аккреционными лапилли — пеплом, выпавшим из конвективного облака, поднявшегося над движущимися отложениями взрыва, и из эксплозивного облака, связанного с центральным кратером. Отложения грубой (1) и более тонкой (2) единиц они считают типичной пирокластической волной.

Другие авторы [19, 36] полагают, что процессы, в результате которых образовались описанные отложения, отличаются от типичной приземной пирокластической волны, которая обычно парагенетически связана с эруптивной плинианской колонной (на вулкане Сент-Хеленс в начальный момент взрыва такой колонны не было). Поэтому Хоблитт и его соавторы применили собирательный термин Г. С. Горшкова [2, 3] «направленный взрыв» для всей совокупности отложений в целом. В этом комплексе отложений направленного взрыва часть единиц имеет сходство с отложениями пирокластических потоков, приземной волны или тефры, но нижняя базальная грубообломочная единица отлична по своим признакам от всех выделяемых генетических типов отложений. Именно сходный ареал распространения всех этих единиц и очевидность их отложения в быстрой последовательности показывают, что они образовались в ходе одного события из облака вулканических обломков, образованного взрывом и движущегося латерально с большой скоростью. Такой общий генезис и позволил Р. Хоблитту с соавторами отнести всю совокупность этих отложений к отложениям направленного взрыва.

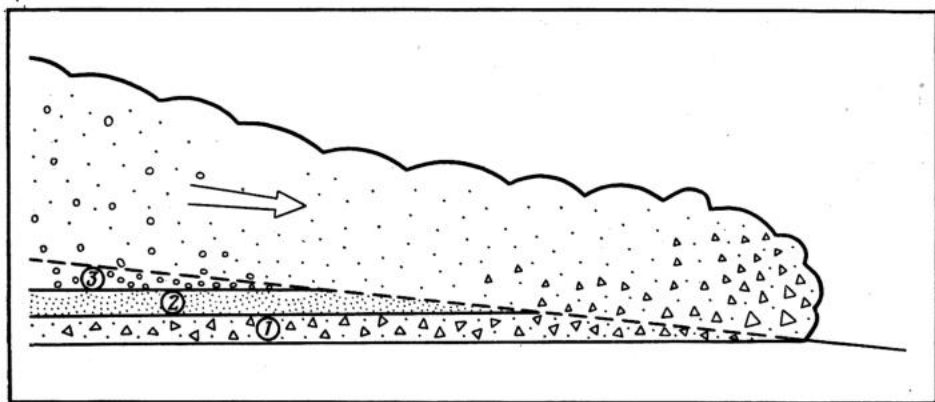


Рис. 10. Модель аккумуляции отложений из облака направленного взрыва вулкана Сент-Хеленс. 1 — базальная единица; 2 — отложения приземной волны; 3 — аккреционные лапилли

На вулкане Безымянный с направленным взрывом связаны две фации отложений — песок и агломерат. «Песок направленного взрыва» обнаруживает явное сходство с отложениями направленного взрыва Сент-Хеленс. При этом можно провести некоторые аналогии между более грубыми разностями нижней части «песка» (см. рис. 5) и базальными разностями разреза Сент-Хеленс, и между однородной песчанистой разностью «песка» вулкана Безымянный и единицей пирокластической волны вулкана Сент-Хеленс. В песке взрыва Безымянного отсутствуют фрагменты подстилающей почвы и древесины; это, очевидно, связано с тем, что извержение происходило зимой при большой мощности снежного покрова. Агломерат направленного взрыва Безымянного литологически напоминает отложения обломочной лавины Сент-Хеленс, на что указывалось ранее [1, 9]. Однако генетически это иное образование, поскольку оно связано не с обвалом, а со взрывом. Залегание этих пород без согласования с топографией, значительная их раздробленность, при которой глыбы не превышают в размере 1—1,5 м, наличие в заполнителе небольшого количества ювенильного материала, залегание агломерата на песке направленного взрыва — все это свидетельствует о том, что данные отложения образовались в результате взрыва.

Таким образом, и на вулкане Безымянный, и на вулкане Сент-Хеленс мы имеем несколько различных по своим литологическим свойствам фаций отложений, которые тем не менее объединяются в один комплекс, связанный с общим генезисом — выпадением материала из латерально движущегося облака направленного взрыва. Этот комплекс нельзя отнести ни к одному из выделяемых генетических типов пирокластических отложений — тефре, пирокластическим потокам и пирокластическим волнам. Поэтому нам представляется необходимым дополнить имеющуюся классификацию и выделить четвертый генетический тип пирокластических отложений — отложения направленного взрыва. Они отличаются распространением в ограниченном секторе подножия вулкана без согласования с топографией местности и присутствием грубообломочных разностей. Отложения могут включать фации, литологически сходные с отложениями пирокластических волн, тефры и пирокластических потоков, но они тем не менее вместе с грубообломочными разностями образуют единую совокупность, связанную общим генезисом — выпадением из латерального облака направленного взрыва.

Можно полагать, что именно к этому типу может быть отнесена часть широко распространенных грубообломочных отложений подножий других современных и древних андезитовых вулканов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богоявленская Г. Е., Брайцева О. А., Мелекесцев И. В., и др. Катастрофические извержения типа направленных взрывов на вулканах Сент-Хеленс, Безымянный, Шивелуч//Вулканология и сейсмология. 1985. № 2. С. 3—26.
2. Горшков Г. С. Направленные вулканические взрывы//Геология и геофизика. 1963. № 12. С. 25—31.
3. Горшков Г. С., Богоявленская Г. Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения. М.: Наука, 1965. 170 с.
4. Гущенко И. И. Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. М.: Наука, 1965. 143 с.
5. Малеев Е. Ф. Вулканиды. М.: Недра, 1980. 240 с.
6. Мелекесцев И. В., Брайцева О. А. Гигантские обвалы на вулканах//Вулканология и сейсмология. 1984. № 4. С. 14—23.
7. Пуйн Б. И. О раскаленных агломератовых потоках вулкана Авача и типе извержения этого вулкана//Бюл. вулканол. станции, 1946. № 12. С. 19—25.
8. Росс К. С., Смит Р. Л. Туфы пеплового потока, их происхождение, геологические отношения и идентификация//Проблемы палеовулканизма. М.: Иностран. лит., 1963. С. 371—477.
9. Смит Р. Л. Потоки вулканического пепла//Проблемы палеовулканизма. М.: Иностран. Лит., 1963. С. 323—351.
10. Anderson I., Flett J. S. Report of the eruption of the Soufrière in St. Vincent in 1902 and on a visit to Montagne Pelée in Martinique. Part I//Philos. Trans. Roy. Soc. London, A, 1903. V. 200. P. 353—553.
11. Bogoyavlenskaya G. E., Braitseva O. A., Melekestsev I. V. et al. Catastrophic eruptions of the directed-blast type at Mount St. Helens, Bezymianny and Shiveluch volcanoes//J. Geodynamics. 1985. № 3. P. 189—218.
12. Fisher R. V. Models for pyroclastic surges and pyroclastic flows//J. Volcanol. Geotherm. Res., 1979. V. 6. P. 305—318.
13. Fisher R. V., Schminke H. U. Pyroclastic rocks//Springer-Verlag. Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo, 1984. P. 472.
14. Fisher R. V., Smith A. L., Roobol M. J. Destruction of St. Pierre, Martinique by ash cloud surges, May 8 and 20, 1902//Geology. 1980. V. 8. P. 472—476.
15. Fisher R. V., Valentine S. Pyroclastic flows, surges and fluidization//Inter. Volcanol. Congress. New Zealand, Feb. 1—9. 1986.
16. Francis P. W., Roobol M. J., Walker C. P. L., Cobbold P. R., Coward M. P. The San Pedro and San Pablo volcanoes and their hot avalanche deposits//Geol. Rundsch. 1974. V. 63. P. 357—388.
17. Grandell D. R., Hoblitt R. P. Lateral blasts at Mount St. Helens and hazard zonation//Bull. Volcanol. 1986. V. 48. № 1. P. 27—34.
18. Hay R. L. Formation of the crystal-rich glowing avalanche deposits of St. Vincent//B. W. I. J. Geology 1959. V. 67. P. 540—562.
19. Hoblitt R. P., Miller C. D., Vallance J. W. Origin and stratigraphy of the deposit produced by the May 18 directed blast//The 1980 Eruptions of Mount St. Helens, Wash.; Geol. Survey Prof. Paper. 1981. V. 1250. P. 401—419.
20. Lacroix A. La Montagne Pelée et ses éruptions//Masson et Cie, Paris, 1904. P. 1—662.
21. Moore J. G. Base surge in recent volcanic eruptions//Bull. Volcanol. 1967. V. 30. P. 337—363.
22. Moore J. G., Sisson T. W. Deposits and effects of the May 18 pyroclastic surge//The 1980 Eruptions of Mount St. Helens, Wash.; Geol. Surv. Prof. Paper. 1981. V. 1250. P. 421—439.
23. Moore J. G., Nakamura K., Alcaraz A. The 1965 eruption of Taal volcano//Science. 1966. V. 151. P. 955—960.
24. Nairn I. A., Self S. Explosive eruptions and pyroclastic avalanches from Ngauruhoe in February 1975//J. Volcanol. Geotherm. Res. 1978. V. 3. P. 39—60.
25. Rowley P. D., Luntz M. A., Macleod N. S. Pyroclastic-flow deposits//The 1980 Eruptions of Mount St. Helens. Wash./Geol. Surv. Prof. Paper. 1981. V. 1250. P. 489—513.
26. Sheridan M. F. Emplacement of pyroclastic flows: a review//Geol. Soc. Amer. Sp. Paper. 1979. V. 180. P. 125—136.
27. Sigurdsson M., Carey S. N., Fisher R. V. The 1982 eruptions of El Chichon volcano, Mexico, 3//Physical Properties of Pyroclastic Surges. Bull. Volcanol. 1987. V. 49. P. 467—488.
28. Sparks R. S. J., Walker G. P. L. The ground surge deposit—a third type of pyroclastic rock//Nature. Physical Science. 1973. V. 241. P. 62—64.
29. Sparks R. S. J. Grain size variation in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows//Sedimentology. 1976. V. 23. P. 147—188.
30. Sparks R. S. J., Self S., Walker G. P. L. Products of ignimbrite eruptions//Geology. 1973. V. 1. P. 115—118.
31. Sparks R. S. J., Wilson L., Hulme G. Theoretical modeling of the generation movement and emplacement of pyroclastic flow by column collapse//J. Geophys. Res. 1978. V. 83. P. 1727—1739.

32. *Sparks R. S. L., Wilson L.* A model for the formation of ignimbrite by gravitational column collapse//J. Geol. Soc. London. 1976. V. 132. P. 441—451.
33. *Taylor G. A.* The 1951 eruption of Mt. Lamington, Papua//Austr. Bur. Mineral Res. Geol. Geophys. Bull. 1958. V. 38. 117 p.
34. The 1980 Eruptions of Mount St. Helens, Washington//Geol. Surv. Prof. Paper. 1981. V. 1250. 600 p.
35. *Voight B., Glicken H., Janda R. J., Douglass P. M.* Catastrophic rockslide avalanche of May 18//The 1980 Eruptions of Mount St. Helens, Wash. Geol. Surv. Prof. Paper. 1981. V. 1250. P. 347—379.
36. *Waitt R. B.* Devasting pyroclastic density flow and attendant air-fall of May 18—stratigraphy and sedimentology of deposits//The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Wash.: Geol. Surv. Prof. Paper. 1981. V. 1250. P. 439—461.
37. *Waters A. C., Fisher R. V.* Base surges and their deposits: Capelinhos and Taal volcanoes//J. Geophys. Res. 1971. V. 76. P. 5596—5614.
38. *Wilson C. J. N.* The role of fluidization in the emplacement of pyroclastic flows: an experimental approach//J. Volcanol. Geotherm. Res. 1980. V. 8. P. 231—249.
39. *Wilson C. J. N., Walker G. P. L.* Ignimbrite depositional facies: the anatomy of a pyroclastic flow//J. Geol. Soc. London. 1982. V. 139. P. 581—592.
40. *Wohletz K. H., Sheridan M. F.* A model of pyroclastic surge//Geol. Soc. Amer. Sp. Paper. 1979. V. 180. P. 177—194.
41. *Wolf T.* Der Cotopaxi und seine letzte Eruption am 26 Juni 1877/N. Jb. Min. Geol. 1878. S. 113—167.
42. *Wright J. V., Smith A. L., Self S.* A working terminology of pyroclastic deposits//J. Volcanol. Geotherm. Res. 1980. V. 8. P. 315—336.
43. *Wright J. V., Smith A. L., Self S.* A terminology for pyroclastic deposits//Tephra studies Reidel Publ. Co., Dordrecht. Holland. 1981. P. 457—463.

Институт вулканологии
ДВО АН СССР

Поступила в редакцию
16.II 1987

УДК 552.313,546.65,550.42

НАБОКО С. И., ЛЯПУНОВ С. М., ГЛАВАТСКИХ С. Ф.

ПОВЕДЕНИЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРОЦЕССЕ ПОСТЭРУПТИВНОГО МЕТАСОМАТОЗА И РУДООБРАЗОВАНИЯ (НА ПРИМЕРЕ БТТИ)

BEHAVIOUR OF RARE-EARTH ELEMENTS DURING POSTERUPTIVE METASOMATOSIS AND ORE FORMATION (GREAT TOLBACHIK FISSURE ERUPTION), by Naboko S. I., Lyapunov S. M., and Glavatskikh S. F. Concentrations of rare-earth elements were determined in posteruptive products, namely exhalation ore occurrences and pneumatolytic metasomatites at the cones of the Great Tolbachik Fissure Eruption. Concentrations of rare-earth elements vary within wide ranges and reflect non-stationary gaseous regime in an open pneumatolytic system. Minimum contents of rare-earth elements are found in high-temperature chloride-sulphate-oxide copper «ore» and the maximum abundances occur in fluormetasomatites surrounding ore. Insignificant scales of rare-earth element emissions from basaltic melt as components of fluid indicated their small abundances in products of reactions. Manifestations of basaltic volcanism within the Tolbachik Plateau exhibited similar behavior of rare-earth elements during posteruptive activity at the cones of the Great Tolbachik Fissure Eruption and at the old cones formed during the last 2000 years. This accounts for theoretical and practical interest to the Great Tolbachik Fissure Eruption as an actual model of studies of volcanogenic ore formation and metasomatism with its subsequent transfer to paleoanalogs.

(Received November 6, 1986)

Institute of Volcanology, Far East Division, USSR Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006, USSR

Institute of Mineralogy, Geochemistry and Crystallochemistry of Rare Elements, Ministry of Geology and USSR Academy of Sciences, 113127, Moscow

Большое трещинное Толбачинское извержение (БТТИ) вошло в геологическую литературу как одно из всесторонне изученных на современном методическом уровне. Благоприятная геологическая обстановка позволила провести детальные исследования физико-химических характеристик исходных базальтовых расплавов, магматических и фумарольных газов и продуктов постэруптивных процессов, в том числе эксгаляционного рудопроявления и локально-площадного пневматолитового метасоматоза. Это дало возможность оценить масштабы, соотношения и взаимосвязь эруптивного и постэруптивного процессов БТТИ [3, 13, 14]. Важное место в этих исследованиях заняло изучение геохимии элементов, относимых к потенциально рудообразующим (Cu, Zn, Pb, As, Au и др.), а также элементов — индикаторов протекающих процессов. В числе последних немаловажную роль играет группа редкоземельных элементов (РЗЭ), справедливо отнесенная многими исследователями к чувствительным элементам — индикаторам магматических процессов. Это было убедительно показано на многих примерах, в том числе и на магматизме БТТИ [1, 4]. Рассмотренное нами поведение РЗЭ в постмагматических процессах БТТИ характеризуется со стороны возможной унаследованности основных черт их распределения в исходных продуктах эксплозивной и эффузивной деятельности (газов, лавы), так и вероят-

ного фракционирования в ходе эксгальационного рудообразования и пневматолитового метасоматоза. Динамика БТТИ (1975—1976 гг.) определялась двумя основными этапами по физико-химическим параметрам, объему и составу извергнутого материала [3, 13]. Первый этап, связанный с деятельностью Северного прорыва, характеризуется извержением преимущественно магнезиального базальта умеренной щелочности с высоким эксплозивным индексом. Второй этап извержения (Южный прорыв) носит эффузивный характер с низким эксплозивным индексом: состав изверженных базальтов отвечает субщелочному глиноземистому типу [3]. Редкоземельные элементы заметно обогащают субщелочные базальты Южного прорыва по сравнению с магнезиальными базальтами Северного прорыва. Для всех базальтов БТТИ характерна тенденция обогащения легкими РЗЭ по сравнению с тяжелыми элементами спектра, типичная для известково-щелочных серий островных дуг. В ряду базальтов БТТИ [1, 3] отсутствует европиевая аномалия. Основные закономерности распределения РЗЭ в базальтах БТТИ охарактеризованы рядом авторов [1, 3, 4].

Принципиальное значение для наших исследований имеет сравнение содержаний РЗЭ в продуктах постэруптивной деятельности БТТИ с представительными образцами свежих базальтов Северного и Южного прорывов, которые были любезно предоставлены О. Н. Волынецом.

Определение РЗЭ во всех изученных образцах базальтов, продуктах эксгальационной и метасоматической деятельности проведено нейтронно-активационным методом [9]. Точность определений отдельных элементов составляет 10—15%. Правильность анализа контролировалась сопоставлением с результатами определения РЗЭ в стандарте $BCR=1$ (табл. 1). Полученные нами данные укладываются в диапазоны вариаций содержаний РЗЭ (за исключением лантана) в базальтах БТТИ [1].

Отбор и анализ магматических газов на широкий спектр элементов, в том числе на РЗЭ, впервые в значительном объеме был проведен при БТТИ [10—12]. Эти данные имеют важное значение, поскольку в зонах выходов газов формировались эксгальационные рудные камеры, а в их окружении происходило метасоматическое перерождение вмещающих пород (базальтов). Эксплозивный характер извержения на Северном прорыве затруднял отбор газов и их конденсатов, поэтому они в основном характеризуют постэруптивный период. Извержение на Южном прорыве протекало более спокойно, и из изливающейся лавы были отобраны пробы магматического газа, анализ которого дал представление о составе отделяющегося флюида, в том числе о содержании в нем РЗЭ [10—13].

В пробе конденсата магматического газа, отобранного из расплава субщелочного базальта при 1020°C , содержание РЗЭ в мг/л составило: $\text{Ce}—1,6 \cdot 10^{-2}$, $\text{Sm}—4,5 \cdot 10^{-3}$, $\text{Eu}—4,4 \cdot 10^{-4}$, $\text{Yb}—9 \cdot 10^{-5}$, $\text{Lu}—7,7 \cdot 10^{-5}$. В других пробах газа, отобранных при идентичных условиях, был определен лантан. Его содержание варьировало от $4 \cdot 10^{-4}$ до 1,5 мг/л. В аэрозолях определены в мг/л: $\text{La}—2,5 \cdot 10^{-5}$, $\text{Ce}—4 \cdot 10^{-4}$, $\text{Eu}—3 \cdot 10^{-7}$.

В конденсатах газа из магнезиального базальта в начальный активный период постэруптивного минералообразования, включая рудообразование в камерах при $700—800^{\circ}\text{C}$, определены в мг/л: $\text{La}—0,12$; $\text{Ce}—0,90$; $\text{Sm}—0,10$. В аэрозолях над рудными камерами и метасоматитами определены в г/т: $\text{La}—2,8 \cdot 10^{-5}$, $\text{Ce}—3,2 \cdot 10^{-4}$, $\text{Eu}—3,6 \cdot 10^{-6}$. Таким образом, в спектре РЗЭ в отделяющемся флюиде и аэрозолях преобладают легкие лантаноиды (La , Ce , Sm), при этом содержание церия может быть в 7,5—16 раз выше лантана, а содержания самария близки к содержаниям лантана. Концентрация остальных РЗЭ на один-два порядка ниже, чем у лантана и самария.

Интенсивный и продолжительный постэруптивный процесс на конусах БТТИ, особенно в их прижерловых частях, дает возможность оце-

Содержание РЗЭ в неизмененных базальтах БТТИ, г/т

Характеристика образца	La	Ce	Sm	Eu	
Магнезиальный базальт СП [1]*	$\frac{7,5-14,0}{7,65}$	$\frac{15-26}{16}$	$\frac{2,9-4,2}{3,1}$	$\frac{0,95-1,8}{0,97}$	
То же, данные авторов **	6,3	16	3,6	1,1	
Субщелочной базальт ЮП [1]*	$\frac{20-30}{25,5}$	$\frac{35-47}{41,0}$	$\frac{6,3-8,1}{7,58}$	$\frac{1,4-3,4}{2,22}$	
То же, данные авторов **	17,0	40,0	7,1	1,7	
Стандарт BCR-1**	26,0	52,0	7,0	1,9	
То же ***	26,0	53,4	6,6	1,94	

Характеристика образца	Tb	Yb	Lu	La/Sm	La/Yb
Магнезиальный базальт СП [1]*	—	$\frac{1,8-2,3}{1,85}$	$\frac{0,16-0,30}{0,17}$	2,56	4,2
То же, данные авторов **	0,61	2,0	0,31	1,8	3,2
Субщелочной базальт ЮП [1]*	—	$\frac{2,6-3,9}{3,3}$	$\frac{0,34-0,67}{0,50}$	3,4	7,7
То же, данные авторов **	1,1	3,6	0,57	2,4	4,7
Стандарт BCR-1**	1,1	3,4	0,54	—	—
То же ***	1,0	3,36	0,55	—	—

* Химико-спектральный анализ [1]; ** нейтроно-активационный анализ — данные авторов; *** паспортные данные [16]. В числителе — пределы содержания; в знаменателе — среднее содержание элемента.

нить поведение РЗЭ в продуктах эксгальационной деятельности (эксгальационных «рудах» и пневматолитовых метасоматитах). На Втором конусе в продолжение десятилетия в камерах, на выходах вулканических газов при температуре 700—800°С происходит формирование рудных осадков, преимущественно медного состава, с рассеянием широкой гаммы металлов, особенно Zn, Pb, As и др. В рудных осадках определены минералы сложного состава, в которые входят Fe, As, Te, P, самородная медь, тенорит, куприт, меланоталлит, толбачит, митчерлихит, эриохальцит, баталлакит, нантокит, паратакамит, халькокианит, эвхлорин, долерофанит, пийпит. В ассоциации с медными минералами встречаются самородное золото, щербинаит, англезит и др. Руда осаждается из магматических газов при температуре 600—800°С [3].

Вокруг рудных камер на площади 50×200 м развито среднетемпературное галоидно-кислотное выщелачивание базальтов с одновременным образованием низкокремнистых фторметасоматитов и высококремнистых пород. Процесс метасоматоза сопровождается отложениями возгонных фторидов и тридимита, а также осаждением выщелоченных компонентов: фторметасоматиты — высококремнистыми, высококремнистые — хлоридами Fe, Al, Ca, Mg, Na, K [13, 14].

На Первом конусе магнезиального базальта Северного прорыва и на конусе субщелочного базальта Южного прорыва рудные камеры отсутствуют, и рудная минерализация в основном рассеяна в метасоматитах всех стадий кислотного выщелачивания. На старых конусах Толбачинского дола (в отличие от БТТИ) извержения магнезиального и субщелочного базальта были совмещены в пространстве. Медная минера-

лизация представлена в рассеянной форме, гематитовая — в концентрированной.

Отложение рудных осадков в камерах происходило только на Втором конусе Северного прорыва в зоне грабеноподобного проседания, стыкующегося с бывшим магмоводом и совпадающего с осью прорыва. Формируются сульфатно-хлоридно-окисные руды с высоким содержанием меди [13, 14]. С течением времени руды становились более сульфатными со сложным микрокомпонентным составом. В ранних высокотемпературных рудных осадках были высокие концентрации калия; со временем концентрация калия в них упала.

Содержание РЗЭ в эксгалационной «руде», формировавшейся за период 1978—1984 гг., остается низким во всех камерах Второго конуса (табл. 2). В пределах отдельных камер и в целом содержания РЗЭ варьируют от 2 до 200 раз. Например, в камерах «Груша» и «Печь» встречены руды с концентрациями суммы РЗЭ, не превышающими 0,02—0,2 г/т (см. табл. 2). Оценка суммы РЗЭ проведена путем интерполяции концентраций недостающих элементов по графику нормировки на хондрит). В этих же камерах встречены руды с содержаниями суммы РЗЭ до 20—25 г/т. Остальные руды по сумме РЗЭ занимают промежуточное положение.

По составу РЗЭ руды характеризуются следующими особенностями. Образцы 4/81, 6/83, 14-3/84 (камера «Ниша»), 17-1/80 (камера «Груша»), 5-3/80 (камера «Щель»), 21/84, 36-2/84 (камера «Печь»), 6/84 (камера «Трещина») имеют сходные спектры РЗЭ (рис. 1, а) с соотношениями $La/Sm = 2,0—2,8$ и $La/Yb = 4,0—5,1$. То же относится к образцам 17-3—80 и 18-3/80 (камера «Груша») со сходным характером распределения РЗЭ, но несколько пониженными содержаниями лантана, вследствие чего отношения $La/Sm = 2,2—3,45$ и $La/Yb = 1,1—1,5$. Содержание отдельных РЗЭ колеблется в них от 0,1 до 15 хондритовых норм. Отчетливо наблюдается дефицит европия.

Выделяются руды (рис. 1, б) с исключительно низкими содержаниями суммы РЗЭ и отдельных лантаноидов (ниже предела обнаружения и на уровне 0,02—0,4 хондритовых норм). Отношение в них $La/Sm = 3—9,2$, отношение La/Yb либо не определено, либо равно 1,2—2.

Остальные образцы руды характеризуются достаточно индивидуальными составами РЗЭ (рис. 1, в). Наиболее сходны между собой образцы Н/79, 9/81 (камера «Ниша») и 6-2/80 (камера «Щель»), характеризующиеся близкими содержаниями $Sm (0,1—0,18 \text{ г/т})$ и $Yb (0,10—0,15 \text{ г/т})$, но различающиеся по содержанию $La (0,27—0,61 \text{ г/т})$. В них намечается отрицательная аномалия европия. Образец 8-1/80, единственный из всех, имеет четкую положительную аномалию европия. Образец 2-2/82 представлен натечной формой сульфатов меди и характеризуется составом РЗЭ, аналогичным хондритовому, за исключением максимальной из всех образцов отрицательной аномалии европия. И, наконец, медная «руда» 5/81, отобранная в сводовой части камеры «Ниша», характеризуется наиболее дифференцированным спектром РЗЭ ($La/Yb = 8,7$) и отчетливой положительной аномалией церия. Таким образом, состав РЗЭ в эксгалационной рудной минерализации характеризуется значительным разнообразием и сложностью, и скорее всего отражает изменения физико-химических особенностей условий ее формирования в пределах всех камер и в отдельной камере.

Вокруг рудных камер на Втором конусе БТТИ локализуются участки среднетемпературных (300—400°С) метасоматитов, приуроченных к зонам трещиноватости с интенсивной газовой фильтрацией. Среди метасоматитов выделяются малокремнистые фторметасоматиты (SiO_2 до 0%, F до 50%), высококремнистые (SiO_2 до 50%, F до 0) и метасоматиты промежуточного состава, фторидно-кремнистые. Фторметасоматиты имеют реликтовую структуру лавы или шлака и нацело состоят из фторсо-

Содержание РЗЭ в медной «руде» из камер на Втором конусе Северного прорыва БГТИ, г/т

№ образца	Название камеры	Состав образца	Cu, %	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	La/Sm	La/Yb
N/79	«Ниша»	Хлориды и сульфаты меди (корка)	—	0,27	0,62	0,10	0,030	0,022	0,10	0,017	2,7	2,7
4/81	»	То же	—	0,15	0,40	0,047	0,02	0,02	0,029	0,007	2,8	4,5
5/81	»	Медная руда (свод)	—	0,34	3,40	0,12	0,035	0,022	0,039	0,007	2,8	8,7
9/81	»	Сульфаты и хлориды меди (сталактиты)	—	0,61	1,50	0,12	0,035	0,028	0,12	0,015	5,1	5,1
2-2/82	»	Натеки сульфатов меди	35,0	0,35	0,91	0,20	0,038	0,054	0,19	0,032	1,8	1,8
6/83	»	Сульфаты и хлориды меди (корка)	—	0,56	0,93	0,20	0,057	0,027	0,11	0,017	2,8	5,1
14-3/84	»	То же	—	0,47	1,20	0,21	0,049	0,035	0,11	0,020	2,0	4,3
81-2/78	«Груша»	Сульфаты и хлориды меди (корка)	44,0	0,11	<0,2	0,012	0,014	<0,01	<0,07	<0,02	9,2	—
17-1/80	»	Сульфаты меди (стенка трещины вблизи «Груши»)	—	2,5	6,0	1,10	0,29	0,15	0,60	0,11	2,4	4,2
17-2/80	»	Сульфаты меди	—	0,39	0,96	0,31	0,081	0,043	0,17	0,035	1,1	1,8
18-3/80	»	То же	—	2,00	6,4	1,30	0,35	0,24	0,58	0,092	1,5	3,4
6-2/80	«Щель»	Сульфаты меди, обогащенные калием	37,8	0,60	1,50	0,18	0,068	<0,05	0,15	0,024	3,3	4,0
5-3/80	»	Сульфаты меди (корка)	36,0	1,20	2,7	0,58	0,17	0,088	0,27	0,038	2,1	4,4
8-1/80	»	То же	30,7	0,62	1,2	0,16	0,084	0,038	0,14	0,020	3,9	4,4
2-1/84	«Пень»	Сульфаты меди (корка)	41,6	0,015	<0,2	0,05	<0,005	<0,02	0,012	0,0025	3,0	1,3
2-3/84	»	То же	47,2	0,02	<0,2	0,003	<0,005	<0,02	0,01	0,002	6,7	2,0
21/84	»	»	—	3,70	12,0	1,70	0,50	0,30	0,84	0,11	2,2	4,3
36-2/84	»	»	—	0,21	0,53	0,084	0,025	0,016	0,052	0,0061	2,5	4,0
6/84	«Трещина»	Сульфаты и хлориды меди (корка)	32,4	1,60	4,2	0,72	0,18	0,14	0,37	0,057	2,2	4,3

Примечание. Прочерк означает отсутствие данных.

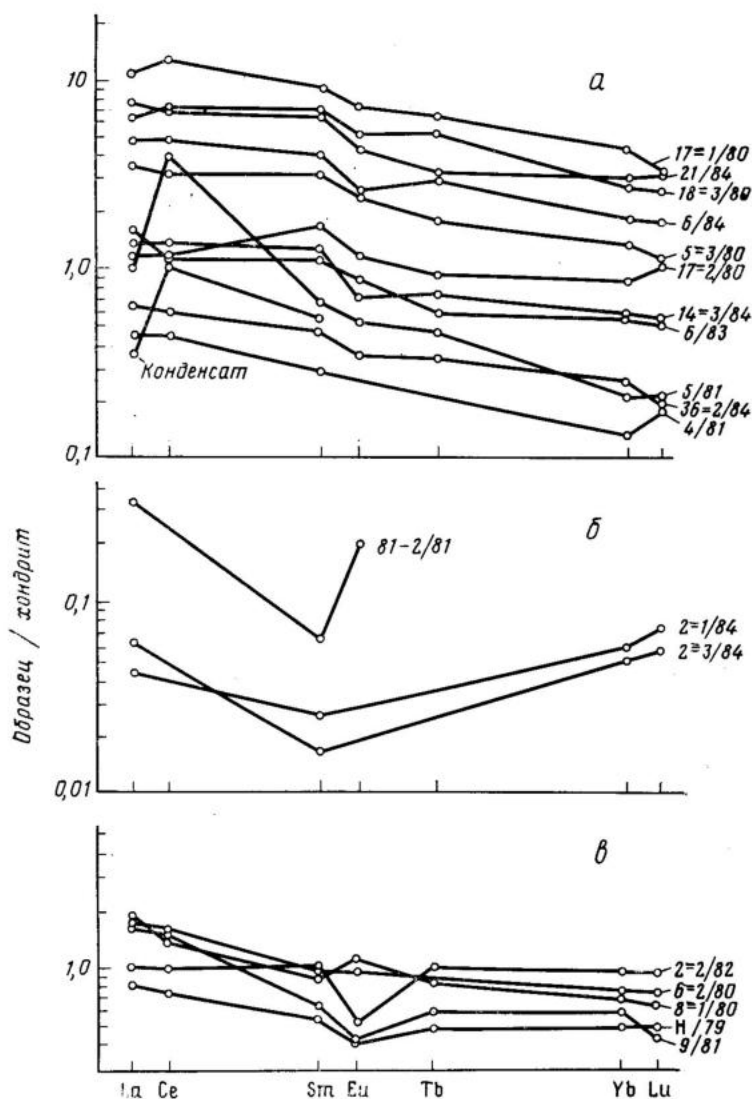


Рис. 1. Распределение РЗЭ в экскаляционных «рудах» Второго конуса БТИ: а — «руды» со сходными спектрами РЗЭ; б — «руды» с исключительно низкими содержаниями суммы РЗЭ; в — «руды» с индивидуальными составами РЗЭ. Здесь и далее номера графиков соответствуют номерам проб в таблицах. График «конденсат» отражает спектр РЗЭ в конденсате газа из магнезиального базальта в начальный активный период постэрутивного рудообразования при температуре 700—800° С. Нормирование на хондрит проводится по [16], г/т, La 0,33, Ce 0,88, Sm 0,18, Eu 0,069, Tb 0,047, Yb 0,20, Lu 0,034

держущих минералов: ральстонита (преобладает), эльпасолита, верберита, селланта, флюорита; sporadически встречаются томсенолит, гиератит, кридит. Высококременистые метасоматиты — обеленная белая порода, пористая, с реликтовой структурой лавы или шлака, полностью сложена опалом с тридимитом и кристобалитом. Фторидно-кремнистый метасоматит с реликтами не полностью разложившей породы одновременно содержит фториды и опал.

Крайние типы метасоматитов резко различаются по содержанию и распределению РЗЭ (табл. 3). Во фторметасоматитах отмечены максимальные содержания РЗЭ (до 190 г/т) среди всех исследованных пород, что соответствует 15—80-кратным хондритовым нормам отдельных лан-

Распределение РЗЭ в метасоматитах и минеральных возгонах на Втором конусе БТТИ, г/т

№ образца	Место взятия образца	Характеристика образца	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	La/Sm	La/Yb
1/81 80/78 80-4/78	Вокруг рудных камер То же »	Фторметасоматит (F до 50%) То же Фторидно-опаловый метасоматит	22,0 27,0 15,0	47,0 58,0 31,0	9,9 12,0 6,0	2,6 2,9 1,6	1,4 1,4 0,81	4,3 3,8 2,1	0,72 0,49 0,31	2,2 2,25 2,5	5,1 7,1 7,1
3/83	»	Высококремнистый метасоматит	3,0	6,6	1,2	0,36	0,24	0,78	0,12	2,5	3,8
89-3/78 80-2/78 89-4/78 89-2/78	Возле трещины То же » »	Возгоны тридимита То же Высококремнистые отложения Высококремнистый налет	2,9 0,07 1,0 0,71	6,7 <0,3 2,5 1,6	1,1 0,009 0,43 0,31	0,32 0,02 0,11 0,037	0,22 <0,02 0,087 0,058	0,71 <0,2 0,26 0,22	0,11 0,014 0,041 0,035	2,6 7,8 2,3 2,3	4,1 — 3,9 3,2

Таблица 4

Распределение РЗЭ в измененных магнетитовых базальтах и возгонах на Первом конусе БТТИ, г/т

№ образца	Характеристика образца	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	La/Sm	La/Yb
86-4/78 87-4/78 88-4/78 88-2/78 85-2/78 85-4/78 85-3/78 86-3/78 86-4/78	Измененный шлак с налетом медных минералов Шлак, цементированный сульфатами и гематитом Шлак, цементированный сульфатами То же Шлак, замещенный фторидами и гипсом То же » Шлак, замещенный фторидами и сульфатами Возгоны фторидов с реликтами базальтового шлака	5,4 6,4 4,5 5,4 7,7 9,6 7,5 2,9 4,8	13,0 14,0 12,0 12,0 20,0 21,0 18,0 9,8 17,0	3,1 4,6 2,9 2,9 4,7 5,4 4,0 2,1 3,6	0,99 0,92 0,81 0,94 1,30 1,60 1,20 0,52 0,85	0,56 0,53 0,38 0,56 0,75 0,89 0,72 0,21 0,21	1,90 1,80 1,60 1,70 1,80 2,90 3,10 0,50 0,18	0,31 0,28 0,27 0,29 0,26 0,50 0,48 0,081 0,020	1,7 1,4 1,6 1,9 1,6 1,8 1,9 1,4 1,3	3,0 3,6 2,8 3,2 4,3 3,3 2,4 5,8 26,7
87а/78 87б/78	Шлак, замещенный фторидами и сульфатами, с возгонами То же	5,5 10	17,0 34,0	4,4 8,6	1,0 2,1	0,26 0,75	0,34 0,76	0,042 0,090	1,2 1,2	16,2 13,2

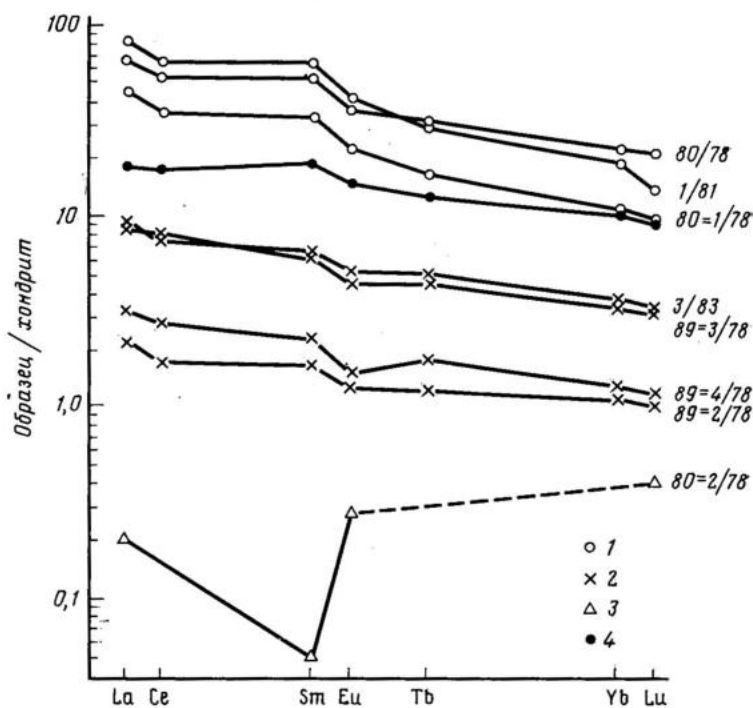


Рис. 2. Распределение РЗЭ в метасоматитах и минеральных возгонах на Втором конусе БТИ. 1 — фторметасоматиты; 2 — высококремнистые метасоматиты с фторидами; 3 — возгоны тридимита; 4 — свежий базальт Северного прорыва

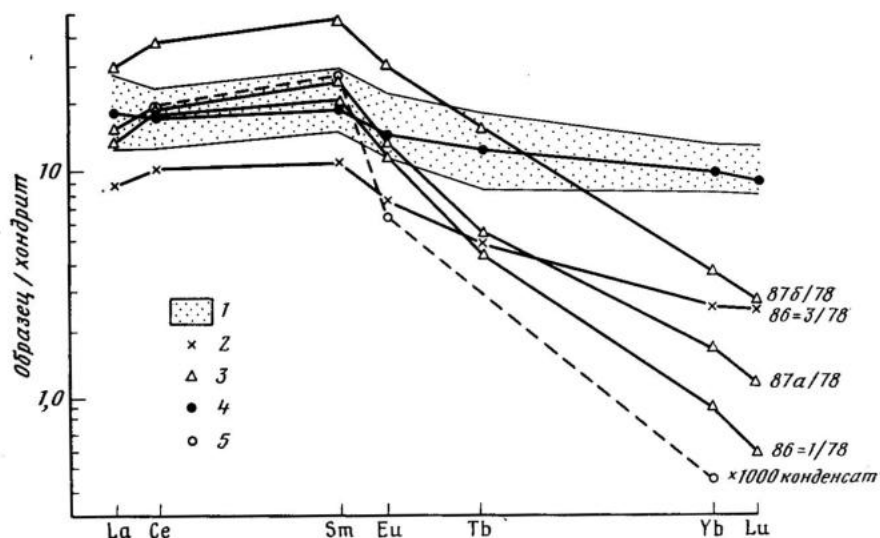


Рис. 3. Распределение РЗЭ в измененных магнезиальных базальтах Первого конуса БТИ. 1 — поле составов лантаноидов в измененных базальтах; 2 — базальтовый шлак, сцементированный возгонами фторидов; 3 — возгоны фторидов с реликтами базальтового шлака; 4 — свежий базальт Северного прорыва; 5 — конденсат

Распределение R33 в измененных базальтах Южного прорыва и старых конусах Толбачинского дола, г/г

№ образца	Место взятия образца	Характеристика образца	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	La/Sm	La/Yb
86-6a/78	Южный конус	Измененный базальтовый шлак, сцементированный возгонами фторидов, опала, гипса	14	34,0	5,6	1,6	0,94	3,3	0,55	2,5	4,6
86-2a/78	То же	То же	14	35,0	5,8	1,7	1,1	3,6	0,55	2,4	4,2
86-4a/7	»	»	17	39,0	7,0	1,9	1,0	4,0	0,63	2,4	4,2
90-1/78	Гора 1004	Измененный шлак с атакамитом и гематитом	6,6	16	2,8	0,86	0,44	0,67	0,083	2,4	9,8
92-3/78	То же	Измененный шлак с атакамитом	9,7	23	4,7	1,20	0,70	2,2	0,36	2,1	4,4
92-8/78	»	То же	4,5	11	2,4	0,72	0,33	1,2	0,18	1,9	3,8
93-3/78	Гора Высокая	Измененный шлак с налетами фторидов	9,3	22	4,4	1,2	0,74	2,6	0,44	2,1	3,5
93-2/78	То же	Бурые измененные шлаки с фторидами, гематитом и атакамитом	9,2	22	4,4	1,2	0,69	2,5	0,40	2,1	3,6
93a/78	»	То же	8,3	22	4,0	1,2	0,60	2,3	0,39	2,1	3,6
93-16/78	»	»	11,0	26	4,9	1,5	0,76	1,8	0,26	2,2	6,1
93-A/78	»	Измененный шлак с налетами фторидов	8,3	22	4,0	1,4	0,60	2,3	0,39	2,1	3,7

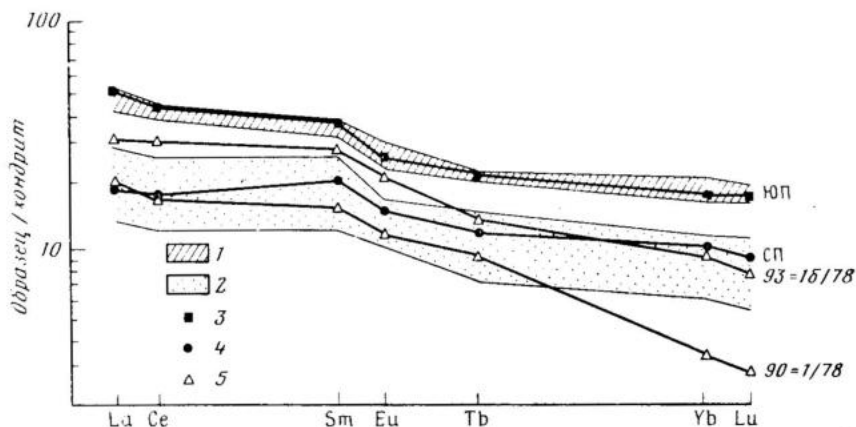


Рис. 4. Распределение лантаноидов в субшелочном базальте Южного прорыва, магнезиальном базальте Северного прорыва и базальтах старых конусов (гора 1004, гора Высокая) Толбачинского дола: 1 — поле измененных субшелочных базальтов Южного прорыва; 2 — поле слабоизмененных базальтов старых конусов; 3 — свежий субшелочный базальт Южного прорыва; 4 — свежий магнезиальный базальт Северного прорыва; 5 — измененный базальт старых конусов

таноидов (рис. 2). В высококремнистых метасоматитах и возгонах содержание РЗЭ в 10—40 раз ниже. Минимальные концентрации отдельных РЗЭ (0,07—0,009 г/т) определены в опал-тридимитовом образце (80-2/78). Спектр лантаноидов в метасоматитах характеризуется преобладанием легких лантаноидов (отношение $La/Sm=2,2-2,6$). Спектр РЗЭ образца 80-2 имеет особый V-образный характер: отношение $La/Sm=7,8$, $La/Lu=0,5$ (см. рис. 2). Таким образом, в локальных околорудных зонах с интенсивным среднетемпературным пневматолитом происходит формирование контрастных по распределению РЗЭ типов метасоматитов, соответствующих фторидным (максимальные содержания) и кремнистым (минимальные содержания). Иной картиной характеризуется более низкотемпературное площадное изменение базальта, не связанное с формированием рудных камер. Продукты изменения магнезиального базальта Первого конуса представлены фациями галоидного и сернокислотного выщелачивания с возгонами хлоридов, фторидов и сульфатов, цементирующими реликты базальтовых шлаков. По содержанию и распределению в них РЗЭ (табл. 4) отмечается три типа. В первом типе (рис. 3 — заштрихованное поле) отношения $La/Sm=1,4-1,9$ и $La/Yb=2,8-3,6$ в среднем близки к аналогичным отношениям в неизменном магнезиальном базальте (см. табл. 1). Во втором типе (обр. 85-1/78, 85-2/85, 85-3/86), отношение $La/Sm=1,4-1,9$, La/Yb — увеличивается до 2,4—5,8 (см. рис. 3). Третий тип характеризуется пониженным отношением $La/Sm=1,2-1,3$ и высоким $La/Yb=13,2-26,7$ (см. рис. 3). Полученные различия в распределении РЗЭ отражают картину совмещенного разнотемпературного и разнокислотного воздействия раствора на породу и степень изменения базальта.

Аналогичный характер метасоматоза по субшелочному базальту развивался на Южном конусе, а также на старых конусах Толбачинского дола (табл. 5). Характер распределения РЗЭ в измененных базальтах Южного прорыва (рис. 4) (по $La/Sm=1,2-1,3$ и высокое значение отношения La/Yb , равное 13,2—26,7) близок к распределению РЗЭ в свежем субшелочном базальте (см. табл. 1).

По распределению РЗЭ и соотношениям La/Sm и La/Yb измененные базальты конусов Толбачинского дола (гора 1004, гора Высокая) достаточно близки к магнезиальным базальтам, особенно в пределах Первого конуса.

Существующие в настоящее время представления о механизме фракционирования лантаноидов в природных объектах [2, 15, 21] позволяют предположить, что на характер их распределения в изученных нами продуктах постэруптивной деятельности влияют следующие основные физико-химические и геологические факторы: состав магмы, состав и температура ее летучих, интенсивность их фильтрации, состав вмещающих пород, окислительно-восстановительные условия в среде, где происходит эксгальационное минералообразование, наличие локализованных или рассеянных зон взаимодействия раствор — порода, существующих в системе. Совокупность перечисленных факторов создает предпосылки для разрушения и новообразования минеральных фаз, определяет формы миграции и осаждения лантаноидов в этих фазах в ходе метасоматоза и рудообразования.

Процесс фракционирования лантаноидов намечается уже на самых ранних стадиях магматического процесса, если судить по данным о составе РЗЭ конденсатов магматического газа и аэрозолей на их выходах в эруптивную и постэруптивную стадии БТТИ [11, 12]. Так, в конденсате магматического газа, выделяющегося из субщелочного базальтового расплава при 1020°C , проявляется положительная цериевая аномалия (см. рис. 3). В конденсате газа из магнезиального базальта и аэрозолях, отобранных над камерами с эксгальационным рудообразованием при $700\text{--}800^{\circ}\text{C}$ в постэруптивную стадию, положительная аномалия церия проявляется более резко (см. рис. 1).

Положительная аномалия церия в распределении РЗЭ не слишком частое явление в природных объектах. Большинство исследователей она объясняется способностью окисления Ce^{3+} в благоприятных условиях в Ce^{4+} и повышенной адсорбционной способностью Ce^{4+} на оксигидратах [2]. Именно такие условия и существуют в открытых камерах на Втором конусе БТТИ. Более часто наблюдается конечный эффект выноса церия из продуктов магматической деятельности, его отчетливая отрицательная аномалия [2, 21]. Аналогичная отрицательная аномалия церия прослежена нами в изученных свежих и измененных лавах (см. рис. 2—4). Существующие данные указывают на возможность аномального выноса церия по сравнению с другими лантаноидами при отделении флюидной фазы из магматического расплава в условиях повышения окислительного потенциала и понижения температуры в системе.

Образование рудных камер и формирование высокотемпературного эксгальационного рудопроявления, преимущественно медного хлоридно-сульфатно-окисного с самородными минералами, происходит непосредственно на выходах магматического газа и связано с процессом дегазации магнезиального базальта. Однако вынос летучими РЗЭ в газовой фазе, по оценке И. А. Меняйлова с соавторами [11], не превышал $0,01\text{--}0,1\%$ их содержания в магме, что определило их низкие концентрации в продуктах эксгальационного рудообразования. Минимальные содержания РЗЭ отмечены в осадках преимущественно медно-хлоридного состава ($\text{Cu} - 41\text{--}44\%$, $\text{Cl} - 31\text{--}24\%$), более высокие — в рудах медно-сульфатного состава и еще более высокие — в осадках с примесью (хотя и незначительной) фторидов. Максимальные содержания РЗЭ обнаружены в оклорудных фторметасоматитах. Полученные результаты не противоречат экспериментальным данным [2, 20], в которых средство РЗЭ к анионам уменьшается в ряду $\text{F} \gg \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$. Наблюдаемое разнообразие составов РЗЭ в эксгальационных рудах, связанное с их активностью в процессах комплексообразования, переноса и осаждения, отражает, по-видимому, непостоянство физико-химических условий формирования рудной минерализации даже в пределах единичных камер, являющихся открытыми системами. Это влечет за собою в первую оче-

редь высокий окислительный потенциал обстановки, в которой формируется «руда», и преобладание в таких условиях «руд» сульфатного состава. В спектрах состава РЗЭ наблюдается обогащение руд легкими лантаноидами и слабая дифференциация их составов. Отчетливый дефицит европия проявился в переотложенных фазах. При сложном флюидном режиме в камерах возможно сохранение участков, в которых могут формироваться более восстановленные минеральные фазы (сульфиды), отражающие первичную природу магматических газов, содержащих значительные количества H_2 , H_2S [10]. Как показано [17], переход к восстановительным условиям может сопровождаться в спектре РЗЭ (в сульфидах) положительной аномалией европия, что установлено в нашем образце 80-2/78.

В некоторых анализированных образцах эксгальационной руды наблюдается идентичность распределения лантаноидов с таковой во флюидно-руднообразующем газе. Она проявляется в спектре РЗЭ в виде достаточно отчетливой положительной аномалии церия, аналогичной конденсатом газов и аэрозолям. Особенно четко такая аномалия видна в образце, образовавшемся в сводовой части камеры «Ниша», в зоне наиболее интенсивной газовой фильтрации (обр. 5/81, см. рис. 1, а).

Как указано нами ранее [13, 14], в постэруптивном процессе БТТИ отчетливо выступает зависимость интенсивности и характера процесса постэруптивного метасоматоза и образования рудной минерализации от локализации фумарольных полей относительно эруптивных центров осевой зоны прорыва, кольцевых и радиальных трещин на конусах; от состава, температуры и влажности газов; от текстурных особенностей вулканитов. Ведущим процессом на Северном прорыве, в силу совокупности перечисленных факторов, в постэруптивный период наряду с медным рудообразованием является окислительный фторметасоматоз и осаждение фторидных и кремнистых возгонов.

Среди локализованных фторметасоматитов Второго конуса наиболее распространен бескремнистый тип с высокими содержаниями Al, Ca, Mg, Na (смесь ралльстонита, флюорита, селлаита). Они формируются под интенсивным воздействием газов с активной ролью фтора, как например, образец 80/78 (окислы в вес. %): SiO_2 —0,88; TiO_2 —0,70; Al_2O_3 —24,23; Fe_2O_3 —1,0; FeO —0,31; MnO —0,06; MgO —8,52; CaO —9,92; Na_2O —4,15; K_2O —1,13; H_2O —0,1; H_2O^+ —22,54; F—31,4; SO_3 —7,80. Бескремнистые фторметасоматиты сопровождаются кремнистыми образованиями, содержащими SiO_2 до 88%. Все остальные породообразующие элементы находятся в породах в пределах первых процентов; содержание фтора составляет от 0,0 до 2%. Распределение РЗЭ во фторметасоматитах по соотношениям лантаноидов достаточно близко к исходным базальтам Северного прорыва (см. рис. 2) с некоторым накоплением легких РЗЭ, отражая состав флюида. Почти аналогичны соотношения РЗЭ и в высококремнистых метасоматитах. Общая сумма РЗЭ во фторметасоматитах в 3—4 раза превосходит сумму РЗЭ в исходных базальтах, а в высококремнистых — в 3—10 раз ниже нее. Несмотря на сложность процесса рассеянного метасоматоза и рудной минерализации, происходящих на Первом конусе магнезиального базальта, Южном прорыве субщелочного базальта и в прошлом на конусах Толбачинского дола, тенденция к ограниченной подвижности РЗЭ проявляется достаточно отчетливо. В общем, в продуктах постэруптивного изменения базальтов унаследован близкий характер спектров лантаноидов исходного магнезиального и субщелочного базальтов. Аналогичный процесс концентриационного перераспределения РЗЭ в околожильных метасоматитах и в высокотемпературном флюорите из метасоматитов Приладожья с унаследованием спектра вмещающих пород был отмечен ранее [7—9].

С другой стороны, прослеживается определенная аналогия с составом лантаноидов в первичной газовой фазе, отделяющейся из магмы.

Коэффициенты распределения лантаноидов между фторидами и газовой флюидной фазой

Минерал	T, °C	La	Ce	Sm
Флюорит [18] Фторметасоматит БТТИ (селлант, ральстонит, флюорит)	200 >500	279±119 4,5—4,6	— 2,8—3,4	284±38 2,8—3,3
Минерал	Eu	Tb	Yb	Lu
Флюорит [18] Фторметасоматит БТТИ (селлант, ральстонит, флюорит)	— 3,1—3,4	548±333 6,7	2770±231 21—24	3480±597 25—36

Однако в большей части образцов рудной минерализации, осаждающейся непосредственно из вулканических газов на их выходах при температуре $\sim 800^\circ\text{C}$, полной аналогии не проявилось, за исключением образца 5/819, который был отобран со стенки камеры «Ниша», интенсивно обвееваемой газами.

Тяжелые РЗЭ в газах из магнезиального базальта не были определены. Однако если принять принципиальное сходство состава магматических газов магнезиального (СП) и субщелочного (ЮП) базальта, то аналогия распределения РЗЭ в газах и твердых продуктах эксгаляций отчетливо проявилась на Первом конусе (СП) (см. рис. 3; обр. 86, 87). Сходство выражено в резком преобладании легких лантаноидов La, Ce, Sm. Для Первого конуса это, возможно, объясняется сложным хлоридно-сульфатно-фторидным составом недифференцированных пневматолитовых минеральных осадков и метасоматитов. На Втором конусе в силу сложившихся условий минералообразования проявилась дифференциация летучих; на месте выхода газов при 800°C образовались преимущественно сульфаты и менее — хлориды меди и других металлов с минимальным содержанием РЗЭ; в окружении — фториды с максимальным содержанием РЗЭ.

Если считать, что минеральные отложения и метасоматиты сложного сульфатно-хлоридно-фторидного состава на Первом конусе СП характеризуют состав недифференцированной флюидной фазы (магматического газа), находящейся в равновесии с твердой фазой, то рассчитанные коэффициенты распределения лантаноидов отражают фактически сложившееся равновесие в этой природной системе при температуре $>500^\circ\text{C}$ (табл. 6).

В сравнении с экспериментальными данными отмечается заметная общая тенденция уменьшения в минералах с ростом температуры коэффициентов распределения лантаноидов. Вместе с тем выявляется одинаковый характер роста коэффициентов распределения от легких лантаноидов к тяжелым, причем отношение Sm/Yb для экспериментальных (0,1) и эмпирических данных (0,12—0,16) достаточно близко.

Таким образом, полученные в ходе исследований данные о распределении лантаноидов в продуктах постэруптивной деятельности БТТИ указывают на дифференциацию РЗЭ, связанную с многообразием и сложностью геологических и физико-химических факторов, воздействующих на процессы эксгаляционного рудообразования и пневматолитового метасоматоза. Вместе с тем показана возможность расшифровки по спектрам РЗЭ влияния тех или иных факторов, преобладающих в этих процессах. В ряде случаев в новообразованных минеральных формах

БТТИ находит свое отражение аналогия составов лантаноидов интенсивно воздействующей газовой-флюидной фазы, а также наследование спектров РЗЭ исходных пород.

Выводы

1. Низкий уровень содержаний РЗЭ в пневматолитах свидетельствует об ограниченном переносе РЗЭ во флюидной фазе, непосредственно связанной с дегазацией базальтового расплава.

2. Многообразие спектров лантаноидов в пневматолитовых метасоматитах и эксгальационном рудопроявлении отражает нестационарный физико-химический режим в субповерхностной открытой системе.

3. Закономерности в распределении РЗЭ определяются увеличением коэффициента распределения лантаноидов с понижением температуры, увеличением активности комплексообразования в ряду $\text{Cl}^- < \text{SO}_4^{2-} < \text{F}^-$, преимущественно высоким окислительным потенциалом, способствующим формированию сульфатной рудной минерализации. Локальное проявление самородных минералов и сульфидов отражает сохранение (локальное) в поверхностных условиях восстановительного характера флюидной фазы.

4. Спектр РЗЭ в метасоматитах и эксгальационном рудопроявлении унаследован как от силикатного состава базальтового расплава, так и от состава его флюида.

5. На примере Толбачинского дола с проявлениями базальтового вулканизма обнаруживаются аналогии в поведении РЗЭ при постэруптивном пневматолитовом метасоматозе и эксгальационном рудообразовании на конусах Большого трещинного Толбачинского извержения (1975—1976 гг.—поныне) и на старых конусах, образовавшихся в последние 2000 лет. Этим подчеркивается теоретический и практический интерес к БТТИ как актуалистической модели для изучения процессов вулканического рудообразования и околорудного метасоматоза с последующим переносом этой модели на палеоаналоги.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антипин В. С., Волинец О. Н., Флеров Г. Б. и др. Распределение редкоземельных элементов в базальтах Большого трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг.//Вулканология и сейсмология. 1984. № 3. С. 45—56.
2. Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 266 с.
3. Большое трещинное Толбачинское извержение 1975—1976 гг. М.: Наука, 1984. 637 с.
4. Василькова Н. Н., Куликов И. В., Ляпунов С. М., Минеев Д. А. Флюорит — индикатор условий образования и зональности шеелит-флюоритового оруденения Тырны-гауза//Минерал. журн. 1980. № 6. С. 45—57.
5. Волинец О. Н., Ермаков В. А., Кирсанов И. Т., Дубик Ю. М. Петрохимические типы четвертичных базальтов Камчатки и их геологическое положение//Бюл. вулканол. станций. 1976. № 52. С. 115—126.
6. Волинец О. Н., Флеров Г. Б., Андреев В. Н., Пополитов Э. И. Петрогеохимические особенности пород Большого трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг. в связи с вопросами петрогенеза//Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975—1976 гг. М.: Наука, 1978. С. 86—105.
7. Ганзеев А. А., Сотсков Ю. П., Ляпунов С. М. Геохимическая специализация рудоносных растворов в отношении редкоземельных элементов//Геохимия. 1983. № 8. С. 1179—1183.
8. Ганзеева Л. В., Ганзеев А. А., Ляпунов С. М. Редкоземельные элементы во флюоритах Приладожья//Докл. АН СССР. 1981. Т. 257. № 3. С. 708—710.
9. Ляпунов С. М., Чувилева А. И., Бахматова Б. А. Определение редких элементов в ильмените ядерно-физическими методами//Минералого-геохимические исследования с применением ядернофизических методов М.: ИМГРЭ, 1980. С. 25—40.
10. Меняйлов И. А., Никитина Л. П., Шапарь В. Н. Геохимические особенности эксгальций Большого трещинного Толбачинского извержения. М.: Наука, 1980. 235 с.
11. Меняйлов И. А., Никитина Л. П., Шапарь В. Н. Геохимические особенности вулканических газов//Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984. С. 283—309.

12. Миклишанский А. З., Яковлев Ю. В., Меняйлов И. А. и др. О геохимической роли поступления химических элементов с летучей компонентой активного вулканизма// Геохимия. 1979. № 11. С. 1652—1661.
13. Набоко С. И., Главатских С. Ф. Постэруптивный метасоматоз и рудообразование. М.: Наука, 1984. 210 с.
14. Набоко С. И., Главатских С. Ф. Постэруптивный процесс//Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984. С. 310—341.
15. Хендерсон П. Неорганическая геохимия. М.: Мир, 1985. 339 с.
16. Alley S. Studies in standart samples for use in the general analysis of silicate rock and minerals//Geostand. Newslett 1980. V. 4. № 2. P. 163—190.
17. Graf J. Rare earth elements as hydrothermal traces during the formation of massive sulfide deposits in volcanic rocks//Econ. Geology. 1977. V. 72, № 4. P. 527—548.
18. Haskin L. A., Haskin M. A., Frey F. A. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths//Origin and Distribution of the Elements/Ed. Ahrens L. H. Oxford: Pergamon, 1968. P. 889—912.
19. Marchand L. Contribution a l'etude de la distribution des lanthanoides dans la fluorine//Etude experimentale et application au gite de Maine (Saone-et-Loire, France). Thèse de 3-e cycle. Universite d'Orleans, 1976.
20. Möller P. Lanthanoids as a geochemical probe and problems in lanthanoid geochemistry. Distribution and behavior of lanthanoids in non-magmatic phases//Systematics and the properties of the lanthanoides, 1983. P. 561—610.
21. Raimbault L. Utilization des spectres de terres rares des minéraux hydrothërmauch apatite, fluorine, scheelite, wolframite pour la caracterosation des fluides mineralisateurs et l'identification des magmas sources et des processus evolutifs//Bull. Mineral. 1985. V. 108. P. 737—744.

Институт вулканологии
ДВО АН СССР
ИМГРЭ, Москва

Поступила в редакцию
27.VII.1987 г.

УДК 550.34

ШИРОКОВ В. А., ИВАНОВ В. В., СТЕПАНОВ В. В.

О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ ВУЛКАНА КАРЫМСКИЙ И ОСОБЕННОСТЯХ ЕГО СЕЙСМИЧНОСТИ ПО ДАННЫМ ЛОКАЛЬНОЙ СЕТИ

DEEP STRUCTURE OF KARYMSKII VOLCANO AND ITS SEISMICITY AS DERIVED FROM REGIONAL NETWORK DATA, by Shirokov V. A., Ivanov V. V., and Stepanov V. V. This paper shows an important feature in the distribution of volcanic and tectonic earthquakes in the Karymskii volcanic region: no earthquakes were recorded in a globular area with a radius $r=2.4$ km, whose center lies at a depth of 6.5 km and in plan it coincides with the crater of the volcano. Hypocenters of all earthquakes proved to lie in the spherical layer limited by radii $r_1=2.5$ km and $r_2=7.5$ km. These properties are supposed to be due to the existence of an intermediate magma chambers beneath the volcano. The problems of genesis of volcanic and tectonic earthquakes occurring at distances of 100—150 km from the volcano are considered.

(Received March 4, 1987)

Institute of Volcanology, Far East Division, USSR Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006, USSR

Сейсмологические наблюдения в районе Карымского вулкана были начаты в 1965 г. на временной полевой сейсмостанции с целью регистрации вулканических взрывов [11]. Начиная с мая 1970 г., в связи с началом нового цикла активности вулкана была организована непрерывная регистрация землетрясений на ст. Карымская, которая с этого времени стала одним из пунктов камчатской региональной сети. Близость к вулкану ($\Delta=3,5$ км) позволяет использовать сейсмостанцию для детального изучения его сейсмического режима. Станция имеет стандартную для региональной сети столбовую частотную характеристику в диапазоне 1—10 Гц [13] с набором увеличений записи смещений от $5 \cdot 10^2$ до 10^4 . В 1973—1975 гг. с небольшими перерывами работала локальная высокочувствительная сеть, сейсмодатчики которой располагались в четырех пунктах на расстояниях от 1,4 до 3,7 км от кратера вулкана [14, 15]. Выносные пункты были связаны с обсерваторией с помощью проводной линии. Регистрация на региональной и высокочувствительной сейсмостанциях проводилась на базе регистраторов РС-ПМ со скоростью развертки на фотобумажной ленте 120 мм/мин.

Во время работы локальной сети вулкан до апреля 1975 г. был в течение 2 лет в спокойном состоянии. Фон микроземлетрясений из района кратера с амплитудой S волн $A_s \geq 0,02$ мкм на эпицентральной расстоянии 1,4 км не превышал 10 событий в 1 сут. Начало активизации вулкана совпало с резким увеличением микросейсмичности в районе кратера [15]. Перед серией вулканических взрывов в мае 1975 г. число землетрясений с $A_s \geq 0,02$ мкм достигало 600 в 1 сут. Было обнаружено, что максимум числа событий был приурочен по времени к интервалу 4—6 ч до начала взрывов. К сожалению, определение координат местных коровых землетрясений с помощью локальной сети по разным причинам не проводилось.

Район Карымского вулкана находится в зоне надежной регистрации землетрясений энергетического класса $K_s^{\Phi_{68}} \geq 8,5$, определяемого по номограмме С. А. Федотова [12]. Для энергии землетрясений, выраженной в джоулях, выполняется соотношение $\lg E = K_s^{\Phi_{68}} = 4,6 + 1,5 M$, где M — магнитуда, определяемая по поверхностным волнам сетью советских станций. Землетрясения с $K_s^{\Phi_{68}} \geq 8,5$ в районе Карымского вулкана регистрируются редко. В радиусе 100 км от вулкана находятся лишь две региональные станции, поэтому точность определения координат гипоцентров составляет $\pm (5-10)$ км.

По данным определений камчатской сети [4, 14], эпицентральной зона местных коровых землетрясений занимает пространственно устойчивое положение, располагаясь в 5—10 км южнее Карымского вулкана в виде вытянутого с севера на юг прямоугольника со сторонами ~ 5 и 10—15 км. Землетрясения происходят на глубине 0—10 км в виде отдельных событий или роев. Наиболее значительные по энергии рои произошли в 1964, 1971, 1975, 1978 и 1985 гг. Самое сильное землетрясение в этой зоне зарегистрировано во время роя, наблюдавшегося в январе-феврале 1978 г. ($K_s^{\Phi_{68}} = 12,7$, $M = 5,5$). В работе, посвященной изучению этого роя, указано, что в очагах землетрясений преобладали горизонтальные сдвиговые подвижки. Обращено внимание на то, что эпицентральной область приурочена к району, где ярко выраженные линейные разломы отсутствуют, не наблюдается и строгой приуроченности эпицентров к кольцевым разломам. Приведенные результаты могут считаться предварительными, так как в [4] не обсуждался вопрос о систематической ошибке при определении координат эпицентров.

В работе [8] обращалось внимание на то, что область наибольших вертикальных смещений земной поверхности, по данным высокоточного нивелирования, расположена вблизи вулкана и удалена от эпицентральной зоны на 4—5 км и, наоборот, вблизи эпицентральной зоны вертикальные смещения отсутствуют.

Для более детального решения задачи определения координат гипоцентров местных коровых землетрясений возникла необходимость развернуть локальную сейсмическую сеть, которая в течение 10 лет не функционировала. С этой целью авторы выехали в марте 1985 г. на с/ст. Карымская. Вулкан к этому времени находился в течение 2,5 лет в спокойном состоянии. Фумарольная деятельность была очень слабой. Последнее сильное извержение, начавшееся в мае 1970 г. серией мощных взрывов и скатыванием раскаленных лавин, с двухлетним перерывом в 1973—1975 гг., продолжалось до ноября 1982 г.

Аппаратура и методика. Система наблюдений состояла из одной региональной трехкомпонентной с/ст. Карымская, расположенной на расстоянии 3,5 км от вулкана, и трех временных пунктов Конус, Турист и Лагерь. Пункт Лагерь располагался в сейсмокамере с/ст. Карымская, а два других на расстоянии 2,1 км (Конус) и 1,8 км (Турист) от нее (рис. 1). Ближайший к вулкану пункт Конус был расположен в 1,4 км от кратера, а наиболее удаленный (Турист) — на расстоянии 3,6 км от него. Разница высот пунктов не превышала 250 м. Пункт Конус в 1973—1975 гг. использовался для регистрации микроземлетрясений из района кратера [14].

В каждом пункте был установлен один вертикальный сейсмометр СВКМ-3. Пункты соединялись с сеймостанцией проводными линиями. Регистрация осуществлялась на одной сейсмограмме с использованием гальванометров ГВ-IV и регистрира РС-ПМ со скоростью развертки 120 мм/мин. Такая система наблюдений позволяла получить разрешающую способность для разницы моментов вступлений P -волн 0,05 с. Характеристики сейсмографов (S) и гальванометров (g) были следующими: $T_s = 1,2$ с, $D_s = 0,37$; $T_g = 0,1$ с, $D_g = 1$. Это обеспечивало регистрацию скорости смещения в диапазоне 1—10 Гц при чувствительности до 2.

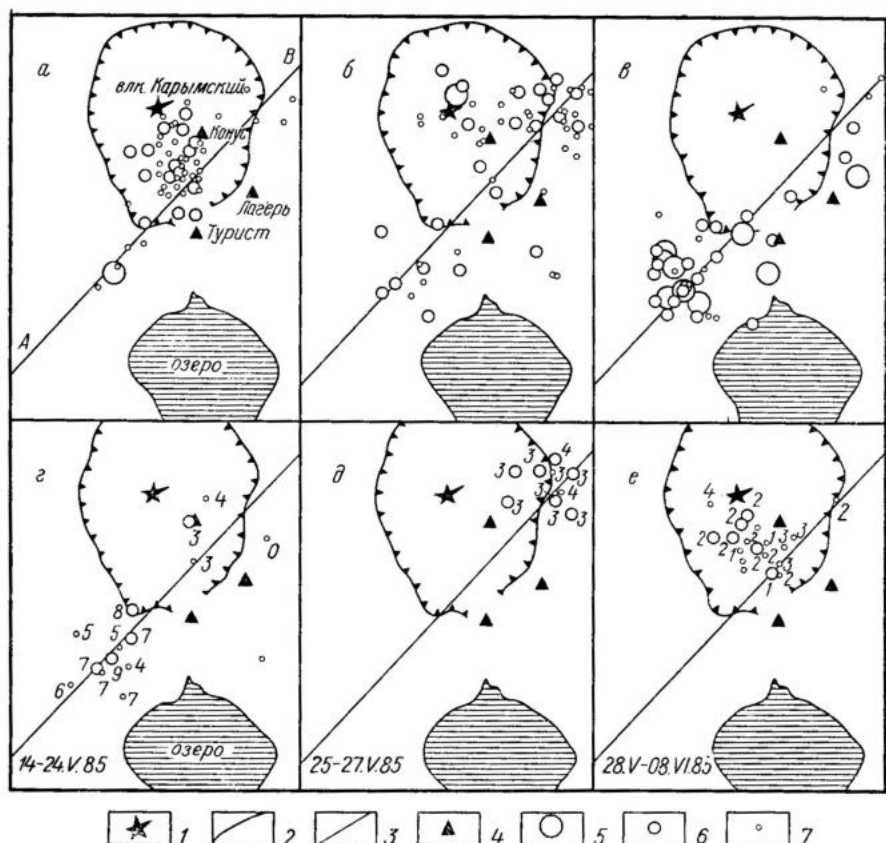


Рис. 1. Пространственно-временное распределение вулканотектонических землетрясений вулкана Карымский в 1985 г. по данным локальной сети: а, б, в — карты эпицентров для глубин 0—2, 3—4 и 5—10 км соответственно; г, д, е — распределение эпицентров землетрясений для трех интервалов времени в период с 14.V по 8.VI 1985 г. Глубины указаны около кружков, обозначающих землетрясения, км. 1 — кратер вулкана Карымский; 2 — борт кальдеры вулкана; 3 — направление генерального разлома; 4 — сейсмостанции; 5—7 — эпицентры землетрясений энергетических классов 8—10, 6—7 и 4—5 соответственно

·10³ с. Локальная сеть позволяла из района кратера осуществлять регистрацию микроземлетрясений 3—4-го и более высоких энергетических классов с погрешностью определения координат эпицентров $\pm (1—3)$ км. Относительная точность, конечно, выше.

Для определения координат гипоцентров использовался метод палеток изохрон [13] с использованием времен вступления P -волн на пунктах локальной сети. Время в очаге оценивалось из графика Вадати по данным $S—P$ на ст. Карымская при заданном значении $V_P/V_S=1,73$. Исползованный для расчета палеток скоростной разрез отличается от среднекамчатского введением низкоскоростной пачки слоев в интервале глубин до 2 км аналогично району Авачинского вулкана [2].

Результаты. Регистрация землетрясений локальной сетью проводилась с 26.IV по 1.XII 1985 г. На этом временном интервале отмечено наиболее значительное для периода покоя вулкана (с ноября 1982 г.) усиление сейсмичности. Это видно из распределения во времени месячных чисел землетрясений с $K_S^{\Phi_{68}} \geq 6,0$ по данным регионального комплекса (рис. 2).

Землетрясения, как правило, имеют четкие вступления P - и S -волн, $S—P \leq 2,3$ с. По данным ст. Карымская, в период V—XI 1985 г. без пропусков регистрировались события с $K_S^{\Phi_{68}} \geq 6,5$, наклоном графика

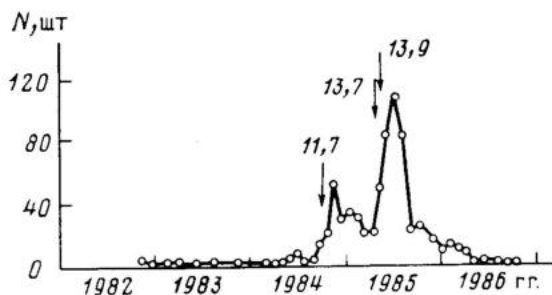


Рис. 2

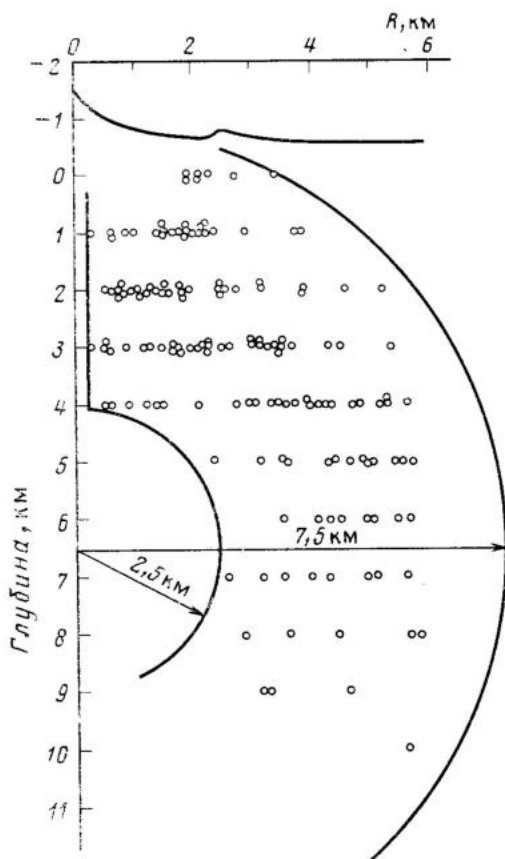


Рис. 3

Рис. 2. Развитие коровой сейсмичности района вулкана Карымский в период его покоя, по данным региональной станции Карымская: ежемесячные числа N вулканотектонических землетрясений энергетического класса $K_s^{Ф68} \geq 6,0$ за период с ноября 1982 по октябрь 1986 г.; стрелками обозначены моменты сильных тектонических землетрясений фокальной зоны Заварицкого — Беньюфа с указанием их энергетического класса

Рис. 3. Распределение гипоцентров землетрясений под вулканом Карымский в 1985 г. в плоскости цилиндрических координат; R — расстояния в плане от кратера вулкана и H — глубины. На рисунке схематически показан профиль вулкана, а также полуокружности, соответствующие в пространстве двум сферам, между которыми лежат все обработанные землетрясения. Центры сфер проведены через точку, лежащую под кратером вулкана на глубине 6,5 км от ур. моря.

повторяемости $\gamma = 0,54$, преобладающими значениями $S-P = 0,9-1,6$ с. Указанные значения $S-P$, γ типичны для местных коровых землетрясений: они почти совпадают с данными ($\gamma = 0,51$, $S-P \leq 2,5$ с) предыдущих лет [14, 15]. Глубина очагов землетрясений, по данным локальной сети, не превышает 10 км. Координаты гипоцентров определены для 160 событий. Карты эпицентров землетрясений отдельно для глубин 0—2, 3—4 и 5—10 км приведены соответственно на рис. 1, а, б, в. Видно, что землетрясения с $H = 0-2$ км происходят преимущественно в пределах кальдеры Карымского вулкана, к югу и востоку от его кратера. Землетрясения с $H = 3-4$ км занимают более широкую область, причем за пределами кальдеры отмечено несколько больше землетрясений, чем внутри нее. Более глубокие землетрясения с $H = 5-10$ км в подавляющем большинстве произошли за пределами кальдеры, преимущественно

на расстояниях от 3 до 6 км от центра вулкана. Таким образом, в зависимости от глубины очагов меняется характер распределения эпицентров как функции расстояния от кратера вулкана. Распределение всех землетрясений в координатах (R , H) приведено на рис. 3, где R — расстояние от вертикальной оси, проходящей через центр кратера вулкана, H — глубина очага. На рисунке видно, что если от точки ($R=0$ км, $H=6,5$ км) провести полукруговую окружность с радиусом $r=2,5$ км, то ни одно из землетрясений не попадет внутрь этого полукруга. Также не произошло ни одного землетрясения на расстоянии $r>7,5$ км от центра круга, т. е. все землетрясения зарегистрированы в узком интервале расстояний $2,5 \text{ км} < r < 7,5 \text{ км}$ от центра с координатами ($R=0$ км, $H=6,5$ км). Таким образом, оказалось, что все гипоцентры расположены внутри сферического слоя, ограниченного радиусами $r_1=2,5$ км и $r_2=7,5$ км.

Другая важная особенность распределения эпицентров заключается в том, что большинство их приурочено к линии АВ главного линейного разлома северо-восточного простирания [6]. Разломы северо-восточного направления относятся к региональной системе и представляют собой приповерхностный веер глубинного магмо- и флюидопроводящего разлома, с которым связано большинство вулканов и гидротермальных систем Восточной Камчатки [1]. Эпицентры землетрясений удалены не более чем на 3 км в обе стороны от линии АВ. Эта полоса шириной 6 км захватывает и кратер Карымского вулкана. Привязка землетрясений к линии разлома, вероятно, частично и объясняет тот факт, что эпицентры землетрясений расположены неравномерно с разных сторон вулкана: их почти нет к северо-западу от кратера.

Была сделана попытка проанализировать характер пространственно-временного распределения землетрясений. Обнаружено, что землетрясения по пространственной координате в течение непродолжительных интервалов времени (несколько суток, недель) происходят преимущественно в узколокализованных гипоцентральных объемах. В качестве примера приведем распределение эпицентров землетрясений (с указанием их глубины на рис. 1, $г$, $д$, $е$) за интервал времени с 14.V по 8.VI 1985 г. С 14 по 24.V основная масса землетрясений локализуется на расстояниях от 3 до 6 км от кратера вулкана, к югу от него на глубинах 5—9 км (см. рис. 1, $г$). Затем в течение 3 сут с 25 по 27.V все землетрясения смещаются к востоку от кратера (узкий интервал глубин 3—4 км), (см. рис. 1, $д$). В последующие дни, с 28.V по 8.VI резко активизируется зона на глубинах 0—4 км к югу от вулкана, на расстояниях до 2,5 км от кратера (см. рис. 1, $е$). Таким образом, в течение 1 мес происходит, с одной стороны, последовательное уменьшение глубины очагов землетрясений от 5—9 до 0—2 км, а с другой — три выделенные эпицентральные области локализуются на разных азимутальных направлениях относительно кратера вулкана. Необходимо отметить, что центры тяжести эпицентров землетрясений трех выделенных участков лежат вблизи линии АВ, не более чем в 1 км от нее, т. е. генетическая связь сейсмотектонических движений с зоной разлома северо-восточного простирания, вероятно, не вызывает сомнений. Аналогичным образом развиваются события и в дальнейшем.

Как упоминалось во введении, оказалось, что область сгущения эпицентров землетрясений самого сильного за последние годы роя, происшедшего в январе-феврале 1978 г., расположена примерно на 15 км к югу от вулкана [4]. В определениях эпицентров не участвовала ближайшая с/ст. Карымская, записи которой оказались нечитаемыми. Эпицентры, рассчитанные по данным локальной сети в 1985 г., напротив, лежат не далее чем в 6 км от вулкана, хотя диапазон разностей вступлений волн $S-P$ для событий 1978 и 1985 гг. был один и тот же. Это позволяет предположить, что эпицентры землетрясений 1978 г. систематически смещались относительно их истинных положений.

В 1985 г. четыре наиболее сильных события оказались зарегистрированными как локальной, так и региональной сетями: это позволило найти систематическую ошибку определения эпицентров региональной сетью. Для этих событий были рассчитаны координаты независимо по двум сетям. Данные с/ст. Карымская не использовались, подобно тому как это имело место при анализе роя 1978 г. Эпицентры по региональной сети оказались устойчиво смещенными на 8 км к югу и на 2 км к западу по сравнению с данными локальной сети. Указанные величины можно принять за систематические ошибки определения эпицентров для этого района, учитывая, что точность локальной сети составляет $\pm (1-3)$ км.

Основываясь на определениях координат эпицентров землетрясений роя 1978 г. по данным региональной сети и смещая эти координаты на величины систематических ошибок, получим, что эпицентральной зона этого роя находится на расстоянии 2—4 км к югу от кратера вулкана.

В этом случае эпицентральной зона роя землетрясений 1978 г. окажется в той же области, в которой лежат эпицентры, определенные локальной сетью в 1985 г.

Другим независимым подтверждением совпадения эпицентральных зон является тот факт, что разности $S-P$ на ст. Карымская для землетрясений разных лет, в том числе для событий 1985 и отдельных слабых землетрясений 1978 г. (записи более сильных землетрясений оказались нечитаемыми), не превышают 2,5 с и, как правило, лежат в интервале 0,9—1,6 с [14, 15].

О глубинном строении Карымского вулкана. Карымский вулкан расположен в центральной части кальдеры, поперечник которой составляет 5 км.

На прилегающей к вулкану территории имеются многочисленные обнажения пемз. Наличие пемз связывается с мощной эксплозивной деятельностью вулкана 7,5 тыс. лет назад и образованием в этот период его кальдеры [5, 6]. По данным гравиметрической и аэромагнитной съемок сделан вывод [5], что под современным конусом вулкана находится магматический очаг с избыточной по отношению к вмещающим породам плотностью от 0,1 до 0,3 г/см³. Предположительно при сферической форме очага его радиус оценивается величиной от 2,3 до 3,5 км, а глубина залегания верхней кромки соответственно на 2—1,5 км ниже ур. моря.

Была сделана попытка выявить размеры и форму очага под вулканом по геодезическим данным [8]. При интерпретации данных о вертикальных и горизонтальных смещениях земной поверхности возникают различного рода трудности. Для изометричных и осесимметричных очагов (источников давления) зависимости величин вертикальных смещений относительно расстояния от кратера для различных моделей имеют большое сходство и трудно отдать предпочтение какой-либо из них.

Данные геодезических и аэрофотограмметрических наблюдений, полученные на вулкане Карымский в период 1970—1981 гг., удовлетворительно согласуются между собой, если предположить, что под вулканом на глубине 1—1,5 км существует магматический очаг в виде сферы радиусом 0,5—0,7 км либо цилиндра радиусом 0,4 км с глубиной верхней кромки ~ 1 км [8].

Полученные нами данные по распределению очагов землетрясений указывают на то, что в шаровой области радиусом 2,5 км, центр которой в плане совпадает с кратером вулкана (см. рис. 3), землетрясения отсутствуют. Этот факт, а также другие данные, о которых говорилось в этом разделе, позволяют высказать предположение, что под вулканом Карымский находится промежуточный магматический очаг. Наиболее вероятно, что он имеет форму, близкую к шаровой, хотя сейсмологические данные не противоречат тому, что очаг представляет собой цилинд-

рическое тело, верхняя кромка которого находится на глубине около 4 км. Если очаг имеет форму шара, то полученные нами данные о его размерах ($r=2,5$ км, глубина центра $H=6,5$ км) удовлетворительно согласуются с результатами гравиметрических исследований [5]. Наши результаты расходятся относительно глубины верхней кромки магматического тела (около 4 км по сравнению с 1,5—2 км, по данным [5]).

В [5] указано, что наиболее вероятным механизмом образования кальдеры Карымского вулкана был взрыв, центр которого располагался в верхней части магматического очага на глубине $\sim 1,5$ км. По сейсмологическим данным, кровля очага находится примерно на глубине 4 км, т. е. взрыв мог произойти либо в выводном канале, либо в близповерхностном магматическом очаге, существование которого не противоречит геодезическим данным.

Таким образом, имеющиеся в настоящее время геофизические наблюдения позволяют предположить, что под вулканом на глубине до 10 км может существовать система из двух магматических очагов, вероятно, близких по форме к сферическим, с радиусами $\sim 2,5$ и 0,5 км. Очаги изометрической формы могут служить причиной существования кольцевых разломов, и в частности кальдеры Карымского вулкана. Линейные разломы и мозаичные блоки образуются главным образом в результате проявления региональных тектонических сил. В целом же вся система разломов является следствием одновременно действующих тектонических сил и сил, возникающих в результате воздействия энергии самой магмы.

Оконтурирование магматического канала по данным распределения гипоцентров, окружавших асейсмичный объем, приведено в работе [18] для японского вулкана Усу (о-в Хоккайдо). В 1977—1978 гг. рой землетрясений регистрировался сетью из 11 телеметрических сейсмических станций, расположенных на расстоянии до 5 км от центра кратера этого вулкана. Рой предвещал и сопровождал извержение вулкана, продолжавшееся с перерывами ~ 1 год. Удобное расположение станций, окружающих вершинный кратер диаметром ~ 2 км, позволило зарегистрировать несколько тысяч землетрясений, происходивших на глубине до 2 км. В интервале глубин 0—2 км на всех разрезах, сделанных через каждые 0,5 км, выделяется асейсмичная зона, близкая по форме к круговой, диаметром около 0,8—1 км. Она окружена многочисленными землетрясениями, образующими кольцо шириной около 0,5 км. Цилиндрическая асейсмичная зона отождествляется с областью внедрения магматического расплава.

Можно предположить, что дальнейшие детальные сейсмологические наблюдения в районе вулкана Карымский позволяют более точно определить размеры и форму асейсмичной зоны (магматического очага).

Вопросы терминологии и генезиса землетрясений. Один из возможных путей изучения взаимосвязи сеймотектонических движений и вулканической деятельности связан с анализом пространственно-временных соотношений между сейсмичностью и вулканизмом. Если рассматривать вопрос о взаимосвязи сейсмической и вулканической активности применительно к вулканам островных дуг и родственных им структур с достаточной общими позициями, сейсмические явления, на наш взгляд, можно разделить на три основных класса.

К первому можно отнести тектонические землетрясения так называемого фокального слоя Заварицкого-Беньофа, которые происходят на глубинах до 700 км и удалены от вулканов на расстояние, как правило, не менее 50—70 км. Тектонические землетрясения характеризуют наиболее существенные черты сеймотектонической жизни региона. Эти землетрясения — в том числе с промежуточной глубиной очага 70—300 км, происходящие под поясами активных вулканов, — в той или иной степени связаны с деятельностью вулканов. Известно большое число работ,

в которых выявлена корреляция в региональном плане для извержений и землетрясений с промежуточной глубиной очага, в том числе для Курило-Камчатской зоны [10, 17]. Между извержениями вулканов и землетрясениями с глубиной очага 0—70 км и 300—700 км надежной корреляции не установлено. Этот вопрос относится к числу дискуссионных.

Ко второму классу можно отнести так называемые вулканотектонические землетрясения, по характеру записи ничем не отличающиеся от тектонических и получившие такое название по их «географической» принадлежности к вулканам. Впервые этот термин был введен Г. С. Горшковым [3]. К вулканотектоническим отнесем землетрясения, пространственно приуроченные к поясу действующих вулканов с глубиной очагов до 50—70 км. Причиной этих землетрясений может быть как тектоническая, так и магматическая деятельность. Вулканотектонические землетрясения зачастую происходят в виде роевых последовательностей, в том числе вблизи недавно угасших вулканов. Связь этих землетрясений с извержениями вулканов исследована пока лишь в самых общих чертах. Рассматриваемые нами коровые землетрясения в районе Карымского вулкана являются типичными вулканотектоническими землетрясениями [4, 14]. Обращает на себя внимание их приуроченность, с одной стороны, к разлому северо-восточного простирания, а с другой — к предполагаемой области магматического очага вулкана. В работах [4, 16] отмечается, что в некоторых случаях за несколько месяцев до начала эффузивной деятельности вулкана Карымского возникают рои вулканотектонических землетрясений, энергия наиболее сильных событий в которых значительно превосходит энергию фоновых и составляет более 10^{10} Дж.

Следует отметить, что в классификации П. И. Токарева [9] вулканотектонические землетрясения именуются вулканическими землетрясениями I типа.

Третий класс сейсмических явлений — вулканические землетрясения и вулканическое дрожание, непосредственно связанные с извержением, предвещающие и сопровождающие его, т. е. вызванные резкой активизацией магматической деятельности в районе активного вулкана. Зачастую, особенно до начала извержения, бывает трудно отнести землетрясения к вулканическим или вулканотектоническим.

Попытаемся теперь ответить, что послужило причиной возникновения роев вулканотектонических землетрясений 1984—1985 гг. На рис. 2 выделяются два заметных пика, приходящихся на конец 1984 и середину 1985 г. Был составлен каталог тектонических землетрясений с $H=0$ —70 км, зарегистрированных в 1984—1985 гг. в фокальном слое Заварицкого — Беньофа на том участке вулканической дуги (53,00—55,00 с. ш.), к которому относится Карымский вулкан (его широта $\varphi=54^{\circ}02',8$). Выяснилось, что самое сильное землетрясение 1984 г. отмечено 22.IX ($K_s^{\Phi_{68}}=11,7$, $H=40$ км), а группа из двух самых сильных событий 1985 г. произошла в мае: 19.V ($K_s^{\Phi_{68}}=13,7$, $H=40$ км) и 25.V ($K_s^{\Phi_{68}}=13,9$, $H=34$ км). Мало вероятно, что указанные тектонические землетрясения (обозначенные на рис. 2 стрелками), удаленные на 100—175 км от вулкана Карымский, случайно совпали по времени с начальной фазой роевой активности вулканотектонических землетрясений. Данный вопрос требует более серьезного изучения в дальнейшем.

О сопоставлении сейсмичности фокальной зоны Заварицкого — Беньофа с деформациями в районе вулкана. Представляется интересным рассмотреть связь между подвижками земной поверхности вблизи вулкана и сейсмичностью зоны стыка континент — океан на том участке вулканической дуги, к которому относится Карымская группа вулканов. С этой целью для периода 1972—1984 гг. сравнивался временной ход осредненных амплитуд вертикальных смещений реперов, удаленных на 1,5—1,7 км от кратера с сейсмичностью фокального слоя Заварицкого —

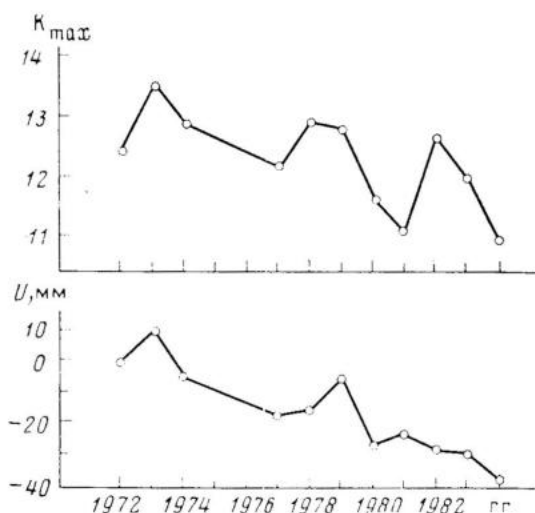


Рис. 4. Сопоставление величин максимальных энергетических классов $K_{\max}$ тектонических землетрясений фокальной зоны Заварицкого — Беньофа и вертикальных смещений земной поверхности U в кальдере Карымского вулкана за период 1972—1984 гг.

Беньофа на глубинах 0—70 км в широтной полосе 53° , 0° — 55° , 0 с. ш. Так как измерения вертикальных смещений, по данным [7, 8], проводились в период с июня по октябрь, то и землетрясения выбирались из этого интервала. Величины $K_{\max}$ землетрясений меняются от 11 до 13,5 (рис. 4). Сопоставление во времени величин смещений U и $K_{\max}$ показывает, что для обеих кривых характерен линейно спадающий тренд. Отмечается также сходство формы кривых, их экстремумы практически синфазны.

Полученные данные указывают на то, что сейсмотектонические процессы в фокальном слое на глубинах до 70 км связаны с геодинамической обстановкой в районе вулкана. При увеличении уровня сейсмичности происходит воздымание поверхности вблизи вулкана, при долговременном уменьшении — ее опускание.

Заключение

Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы.

1. Под вулканом Карымским предполагается существование магматического очага в виде сферы (или цилиндра) с глубиной кровли ~ 4 км и радиусом приблизительно 2,5 км. Этот результат основан на изучении пространственного распределения вулканотектонических землетрясений и удовлетворительно согласуется с данными гравитационных и аэромагнитных наблюдений [5].

2. Вулканотектонические землетрясения в районе Карымского вулкана, зарегистрированные локальной сетью в 1985 г., происходили на глубинах 0—10 км, на расстояниях не более 6 км от кратера. С одной стороны, землетрясения локализовались вблизи разлома северо-восточного простирания, с другой — они происходили в сферическом слое толщиной ~ 4 км, окружающем сферу радиусом 2,5 км, которую можно предположительно отождествить с промежуточным магматическим очагом.

3. Сейсмотектонические процессы в фокальном слое Заварицкого — Беньофа, вероятно, оказывают влияние на геодинамическую обстановку в районе вулкана Карымский. Два пика роевой активности вулканотек-

тонических землетрясений 1984—1985 гг., возможно, явились следствием тектонической активизации в зоне стыка континент — океан на том участке вулканической дуги, к которому относится вулкан Карымский. Для периода 1972—1984 гг. предполагается связь между сильнейшими тектоническими землетрясениями и вертикальными деформациями земной поверхности вблизи кратера Карымского вулкана.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вулканический центр: строение, динамика, вещество (Карымская структура). М.: Наука, 1980. 298 с.
2. Горельчик В. И. О регистрации слабых вулканических землетрясений в районе Авачинского вулкана//Бюл. вулканол. станций, 1978. № 54. С. 9—21.
3. Горшков Г. С. Вулканическое дрожание, связанное с прорывом кратера Былинкиной//Бюл. вулканол. станций. 1954. № 28. С. 33—37.
4. Зобин В. М., Фирстов П. П., Иванова Е. И. Рой землетрясений в районе вулкана Карымский в январе-феврале 1978 г.// Вулканология и сейсмология. 1983. № 5. С. 64—73.
5. Зубин М. И., Иванов Б. В., Штейнберг Г. С. Глубинное строение Карымского вулкана на Камчатке и некоторые вопросы генезиса кальдер//Геология и геофизика. № 1. Новосибирск: Наука, 1971. С. 73—81.
6. Иванов Б. В. Извержение Карымского вулкана в 1962—1965 гг. и вулканы Карымской группы. М.: Наука, 1970. 133 с.
7. Магуськин М. А., Кириенко А. П., Никитенко Ю. П., Широков В. А. Современные движения и сейсмичность на Карымской вулканической структуре в период 1972—1983 гг.//Тез. докл. «Вулканизм и связанные с ним структуры». Петропавловск-Камчатский, 1985. Вып. 1. С. 38—39.
8. Магуськин М. А., Эмман В. Б., Селезнев Б. В., Шкред В. И. Особенности смещения земной поверхности на вулкане Карымский по геодезическим и фотограмметрическим данным за период 1970—1981 гг.//Вулканология и сейсмология. 1982. № 4. С. 49—64.
9. Токарев П. И. Извержения и сейсмический режим вулканов Ключевской группы. М.: Наука, 1966. 122 с.
10. Токарев П. И. Гигантское извержение вулкана Шивелуч 12 ноября 1964 г. и его предвестники//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1967. № 9. С. 11—22.
11. Токарев П. И., Фирстов П. П. Сейсмологические исследования вулкана Карымского//Бюл. вулканол. станций. 1967. № 43. С. 9—22.
12. Федотов С. А. Об энергетической классификации Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М.: Наука, 1972. 112 с.
13. Федотов С. А., Кузин И. П., Бобков М. Ф. Детальные сейсмологические исследования на Камчатке в 1961—1962 гг.//Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1964. № 9. С. 1360—1375.
14. Фирстов П. П., Лемзиков В. К., Руленко О. П. Сейсмический режим вулкана Карымского (1970—1973 гг.)//Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977. С. 161—179.
15. Фирстов П. П., Лемзиков В. К., Феофилактов В. Д. Сейсмический режим вулкана Карымского в 1975 г. и некоторые вопросы прогноза времени терминальных извержений//Бюл. вулканол. станций, № 54. 1978. С. 27—34.
16. Хренов А. П., Дубик Ю. М., Иванов Б. В. и др. Эруптивная деятельность вулкана Карымский за 10 лет (1970—1980 гг.)//Вулканология и сейсмология. 1982. № 4. С. 29—48.
17. Широков В. А. Связь извержений вулканов Камчатки с землетрясениями верхней мантии//Бюл. вулканол. станций. 1978. № 54. С. 3—8.
18. Okada Hm., Watanabe H., Yamashita H., Yokoyama I. Seismological significance of the 1977—1978 eruptions and the magma intrusion process of USU Volcano//J. Volcanol. Geotherm. Res. 9 (1981). P. 311—334.

Институт вулканологии
ДВО АН СССР

Поступила в редакцию
4.III.1987

УДК 550.837.6(571.66)

МОРОЗ Ю. Ф.

**СТРУКТУРА ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ
АВАЧИНСКО-КОРЯКСКОЙ ГРУППЫ ВУЛКАНОВ**

THE STRUCTURE OF ELECTRICAL CONDUCTIVITY OF THE EARTH'S CRUST BENEATH THE AVACHA-KORYAK VOLCANIC GROUP, by Moroz Yu. F. Based on vertical electrical and magnetotelluric sounding data, maps of electrical resistance of the near-surface part of the section and of summarized longitudinal conductivity of the Cenozoic and Meso-Cenozoic sedimentary volcanogenic cover, structural schemes of reference high-resistive geoelectrical layers identified with the Upper Cretaceous complex and Pre-Cretaceous basement, as well as a deep geoelectrical section have been constructed. Within the sedimentary-volcanogenic cover, the Avacha graben-syncline was recognized. This graben-syncline is composed of low-resistive deposits with a resistance of a few tens of Ohm. m. Their thickness is up to 6 km. The Avacha graben-syncline is of interest for thermal water searches. The Avacha-Koryak volcanic group is confined to the northeastern margin of the graben-syncline being complicated by a deep fault and representing a superposed structure. Within the earth's crust, at a depth of 8—20 km, an anomaly of high electrical conductivity has been identified, the highest conductivity being detected in the region of volcanoes. Deep anomalies of high electrical conductivity may be caused by magma.

(Received June 13, 1986)

Institute of Volcanology, Far East Division, USSR Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006, USSR

Важная роль при изучении глубинного строения зон современного вулканизма отводится геофизическим методам. Большой интерес представляют сведения об электропроводности, которая является одним из параметров, наиболее чувствительных к физическому состоянию глубинного вещества. Электрическое сопротивление горных пород меняется на несколько порядков, в то время как скорость распространения сейсмических волн и плотность испытывают изменения не более чем в 3—5 раз. Электропроводность пород зависит от минералогического состава, пористости, насыщенности их минерализованными растворами, температуры, наличия магматических расплавов и т. д. Это определяет перспективность использования методов электроразведки для выявления особенностей строения зон современного вулканизма. Одной из таких зон на Камчатке является Авачинско-Корякская группа вулканов. Она включает вулканы: Авачинский, Корякский, Козельский, Ааг, Арик. Действующими и наиболее крупными из них являются Авачинский и Корякский. Вулканические постройки сложены четвертичными и современными эффузивно-пирокластическими образованиями. Они приурочены к Авачинской депрессии, выполненной палеоген-неогеновыми вулканогенно-осадочными породами. Депрессия является составной частью так называемой Петропавловск-Малкинской зоны поперечных дислокаций, имеющей северо-западное простирание, не свойственное большинству структур Камчатки. Большую роль в строении зоны играют разломы, преимущественно северо-западной ориентировки, определяющие ее блоковое строение [1, 2].

Несмотря на многолетние геолого-геофизические исследования, к настоящему времени отсутствует единая общепринятая модель глубинного строения данной зоны современного вулканизма из-за ее сложного геологического строения. В последние годы здесь выполнен большой объем электромагнитных исследований Институтом вулканологии ДВО АН СССР, геологическими объединениями «Камчатгеология» и «Сахалин-геология». В результате обобщения материалов электрических и магнитотеллурических зондирований удалось существенно уточнить существующие представления о глубинном строении района.

Методика исследований

Методом ВЭЗ изучена южная часть площади по семи профилям, расположенным радиально по отношению к Авачинско-Корякской группе вулканов. Расстояние между профилями 10—15 км, между пунктами наблюдений 0,5—2 км. Максимальные разности АВ/2 от 1 до 3 км. Всего получено более 100 кривых ВЭЗ. Отдельные точки ВЭЗ совмещены с пунктами магнитотеллурического зондирования (I—IX). Точность определения кажущихся сопротивлений составляет 5—10%. Кривые имеют преимущественно тип КQ, QQH. Только отдельные из них имеют правую уверенную асимптотическую ветвь, позволяющую оценить суммарную продольную проводимость образований, перекрывающих опорный высокоомный геоэлектрический горизонт. Величина проводимости меняется от первых единиц См до 100 См. Судя по материалам бурения, этим горизонтом является верхняя часть верхнемелового комплекса, сопротивление которого по данным стандартного электрокаротажа составляет первые сотни Ом·м, что в 5—10 раз превышает среднее продольное сопротивление вышележащей толщи. С использованием данных, полученных в результате бурения, выполнена переинтерпретация ряда кривых ВЭЗ, имеющих правую восходящую асимптотическую ветвь. Методика интерпретации не отличалась от общепринятой. Результаты интерпретации ВЭЗ использованы для составления карты сопротивлений приповерхностного слоя и для комплексной интерпретации вместе с МТЗ при изучении параметров геоэлектрического разреза кайнозойского осадочно-вулканогенного чехла.

Магнитотеллурические зондирования (МТЗ) применялись для изучения земной коры и верхней мантии. В зависимости от этого диапазон регистрируемых колебаний магнитотеллурического поля был различным. При изучении верхних частей земной коры он составлял 1—100 с. Для получения информации о более глубоких частях земной коры и верхней мантии диапазон расширен до 3000 с. Сегь наблюдений МТЗ крайне неравномерна. Лучше изучена западная часть площади. По относительно редкой сети выполнены наблюдения в восточном районе.

Обработка МТЗ произведена по единой методике. При обработке короткопериодных колебаний использованы программы, основанные на математической фильтрации квазигармонических магнитотеллурических процессов. Компоненты тензора импеданса вычислялись путем решения системы линейных уравнений способом наименьших квадратов. Точность определения импедансов в диапазоне периодов 1—100 с — 5—10%; 100—3000 с — 10—20%.

Кривые МТЗ по направлениям приемных линий С—Ю и В—З на большинстве пунктов значительно расходятся между собой, что свидетельствует о горизонтальной неоднородности геоэлектрического разреза. Поэтому на этапе качественной интерпретации важно было получить кривые по направлениям осей геоэлектрической симметрии среды и определить, какая из них лучше отражает изменение осадочно-вулканогенного чехла и какая — глубинного геоэлектрического разреза.

Основная трудность при определении направлений осей геоэлектрической симметрии среды связана с тем, что на многих пунктах МТЗ, полученных в предшествующие годы, не соблюдалась единая полярность электрических и магнитных каналов. В итоге оказалось, что регистрация Мт-поля производилась в правой системе координат, а математические преобразования для получения круговых диаграмм импеданса — в левой. Поэтому направления осей геоэлектрической симметрии среды не могли быть правильно увязаны с простираанием основных тектонических элементов района. Следовательно, вопрос об интерпретации кривых МТЗ в рамках горизонтально-неоднородной модели оставался открытым. Для определения правильной ориентировки круговых диаграмм импедансов были проанализированы все МТЗ в районе Авачинско-Корякской группы вулканов. По синхронным МТЗ восстановлена полярность теллурических и магнитных компонент. Электрическое поле на большинстве пунктов поляризовано за счет влияния неоднородностей осадочно-вулканогенного чехла, вытянутых в северо-западном направлении. После внесения исправлений МТЗ переобработаны, получены уточненные круговые диаграммы импедансов, которые достаточно хорошо согласуются с простираанием основных структурных элементов. В пределах Авачинской депрессии круговые диаграммы основного импеданса ориентируются по ее простираанию, на Ганальском антиклинории — вкрест его простираания. Это согласуется с теоретическими расчетами для модели грабена. Минимальные площади круговых диаграмм импедансов характерны для МТЗ, расположенных вблизи вулканов. Уменьшение импедансов может быть связано как с увеличением суммарной проводимости осадочно-вулканогенного чехла, так и с наличием аномалий повышенной электропроводности в коре. В соответствии с круговыми диаграммами импедансов были получены кривые МТЗ по направлениям осей геоэлектрической симметрии среды (рис. 1). Одно из этих направлений согласуется с северо-северо-восточным простираанием основных тектонических зон Камчатки. Другое — отвечает северо-западному простираанию Авачинской депрессии и обрамляющих ее структур, поперечных по отношению к указанным тектоническим зонам. Кривые МТЗ, соответствующие первому направлению названы продольными ($\rho_T^{\parallel}$), второму направлению — поперечными ($\rho_T^{\perp}$). Для решения вопроса о том, какую из кривых следует использовать для изучения осадочно-вулканогенного чехла и какую — для изучения глубинного геоэлектрического разреза было выполнено сопоставление данных МТЗ и сейсморазведки. Результаты сопоставления свидетельствуют, что поперечный импеданс в области низких частот сохраняет повышенную чувствительность к изменению верхней части разреза.

В то же время продольный импеданс в меньшей мере зависит от суммарной проводимости осадочно-вулканогенного чехла. Поэтому продольные кривые МТЗ более пригодны для изучения глубинного геоэлектрического разреза. Поперечные кривые МТЗ расходятся по уровню сопротивлений почти на два порядка, что связано с резким изменением геоэлектрического разреза осадочно-вулканогенного чехла. Они, в отличие от продольных кривых, имеют четко выраженные восходящие асимптотические ветви при периоде более 100 с. В западной части площади на ряде этих кривых, зарегистрированных в более высокочастотном диапазоне, проявляется вторая восходящая асимптотическая ветвь в диапазоне периодов от 1 до 10 с. Асимптотические ветви свидетельствуют о наличии в разрезе высокоомных горизонтов. Обращает на себя внимание, что большинство кривых независимо от суммарной продольной проводимости осадочно-вулканогенного чехла в сильной мере затянуты по линии S в низкочастотном диапазоне, что не согласуется с формой кривых для нормального геоэлектрического разреза. Как показывает двумерное численное моделирование, такое поведение кривых свя-

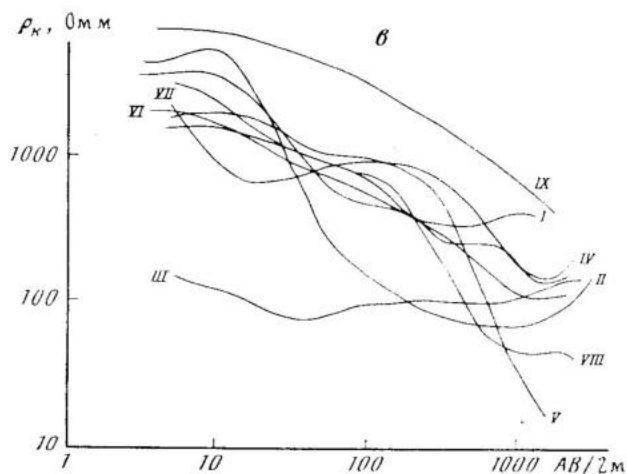
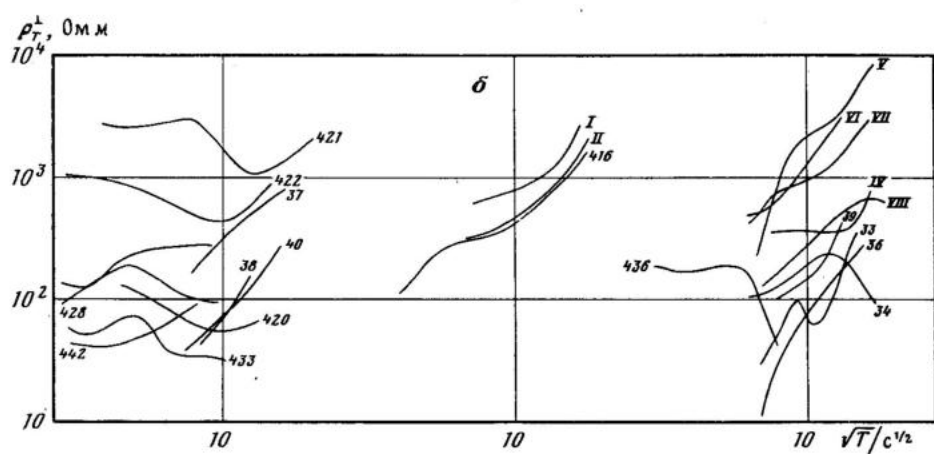
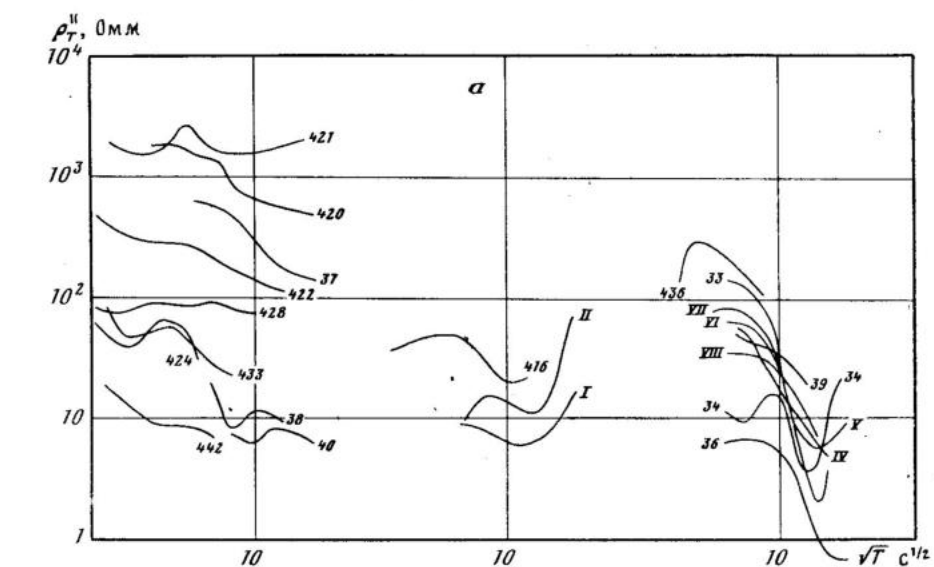


Рис. 1. Кривые МТЗ и ВЭЗ; а — продольные кривые МТЗ; б — поперечные кривые МТЗ; в — кривые ВЭЗ

зано с региональным эффектом S за счет концентрации электрического тока в низкоомных водных толщах, окружающих Камчатку.

Для выяснения стратиграфической привязки восходящих ветвей поперечных кривых результаты интерпретации МТЗ сопоставлены с данными электрокаротажа буровых скважин. Установлено, что значение суммарной продольной проводимости (S), определяемое по первой асимптоте кривых МТЗ (в диапазоне периодов от 1 до 10 с) совпадает в пределах 10—20% со значением S кайнозойской толщи по данным бурения. Также отмечается совпадение S на близко расположенных пунктах МТЗ и ВЭЗ, восходящая асимптота которых при разностях АВ/2—2—3 км связывается с верхнемеловым комплексом пород. Поэтому есть все основания считать, что на поперечных кривых в диапазоне периодов от 1 до 10 с, восходящие асимптотические ветви обусловлены влиянием верхнемелового комплекса так же, как и асимптоты ВЭЗ. В то же время восходящая асимптотическая ветвь в диапазоне периодов 15—100 с, по-видимому, связана с нижележащим высокоомным комплексом, отождествляемым с палеозойским метаморфическим фундаментом, аналогии которого выведены на дневную поверхность в Срединном массиве. Суммарные продольные проводимости, оцениваемые по этим кривым, достигают 300—400 См. Такие величины могут быть получены в случае, если в меловом комплексе имеются слои повышенной электропроводности. Как показывают результаты глубокого бурения, меловая толща действительно дифференцируется по электрическому сопротивлению и в ее разрезе выделяются горизонты с сопротивлением первые десятки Ом·м, мощностью более 0,5 км. Следовательно, с помощью поперечных кривых МТЗ можно получить информацию о суммарной продольной проводимости всего осадочно-вулканогенного чехла. Комплексная интерпретация МТЗ и ВЭЗ выполнена по методике, предложенной нами ранее [3]. По данным МТЗ, ВЭЗ, бурения с привлечением данных сейсморазведки составлены графики зависимости суммарной продольной проводимости кайнозойской и мезокайнозойской толщ от их среднего продольного сопротивления. Они выражены в виде наклонных прямых. Коэффициенты корреляции равны 0,85 и 0,8 соответственно. С возрастанием суммарной продольной проводимости значение среднего продольного сопротивления уменьшается, по-видимому, в результате увеличения степени минерализации насыщающих вод, роста температуры и других факторов. При изменении мощности в 2—3 раза суммарная продольная проводимость меняется на порядок. Этим объясняется высокая чувствительность МТЗ к изменению мощности кайнозойского и мезо-кайнозойского осадочно-вулканогенного чехла. С помощью рассматриваемых зависимостей получены значения среднего продольного сопротивления на тех пунктах, где была определена только суммарная продольная проводимость. Точность определения параметров кайнозойского и мезо-кайнозойского осадочно-вулканогенного чехла: S — 5 и 7%; ρ_e — 8 и 10; H — 10 и 15%. По данным комплексной интерпретации составлены схемы по опорным высокоомным геоэлектрическим горизонтам, отождествляемым с верхнемеловым комплексом и домеловым фундаментом. С учетом точности определения глубин изогипсы на этих схемах проведены с интервалом 0,2 и 0,5 км соответственно.

Результаты исследований

Карта кажущегося сопротивления приповерхностной части разреза, полученная по данным ВЭЗ, при разностях АВ/2—1 км отражает изменение сопротивления верхней части разреза до глубины не более 0,5 км (рис. 2). Как видно на этой карте, значение кажущегося сопротивления испытывает изменение от первых тысяч Ом·м в районе вулканических построек, сложенных эффузивно-пирокластическими образованиями, до

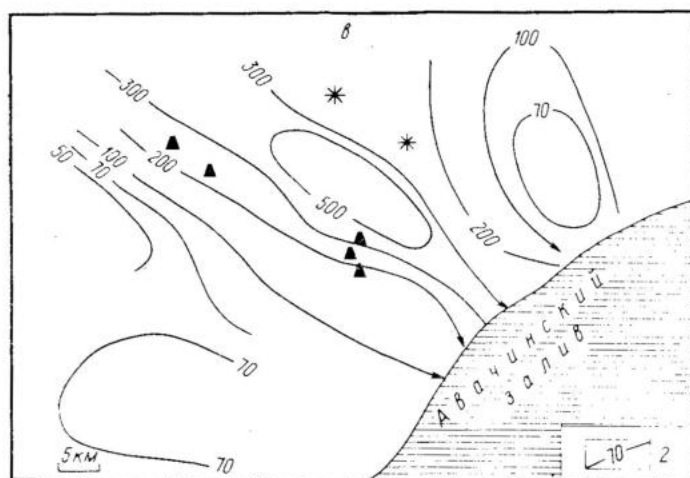
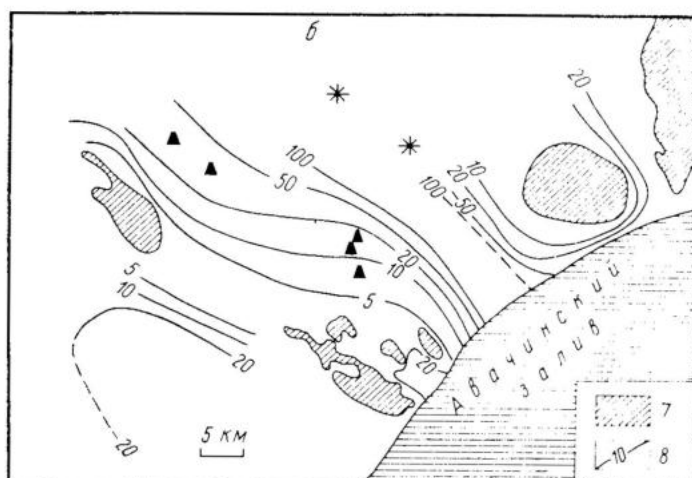
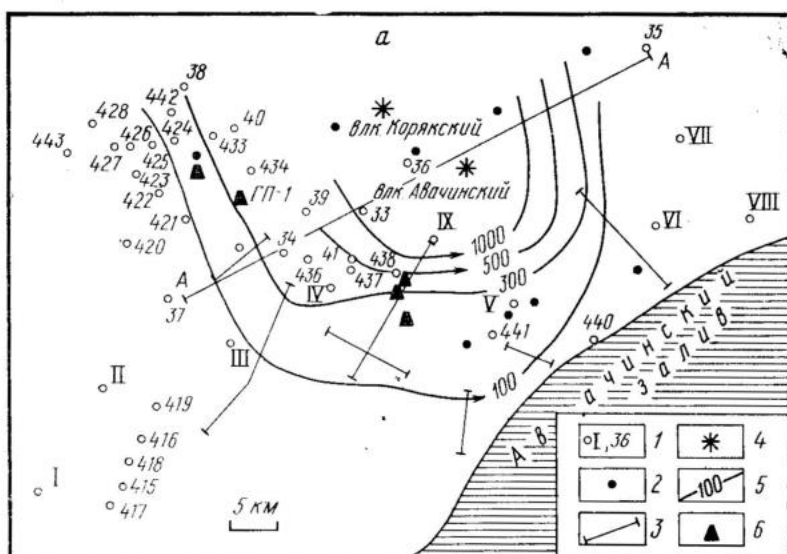


Рис. 2. Карты электрического сопротивления приповерхностной части разреза (а), суммарной продольной проводимости кайнозойского (б) и мезокайнозойского (в) осадочно-вулканогенных чехлов. 1 — пункты МТЗ и их номера; 2 — пункты магнитовариационного профилирования; 3 — профили ВЭЗ; 4 — действующие вулканы; 5 — изоомы; 6 — скважины; 7 — выходы верхнемеловых пород; 8 — изолинии S; ГП-1 — название скважины

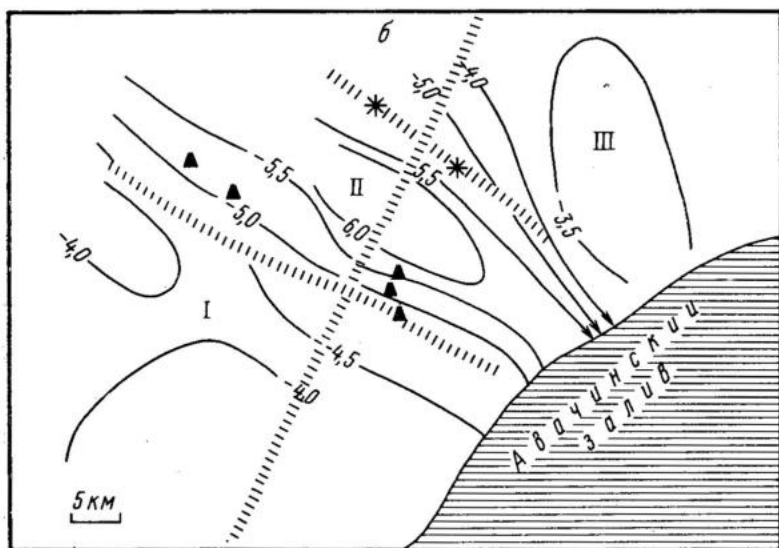
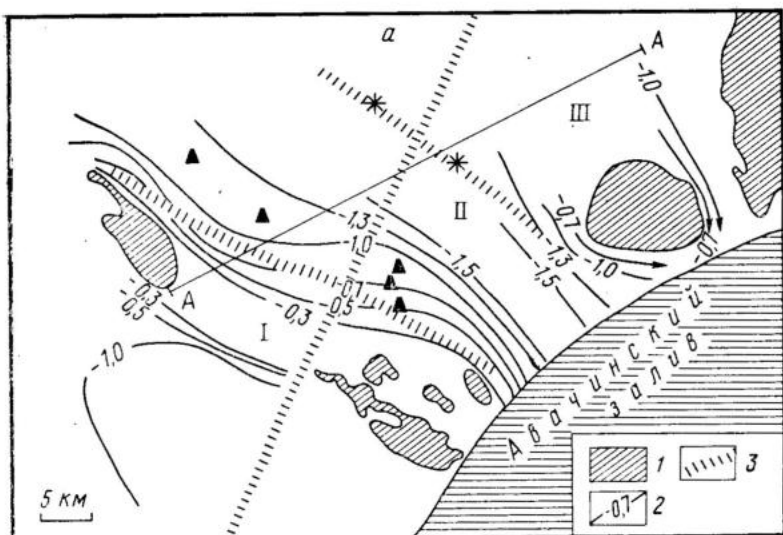


Рис. 3. Структурные схемы по опорным высокоомным геоэлектрическим горизонтам, отождествляемым с докайнозойским комплексом (а) и домеловым фундаментом (б). 1 — выходы верхнемеловых пород; 2 — изогипсы, км; 3 — выходы верхнемеловых пород. I — Ганальский горст-антиклинорий; II — Авачинская грабен-синклиналь; III — Налчевская антиклинальная зона

сотни Ом·м за их пределами, где разрез представлен осадочно-вулканогенными породами.

Карты суммарной продольной проводимости кайнозойского и мезо-кайнозойского осадочно-вулканогенного чехла (рис. 2) в первом приближении характеризуют основные черты тектонического строения региона. Значения суммарной проводимости кайнозойской толщи меняются от 5 до 120, мезо-кайнозойской — от 50 до 500 См. На картах выделяются аномалии повышенных и пониженных значений проводимости северо-западной ориентировки, отражающие существование структурных зон. Аномалия повышенных значений проводимости отвечает отрицательной структуре с увеличенной мощностью осадочно-вулканогенного чехла, сложенного преимущественно низкоомными породами. Аномалии пони-

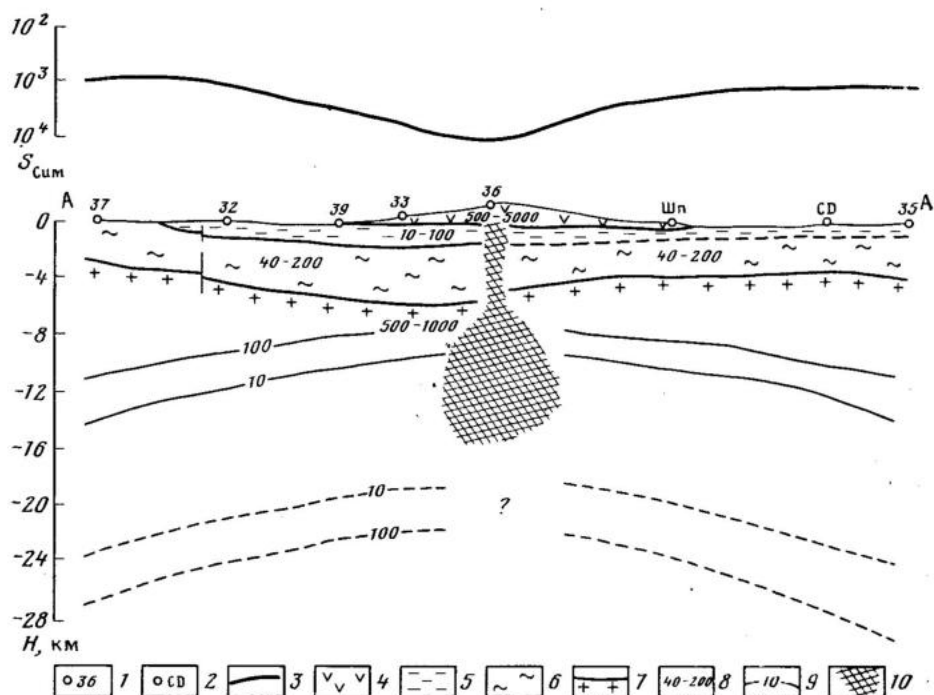


Рис. 4. Глубинный геоэлектрический разрез по профилю АА. 1 — пункты МТЗ и их номера; 2 — пункты магнитовариационного профилирования и их обозначения; 3 — график проводимости корового слоя; 4 — четвертичные вулканические образования; 5 — кайнозойские осадочно-вулканогенные отложения; 6 — меловой осадочно-вулканогенный комплекс; 7 — домеловой комплекс; 8 — электрическое сопротивление в Ом·м; 9 — изоомы; 10 — аномалия повышенной электропроводности

женных значений проводимости соответствуют районам с сокращенной мощностью осадочно-вулканогенных образований. Рассматриваемые карты существенно отличаются от карты кажущегося сопротивления приповерхностной части разреза. Это отличие свидетельствует, что мощные вулканогенные образования Авачинско-Корякской группы вулканов имеют наложенный характер.

На структурных схемах по опорным высокоомным геоэлектрическим горизонтам, отождествляемым с верхнемеловым комплексом и домеловым фундаментом, нашли отражение основные структуры (1,2): Ганальский горст-антиклинорий, Авачинская грабен-синклиналь, Налычевская антиклинальная зона (рис. 3). Общее простирание структур северо-западное. Оно является поперечным к простиранию основных тектонических зон Камчатки. Границы структур намечаются по высоким градиентам суммарной продольной проводимости осадочно-вулканогенного чехла. Соответствие структурных схем между собой свидетельствует об унаследованном характере развития структур, которые сформировались уже в домеловой период.

Ганальский горст-антиклинорий характеризуется глубиной залегания верхнемелового комплекса от 0 до 1,5 км, домелового фундамента от 3,5 до 6,0 км. Кайнозойский чехол сложен преимущественно осадочно-вулканогенными образованиями. Более конкретное представление о породах, слагающих горст-антиклинорий, можно получить на основании разреза по скважинам. Так, по данным бурения глубокой скважины (см. рис. 2) ГП-1, кайнозойские отложения представлены туфогенно-осадочными породами мощностью 1060 м. Среднее продольное сопротивление этих отложений составляет ~26 Ом·м. Верхнемеловые образования

вскрыты в интервале 1060—3003 м, где они представлены преимущественно терригенными породами, в сильной степени дислоцированными и слабо метаморфизованными. Среднее продольное сопротивление верхней части толщи достигает 250 Ом·м. Ниже залегает низкоомная толща сопротивлением первые десятки Ом·м.

Породы антиклинория смяты в складки северо-западного направления с углами падения 30—45%. Северо-западная ориентировка горст-антиклинория находит четкое отражение в гравитационном и магнитном полях.

Авачинская грабен-синклиналь ограничена зонами высоких градиентов суммарной проводимости осадочно-вулканогенного чехла, которые могут быть обусловлены тектоническими нарушениями. Она имеет продолжение на северо-запад и юго-восток. Максимальная ширина структуры по нижнему опорному высокоомному электрическому горизонту (по изогипсе 5,5 км) составляет 16 км. К юго-востоку, в сторону акватории, грабен-синклиналь сужается до 5 км (пос. Радыгино). Мощность мезокайнозойских образований в грабен-синклинали достигает 6 км. Мощность кайнозойских отложений в юго-восточной части грабена составляет 1,5 км и, по-видимому, возрастает в северо-западном направлении. По данным ВЭЗ и МТЗ, в грабен-синклинали происходит резкое уменьшение электрического сопротивления кайнозойских образований и мезозойской толщи. Уменьшение сопротивления может быть обусловлено увеличением роли терригенных образований, ростом температуры, возрастанием пористости и степени минерализации насыщающих вод.

Авачинско-Корякская группа вулканов приурочена к северо-восточному борту грабен-синклинали, осложненному глубинным разломом. К этому борту в современном тектоническом плане также приурочена центральная часть вулканотектонической депрессии, сформировавшейся в четвертичное время в результате извержения огромных масс вулканитов и последующего опускания земной коры [1]. В центральной части депрессии, осложненной сводово-глыбовым поднятием, расположены вулканы Авачинско-Корякской группы, вытянутые в виде линии северо-западного простирания. Районы накопления мощных покровов андезитовых и базальтовых лав выражены интенсивными аномалиями положительного магнитного поля. Судя по электропроводности, породы вулканогенно-осадочной толщи грабен-синклинали имеют хорошие коллекторские свойства и являются перспективными на поиски термальных вод.

Нальчевская антиклинальная зона выражена на поверхности кремнисто-вулканогенной формацией верхнемелового-палеогенового возраста. Структура имеет продолжение на северо-запад и юго-восток в акваторию, где она зафиксирована морскими работами в виде антиклинального перегиба. Глубина залегания докайнозойского комплекса меняется от 0 до 1 км, домелового фундамента от 3,5 до 4 км.

Глубинный геоэлектрический разрез изучен с помощью продольных кривых МТЗ (см., рис. 1, а). Данные кривые в исследуемом регионе могут быть, как и кривые *H*-поляризации, искажены влиянием эффекта «S» за счет поперечных структур, осложняющих осадочно-вулканогенный чехол. Для оценки этого эффекта составлена зависимость глубины залегания в земной коре проводящего слоя от суммарной проводимости осадочно-вулканогенного чехла, определенным по данным формальной интерпретации. Она свидетельствует об отсутствии видимой связи. Это дает основание полагать, что продольные кривые не искажены в области низких частот влиянием структур осадочно-вулканогенного чехла. В то же время необходимо считаться с тем, что продольные кривые в области низких частот могут иметь минимумы или нисходящие ветви за счет регионального и локального индукционных эффектов, обусловленных концентрацией токов в океане и близлежащих впадинах. Поэтому предварительно были выполнены теоретические расчеты по оценке указанных

эффектов. Результаты показали, что региональное влияние океана приводит к уменьшению уровня сопротивлений кривых в максимуме в районе Шипунского полуострова. В пределах Авачинско-Корякской группы вулканов это влияние проявляется слабо. Действие локального индукционного эффекта за счет близлежащих впадин и прогибов может привести к формированию минимумов на кривых МТЗ, по которым проводимость не превышает первых сотен сименс. Из-за отсутствия на ряде кривых правых восходящих асимптотических ветвей оценим кажущуюся суммарную проводимость в области нисходящих ветвей для фиксированного периода 500 с. Эта кажущаяся проводимость меньше истинной, но она превышает 1000 См. Следовательно, нисходящие ветви и минимумы кривых обусловлены существованием глубинных аномалий электропроводности. Поэтому продольные кривые МТЗ были использованы для изучения глубинного геоэлектрического разреза.

По данным формальной интерпретации, кровля слоя пониженного сопротивления поднимается от глубин 15 до 8—10 км под вулканами. Соответственно происходит возрастание кажущейся суммарной проводимости слоя при $T=500$ с от 2—3 тыс. См до 10—14 тыс. См. По профилю АА, пересекающему Авачинско-Корякскую группу вулканов, выполнена интерпретация МТЗ с помощью дифференциальной трансформации и построен геоэлектрический разрез (см. рис. 4). Как видно на рисунке, в земной коре на глубине 8—20 км выделяется слой пониженного сопротивления. Этот слой под Авачинским вулканом включает аномалию повышенной электропроводности сопротивлением менее 1 Ом·м, связанную, по-видимому, с магматическим очагом. Согласно существующим представлениям, магматический очаг с помощью магмовода соединен с вулканом. На возможность существования такого проводящего канала указывают поперечные кривые МТЗ в районе вулкана, которые по сравнению с другими МТЗ имеют более низкий уровень по сопротивлению.

Ранее, по данным магнитовариационного профилирования, была выявлена Авачинская аномалия, которая связывалась с существованием разлома северо-западного простирания, протягивающегося от Авачинского залива до Авачинского вулкана [4]. Следует отметить, что при интерпретации магнитовариационных данных не учитывались геоэлектрические неоднородности осадочно-вулканогенного чехла. Полученные нами результаты показывают, что природу Авачинской аномалии можно объяснить существованием Авачинской депрессии. При электрическом сопротивлении осадочно-вулканогенного чехла 10—50 Ом·м, мощности 3—5 км и ширине депрессии в южной части, в районе профиля МВП, 10—15 км ее суммарная продольная проводимость сечения составляет $\sim 10^6$ См/м. Эта величина совпадает с оценкой проводимости Авачинской аномалии, проведенной авторами по приближенной количественной интерпретации [4]. Для окончательного решения вопроса о продолжении глубинного разлома в акваторию необходимо трехмерное численное или физическое моделирование.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Апрелков С. Е.* Тектоника и история вулканизма Южной Камчатки//Геотектоника. 1972. № 2. С. 47—61.
2. Геология СССР. Т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Геологическое описание//Под ред. Власова Г. М. М.: Недра, 1964. 733 с.
3. *Мороз Ю. Ф., Поспеев В. И.* Особенности интерпретации магнитотеллурических зондирований на Западной Камчатке//Геология и геофизика. 1975. № 3. С. 110—113.
4. *Рокитянский И. И., Киликян В. А., Варданянц И. А. и др.* Авачинская аномалия электропроводности//Геофизический журнал. 1984. № 5. С. 65—72.

УДК 551.234

ОТМАН Н. С., ОСТАПЕНКО С. В., ШПАК А. А.

ТИПИЗАЦИЯ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОБЛАСТЕЙ СОВРЕМЕННОГО ВУЛКАНИЗМА

CLASSIFICATION OF TYPES OF HIGH-TEMPERATURE GEOTHERMAL FIELDS IN THE AREAS OF RECENT VOLCANISM, by Otman N. S., Ostapenko S. V. and Shpak A. A. This paper offers a classification of high-temperature geothermal fields in volcanic areas based on the results of their prospecting and exploitation. The phase state of heat transfer in a reservoir was taken as a principle of this classification. Each type of geothermal fields differs in quality of heat transfer, specific features of mass and energy replenishment and exploitation response. This classification reflects peculiarities of high-temperature geothermal fields in volcanic areas and may be used as a basis for prospecting and assessing their exploitation reserves.

(Received July 23, 1986)

Institute of Hydrogeology and Engineering Geology, USSR Academy of Sciences, Moscow

К высокотемпературным относят обычно геотермальные месторождения с температурой в резервуаре-коллекторе, содержащем теплоноситель, свыше $150-160^{\circ}\text{C}$, которые экономически целесообразно использовать для получения электроэнергии. В настоящее время в областях современного вулканизма всего мира разведано около 40 таких месторождений, а суммарная мощность ГеоТЭС, использующих геотермальный теплоноситель, составляет около 4000 МВт [2, 3].

Из 40 разведанных геотермальных месторождений в большинстве случаев теплоноситель представлен пароводяной смесью (ПВС) и лишь 7—8 эксплуатируют сухой насыщенный или перегретый пар; они суммарно обеспечивают получение более 1800 МВт электрической мощности. Дополнительный прирост мощностей за счет разведанных и вновь разведываемых геотермальных месторождений в ближайшие годы должен составить более 1000 МВт.

Предлагаемая типизация базируется на результатах анализа разведки и эксплуатации отечественных и зарубежных месторождений. В основу ее положено фазовое состояние в резервуаре теплоносителя в естественном и в нарушенном эксплуатацией состоянии, обуславливающее: вид теплоносителя на поверхности (пар, ПВС) и его качество (энтальпия); реакцию системы на разработку или основные тенденции изменения параметров месторождения в процессе разработки (давление, энтальпия, водо- или паронасыщенность); режим эксплуатации месторождений; особенности восполнения запасов массы и энергии; теплоэнергетическую мощность месторождений. Все это и определяет в конечном итоге методику разведки и оценки эксплуатационных запасов рассматриваемых месторождений.

Исходя из этого, выделено три типа месторождений: 1) с однофазным состоянием теплоносителя в резервуаре в природных условиях до начала эксплуатации, не изменяющимся в процессе эксплуатации; 2) с однофазным состоянием теплоносителя в природных ненарушенных ус-

ловиях и появлением в резервуаре двухфазной зоны (жидкость + пар) в процессе эксплуатации; 3) с двухфазным состоянием теплоносителя в природных резервуарах до начала эксплуатации. Геотермальное месторождение является доступной для разведки частью высокотемпературной гидротермальной системы (ГТС), схематизированная модель которой была предложена Мак-Наббом в результате исследования геотермального поля Вайракей [5]. Геотермальный резервуар, вмещающий теплоноситель, состоит из трех зон: нижняя насыщена горячей («перегретой») водой в жидкой фазе; она перекрыта двухфазной зоной, в которой присутствуют жидкость и пар; над ней расположена приповерхностная зона, содержащая холодные подземные воды. Отметим, что ГТС, как и приуроченное к ней геотермальное месторождение, является частью водонапорной системы и всегда существует в окружении вод более низких температур, за счет которых происходит восполнение запасов месторождения при эксплуатации [1]. Универсальность модели состоит в том, что при удалении отдельных зон этой модели или передвижении их границ можно получить любой из названных выше типов месторождений. Таким образом, подчеркивается генетическое единство различных типов месторождений и возможность перехода при соответствующих условиях одного типа в другой, что будет показано ниже. Неотъемлемым элементом данной модели является восходящий поток тепла и массы, поступающий снизу, наличие которого составляет специфику рассматриваемых конвективных гидротермальных систем и отличает их от обычных систем подземных вод, в которые тепло поступает преимущественно кондуктивным путем. Следует подчеркнуть, что представленная модель является несколько идеализированной, поскольку отражает условия однородного резервуара месторождения Вайракей с простыми границами между различными фазовыми зонами. Большинство же других ГТС, сложенных трещиноватыми породами, характеризуется довольно высокой степенью неоднородности проницаемости пород, в связи с чем границы между отдельными зонами не будут столь простыми, а сами зоны — такими однородными. О фазовом состоянии воды в природном резервуаре можно однозначно судить с помощью диаграммы, отражающей термодинамические свойства воды и насыщенного водяного пара и связывающей между собой следующие взаимозависимые параметры: пластовое давление, температуру, энтальпию, паро- или водонасыщенность (рис. 1).

Характеристика каждого из выделенных типов месторождений, приведенная в таблице, включает наряду с основными критериями, положенными в основу типизации, также следующие важные показатели, характеризующие каждый из выделенных типов: температуру в резервуаре и качество теплоносителя (энтальпию, минерализацию, газовый и химический состав).

Месторождения первого типа — однофазные. Теплоноситель в пластовых условиях находится в однофазном (жидком) состоянии. Температура в резервуаре, как правило, не превышает 180—200°С, за исключением тех случаев, когда теплоноситель имеет высокую минерализацию. Это — так называемые месторождения перегретых вод, в которых на поверхность выводится пароводяная смесь (ПВС), образующаяся при вскипании воды в скважине при снижении давления. Содержание пара в смеси не превышает обычно 10—20% и соответственно энтальпия теплоносителя составляет не более 840—1050 кДж/кг. На диаграмме фазового состояния воды (см. рис. 1) они занимают крайнюю левую область (I).

Термодинамические условия в резервуаре таковы, что при эксплуатации пластовое давление не снижается ниже давления насыщения, и месторождение продолжает оставаться однофазным. В однофазных резервуарах вследствие крайне низкой сжимаемости жидкости измене-

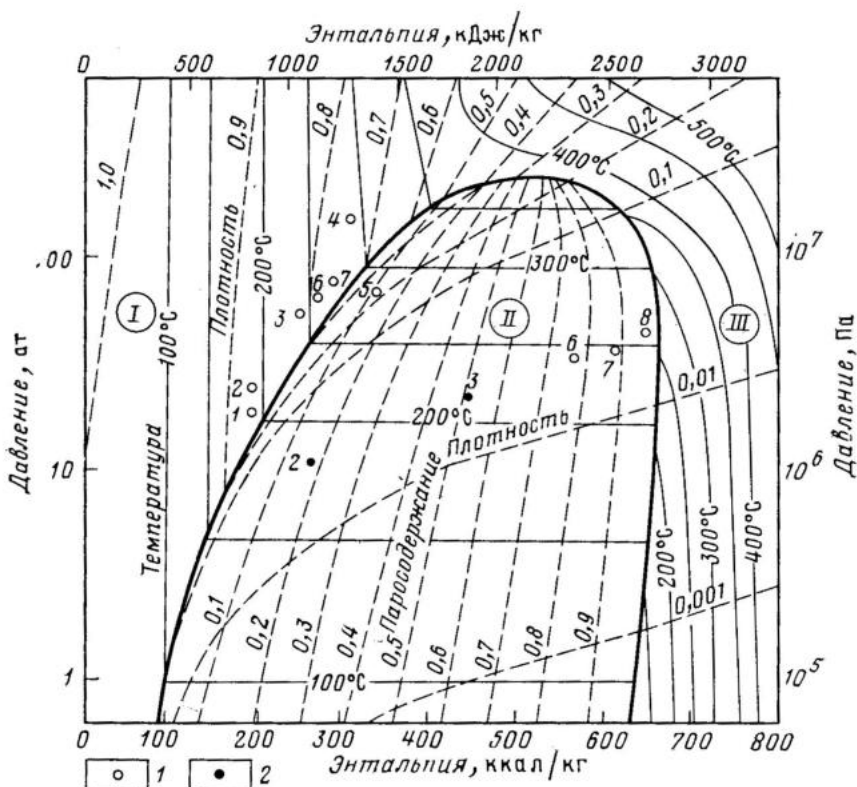


Рис. 1. Диаграмма фазового состояния для различных типов геотермальных месторождений. I — основная часть резервуара; 2 — отдельные зоны и скважины; римские цифры в кружках: I — жидкость; II — жидкость+пар (двухфазное состояние); III — перегретый пар. Геотермальные месторождения: 1 — Горячий Пляж; 2 — Паужетское; 3 — Вайракей; 4 — Бака (Валлес Кальдера); 5 — Бродлендз; 6 — Мутновское; 7 — Нижнекошелевское; 8 — Лардерелло

ние давления очень быстро распространяется к границам термального поля и вызывает приток жидкости извне, обеспечивая таким образом восполнение запасов массы на месторождении. Режим эксплуатации таких месторождений упруговодонапорный. Энтальпия добываемого теплоносителя не изменяется существенно в процессе эксплуатации, пока приток холодной воды не достигнет продуктивной зоны и месторождение вообще перестанет существовать. Таким образом, основные черты этого типа месторождений — постоянство фильтрационного режима и энергетических характеристик в процессе эксплуатации. Газовый состав в основном азотно-углекислый. Типичным примером таких месторождений является Горячий Пляж на о-ве Кунашир, а также ряд зарубежных месторождений (Наумафьядль в Исландии, Какконда и Хатимантай — в Японии, Ахуачапан в Сальвадоре и др.).

Месторождения второго типа — в природных условиях, не нарушенных эксплуатацией, теплоноситель находится главным образом или полностью в однофазном (жидком) состоянии, но в результате эксплуатации, за счет снижения давления ниже давления насыщения при температуре резервуара, в нем развивается двухфазная область. Месторождения этого типа характеризуются возможностью появления и развития двухфазной области в процессе эксплуатации. Выделяются два подтипа. а) Резервуар в большей своей части продолжает оставаться однофазным и в процессе эксплуатации. Теплоноситель в пластовых условиях представлен «перегретой» водой, на поверхности — ПВС. Однако в верхней части резервуара в процессе эксплуатации формируется двухфаз-

Типизация высокотемпературных геотермальных месторождений областей современного вулканизма

Показатель	Типы месторождений				
	Первый		Второй		Третий
	однофазные		однофазные в природных условиях с переходом в двухфазные при эксплуатации	двухфазные	
			а) резервуар однофазный, двухфазная зона занимает лишь его верхнюю часть	б) двухфазная зона захватывает основную часть или весь резервуар	а) с преобладанием воды б) система перегретых вод с паровой зоной (промежуточный тип) в) с преобладанием пара
Преобладающее фазовое состояние теплоносителя в резервуаре:					
а) в природных условиях	Жидкость				
б) при эксплуатации	Жидкость + пар				
Температура в резервуаре, °C	Жидкость 150—180	Жидкость 180—260	Жидкость + пар 260—300	250—280 (макс. 350)	240—280 240—250
Энтальпия теплоносителя, кДж/кг	750—1050	750—1090	1350	1260—1470	2730—2940
Вид теплоносителя на поверхности		ПВС	ПВС с переходом в пар при эксплуатации	ПВС	Сухой насыщенный или перегретый пар
Газовый состав теплоносителя	CO ₂ —N ₂ , CO ₂	CO ₂ —N ₂ , CO ₂	CO ₂	CO ₂ , H ₂ , H ₂ S—CO ₂	CO ₂ , CO ₂ —H ₂
Минерализация, г/л	1—5 (макс. 25—27)	1—5	3—5	1—5	До 1—1,5
Химический состав	Cl—Na SO ₄ —Cl—HCO ₃ —Na	Cl—Na	Нет сведений	Cl—Na HCO ₃ —SO ₄ —Na	SO ₄ —Na
Примеры месторождений	Горячий пляж (СССР), Хати-мантай (Япония), Ахуачан (Сальвадор)	Паужетское (СССР), Вайракей (Новая Зеландия)	Бака, (Валлес, Кальдера, США)	Бродленд (Новая Зеландия), Краб-ла (Исландия), вулкан Баранско-го (СССР)	Геизеры (США), Лар-дерелло (Италия), Кава-Камоджанг (Индонезия)

ная область. Так, например, на месторождении Вайракей, эксплуатация которого осуществляется в основном из водонасыщенной зоны, отдельные неглубокие скважины, эксплуатирующие верхнюю часть резервуара и продуцирующие в начале эксплуатации ПВС с обычной долей пара «вскипания», определяемой температурой воды и давлением на уровне вскипания, в процессе эксплуатации по мере снижения давления начали производить влажный пар с небольшим количеством воды. В конечном счете пар становился все более сухим, а его теплосодержание приближалось к 2810 кДж/кг, т. е. к величине, свойственной сухому насыщенному пару; наблюдался также и перегрев в несколько градусов Цельсия. На диаграмме фазового состояния (см. рис. 1) эта зона попадает в двухфазную область II, так же как и отдельные скважины Паужетского месторождения, в то время как большая часть резервуара находится в области жидкого состояния теплоносителя (левая область диаграммы —

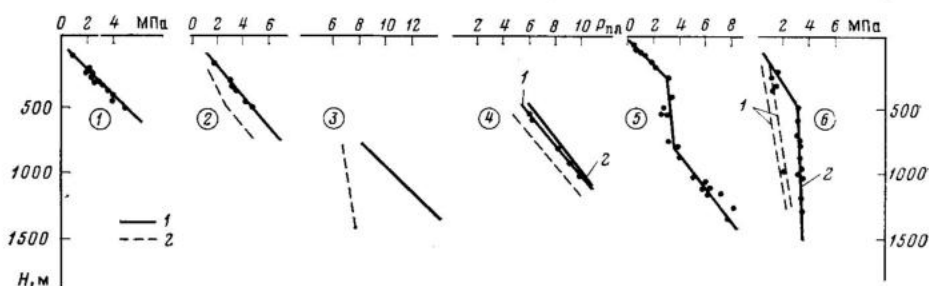


Рис. 2. Изменение давления с глубиной в различных типах геотермальных месторождений; цифры в кружках: 1 — Горячий Пляж; 2 — Вайракей; 3 — Валлес Кальдера; 4 — Бродлендз и Нгава; 5 — Мутновское; 6 — Лардерелло и Кава-Камоджанг. 1 — ненарушенные условия; 2 — условия, нарушенные эксплуатацией

1) [1, 4]. Основные характеристики таких месторождений (температура, энтальпия, газогидрохимический состав, фильтрационный режим и т. д.) аналогичны описанным выше, но при эксплуатации возможно расширение двухфазной области, особенно когда водоотбор значительно превышает природное восполнение флюида, как это отмечалось для месторождения Вайракей.

б) Подтип представлен единственным из известных пока месторождений — Бака, в районе Валлес Кальдера, шт. Нью-Мексико. Характеристика этого месторождения приведена в таблице, фазовые изменения в резервуаре отражены на графике давления (рис. 2). На этом месторождении двухфазная область, сформировавшаяся в процессе эксплуатации, захватила большую часть резервуара, что привело к резкому возрастанию энтальпии и соответственно паросодержания теплоносителя, и вызвало резкую, кардинальную смену режима фильтрации [6]. На поверхности теплоноситель вначале был представлен ПВС, затем — паром с различной степенью влажности с тенденцией к росту паросодержания и энтальпии. Этот тип характерен для месторождений в слабопроницаемых коллекторах с низкими фильтрационными свойствами продуктивного комплекса и плохой водной обеспеченностью. Их поведение, динамика изменения основных параметров в процессе эксплуатации, после того как сформировалась двухфазная область, аналогичны рассматриваемым ниже двухфазным месторождениям.

Третий тип месторождений — двухфазные — характеризуется наличием обширных зон (областей), где теплоноситель в пластовых условиях еще до начала эксплуатации находится в двухфазном состоянии: вода (в жидком состоянии) и насыщенный водяной пар. Месторождения этого типа являются наиболее высокоэнтальпийными, к ним относится

большинство крупных разведанных месторождений мира, в том числе Гейзеры, Лардерелло и многие другие. На диаграмме фазового состояния они представлены совокупностью точек, расположенных в центральном обширном поле II. На этих месторождениях скважинами выводится на поверхность пар с различной степенью влажности (но, как правило, с паросодержанием более 30—40%) вплоть до сухого насыщенного или перегретого.

Среди них можно выделить несколько подтипов, различающихся видом теплоносителя и характером распределения давления с глубиной, но они составляют непрерывную последовательность с подвижными границами, крайние члены которой — месторождения с преобладанием жидкости типа Бродлендз и месторождения с преобладанием пара типа Гейзеры и Лардерелло. Эта последовательность характеризуется увеличением (от типа I к последующему) размеров двухфазной области и снижением ее водонасыщенности, ростом энтальпии и паросодержания теплоносителя, выводимого на поверхность, от 1260—1470 до 2730—2940 кДж/кг. Отмеченная непрерывность в данной последовательности систем приводит к тому, что резервуар при эксплуатации «осушается», т. е. выводимый на поверхность пар становится все более сухим — такая характерная особенность двухфазных месторождений.

Восполнение запасов массы и энергии имеет свои особенности и происходит по иной схеме, чем в однофазных резервуарах.

Двухфазная смесь воды и пара является более сжимаемой, чем вода. Это приводит к тому, что на распространение давления к границам месторождения (которое вызывает приток жидкости извне и приводит к восполнению запасов) уходит значительно больше времени, чем в однофазных резервуарах — порядка нескольких лет [5]. Большая сжимаемость двухфазной смеси означает также, что при том же снижении давления обеспечивается пропорционально больший выход флюида из единицы объема коллектора. Масса пара пополняется в основном за счет содержащейся в резервуаре жидкости, вовлекаемой в кипение при снижении давления в процессе эксплуатации. Основная масса тепла поступает в жидкость из породы в процессе кипения, охлаждая скелет породы. Восполнение запасов происходит главным образом за счет внутренней энергии самого месторождения. В связи с большим съемом тепла пород разработка двухфазных месторождений является наиболее эффективной по сравнению с однофазными.

Двухфазные месторождения подразделяются на два основных подтипа: а) месторождения с преобладанием жидкости; в) месторождения с преобладанием пара. В каждом случае название относится к преобладающей подвижной фазе, которая контролирует распределение давления в резервуаре [5, 8]. При этом другая фаза также может присутствовать, но является неподвижной либо частично подвижной. На рис. 2 показаны профили давлений в различных типах месторождений. В резервуарах с преобладанием жидкости, так же как и в однофазных, давление в резервуаре контролируется жидкой составляющей и возрастает гидростатически с глубиной — в соответствии с весом столба воды на данной глубине при соответствующей температуре резервуара. В резервуарах с преобладанием пара изменение давления с глубиной невелико и интенсивность его возрастания близка к таковой для статического столба пара. График давления отражает и те фазовые изменения, которые происходят в резервуаре при эксплуатации. Так, на графике давлений нашло отражение формирование паровой области при эксплуатации месторождения Вайракей: верхняя ветвь графика стала более крутой, с очень низким градиентом давления, как на паровых месторождениях.

К числу наиболее крупных месторождений с преобладанием жидкости относятся Бродлендз и Нгава в Новой Зеландии, Крабла в Исландии и другие. К этому же подтипу, по-видимому, относится и разведуе-

мое на о-ве Итуруп (Курильские острова) месторождение вулкана Баранского.

Месторождения с преобладанием пара, или пародоминирующие системы, впервые выделенные Д. Е. Уайтом и др. в 1971 г. [8], отличаются в основном двумя особенностями. 1) На поверхность скважинами выводится пар; некоторое количество жидкой воды первоначально сопровождает преобладающий пар в отдельных эксплуатационных скважинах, но влажный флюид со временем обычно «осушается», а затем становится перегретым; 2) давление в резервуаре почти не изменяется с глубиной и составляет в продуктивной зоне около 3,3 МПа, что соответствует давлению насыщения для воды и пара при температуре 235°С. Для поверхностных проявлений характерно отсутствие хлоридных источников и хлоридных аномалий в окружающих районах. В, NH₄, CO₂ и Hg рассматриваются как характерные компоненты паровых систем и приуроченных к ним месторождений (при отсутствии хлоридов). Минерализация теплоносителя, как правило, ниже 1 г/л, состав конденсата пара — гидрокарбонатный и сульфатный при почти полном отсутствии хлоридов.

В третьем типе месторождений нами выделен также еще один — промежуточный: б) месторождения перегретых вод с паровой зоной. Резервуары таких систем имеют сложное двухслойное строение: верхняя, двухфазная зона подстилается зоной перегретых вод. Скважинами на поверхность из верхней зоны выводится пар с различной степенью влажности, но с тенденцией к «осушению» и росту энтальпии в процессе эксплуатации; из нижней зоны — пароводяная смесь. Распределение давления (см. рис. 2) также иллюстрирует двуслойное строение продуктивного резервуара.

К этому подтипу относятся Мутновское и, по-видимому, Нижнекошелевское месторождения на Камчатке; из зарубежных месторождений — Ольярия (Кения), Лассен (США) [6, 7].

Основные выводы. 1. На основании анализа термогидродинамических условий высокотемпературных месторождений разработана их типизация, в основу которой положено фазовое состояние теплоносителя в резервуаре. 2. Каждый из выделенных типов месторождений отличается качеством теплоносителя, реакцией на эксплуатацию, особенностями восполнения запасов массы и энергии. 3. Предложенная типизация отражает существо и специфику высокотемпературных геотермальных месторождений областей современного вулканизма и поэтому может служить методической основой при проведении поисково-разведочных работ и оценке эксплуатационных запасов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки/Под ред. В. М. Сугробова. Владивосток, 1976. 284 с.
2. Кононов В. И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма (рифтовых зон и островных дуг). М.: Наука, 1983. 216 с.
3. Остапенко С. В., Отман Н. С., Самохин А. А., Шпак А. А. Вопросы изучения и оценки ресурсов высокотемпературных гидротермальных систем. Обзор ВИЭМС. 1986. 60 с.
4. Паужетские горячие воды на Камчатке/Под ред. Б. И. Пийпа. М.: Наука, 1965. 208 с.
5. Donaldson I. G., Grant M. A. Heat extraction from geothermal reservoir//Geothermal Systems: Principles and Case Histories/Edit. L. Rybach, L. J. P. Muffler, 1981.
6. Grant M. A., Donaldson I. G., Bixley P. F. Geothermal reservoir engineering. N. Y., 1982. 369 p.
7. Ingebritsen S. E., Sorey M. H. A quantitative analysis of the Lassen hydrothermal system, north central California//Water Res. Res. 1985. V. 21. № 6. P. 853—868.
8. White D. E., Muffler L. J. P., Truesdell A. H. Vapour-dominated hydrothermal systems compared with the not—water systems//Econ. Geology. 1971. V. 66. № 1. P. 75—97.

ВСЕГИНГЕО

Поступила в редакцию
23.VII 1986

УДК 550.837.6

МОРОЗ Ю. Ф., КОБЗОВА В. М., МОРОЗ И. П., СЕНЧИНА А. Ф.

ФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ПОЛЯ ВУЛКАНА

MODELLING OF MAGNETOTELLURIC FIELD OF A VOLCANO, by Moroz Yu. P., Kobzova V. M., Moroz I. P., and Senchina A. F. With the help of a special device the authors study specific features of the magnetotelluric field to produce a model of a volcano with underlying uniform geoelectric section and a volcano with crustal magma chamber of various dimensions lying at various depths. It was found that volcanic edifice significantly affects the behavior of the magnetotelluric field. The authors suggested a special method of estimating its impact together with the depth of a conducting layer. The resolving power of this method is aimed to detect crustal magma chambers.

(Received June 17, 1986)

Institute of Volcanology, Far East Division, USSR Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006, USSR

В последние годы в геоэлектрике достигнуты большие успехи по изучению магнитотеллурического поля в неоднородных средах. Однако, несмотря на это, для изучения вулканов, отличающихся сложным геологическим строением, требуются специальные исследования. С целью изучения особенностей магнитотеллурического поля вулкана выполнено физическое моделирование. Основной задачей моделирования являлась оценка возможностей магнитотеллурических методов для обнаружения промежуточных, периферических или коровых магматических очагов.

В основу модели положены существующие представления, сложившиеся в результате изучения районов современного вулканизма геофизическими методами. Основным элементом вулкана обычно является коническая вулканическая постройка высотой 1—3 км, сложенная вулканическими образованиями с электрическим сопротивлением от 500 до 5000 Ом·м и более. Постройка представляет собой наложенную структуру, в основании которой залегает вулканогенно-осадочная толща с сопротивлением единицы — первые десятки Ом·м, мощностью — первые километры. Нижняя часть осадочно-вулканогенного чехла является более высокоомной и имеет сопротивление 200—800 Ом·м. Осадочно-вулканогенный чехол подстилается породами земной коры с сопротивлением более 1000 Ом·м. В земной коре на глубинах от первых единиц до первых десятков километров выделяются аномалии пониженных скоростей и повышенной электропроводности, которые связываются с магматическими очагами. Магматические очаги соединены магмоподводящими каналами с кратером. Ширина канала по приближенным оценкам не более первых сотен метров. Согласно этим представлениям и техническим возможностям моделирования была принята обобщенная модель, приведенная на рис. 1.

Физическое моделирование выполнено на установке Львовского института прикладных проблем механики и математики АН УССР, описанной в работе [3]. В электролитической ванне, внутренний размер которой $4,0 \times 4,0 \times 0,7$ м, слой раствора поваренной соли с удельным сопротивле-

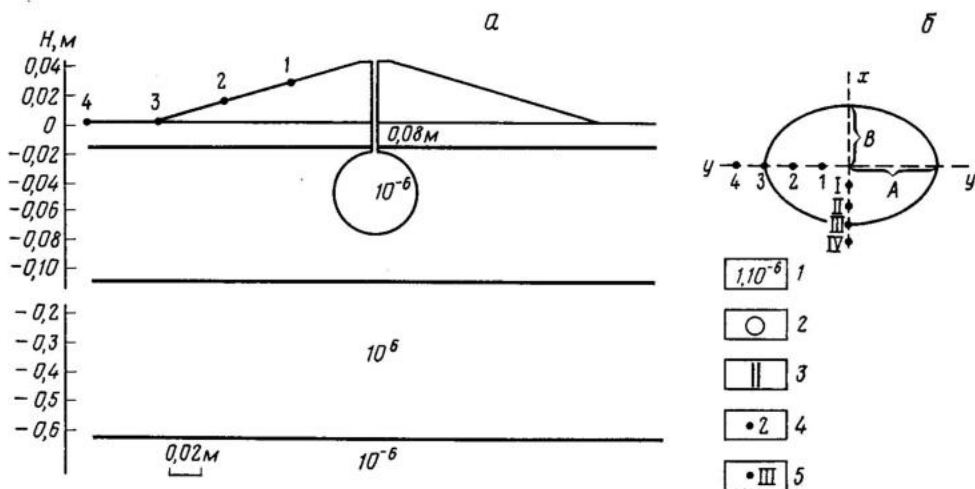


Рис. 1. Модель вулкана. *a* — вертикальный разрез вулкана; *б* — основание вулкана (вид сверху); *A* и *B* — главные радиусы основания, равные 0,15 и 0,1 м.; 1 — электрическое сопротивление, Ом·м; 2 — проводящее включение; 3 — проводник, имитирующий магмовод; 4 — пункты наблюдений вдоль пологого склона модели; 5 — то же, вдоль ее крутого склона

нием $\rho_1=0,08$ Ом·м, мощностью $h_1=0,02$ м и цементная прослойка с $\rho_2=5,0$ Ом·м, $h_2=0,09$ м имитировали верхнюю и нижнюю часть осадочно-вулканогенного чехла; слой воздуха мощностью $h_3=0,53$ м являлся моделью высокоомных пород земной коры; металлический лист на дне ванны — высокопроводящих слоев верхней мантии. Вулканическая постройка изготовлена из ДСП в виде конуса высотой 0,04 м с эллиптическим основанием, главные полуоси которого $A=0,15$ м, $B=0,1$ м. Конус был укреплен на поверхности раствора, создавая неоднородность рельефа.

Моделирование магнитотеллурического поля вулкана выполнено в два этапа. В начале моделировался описанный четырехслойный разрез с вулканической постройкой. Затем во второй слой на глубину 0,02 и 0,065 м погружалось проводящее включение, близкое к сфере, диаметром 0,05 и 0,08 м. Сфера была соединена с кратером проводником толщиной 0,003 м, имитирующим магмовод.

Магнитотеллурическое зондирование выполнено в точках 0—IV и 0—4, расположенных вдоль крутого и пологого склонов параллельно осям x и y . Первичное поле направлено вдоль и вкrest большой оси вулканической постройки. Первый случай условно будем называть продольной поляризацией, второй — поперечной и соответственно полученные кривые — продольными и поперечными. Следует обратить внимание на то, что при одной и той же поляризации поля на ортогональных склонах приемные диполи располагаются параллельно горизонтальной дневной поверхности и под углом. В эксперименте это углы 22 и 15° для короткой и длинной образующих конической постройки. Нормальной кривой МТЗ считалась теоретическая кривая для локального горизонтально-однородного разреза без вулканической постройки. Многократные измерения показали, что отклонение экспериментальных нормальных кривых от теоретической не превышает 5—7% и определяет точность физического моделирования.

Исходя из закона подобия переменных электромагнитных полей [1] при моделировании немагнитных сред, в которых отсутствуют токи смещения, необходимо соблюдение соотношения $K_L^2=K_\rho K_T$, где K_T , K_L и K_ρ — масштабные коэффициенты периода, размера и сопротивления соответственно, которые выбираются так, чтобы после их подстановки уравне-

ния, описывающие явления в моделях и в натуре, были тождественны. Согласно условиям задачи и техническим возможностям установки в настоящей работе коэффициенты подобия: $K_z = 5 \cdot 10^4$, $K_\rho = 250$, $K_T = 10^7$. Поэтому описанная модель в естественных условиях соответствует разрезу, где мощность слоев сверху вниз 1; 4,5 и 26,5 км, сопротивление — 20; 1250; 10^6 Ом·м. Высота вулкана 2 км, размеры осей основания 10 и 15 км, сопротивление слагающих пород 250 Ом·м. Проводящее включение диаметром 4 и 2,5 км находится на глубине 1 и 3,2 км (до верхней кромки).

Модель вулканической постройки

Продольные и поперечные кривые магнитотеллурического зондирования, полученные на склонах вулканической постройки, приведены на рис. 2. Как видно на рисунке, кривые во всех случаях существенно различаются по форме и уровню сопротивлений, что свидетельствует о сильном влиянии вулканической постройки на поведение кривых МТЗ. На вулкане отмечается значительная деформация кривых МТЗ по отношению к нормальной кривой. Происходит как бы сжатие кривых по оси частот и сопротивлений. На ряде кривых фиксируются минимумы в области высоких частот (для поперечной поляризации в центре вулкана и на склоне — пункты I, II; для продольной поляризации — пункты I—3). По отношению к нормальным кривым они смещены в область низких частот. Смещение их возрастает при приближении к центру вулкана. За счет этих минимумов в области высоких частот отмечается расхождение продольных и поперечных кривых, что обусловлено резким возмущением одной из кривых вверх. Деформация кривых проявилась слабее при продольной поляризации в пунктах I—IV и при поперечной поляризации в пунктах 2—4. В наименьшей мере искажены кривые в краевых частях вулканической постройки и за ее пределами.

В области низких частот кривые подобны по форме, но существенно расходятся по уровню сопротивлений. Наиболее низким уровнем сопротивлений характеризуются кривые в центре вулканической постройки. В краевых частях вулкана и за его пределами (пункты 3, 4, III, IV) кривые становятся выше нормальных по уровню сопротивлений, что обусловлено их смещением вправо по оси частот. В области низких частот в наименьшей мере искажены фазовые кривые, как в центре вулкана, так и в других частях. При значениях $\lambda_1/h_1 > 30$ расхождение продольных и поперечных кривых по отношению к нормальной кривой не превышает 5° .

Особенности, выявленные в поведении кривых МТЗ, во многом напоминают эффекты, свойственные трехмерным неоднородностям. Действительно, если верхний слой от поверхности земли до вершины вулкана считать бесконечным по простиранию, то вулканическая постройка является проводящим включением по отношению к воздуху. Искажения, обусловленные трехмерным включением, теоретически изучены в работах [2, 4]. Для трехмерной неоднородности свойственны эффекты S , индукционный, концентрации и обтекания. Эффект S связан с нарушением гальванической связи между надэкранный и подэкранный частями разреза. Его действие приводит к тому, что поперечный импеданс в области низких частот зависит от проводимости надэкранный толщи. Индукционный эффект проявляется за счет действия избыточных токов, текущих вдали от точек наблюдения. В результате импеданс обладает повышенной чувствительностью к изменению проводимости разреза в удаленных точках. Эффекты обтекания и концентрации связаны с искривлениями поля в трехмерной модели.

Судя по характеру искажений кривых МТЗ в районе вулканической постройки, мы имеем дело с эффектами S , концентрации и обтекания.

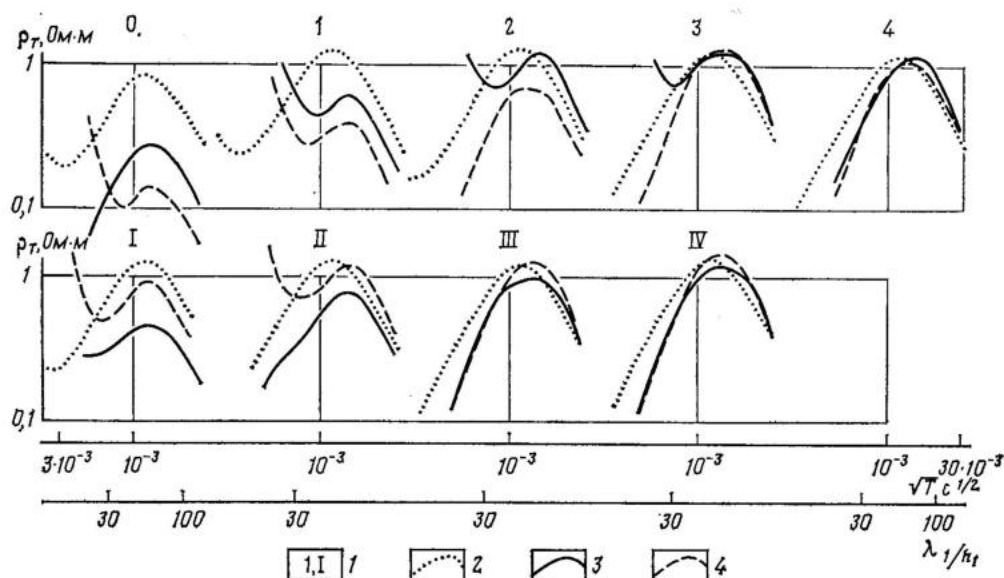


Рис. 2. Продольные и поперечные кривые МТЗ для модели вулканической постройки. 1 — пункты наблюдений (см. рис. 1); кривые МТЗ: 2 — нормальные; 3 — продольные; 4 — поперечные

Эти эффекты сопутствуют один другому и проявляются в различной степени в зависимости от положения пункта наблюдений и частотного диапазона. Они наиболее ощутимы в центральной части вулканической постройки и существенно ослабевают к ее краям и за пределами постройки. Эффекты концентрации и обтекания в сильной мере проявляются в области высоких частот, когда длина электромагнитной волны соизмерима с размерами вулканической постройки. За счет этого эффекта происходит смещение поперечной или продольной кривой по осям сопротивлений и частот. Низкочастотная часть кривой смещается по оси абсцисс слабее, чем высокочастотная. Происходит, как мы уже отмечали, деформация кривой. Эффект S проявляется наиболее сильно в области низких частот в центральной части постройки и ослабевает к ее краям. За счет него кривые расходятся по уровню сопротивлений, сохраняя форму.

По кривым МТЗ выполнена формальная интерпретация, в результате которой получено ложное представление о подъеме проводящего слоя под вулканической постройкой и завышенная проводимость надпорной толщи.

Ошибка в определении глубины до кровли проводящего слоя и суммарной проводимости надпорной толщи в центральной части постройки достигает первых сотен процентов. За пределами вулкана глубина до кровли проводящего слоя больше истинной на 10—20%, суммарная продольная проводимость не более чем на 20%. Лучший результат в центре

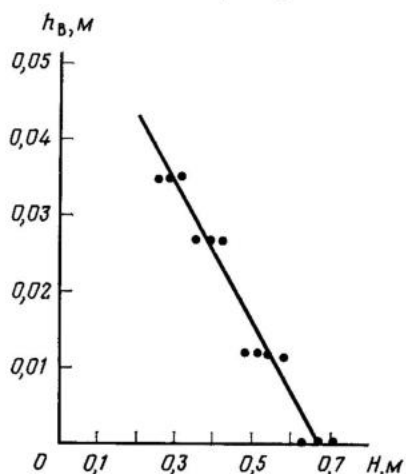


Рис. 3. Зависимость глубины проводящего основания (по данным формальной интерпретации) от высоты вулкана

вулкана получен по фазовым кривым. По ним ошибка в определении глубины залегания проводящего слоя не превышает 30%.

Между отметками рельефа вулкана и глубиной залегания кровли проводящего слоя, определенной по амплитудным кривым, установлена корреляционная зависимость (рис. 3). Чем выше отметки рельефа, тем ближе к поверхности располагается кровля нижнего проводящего слоя, и тем больше кажущаяся суммарная проводимость надопорной толщи. Можно полагать, что данный график слабо изменится для других моделей стратовулканов. Это основано на следующих рассуждениях. Существование корреляционной зависимости обусловлено преимущественно эффектом S , зависящим от соотношения проводимости вулканической постройки и воздуха, которое является почти неизменным. Можно предполагать, что наклон графика будет зависеть от крутизны склонов вулкана. Для большинства стратовулканов эта крутизна меняется в пределах $5-10^\circ$, что, по-видимому, не внесет существенных изменений в наклон графика. Поэтому он может быть использован для корректировки глубин до проводящего основания, полученного по данным формальной интерпретации. Эту корректировку удобнее производить с помощью аналитического выражения

$$H = H^1 + 10h_v,$$

где H — глубина до проводящего основания, H^1 — глубина по данным формальной интерпретации, h_v — высота вулкана. Глубина и высота измеряются метрами или километрами.

Модель вулкана с коровым магматическим очагом

На рис. 4 представлены кривые магнитотеллурического зондирования для вулкана с проводящим включением, имитирующим коровый очаг. Как видно на рисунке, проводящее включение проявляется на кривых МТЗ различным образом в зависимости от его размеров и глубины залегания, расположения пунктов, поляризации и частоты поля. Это объясняется тем, что данные кривые подвержены влиянию гальванических эффектов в результате возникновения зарядов на границе проводящего включения. Наибольший аномальный эффект возникает над проводящим включением в центральной части вулканической постройки (пункты 0, 1, I). Он существенно возрастает в сторону высоких частот, т. е. когда длина электромагнитной волны становится соизмеримой с размерами и глубиной очага. В указанных пунктах эффект проявляется в уменьшении электрического сопротивления в 5—10 раз по сравнению с кривой МТЗ для вулкана без магматического очага. Чем ближе к поверхности (0,02 м) залегает проводящее включение и чем больше его размеры (0,08 м), тем значительнее создается аномальный эффект на поверхности. Максимально эффект выражен при диаметре проводящего включения 0,08 м и глубине залегания 0,02 м. При диаметре проводящего включения 0,05 м и глубине погружения 0,065 м он почти не проявляется на кривых МТЗ.

При продольной поляризации влияние очага проявляется слабо. Только в пунктах 0; 1; I при диаметре проводящего включения 0,08 м и глубине погружения 0,02 м это влияние привело к уменьшению сопротивления в 1,5—3 раза по сравнению с кривой МТЗ для вулкана без магматического очага.

Таким образом, результаты физического моделирования позволяют сделать следующие выводы.

Вулканическая постройка в значительной мере влияет на форму и уровень сопротивлений кривых МТЗ. Степень влияния зависит от ее размеров, поляризации поля, места наблюдений. В наибольшей степени искажение кривых МТЗ происходит в центре вулканической постройки.

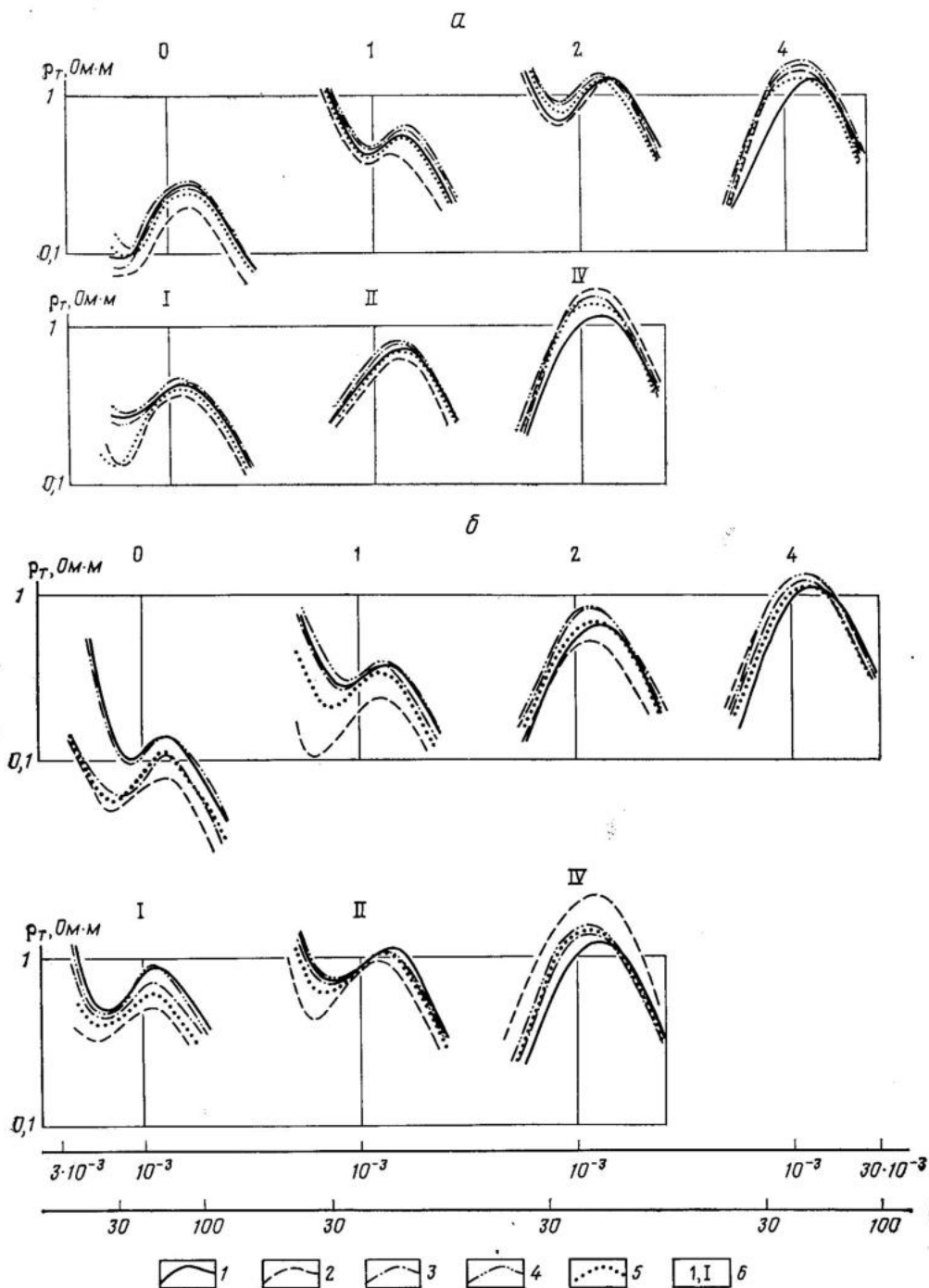


Рис. 4. Продольные и поперечные кривые МТЗ для модели вулкана с коровым магматическим очагом. Кривые МТЗ: а — поперечные; б — продольные; 1 — для модели вулканической постройки; для модели вулкана с магматическим очагом $d=0,08$ м, на глубинах: 2—0,02 м; 3—0,06 м; для модели вулкана с магматическим очагом $d=0,05$ м, на глубинах: 4—0,02 м; 5—0,06 м; 6 — пункты наблюдений (см. рис. 1)

ки. Оно проявляется в смещении кривых МТЗ по оси частот и сопротивлений различным образом в зависимости от направления приемных линий и поляризации поля. Вследствие этого на большинстве пунктов отмечается расхождение ориентированных кривых, возрастающее в сторону высоких частот. В области низких частот импеданс имеет обратную зависимость от высоты вулканической постройки.

Учитывая коэффициенты подобия и параметры описанной модели, можно определить возможности магнитотеллурического зондирования в приложении к реальным условиям. Так, магматический очаг диаметром 4 км на глубине 5 км и менее будет выявлен с помощью МТЗ. При уменьшении диаметра очага до 2,5 км его можно зафиксировать на глубине не более 2,2 км. Следовательно, реальная возможность обнаружить очаг будет существовать в случае, когда его размеры соизмеримы или более глубины залегания. Необходимо отметить, что разрешающая способность МТЗ рассмотрена для модели, в которой локальный коровый очаг расположен непосредственно под центром вулканической постройки. По-видимому, в природе коровый очаг не представляет собой изолированное тело, а сопряжен с сетью тектонических нарушений, насыщенных магматическим расплавом, флюидом и связан с другими очагами, не обязательно расположенными под центром постройки. Можно полагать, что в подобном случае существенно возрастет аномальный эффект на кривых МТЗ. Это предположение требует проверки моделированием.

На Камчатке, в районах современного вулканизма, большинство зондирований выполнено на высоте до 1 км. Они, как правило, используются для выявления аномалий электропроводности на глубине 10—70 км. Как показали результаты моделирования, искажения кривых на этих высотах незначительные, особенно в области низких частот ($T = 10—500$ с). По данным формальной интерпретации ошибки в определении глубин залегания кровли слоя пониженного сопротивления в коре не превышают 20%. Для изучения коровых магматических очагов на глубинах, измеряемых первыми километрами, необходимо расширение диапазона регистрируемых частот электромагнитного поля Земли до 100 Гц и более. Для обнаружения близповерхностного очага под центральной частью вулканической постройки необходимо зондирование верхней части вулкана. В этом случае количественная интерпретация кривых зондирования возможна лишь с помощью численного трехмерного моделирования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бурсиан В. Р. Теория электромагнитных полей, применяемых в электроразведке. Л.: Недра. 1970. 367 с.
2. Дмитриев В. И., Бердичевский М. Н., Кокотушкин Г. А. Альбом палеток для магнитотеллурического зондирования в неоднородных средах. Ч. 4. М.: Изд-во МГУ, 1975. 100 с.
3. Мороз И. П., Кобзова В. Н., Тимошин Б. В. Моделирование электродинамических процессов в неоднородных проводящих средах. Киев: Наук. думка, 1975. 84 с.
4. Обухов Г. Г. Магнитотеллурическое поле над периодическими структурами изолирующего основания // Прикладная геофизика. Вып. 49. М.: Недра, 1967. С. 66—76.

Институт вулканологии
ДВО АН СССР

Поступила в редакцию
17.VII.1986

Институт прикладных проблем
механики и математики

УДК 551.21

МЕНЯЙЛОВ И. А., ОВСЯННИКОВ А. А., ШИРОКОВ В. А.

**ИЗВЕРЖЕНИЕ ВУЛКАНА ЭБЕКО
В ОКТЯБРЕ — ДЕКАБРЕ 1987 г.**

EBEKO ERUPTION IN OCTOBER—DECEMBER 1987, by Menyailov I. A., Ovsyannikov A. A., and Shirokov V. A. On October 14, 1987, a slight phreatic eruption of Ebeko volcano began on Paramushir Island (Kuril Islands). Volcanic activity was characterized by a constant 50—150-m high background gas emission and by periodic ash ejections 1 km high. On the average, 5 or 6 ash ejections occurred daily; their maximum heat capacity did not exceed 4×10^8 wt. In accordance with the preliminary estimates about 1000 t of steam has been ejected.

(Received December 1, 1987)

Institute of Volcanology, Far East Division, USSR Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006, USSR

Вулкан Эбеко расположен в хр. Вернадского на о-ве Парамушир (Северные Курилы). Последняя активизация вулкана наблюдалась в 1963—1970 гг. [2—4].

Извержение 1987 г. началось 14 октября, когда жители г. Северо-Курильска, находящегося всего в 7—8 км от вулкана, отметили сильный запах сероводорода и выпадение тонкого пепла. 17 октября над вулканом были видны пепловые выбросы. 18 октября группа жителей города, совершившая восхождение на вулкан, наблюдала пепловые выбросы из Северного кратера на высоту 200—300 м, которые сменились выбросами газа. 18—19 октября А. А. Разина и др. проводили съемки извержения с самолета. С 21 октября наблюдения за длительностью вулкана осуществляли кроме авторов настоящей статьи В. В. Иванов, В. Н. Шапарь, В. Н. Чебров, В. К. Панов, а в ноябре — декабре — А. И. Абдурахманов и М. А. Алидибиров. За время наблюдений было совершено три восхождения к действующему кратеру с отбором проб пеплов, вулканических газов и фотосъемкой пепловых выбросов. Наблюдения за сейсмическим режимом вулкана проводились на основе данных сейсмической станции Северо-Курильск Института морской геологии и геофизики ДВО АН СССР и трехкомпонентной автоматической станции с записью на магнитную ленту.

Извержение происходило из двух жерл на восточной стенке взрывной воронки, возникшей при извержении в феврале 1967 г. в Северном кратере и занятой в настоящее время горячим озером (рис. 1). Жерла расположены в 15—20 м над зеркалом озера, диаметр жерл около 3 м. Из жерл происходило постоянное истечение газа с примесью незначительного количества пепла. Временами количество выбрасываемого пепла и газа резко увеличивалось, при таких выбросах пеплогазовое истечение продолжалось 10—30 мин при постепенном уменьшении скорости выноса материала. Во время спорадических выбросов на расстоянии около 300 м от места извержения ощущалось содрогание почвы и был слышен низкий гул. Таким образом, для вулкана отмечались два режима деятельности: относительно слабая эмиссия газов на высоту 50—150 м и периодические пепловые выбросы на высоту до 1000 м. В сутки

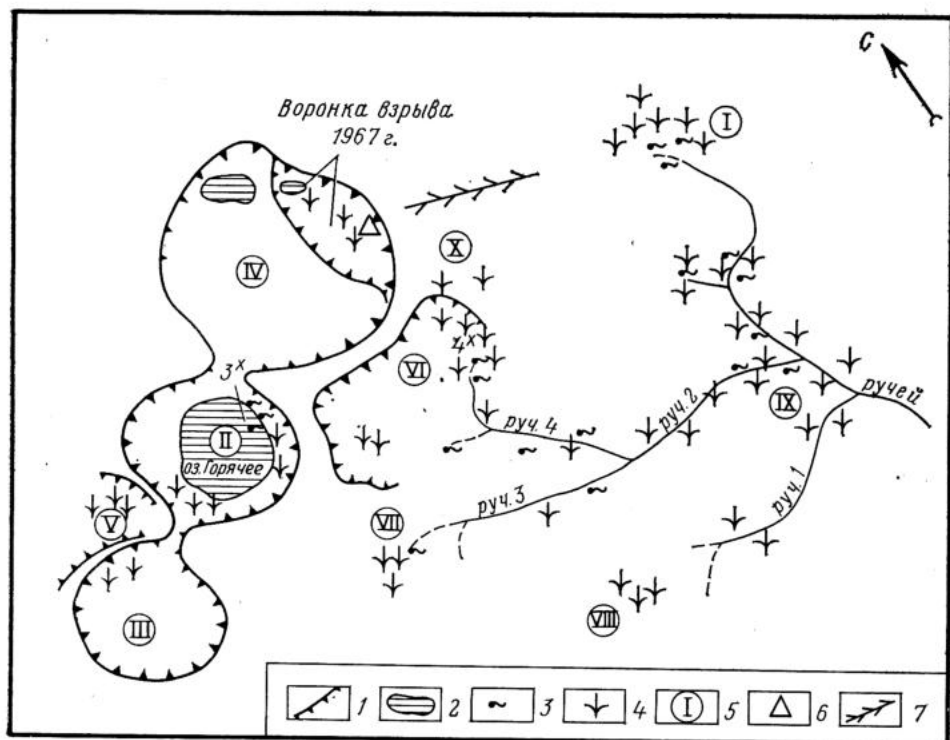


Рис. 1



Рис. 1. Схематическая карта привершинной части вулкана Эбеко. 1 — обрывы; 2 — кратерные озера; 3 — горячие источники; 4 — фумаролы; 5 — фумарольные поля; 6 — жерла; 7 — трещина. I — Северо-Восточное поле; II — Средний кратер; III — Южный кратер; IV — Северный кратер; V — Западное поле; VI — поле восточного цирка; VII — Южное поле; VIII — Юго-Восточное поле; IX — поле руч. Лагерного; X — фумарола Гремучая

Рис. 2. Пеплогазовый выброс на высоту 700 м 28 октября 1987 г. Фото К. Г. Голоты

Рис. 2

наблюдалось в среднем 5—6 таких выбросов. Пепловый шлейф в благоприятных случаях просматривался на расстояние до 50 км от вулкана (рис. 2).

По предварительным расчетам В. В. Иванова, тепловая мощность «фоновой» эмиссии, оцененная по методике С. А. Федотова [5], составляет $Q \approx 10^6$ Вт. Максимальная тепловая мощность пеплогазовой струи при выбросах не превышала $Q \approx 4 \cdot 10^8$ Вт. В период 14 октября — 1 декабря при извержении выделялось около 10^{12} Дж тепла в сутки, в то время как при «фоновой» эмиссии — на порядок меньше. Если предположить, что все тепло струй извержения вулкана связано с чистым стоградусным водяным паром с теплотворной способностью $2,5 \cdot 10^6$ Дж/кг, то можно рассчитать, что в сутки выносилось около 1000 т пара.

Твердыми продуктами извержения был пирокластический материал: грубый (обломки размером менее 150 мм и мелкие лапилли — 10—12 мм) и более мелкий (вулканический песок — 2—0,01 мм и пыль — менее 0,01 мм). Обломки и лапилли отлагались на расстоянии до 200 м от кратера. Весь пирокластический материал был резургентным. Частицы вулканического пепла представлены обломками кристаллов плагиоклаза, буро-зеленого стекла, гидротермально измененной породы и агрегатов вторичных минералов. Все частицы имеют округлую форму, и на их поверхности видны следы интенсивной механической обработки, которая, вероятно, происходила в восходящей струе газа.

18 октября на внешнем восточном склоне Северного кратера раскрывалась трещина шириной около 0,5 м и длиной около 40 м. Трещина протягивалась между кромкой кратера и Северо-Восточным фумарольным полем. Из углублений в трещине происходило выделение газа. Извержение не повлияло на обычную деятельность фумарол по сравнению с летом 1987 г. Согласно данным В. Н. Шапаря, температура газов фумаролы Гремучая изменилась со 123°С в августе 1987 г. до 119°С 8 ноября 1987 г. Озера в Среднем кратере и в воронке взрыва 1967 г. в Северном кратере сохранились в своих прежних границах.

Извержению вулкана Эбеко предшествовали изменения в составе газов фумарол Гремучая, Северо-Восточного поля и других полей, развившиеся в увеличении отношений S/C, H_2S/SO_2 , S/Cl, F/Cl [6, 7]. Это увеличение, впервые отмеченное в 1983 г., продолжалось вплоть до лета 1987 г.

Анализ сейсмотектонической обстановки в исследуемом районе показал, что за полтора месяца до начала извержения на расстоянии до 200 км от вулкана произошло семь сильных (магнитуда по сейсмостанции Северо-Курильск $M_{pv} \geq 6,0$, $M_{pv}^{max} = 7,0$) тектонических землетрясений. Пять из них имеют широтное простирание ($\varphi = 49^\circ$, $3' - 49^\circ 5'$ с. ш.) и, вероятно, связаны с движением по соответствующему разлому. При этом можно отметить, что на 13-месячном интервале до начала этих землетрясений отмечено лишь одно сильное событие ($M_{pv} = 6,0$). Сейсмостанция Северо-Курильск, расположенная в 8 км от вулкана, в 1987 г. вулканических землетрясений не регистрировала.

Во время извержения с 28 октября по 5 ноября были проведены специальные работы с помощью высокочувствительной автономной сейсмической станции (В. Н. Чебров), позволявшей регистрировать землетрясения энергетического класса $K \geq 3-4$ на расстоянии 6,3 км от вулкана. В этот период вулканическое дрожание, землетрясения и акустические волны, связанные с пеллогазовыми выбросами на высоту до 1000 м, не регистрировались.

Таким образом, низкотемпературный состав фумарольных газов, отсутствие в пеплах и обломках ювенильного материала, небольшая тепловая мощность, слабая сейсмическая активность являются свидетельством того, что извержение в октябре — декабре 1987 г. относится к разделу слабых фреатических извержений. Судя по описанию прошлых извержений [1, 4], настоящее извержение может продолжаться с небольшими перерывами несколько лет; и на его заключительной стадии не исключена возможность усиления активности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 287 с.
2. Кирсанов И. Т., Серафимова Е. К., Сидоров С. С. и др. Извержение вулкана Эбеко в марте — апреле 1963 г. // Бюл. вулканол. станций. 1964. № 36. С. 66—72.
3. Меньяйлов И. А., Никитина Л. П., Храмова Г. Г. Газогидротермальное извержение вулкана Эбеко в 1967 г. // Бюл. вулканол. станций. 1969. № 45. С. 3—6.

4. Никитина Л. П. Миграция металлов с активных вулканов в бассейн седиментации. М.: Наука, 1978. 80 с.
5. Федотов С. А. Оценка выноса тепла и пирокластики вулканическими извержениями и фумаролами по высоте их струй и облаков//Вулканология и сейсмология. 1982. № 4. С. 3—28.
6. Menyailov I. A., Nikitina L. P., Shapar V. N. Results of geochemical monitoring of the activity of Ebeko volcano (Kuril islands) used for eruption prediction//J. Geodynamics. 1985. V. 3. P. 259—274.
7. Menyailov I. A., Nikitina L. P., Shapar V. N. Geochemical monitoring of some active volcanoes in Kamchatka and the Kurile islands (USSR)//Periodico di mineralogia. 1986. V. LXV. P. 55—74.

Институт вулканологии
ДВО АН СССР

Поступила в редакцию
1.XII.1987

Адрес редакции

683006, Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийпа, 9,
Институт вулканологии, тел. 5-91-19

103062, Москва, Подсосенский пер., 21, тел. 227-01-45
Зав. редакцией *Е. В. Каменская*

Технический редактор *И. В. Карандашова*

Сдано в набор 29.03.88	Подписано к печати 17.05.88	Т-01894	Формат бумаги 70×108 ^{1/16}
Высокая печать	Усл. печ. л. 9,8	Усл. кр.-отт. 7,8 тыс.	Уч.-изд. л. 10,5
	Тираж 780 экз.	Зак. 4528	Бум. л. 3,5

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука»,
103717, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Шубинский пер., 6

УДК 551.21

АКТИВНОСТЬ СЕВЕРНОЙ ГРУППЫ ВУЛКАНОВ КАМЧАТКИ В 1985 г. Жаринов Н. А., Жданова Е. Ю., Белоусов А. Б., Белоусова М. Г., Иванов А. П., Малышев А. И., Ханзутин В. П. «Вулканология и сейсмология», 1988, № 3.

В 1985 г. наблюдалась активизация трех вулканов Северной группы. В статье дано описание извержений, происходящих на вулканах Ключевской, Безымянный, Шивелуч. Приведены данные о сейсмичности и деформациях земной поверхности, связанных с активизацией Ключевского вулкана, определена тепловая мощность эруптивных туч.

Рис. 7, табл. 2, библи. 15 назв.

УДК 551.21

ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВУЛКАНОВ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ И СЕВЕРНЫХ КУРИЛ В 1985—1986 гг. Двигало В. Н., Андреев В. И., Гавриленко А. М. «Вулканология и сейсмология», 1988, № 3.

Приводится описание деятельности вулканов Малый Семячик, Карымский, Горелый, Алайд, Чикурачки в 1985—1986 гг.

Рис. 8, библи. 13 назв.

УДК 551.21

ЗАКОНОМЕРНОСТИ В ДИНАМИКЕ ИЗВЕРЖЕНИЙ КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА И СОПРОВОЖДАЮЩЕМ ИХ ВУЛКАНИЧЕСКОМ ДРОЖАНИИ. Конов А. С., Озеров А. Ю. «Вулканология и сейсмология», 1988, № 3.

В работе на основе анализа данных визуальных наблюдений за деятельностью Ключевского вулкана с 1932 по 1978 г. и спектрального анализа огибающей вулканического дрожания во время терминальных извержений 1983 и 1984 гг. выявлены устойчивые периодичности в динамике извержений Ключевского вулкана: $T_1=1$ мин 34 с, $T_2=6$ мин 10 с, $T_3=40$ мин, $T_4=5$ ч 30 мин, $T_5=36$ ч. Наличие этих периодов объясняется колебанием магмы в подводящих каналах и магматических очагах, составляющих вулканический аппарат. Установлено влияние на динамику извержений Ключевского вулкана 1983 и 1984 гг. лунно-солнечных приливных деформирующих процессов.

Рис. 9, табл. 3, библи. 38 назв.

УДК 551.21

О ГЕНЕТИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ ПИРОКЛАСТИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ И ТИПАХ ОТЛОЖЕНИЙ ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНА БЕЗЫМЯННЫЙ В 1955—1956 гг. Богоявленская Г. Е., Брайцева О. А. «Вулканология и сейсмология», 1988, № 3.

Дан краткий обзор современных зарубежных представлений о генетической классификации пирокластических отложений. В свете этих представлений выделены и описаны генетические типы отложений извержения вулкана Безымянный в 1955—1956 гг. Среди отложений кульминационной фазы извержения впервые выделены отложения приземной пирокластической волны и волны пеплового облака. Показаны соотношения генетических типов отложений в разрезах, указывая на их особенности.

Сравнение катастрофических извержений вулкана Безымянный в 1956 г. и вулкана Сент-Хеленс позволило выделить новый генетический тип отложений — отложения направленного взрыва, которые хотя и имеют сходство с другими генетическими типами отложений, но характеризуются обязательным присутствием грубообломочных фаций и вместе с прочими фациями образуют единую совокупность отложений, связанных общим генезисом, выпадением из латерально движущегося облака направленного взрыва при катастрофических извержениях андезитовых вулканов.

Рис. 10, табл. 4, библи. 43 назв.

ПОВЕДЕНИЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРОЦЕССЕ ПОСТЭРУПТИВНОГО МЕТАСОМАТОЗА И РУДООБРАЗОВАНИЯ (НА ПРИМЕРЕ БТТИ). *Набоко С. И., Ляпунов С. М., Главатских С. Ф.* «Вулканология и сейсмология», 1988, № 3.

Определены концентрации редкоземельных элементов (РЗЭ) в постэруптивных продуктах—эксталяционном рудопроявлении в пневматолитовых метасоматитах на конусах Большого трещинного Толбачинского извержения. Концентрации РЗЭ варьируют в широких пределах и отражают нестационарный газовый режим в открытой пневматолитовой системе. Минимальное содержание РЗЭ свойственно высокотемпературной хлоридно-сульфатно-окисной медной «руде», максимальное — околорудным фторметасоматитам. Незначительные масштабы выноса РЗЭ из базальтового расплава в составе флюида определили невысокие концентрации их в продуктах реакций. На примере проявления базальтового вулканизма в пределах Толбачинского дола видно аналогичное поведение РЗЭ в постэруптивном процессе на конусах БТТИ извержения 1975—1976 гг. и на старых конусах, образовавшихся в последние 2000 лет. Это подчеркивает теоретический и практический интерес к Большому трещинному Толбачинскому извержению как актуалистической модели для изучения вулканического рудообразования и околорудного метасоматоза с последующим переносом модели на палеоаналоги.

Табл. 6, рис. 4, библи. 21 назв.

УДК 550.34

О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ ВУЛКАНА КАРЫМСКИЙ И ОСОБЕННОСТЯХ ЕГО СЕЙСМИЧНОСТИ ПО ДАННЫМ ЛОКАЛЬНОЙ СЕТИ. *Широков В. А., Иванов В. В., Степанов В. В.* «Вулканология и сейсмология», 1988, № 3.

Выявлена важная особенность распределения вулканотектонических землетрясений в районе вулкана Карымский — не отмечено ни одного землетрясения в шаровой области радиусом $r_1 = 2,5$ км, центр которой лежит на глубине 6,5 км и в плане совпадает с кратером вулкана. Оказалось, что гипоцентры всех землетрясений расположены внутри сферического слоя, ограниченного радиусами $r_1 = 2,5$ км и $r_2 = 7,5$ км. Предполагается, что эти особенности распределения землетрясений связаны с существованием под вулканом промежуточного магматического очага. Рассматриваются вопросы генезиса вулканотектонических землетрясений, их связь с тектоническими землетрясениями, происходящими на расстояниях 100—150 км от вулкана.

Рис. 4, библи. 18 назв.

УДК 550.837.6(571.66)

СТРУКТУРА ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ АВАЧИНСКО-КОРЯКСКОЙ ГРУППЫ ВУЛКАНОВ. *Мороз Ю. Ф.* «Вулканология и сейсмология», 1988, № 3.

По данным вертикального электрического и магнитотеллурического зондирования построены карты электрического сопротивления приповерхностной части разреза, суммарной продольной проводимости кайнозойского и мезокайнозойского осадочно-вулканогенного чехла, структурные схемы по опорным высокоомным геоэлектрическим горизонтам, отождествляемым с верхнемеловым комплексом и домеловым фундаментом, а также глубинный геоэлектрический разрез. В осадочно-вулканогенном чехле выделена Авачинская грабен-синклиналь, выполненная низкоомными отложениями сопротивлением в первые десятки Ом·м, мощностью до 6 км. Она представляет интерес для поисков термальных вод. Авачинско-Корякская группа вулканов приурочена к северо-восточному борту грабен-синклинали, осложненному глубинным разломом, и представляет собой наложенную структуру. В земной коре на глубине 8—20 км выявлена аномалия повышенной электропроводности с наиболее высокой проводимостью в районе вулканов. Глубинные аномалии высокой электропроводности могут быть обусловлены магматическими расплавами.

Рис. 4, библи. 4 назв.

УДК 551.234

ТИПИЗАЦИЯ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОБЛАСТЕЙ СОВРЕМЕННОГО ВУЛКАНИЗМА. *Отман Н. С., Остапенко С. В., Шпак А. А.* «Вулканология и сейсмология», 1988, № 3.

На основе анализа результатов разведки и эксплуатации месторождений, приуроченных к высокотемпературным гидротермальным системам вулканических областей, разработана типизация этих месторождений, в основу которой положено фазовое состояние теплоносителя в резервуаре. Каждый из выделенных типов геотермальных месторождений отличается качеством теплоносителя, особенностями восполнения запасов массы и энергии, реакцией на эксплуатацию. Предлагаемая типизация отражает специфику высокотемпературных геотермальных месторождений вулканических областей и может служить методической основой при проведении поисково-разведочных работ и оценке эксплуатационных запасов рассматриваемых месторождений.

Рис. 2, табл. 1, библи. 8 назв.

УДК 550.837.6

ФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ПОЛЯ ВУЛКАНА. *Мороз Ю. Ф., Кобзова В. М., Мороз И. П., Сенчина А. Ф.* «Вулканология и сейсмология», 1988, № 3.

С помощью физической установки изучены особенности магнитотеллурического поля для модели вулкана с нижележащим однородным геоэлектрическим разрезом и для модели вулкана с коровым магматическим очагом разных размеров, залегающим на различных глубинах. Установлено существенное влияние вулканической постройки на характер поведения магнитотеллурического поля. Предложена методика учета ее влияния при оценке глубины залегания проводящего слоя. Определена разрешающая способность метода МТЗ по обнаружению коровых магматических очагов.

Рис. 4, библи. 4 назв.

УДК 551.21

ИЗВЕРЖЕНИЕ ВУЛКАНА ЭБЕКО В ОКТЯБРЕ — ДЕКАБРЕ 1987 Г. *Меняйлов И. А., Овсянников А. А., Широков В. А.* «Вулканология и сейсмология», 1988, № 3.

14 октября 1987 г. началось слабое фреатическое извержение вулкана Эбеко на о-ве Парамушир (Курильские острова). Деятельность вулкана характеризовалась постоянной фоновой эмиссией газов на высоту 50—150 м и периодическими пепловыми выбросами на высоту до 1000 м. За сутки происходило в среднем 5—6 пепловых выбросов, их максимальная тепловая мощность не превышала $4 \cdot 10^8$ Вт. По предварительным оценкам в сутки выносилось около 1000 т водяного пара.

Рис. 2, библи. 7 назв.

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

готовятся к печати:

Галкин И. Н. ВНЕЗЕМНАЯ СЕЙСМОЛОГИЯ. (Планета Земля и Вселенная). 10 л. 70 к.

Земная сейсмология шагнула на соседние планеты. Взгляд из космоса помогает лучше понять нашу Землю, ее прошлое, настоящее будущее. Книга рассказывает о начале, первых результатах и перспективах развития молодой науки — сравнительной сейсмологии планет.

Книга предназначена для читателей, интересующихся проблемами астрономии и наук о Земле.

Эттингер И. Л. НЕПРЕДСКАЗУЕМЫЕ КАТАСТРОФЫ И НЕОБЪЯТНЫЕ ЗАПАСЫ. ТВЕРДЫЕ РАСТВОРЫ МЕТАНА В ЗЕМНОЙ КОРЕ. (Человек и окружающая среда). 10 л. 70 к.

В книге идет речь о двух важных источниках энергии, без которых невозможно существование цивилизации на ее современном уровне. Это каменный уголь и природный газ. Однако эти два ценнейших вещества часто рождаются одновременно в земной коре и их очень трудно разъединить между собой, хотя добыче каждого из них мешает присутствие другого. Наличие метана в угольных пластах может привести к катастрофам, при которых гибнут люди. Что же такое твердый раствор метана в угле, каковы его физико-химические свойства и почему метан иногда из друга человека становится его врагом — вот вопросы, которые рассмотрены в предлагаемой книге.

Издание рассчитано на всех интересующихся вопросами физико-химии, геологии, экологии и энергетики.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга — почтой» «Академкнига»:

252030 Киев, ул. Пирогова, 4;
197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7;
117192 Москва, Мичуринский проспект, 12;
630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»