

ISSN 0203-0306

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ВУЛКАНОЛОГИЯ и СЕЙСМОЛОГИЯ



3·1990

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ

Журнал основан в январе 1979 г.

№ 3

Выходит 6 раз в год

1990

май—июнь

Москва, «Наука»

СОДЕРЖАНИЕ

Жаринов Н. А., Горельчик В. И., Белоусов А. Б., Белоусова М. Г., Гарбузова В. Т., Демянчук Ю. В., Жданова Е. Ю. Извержения и сейсмический режим Северной группы вулканов в 1986—1987 гг.	3
Апрелков С. Е., Соколов В. А., Синельников С. Г., Зеленский В. В. Условия формирования эффузивно-пирокластической толщи и габбро-диоритов р. Еловки (Центральная Камчатка)	21
Черткова Л. В., Стунжас П. А. Геохимия газов Парамуширского подводного источника (Курильская островная дуга)	36
Кирюхин А. В. Термогидродинамические характеристики потоков теплоносителя в гидротермальных резервуарах по результатам численного моделирования	51
Жаринов С. Е. Периодические волны в вязкодеформируемом магматическом канале	72

Краткие сообщения

Гирин О. А. Пирокластические отложения извержения вулкана Безымянный в октябре 1984 г.	82
Бондаренко В. И. Новая подводная кальдера у о-ва Онекотан (Курильские острова)	92

VOLCANOLOGY AND SEISMOLOGY

May—June

1990 • № 3

Editor-in-Chief L. N. RYKUNOV

CONTENTS

Zharinov N. A., Gorel'chik V. I., Belousov A. B., Belousova M. G., Garbuzova V. T., Demyanchuk Yu. V., and Zhdanova E. Yu. The Northern Group Volcanoes in Kamchatka in 1986—1987: Eruptions and Seismic Regime	3
Aprel'kov S. E., Sokol'kov V. A., Sinelnikov S. G., and Zelenskij V. V. Conditions of Formation of Effusive-Pyroclastic Layer and Gabbro-Diorites Near Yelovka River (Central Kamchatka)	21
Chertkova L. V., and Stunzhas P. A. Geochemistry of Gases of the Paramushir Submarine Spring (Northwestern Flank of Paramushir Island, Kuril Islands)	36
Kiryukhin A. V. Thermodynamic Characteristics of Heat Flow in Hydrothermal Reservoirs Obtained by Numerical Modeling	51
Zharinov S. E. Periodic Waves in a Viscous Deformable Magma Conduit	72
Brief Communications	
Girina O. A. Pyroclastic Deposits of the October 1984 Bezmyannyi Eruption	82
Bondarenko V. I. New Submarine Caldera Near Onkotan Island (Kuril Islands)	92

УДК 551.21 : 550.34

© 1990 г.

Н. А. ЖАРИНОВ, В. И. ГОРЕЛЬЧИК, А. Б. БЕЛОУСОВ,
М. Г. БЕЛОУСОВА, В. Т. ГАРБУЗОВА, Ю. В. ДЕМЯНЧУК,
Е. Ю. ЖДАНОВА

ИЗВЕРЖЕНИЯ И СЕЙСМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ СЕВЕРНОЙ ГРУППЫ ВУЛКАНОВ В 1986—1987 гг.

В статье приводятся данные режимных вулканологических, сейсмологических и геодезических наблюдений в районе вулканов Ключевской, Безымянный и Шивелуч за 1986—1987 гг. Рассматриваются различные типы вулканических землетрясений, их связь с извержениями.

THE NORTHERN GROUP VOLCANOES IN KAMCHATKA IN 1986—1987: ERUPTIONS AND SEISMIC REGIME, by Zharinov N. A., Gorel'chik V. I., Belousov A. B., Belousova M. G., Garbuzova V. T., Dem'yanchuk Yu. V., and Zhdanova E. Yu. This paper presents data of routine volcanological, seismological and geodetic observations in the region of Klyuchevskoi, Bezmyannyi and Shiveluch volcanoes in 1986—1987. Various types of volcanic earthquakes as well as their relationship with eruptions are considered.

(Received June 20, 1989)

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

В 1986—1987 гг. извергались три вулкана Северной группы: Ключевской, Безымянный и Шивелуч. Вулканы Плоский Толбачик и Ушковский находились в состоянии фумарольной деятельности.

Вулкан Ключевской

В течение 1986—1987 гг. в вершинном кратере Ключевского¹ вулкана продолжались частые эксплозивно-эффузивные извержения стромболианского и вулканско-стромболианского типов. В конце февраля 1987 г. на юго-восточном склоне вулкана образовался побочный прорыв.

Общая продолжительность эруптивного состояния вулкана в 1986 и 1987 гг. составляла соответственно примерно 25 и 41% времени. В периоды между извержениями в кратере наблюдалась только слабая фумарольная деятельность. Графики изменения во времени высоты эруптивных облаков, выброса бомб и продолжительности излияния лавовых потоков приведены на рис. 1.

Ниже в хронологическом порядке приводится описание активности Ключевского вулкана. Извержения подразделяются на этапы по соотношению эксплозивной и эффузивной деятельности. Даты начала и конца извержений (так же, как и этапов извержений) не всегда могли быть названы однозначно, особенно, когда в нашем распоряжении имелись лишь данные наземных визуальных наблюдений, зачастую неоднородных и прерывистых.

¹ Наблюдения за состоянием вулканов проводились сотрудниками Камчатской вулканостанции Е. Ю. Ждановой, А. Б. Белоусовым, М. Г. Белоусовой.

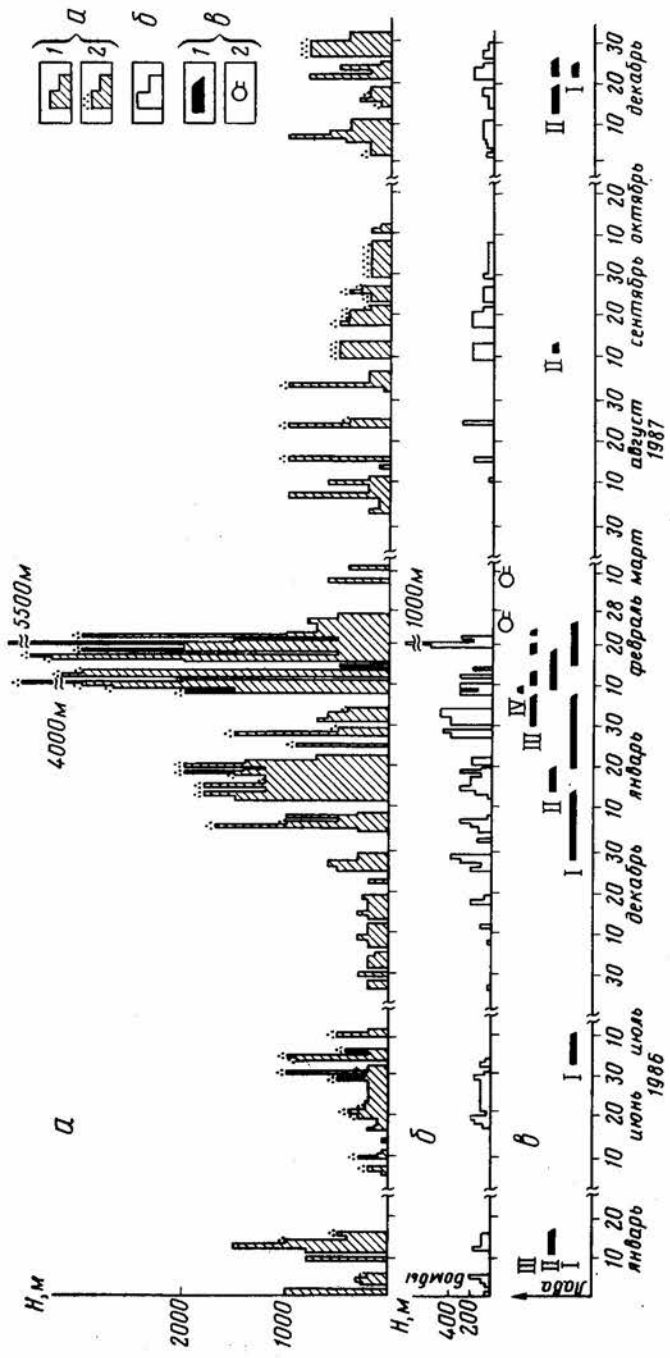


Рис. 1. Характеристики извержений Ключевского вулкана в 1986—1987 гг.: *a* — высота паргазовых (1) и пелловых (2) выбросов по визуальным данным; *b* — высота выбросов вулканических бомб; *v* — продолжительность излияния лавовых потоков (1) по западному (I), северо-западному (II), юго-восточному (III) желобам, северному склону вулкана (IV) и образованию побочных прорывов (2)

21 января 1986 г. закончилось терминальное извержение, описание которого дано в работе [2]. После этого наступил период покоя, который продолжался до начала июня.

Вершинное эксплозивно-эффузивное извержение 6.VI—11.VII.1986 г. В ходе этого слабого извержения выделены три этапа: I — эксплозивный (с 6 июня по 3 июля); II — эксплозивно-эффузивный (с 4 по 5 июля) и III — эффузивный (с 6 по 11 июля).

Эксплозивный этап. Первые признаки извержения были замечены 6 июня. В кратере происходили очень слабые — высотой в первые десятки метров — парагазовые выбросы. Начиная с 7 июня в выбросах появился пепел, высота выбросов возросла до 200—300 м. Иногда наблюдались парагазовые выбросы в виде колец.

18 июня в кратере начались частые выбросы раскаленных бомб. С этого момента деятельность приобрела типичный стромболианский характер. Бомбы выбрасывались из двух жерл на высоту до 100—200 м. Образовалось значительное количество пепла. Высота подъема эруптивного облака составляла 200—400 м, иногда 800 м. Описанный характер активности продолжался до 3 июля.

Эксплозивно-эффузивный этап. 4 июля началось излияние лавы в западный желоб. Одновременно с эффузивной деятельностью продолжались выбросы бомб из кратера на высоту до 150 м. Высота парагазовых выбросов (иногда с небольшой примесью пепла) достигала 200—400 м.

Эффузивный этап. 5 июля выбросы бомб почти прекратились. Деятельность вулкана приобрела чисто эффузивный характер. Над кратером поднималось только парагазовое облако на высоту до 200 м. 11 июля извержение закончилось. Лавовый поток спустился до отметки 4100 м. В конце извержения в кратере произошло несколько десятков газопепловых выбросов высотой до 500 м.

Период покоя продолжался до конца ноября 1986 г. 25 ноября было отмечено усиление фумарольной деятельности.

Вершинное эксплозивно-эффузивное извержение 27.XI.1986 г.—6.III.1987 г. и побочное извержение 23.II—12.III.1987 г. В событиях этого периода выделено три этапа: I — эксплозивный (с 27 ноября по 28 декабря 1986 г.); II — эксплозивно-эффузивный (с 29 декабря 1986 г. по 22 февраля 1987 г.) и III — этап побочного извержения (эффузивный) (с 23 февраля по 12 марта).

Эксплозивный этап. Извержение началось 27 ноября. В кратере происходили слабые парагазовые выбросы на высоту до 200—300 м. Ночью над кратером появлялось пульсирующее зарево. 8 декабря редкие выбросы раскаленных бомб в кратере достигали высоты 100 м. К концу декабря высота парагазовых выбросов возросла до 400—600 м. Высота выбросов бомб увеличилась до 200—300 м, выбросы следовали через 2—10 мин.

Эксплозивно-эффузивный этап. 29 декабря началось излияние лавы в желоб. Излияние лавы происходило на фоне сильной эксплозивной активности, которая носила типичный стромболианский характер. В кратере наблюдались выбросы бомб из нескольких жерл на высоту 150—200, иногда 300 м. Эруптивное облако белого цвета, местами с небольшой примесью пепла, поднималось на высоту 1000—1800 м. Период с 8 по 12.I.1987 г. характеризовался ослаблением эксплозивной деятельности. Выбросы бомб прекратились. Над кратером было видно только слабое пульсирующее зарево. 13 января интенсивная стромболианская деятельность возобновилась. В конце января высота выбросов бомб иногда достигала 400 м, а высота эруптивной колонны — 1,5—2 км.

Весь январь продолжалась интенсивная эффузивная деятельность. Лава изливалась преимущественно в западный желоб, где мощные лавовые потоки спускались до отметки 3500 м. С 15 по 20 января лава

изливалась в северо-западный желоб, лавовый поток достиг отметки 3700 м.

В феврале относительно ровная стромболианская деятельность сменялась сильной стромболианско-вулканской, которая продолжалась до 22 февраля 1987 г. Характерной чертой февральской активности, начиная с 7 февраля, было чередование периодов резкого усиления эксплозивной и эффузивной деятельности продолжительностью в несколько часов и периодов заметного ослабления, а иногда почти полного прекращения вулканической активности. В моменты усилений высота эруптивной колонны быстро увеличивалась от 1—2 до 3—4 км, одновременно резко возрастало количество пепла, усиливалась также эффузивная деятельность.

В ночь на 19 февраля высота выбросов пирокластического материала достигала 800 м при частоте 16 мин, отдельные бомбы поднимались на высоту 1,5 км над кромкой кратера, раскаленный пирокластический материал выбрасывался взрывами за пределы кратера, на склоны вулкана.

19 февраля в 9 ч. 30 мин. по местному времени наблюдалось ослабление эксплозивной деятельности вулкана, газопепловые выбросы достигали высоты 1,5 км над кромкой кратера. С 13 ч. 30 мин. активность центрального кратера вновь стала расти, газопепловая колонна поднялась на высоту 4,5 км над уровнем кратера, пепловые выбросы достигали высоты 1,5—2 км, верхняя часть эруптивной колонны расплылась горизонтальной наэлектризованной тучей дискообразной формы, площадью около 400 км². На расстоянии 15 км от кратера был слышен сильный непрерывный гул. К 17 ч. вечера высота вертикальной части газопеплового столба достигла 5,5 км над уровнем кратера (рис. 2). Величина расхода пирокластического материала в кульминационный момент извержения составила 100 т/с.

В феврале лавовые потоки попеременно изливались во все три желоба: западный, северо-западный и юго-восточный. 9 февраля небольшой лавовый поток излился на северный склон вулкана между северо-западным и юго-восточным желобами.

Излияние лавы вызвало бурную фреатическую деятельность в трех желобах вулкана; абсолютная высота подъема фреатических облаков достигала 5 км и более. Продвижение лавы по ледовому панцирю вулкана сопровождалось образованием грязевых потоков, спускавшихся до абсолютных отметок 1—2 км над уровнем моря.

Этап побочного прорыва. 23—24 февраля на юго-восточном склоне вулкана на высоте 3570 м образовалась радиальная трещина, из которой спокойно излился лавовый поток длиной около 1 км (рис. 3). 6 марта одновременно с излиянием лавы из первой трещины ниже по склону, на высоте 3000—2000 м, раскрылась вторая трещина, и небольшая порция лавы излилась под ледник Шмидта (перевал между вулканом Ключевской и потухшим вулканом Камень). В момент образования первой боковой трещины 22—23 февраля эксплозивная активность вершинного кратера несколько снизилась (наблюдались газопепловые выбросы высотой 200—1000 м), излияние лавы из кратера по юго-восточному желобу продолжалось до 25 февраля. Движение лавовых потоков из обеих побочных трещин продолжалось несколько дней. К 13 марта побочное извержение прекратилось. Одновременно прекратилась заметная эксплозивная деятельность центрального кратера.

Вулкан находился в состоянии покоя до конца июля 1987 г. В этот период (по-видимому, в основном в первой половине июня) на вершине внутрикратерного шлакового конуса образовался колодецеобразный провал диаметром около 200 м.

Вершинное эксплозивно-эффузивное извержение 28.VII—11.X.1987 г. носило в основном стромболианский характер. Продукты этого извер-

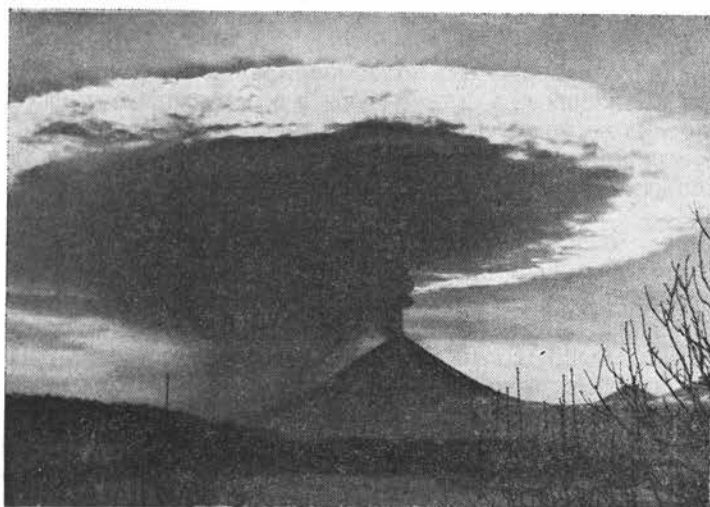


Рис. 2. Активность Ключевского вулкана 19 февраля 1987 г. Высота эруптивной колонны 5,5 км. Вид с севера из г. Ключи. Фото А. Б. Белоусова



Рис. 3. Лавовый поток побочного прорыва на юго-восточном склоне Ключевского вулкана 25 февраля 1987 г. Фото А. Б. Белоусова

жения заполнили колодцеобразный провал, и, вероятно, поэтому лава на склоны вулкана почти не излилась.

Начало извержения было замечено 28 июля. До 10 августа над кратером наблюдались только пульсирующее зарево и слабая парогазовая деятельность. Начиная с 10 августа в кратере стали наблюдаться выбросы бомб из 2—5 жерл на высоту 200—300 м. Высота парогазовых выбросов составляла 400—1000 м. Иногда в выбросах появлялся пепел. В кон-

це августа наблюдалось ослабление активности. Утром 2 сентября в кратере произошло несколько десятков пепловых выбросов высотой до 1 км, после чего извержение возобновилось в прежнем режиме. 11—12 сентября произошло излияние лавы в северо-западный желоб. Длина лавового потока не превысила 700 м. В конце сентября — начале октября 1987 г. интенсивность извержения стала постепенно ослабевать, и 11 октября извержение прекратилось. Период покоя продолжался до 30 ноября 1987 г.

Вершинное эксплозивно-эффузивное извержение 1—31.XII. 1987 г. За серией пепловых выбросов последовала деятельность типично стромболианского характера. Парогазовое эруптивное облако поднялось на высоту 200—800 м. Иногда в выбросах в незначительном количестве появлялся пепел. Высота выбросов бомб составляла около 100 м. 13—26 декабря произошло излияние лавы в северо-западный желоб, 21—23 декабря — в западный желоб. Эффузивная деятельность была очень слабой, длина лавовых потоков не превышала 300—400 м. 26—28 декабря в кратере происходили отдельные пепловые выбросы на высоту 400—800 м. 29—31 декабря началось ослабление вулканической деятельности. Но затем вершинное извержение продолжилось в 1988 г. Его описание будет дано в следующем сообщении.

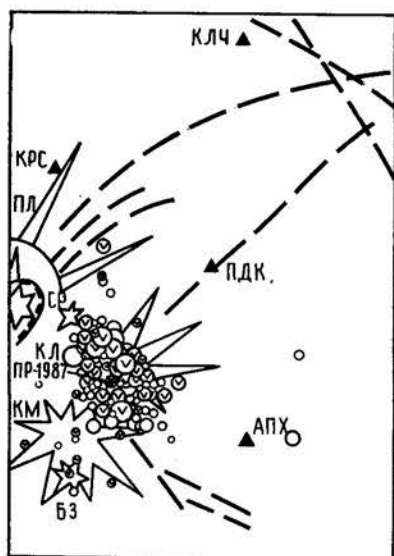
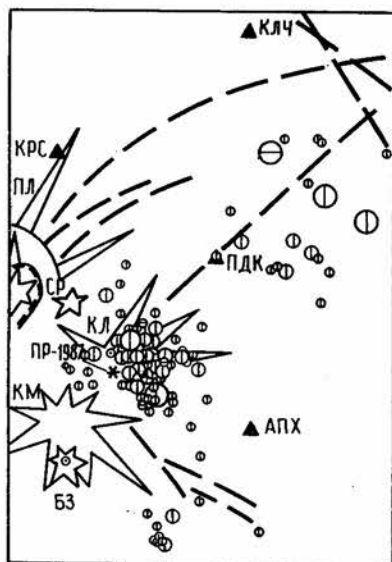
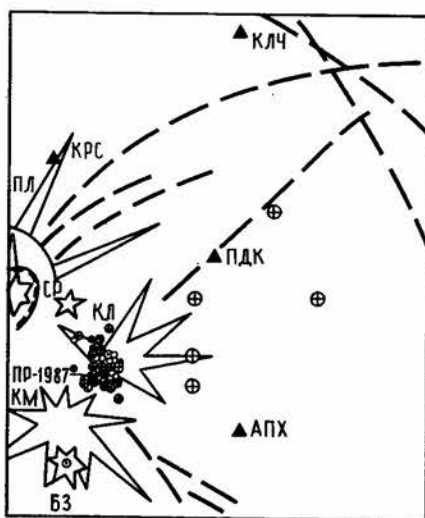
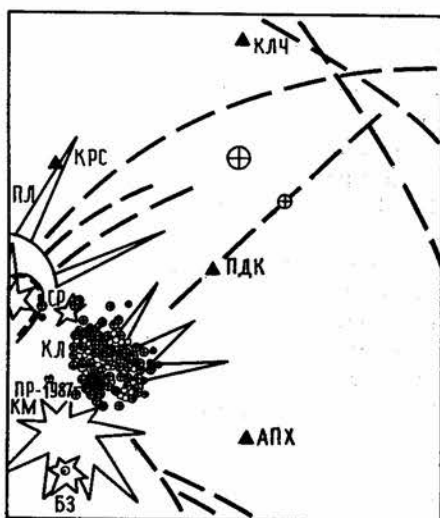
В целом, как было отмечено [6], несмотря на достаточно сильные извержения последних лет, в 1983—1987 гг. в питающей системе Ключевского вулкана происходило накопление магмы.

Сейсмичность². В 1986—1987 гг., как и в предыдущие годы [3, 6], сейсмическая активность Ключевского вулкана, связанная с его вершинными и побочным извержениями, проявлялась в сейсмоактивной зоне вокруг центрального кратера. Послойные карты эпицентров землетрясений, происходивших в 1986—1987 гг. в районе Ключевского и Безымянного вулканов, приведены на рис. 4. Интервалы глубин для карт выбирались с учетом особенностей пространственного размещения эпицентров относительно вершинного кратера Ключевского вулкана. Как видно из рис. 4, в 1986—1987 гг. сейсмическая активность под Ключевским вулканом захватывала все горизонты земной коры, от самого конуса до глубин ~40 км. Наибольшая плотность эпицентров наблюдалась на глубинах менее 5 км и 25 и более (до 30 км). В интервале глубин 5—20 км вокруг вершинного кратера просматривалась свободная от землетрясений область, диаметр которой в направлении с запада на восток составлял около 3 км, т. е. формально не превышал ошибку определения эпицентров.

Подобная картина распределения землетрясений сохраняется, по данным в течение более длительного (1971—1985 гг.) срока наблюдений [6], и свидетельствует о том, что небольшая в плане, но достаточно протяженная по глубине (приблизительно от 5 до 20 км) асейсмичная область под вершинным кратером Ключевского вулкана, по-видимому, действительно существует.

Глубже 20 км, в нижних горизонтах земной коры (см. рис. 4), сейсмическая активность под Ключевским вулканом сконцентрирована в довольно локальной зоне диаметром ~6 км. В ней происходят группы и рои землетрясений в основном слабее 7-го энергетического класса, очень схожие между собой по характеру записи. Продолжительность групп и роев от нескольких часов до нескольких месяцев. Наибольшее количество землетрясений в этой зоне было зарегистрировано в мае — декабре 1986 г., во время перерыва между сильными вершинными извержениями конца 1985 — начала 1986 г. и конца 1986 — начала 1987 г.

² Обработка сейсмологических данных проводилась В. Т. Гарбузовой, Г. И. Райт, Е. В. Степановой, В. И. Левиной, А. Г. Жариновой под руководством В. И. Горельчик.

$H < 5 \text{ км}$  $5 \text{ км} \leq H < 20 \text{ км}$  $20 \text{ км} \leq H < 25 \text{ км}$  $25 \text{ км} \leq H < 40 \text{ км}$ 

Энергетический класс

 $K = \lg E, \text{ Дж}$

○ < 5 ○ 6 ○ 7 ○ 8 ○ 9



Глубина очага, км

 ⊙ < 0 ⊕ 5÷9 ⊕ 20÷29
 ○ 0÷4 ⊕ 10÷19 ● 30÷39

0 3 6 9 км

Рис. 4. Послойные карты эпицентров землетрясений в районе Ключевского и Безымянного вулканов в 1986—1987 гг. 1 — действующие вулканы: КЛ — Ключевской; БЗ — Безымянный; 2 — потухшие вулканы: ПЛ — Ближний Плоский (Крестовский); СВ — Средний; КМ — Камень; 3 — кальдера вулкана Ближний Плоский (Крестовский); 4 — центры побочного извержения 1987 г.; 5 — предполагаемые тектонические нарушения; 6 — сейсмостанции

Распределение во времени числа и энергии землетрясений I ($H \geq 5$ км) и II—III ($H < 5$ км) типов [5] в сейсмоактивной зоне под Ключевским вулканом в 1986—1987 гг. происходило по наблюдавшейся ранее [6] схеме: во время активизации вулкана преобладающее количество землетрясений возникало в постройке вулкана, а в перерывах между извержениями — на глубинах 5—30 км; при этом, как правило, по мере приближения извержения сейсмическая активность с глубин 25—30 км перемещалась на более высокие уровни земной коры (10—15 км) и максимальный энергетический класс увеличивался до 7,5 и более (рис. 5, а, б). Наиболее заметно это проявилось в 1985—1987 гг.

28 июля 1987 г. в 10 ч. 30 мин. по Гринвичскому времени в 6 км к юго-востоку от вершинного кратера на глубине ~ 15 км были зарегистрированы землетрясения с $K_s = 9,2$ и четыре более слабых толчка. Приблизительно тогда же над кратером было замечено пульсирующее зарево (начало вершинного извержения) появилось вулканическое дрожание, а в дальнейшем — землетрясения в постройке вулкана (см. рис. 5). В отличие от предыдущих лет, в 1986—1987 гг. значительно возросло количество землетрясений с глубиной очага более 5 км, которые продолжались и после начала вершинных извержений. По-видимому, это обусловлено главным образом возросшей потенциальной активностью вулкана, в питающей системе которого, несмотря на извержения 1983—1987 гг., накапливалась магма [6], а отчасти — уже упоминавшейся выше неопределенностью в разделении по времени периодов извержения и покоя (с увеличением продолжительности «активных» периодов в состоянии вулкана в последние годы эта неопределенность также возросла).

Вершинные извержения Ключевского вулкана, как и прежде, сопровождалось роями землетрясений на глубинах менее 5 км, непрерывным вулканическим дрожанием и взрывными землетрясениями (см. рис. 5).

Наиболее значительные рои поверхностных землетрясений наблюдались в прикратерной зоне в 1987 г.: 20.II—6.III; 24.VIII—1.IX; 28.XII; 1987—8.I.1988 г. Рой 20.II—6.III предвещал образование центров побочного извержения на юго-восточном склоне вулкана.

Низкочастотное вулканическое дрожание (в.д.) регистрировалось на всех этапах извержений, отражая в общих чертах их характер и интенсивность. Усиление стромболианской активности вершинного кратера (увеличение высоты выбросов раскаленных бомб), а также интенсивная эксплозивно-эффузивная деятельность вулкана сопровождалась увеличением амплитуды в.д. (июнь — июль 1986 г.; декабрь 1986 — январь 1987 г., см. рис. 5). Изменение в режиме вершинного извержения в феврале 1987 г., когда после сравнительно ровной стромболианской и эффузивной деятельности началось чередование периодов ослабления и резкого усиления стромболианско-вулканической и лавовой активности, отразилось на ходе низкочастотного в.д. С 7 по 22 февраля изменение средней и максимальной амплитуд в.д. приобрело пульсирующий характер (средняя амплитуда изменялась от 0,3—0,4 до 3—4 мкм, максимальная — от 3—4 до 13—14 мкм, см. рис. 5).

На фоне отмеченных изменений в режиме извержения и в.д. 20.II 1987 г. началась сейсмическая подготовка побочного прорыва Предвиденного. Развитие предвещающего роя 20.II—6.III подробно описано В. И. Горельчик в работе [6]. Как видно на рис. 6, эпицентральная область роя была вытянута с северо-запада на юго-восток, в этом же направлении 20—22.II наблюдалось смещение эпицентров землетрясений накануне образования 23.II первой эруптивной трещины на юго-восточном склоне Ключевского вулкана. При этом не было обнаружено какой-либо тенденции в изменении глубины очагов, варьировавшей от 3 км ниже до 3 км выше уровня моря. Отмеченные особенности пространственно-временного развития роя землетрясений 20.II—6.III.1987 г.

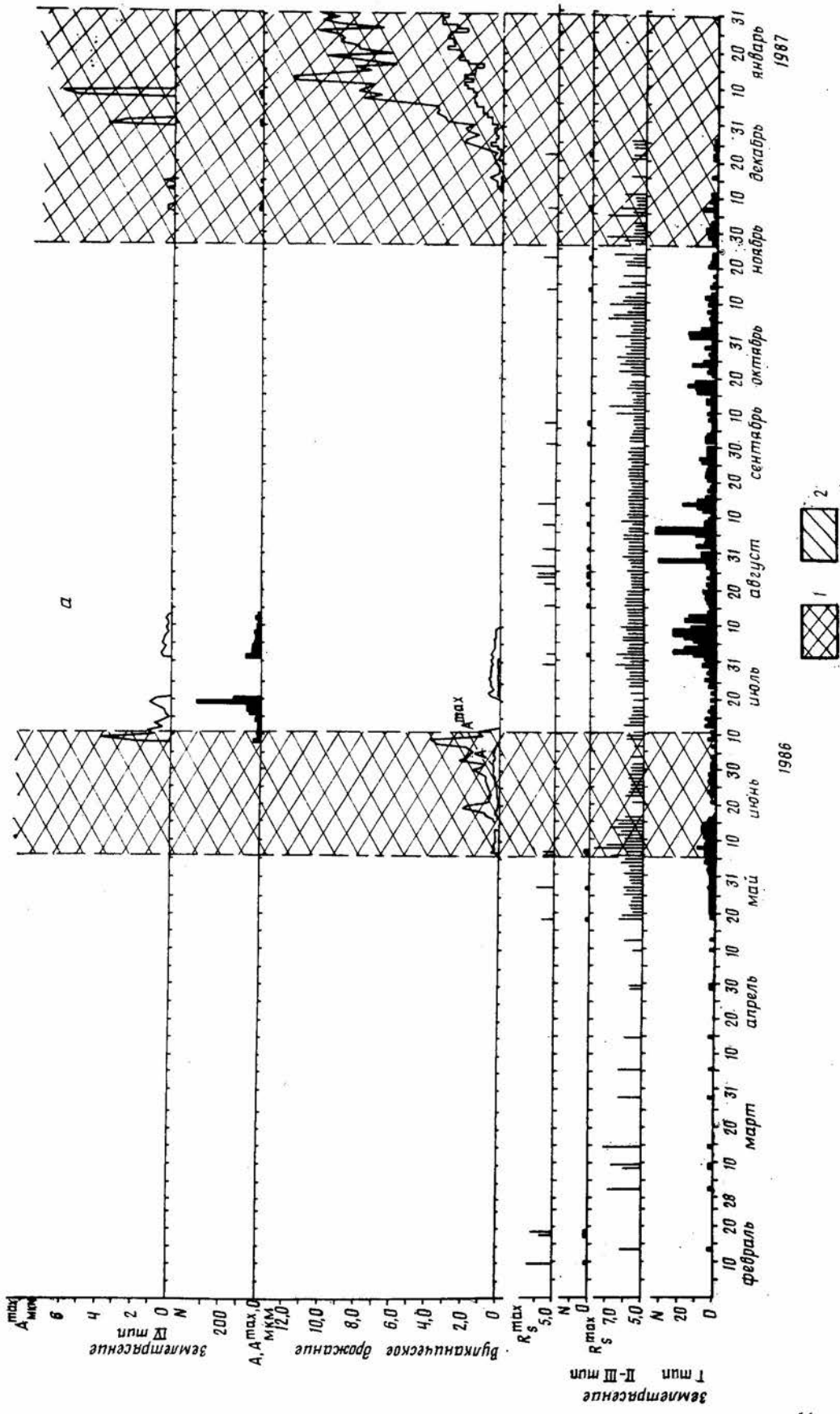


Рис. 5а

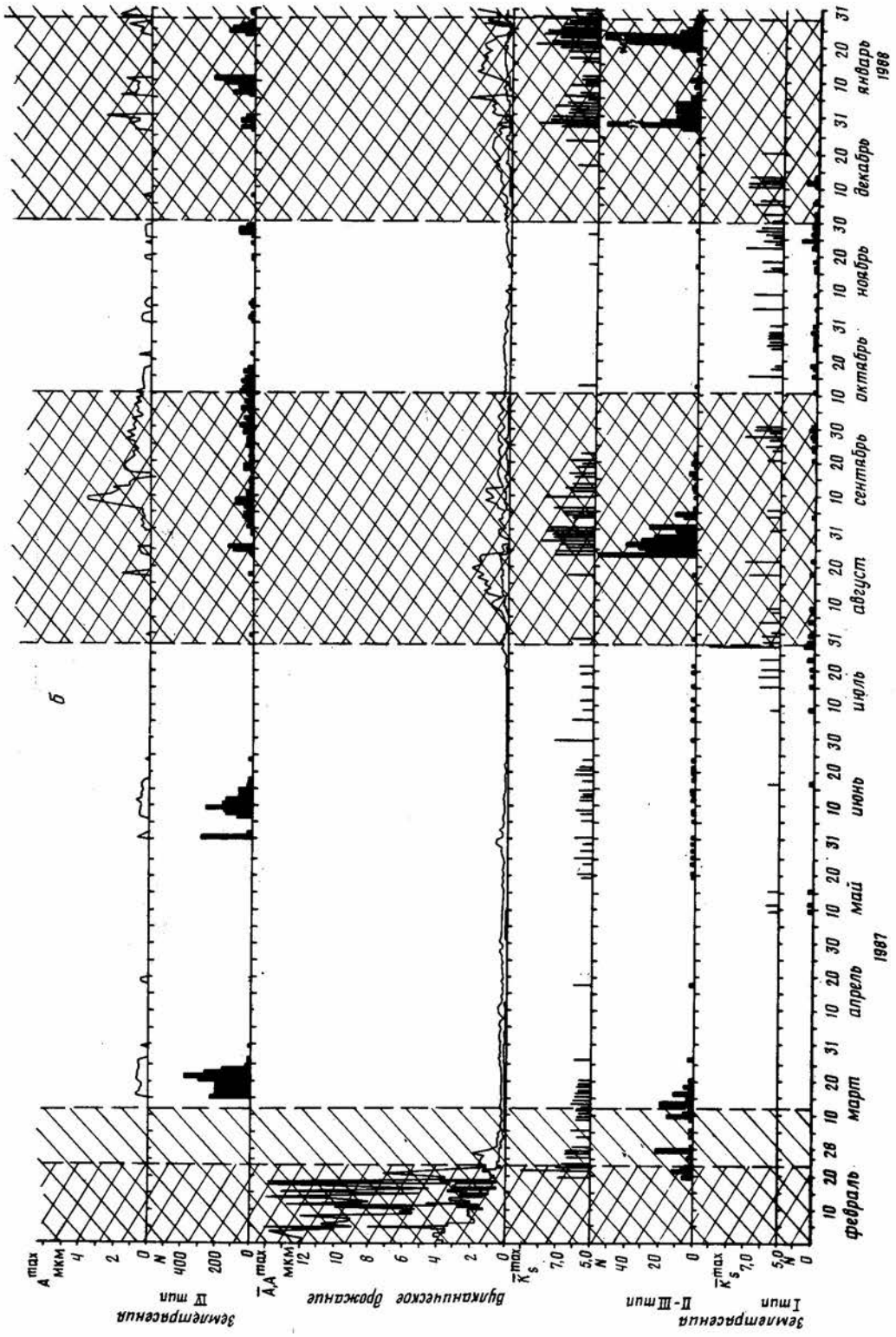


Рис. 56

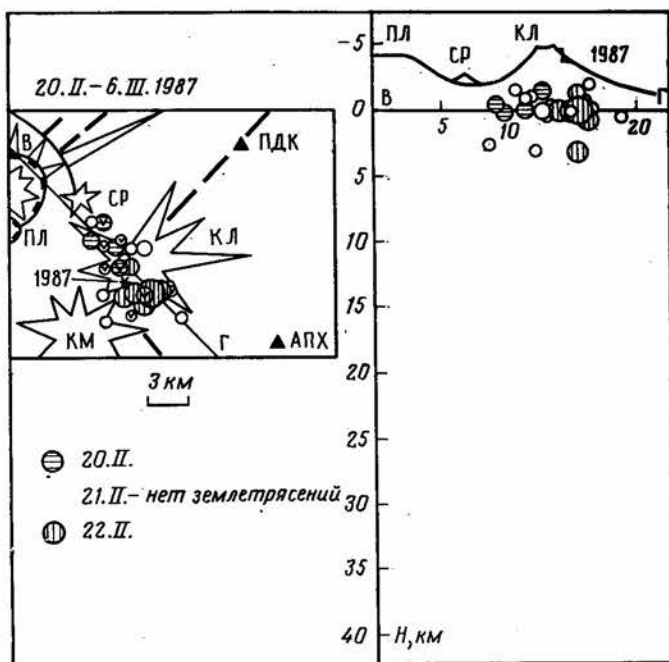


Рис. 6. Карта эпицентров роя землетрясений 20.II—6.III. 1987 г., предвавшего образование 23.II—первой и 6.III—второй трещины побочного прорыва Предвиденный. Условные обозначения см. на рис. 4

позволяют говорить о сходстве сейсмических подготовок прорыва Предвиденного и прорыва им. 8 Марта в 1980 г. [9].

Взрывные землетрясения (IV тип, по классификации П. И. Токарева) регистрировались на Ключевском вулкане (см. два верхних графика на рис. 5) не только (и не столько) в наиболее активные фазы вершинных извержений (в это время любые землетрясения невозможно выделить из-за высокого уровня в. д.), но главным образом после окончания извержений, вернее, после того, как прекращалась заметная активность вершинного кратера. Судя по рис. 5, в первые недели, а иногда и месяцы, после исчезновения явных признаков извержения (выброса бомб, прекращения движения лавовых потоков на склонах и т. д.) в центральном кратере продолжалась взрывная деятельность, но взрывы в кратере, по-видимому, происходили на относительно большей глубине, вследствие чего они лучше регистрировались сейсмологической аппаратурой, хотя и не были замечены при визуальных наблюдениях.

Геодезические наблюдения³. В 1985—1987 гг. на Ключевском вулкане высокоточное нивелирование выполнялось по двум профилям, расположенным по радиусам к вулкану. Профиль I имеет азимут 45°, основная часть этого профиля проходит вдоль руч. Киргурич. Ближайший к кратеру Ключевского вулкана репер на этом профиле расположен на высоте

³ Геодезические наблюдения выполнены Н. А. Жариновым и Ю. В. Демянчуком под руководством Н. А. Жаринова.

Рис. 5. Суточные изменения характеристик сейсмической активности Ключевского вулкана в 1986—I.1987 (а) и 1987 (б) гг. по данным сейсмостанции АПХ. Снизу вверх: графики изменения числа N и максимального энергетического класса вулканических землетрясений I и II—III типов, средней A и максимальной A^{\max} амплитуд вулканического дрожания, числа N и максимальной амплитуды A^{\max} вулканических землетрясений IV типа. 1—продолжительность вершинных извержений с излиянием лавы на склоны вулкана; 2—продолжительность побочных извержений

1150 м на расстоянии 11,5 км от кратера. Профиль II имеет азимут 135°. Профиль проходит вдоль дороги на сейсмическую станцию Апахончич. Ближайший к кратеру вулкана репер на профиле II расположен на высоте 750 м над уровнем моря.

Общий характер вертикальных смещений, зарегистрированных на профиле I, соответствует подъему склона вулкана с 1985 по 1986 г. Амплитуда смещения близка ~ 50 мм. За 1986—1987 гг. значительных смещений (по сравнению с 1980—1985 гг.) на профиле I не зарегистрировано. На профиле II с 1985 по 1986 г. также наблюдался подъем склона, но меньший по величине, чем на профиле I (~ 10 мм). В 1987 г.

нивелирование части профиля II выполнено с 24.VI по 10.VII; зарегистрировано опускание реперов профиля относительно исходного до 70 мм. Нивелирование в сентябре оставшейся более близкой к кратеру части профиля обнаружило подъем реперов почти

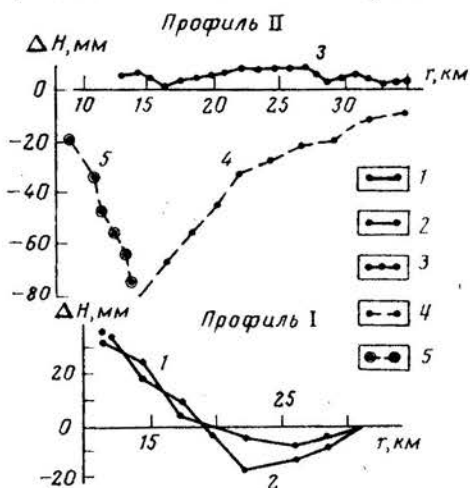


Рис. 7

Рис. 7. Изменение превышений ΔH по нивелирным профилям I и II. 1 — разность превышений по профилю I за 1986—1985 гг.; 2 — то же за 1987—1985 гг.; 3 — разность превышений по профилю II за 1986—1985 гг.; 4 — то же за VIII. 1987—1985 гг.; 5 — то же за IX. 1987—1985 гг.

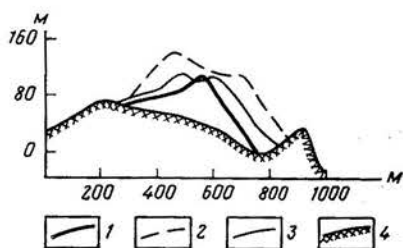


Рис. 8

Рис. 8. Высота внутрикратерного шлакового конуса Ключевского вулкана (разрез ориентирован с востока на запад). Даты определения высоты: 1 — 5.IX.1984 г.; 2 — 8.IX.1986 г.; 3 — 19.VI.1987 г.; 4 — контур вершинного кратера

на ту же величину (рис. 7, кривая 5). Различный характер смещений, зарегистрированных на двух профилях в различные временные интервалы, может быть связан с изменениями, происходящими за время наблюдений, а также с локальными особенностями участков нивелирных профилей.

За ростом шлакового конуса внутри кратера в 1986—1987 гг. продолжались наблюдения с помощью одностороннего тригонометрического нивелирования. При этом определялась высота самого крупного, видимого из г. Ключи, шлакового конуса. Высота этого внутрикратерного конуса относительно северной кромки кратера была близка: 5.IX.1984 — 108 м, 8.IX.1986 — 120 м и 19.VI.1987 — 130 м (рис. 8). Соответственно увеличивался и объем этого конуса (1,6; 4,0 и 16 млн. т).

Вулкан Безымянный

В 1986 и 1987 гг. активность вулкана оставалась достаточно высокой, однако по сравнению с 1984 и 1985 гг. извержения стали несколько слабее. В 1986 г. произошло два сходных между собой эксплозивно-эффузивных извержения, которые по характеру существенно не отличались от извержений последних лет. Для 1987 г. была характерна почти непрерывная, спокойная эксплозивно-эффузивная деятельность.

После прекращения извержения 14 декабря 1985 г. вулкан находился в состоянии покоя до середины апреля 1986 г. Начало подготовки нового извержения было замечено 16 апреля, когда при облете кратера была зафиксирована деформация поверхности лавового потока, излившегося в ноябре 1985 г. Изменение формы лавового покрова имело вид куполовидного вздутия, расположенного в восточном секторе кратера, в области жерла. Такие изменения наблюдались раньше Б. В. Селезневым и др. [4]. С 16 апреля по 16 июня продолжалось развитие медленных деформаций лавового покрова, вызванных экструзивным процессом и эпизодическими обвалами «холодного» несветящегося материала с неустойчивой восточной части куполовидного вздутия, наблюдавшимися 21 апреля и 12 мая. Начиная с 17 июня интенсивность выжимания лавовой пробки заметно возросла, значительно участились каменные лавины. В верхней части купола сформировался обелиск высотой около 80 м и диаметром основания около 100 м. 23 июня обелиск разрушился и на его месте стала выжиматься порция вязкой лавы. В ночь с 24 на 25 июня, когда вулкан был закрыт облачностью, произошло слабое эксплозивное извержение. В ходе этого извержения образовался глыбово-пепловый пирокластический поток, который прошел по восточному склону вулкана расстояние около 4 км. После прекращения эксплозий 25 июня возобновилась спокойная эффузивная деятельность. Лавовый поток спустился по впадине на восточном склоне вулкана, образовавшейся во время эксплозивного извержения 1985 г. Он полностью перекрыл лавовые потоки 1985 г. 26 июня извержение закончилось.

С 27 июня по 11 августа вулкан находился в состоянии умеренной fumarальной деятельности. 12 августа наблюдалось формирование новых fumarальных выходов на склоне купола «Новый», образующем юго-восточный борт абразионной впадины. Прорывы газовых струй вызывали обвалы в средней части юго-восточного борта, с частотой до 6 обвалов в час. Хронометрирование в течение суток показало, что прорывы газовых струй, вызывавших камнепады, сопровождалось землетрясениями. Выносы обвального материала были короткими и не выходили за пределы впадины. Начиная с 19 сентября на перегибе между кратером и абразионной впадиной отчетливо просматривалась деформация лавового потока в виде куполовидного вздутия. Началось медленное выдавливание лавовой пробки, сопровождавшееся редкими обвалами холодного материала купола. 15 декабря с обелиска, образовавшегося в районе жерла, стал обваливаться раскаленный материал. 16 декабря после обрушения обелиска из жерла началось выдавливание порций вязкой лавы. 17 и 18 декабря, когда вершина была закрыта облачностью, произошло слабое эксплозивное извержение, в ходе которого сформировался глыбово-пепловый пирокластический поток. Он прошел расстояние около 4,5 км и перекрыл пирокластический поток летнего извержения. Извержение завершилось излиянием лавового потока, аналогичного потоку летнего извержения. 22 декабря извержение прекратилось.

Состояние покоя продолжалось до середины января 1987 г., когда в области жерла вновь началось выдавливание лавовой пробки, перешедшее в начале марта в выжимание вязкой лавы (рис. 9). Этот процесс продолжался с усилениями и ослаблениями до конца февраля 1988 г. В зависимости от вязкости лавы происходило либо излияние короткого лавового потока, либо формирование жесткого обелиска. В результате к началу 1988 г. впадина на восточном склоне вулкана, образовавшаяся во время сильного эксплозивного извержения в июне — июле 1985 г., оказалась заполненной.

Сейсмологические наблюдения. Сейсмические явления, связанные с активностью в. Безымянный, весьма разнообразны. Образцы записи и характеристики различных типов сейсмических событий даны в рабо-



Рис. 9. Купол в. Безымянный 10 марта 1987 г. Фото А. Б. Белоусова

тах [3, 8]. В 1986—1987 гг. на в. Безымянный, как и в прежние годы, регистрировались слабые землетрясения II—III типов с глубиной очага от 0 до 3 км выше уровня моря, $K_s=6,5$. Часть этих землетрясений, координаты которых удалось определить, показана на рис. 4. Всего на ближайшей к вулкану с/ст. Апахончич в 1986 г. было зарегистрировано 24 землетрясения II—III типа с $K \geq 5,0$, а в 1987 г. — одно. Некоторые из этих землетрясений, например 21.IV и 12.V.1988 г., сопровождались обвалами восточной части купола. Эксплозивное извержение 17—18.XII. 1986 г. сопровождалось спазматическим вулканическим дрожанием, длившимся около 2,5 ч ($A^{\max} - 1,5$ мкм; $A_{ср} - 0,6$ мкм; $T=0,7$ с). Во втором полугодии 1987 г. (июнь, июль, ноябрь) на сейсмограммах с/ст. Апахончич нередко регистрировались каменные лавины.

Вулкан Шивелуч

Как уже отмечалось ранее [1, 7], с 1984 г. на экструзивном куполе андезитового состава, образовавшемся в 1980—1981 гг., стали наблюдаться редкие отдельные газопепловые эксплозии. В 1986 и 1987 гг. по сравнению с 1984 и 1985 гг. характер активности вулкана существенно не изменился. Большую часть времени купол находился в состоянии слабой фумарольной деятельности. Высота фумарольных струй редко достигала 100 м. На фоне постоянной активности на куполе и в атрио продолжались одиночные газопепловые эксплозии. Все эксплозии имели сходный характер и представляли собой внезапные выбросы — продувки газопирокластического материала продолжительностью до нескольких десятков секунд. В результате формировалась эруптивная колонна с поверхностью типа цветной капусты. Высота колонны во время наиболее сильных выбросов достигала 4—5 км. В нижней и средней частях колонны отмечались многочисленные молнии различной ориентировки длиной до 50 м. У основания эруптивных колонн иногда возникали базисные пирокластические волны, которые распространялись радиально на расстояние до 300 м. Выпадение больших количеств тефры на склоны купола порождало многочисленные небольшие лавины горячего

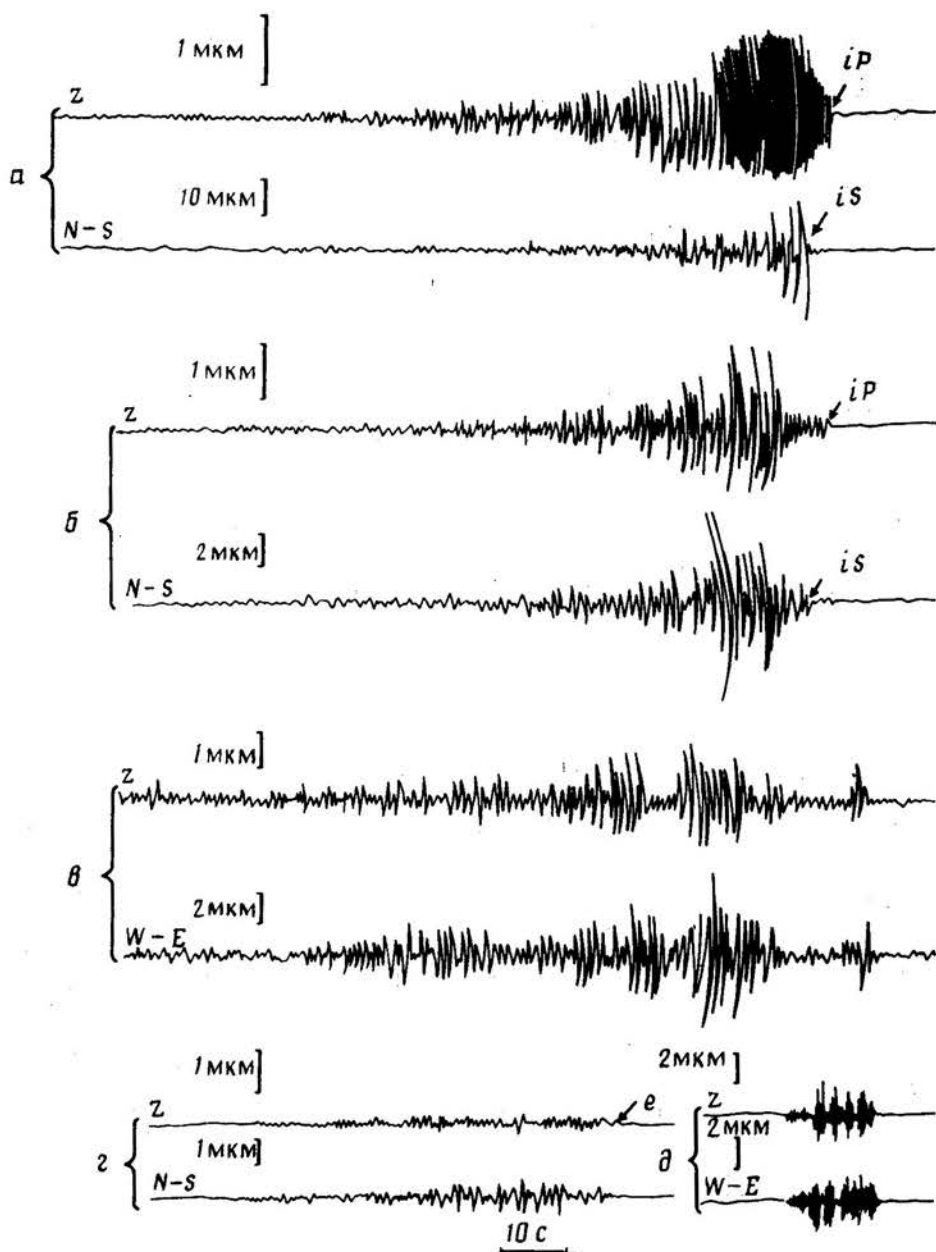


Рис. 10. Образцы записи землетрясений из района в. Шивелуч на сейсмостанции Байдарной (БДР): *a*—землетрясения I типа; *b*—землетрясения II (III) типа; *v*—спазматическое вулканическое дрожание, сопровождающее выбросы на куполе; *z*—низкочастотные сейсмические события; *d*—высокочастотные сейсмические события

обломочного материала, которые обычно не выходили за пределы агломератовой мантии купола. Свечения выброшенного материала не наблюдалось.

В 1986 и особенно 1987 г. количество эксплозий увеличилось до 5–7 в месяц. Параллельно с этим увеличением эруптивные центры постепенно локализовались. Так, если в 1984 и 1985 гг. в результате каждого взрыва на куполе обычно образовывалась новая воронка диаметром до 18–48 м [1], то в 1986–1987 гг. на вершине купола обособились

три крупные воронки, которые стали основными центрами эксплозивной активности. Подавляющее большинство эксплозий происходило на вершине купола и только отдельные — в атрио.

Продукты эксплозий представлены раздробленным материалом различной размерности (от блоков диаметром до 0,5 м до тонкого пепла). Оскольчатая морфология частиц показывает, что дроблению подвергался твердый, уже закристаллизованный материал купола.

Сейсмическая активность. Слежение за сейсмическим режимом вулкана Шивелуч ведется с помощью радиотелеметрических сейсмических станций (ртс) Байдарный (БДР, открыта в 1980 г.) и Купол (КПЛ, открыта в 1986 г.), расположенных соответственно в 8,5 и 3,5 км от эксплозивного купола. Сведения о сейсмичности вулкана за 1980—1985 гг.

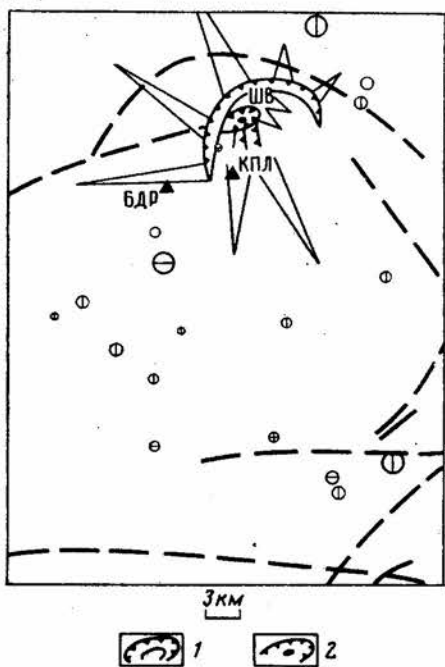


Рис. 11. Карта эпицентров землетрясений в районе в. Шивелуч за 1986—1987 гг. 1 — древняя кальдера в. Шивелуч; 2 — молодой купол вулкана. Остальные условные обозначения см. на рис. 4

приведены в отчете [3]. Поскольку сейсмические станции работают вблизи в. Шивелуч сравнительно недавно, детальные сведения о землетрясениях и их связи с состоянием активного купола только начинают накапливаться. Ниже приводятся характеристики регистрируемых на вулкане сейсмических событий, которые будут уточняться по мере поступления новых данных.

Землетрясения в районе в. Шивелуч по характеру записи можно разделить на следующие основные типы: 1) тектонические и подобные им вулканические землетрясения с глубиной очага более 5 км, происходящие в области радиусом ~ 20 км от кратера ($S-P < 5,0$ с на ртс БДР), генерирующие относительно высокочастотные (частота f более 2 Гц) колебания с импульсными первыми вступлениями; эти землетрясения соответствуют I типу вулканических землетрясений по классификации П. И. Токарева [5]; 2) неглубокие вулканические землетрясения, локализованные на глубинах 0—3 км и менее под вулканом, с более длинными периодами колебаний, нечеткими вступлениями объемных волн и интенсивными поверхностными волнами (II—III тип, по П. И. Токареву); 3) поверхностные события, связанные с лавинами, камнепадами, выбросами газа и пепла из купола; для установления природы этих землетрясений требуются более детальные наблюдения; среди этих событий различаются высокочастотные (5 Гц и более) и низкочастотные (0,5—1 Гц) серии колебаний, последние образуют сложную волновую картину, при которой трудно выделить вступления волн (IV тип землетрясений, по П. И. Токареву); 4) вулканическое дрожание (в. д.) — низкочастотные колебания продолжительностью от нескольких минут до нескольких часов, сопровождающие выбросы-продувки газопирокластического материала; нередко, как и на в. Безымянный [8], в. д. на в. Шивелуч включает в себя следующие друг за другом землетрясения II—III типов, образуя спазматическое в. д. с резко меняющейся амплитудой колебаний.

Образцы записи перечисленных выше типов землетрясений на ртс БДР приведены на рис. 10.

Основные сведения о сейсмической активности вулкана Шивелуч в 1986—1987 гг. (по данным с/ст. Байдарный)

Год, месяц	Сейсмическая активность										Состояние вулкана по данным визуальных наблюдений	
	землетрясения I типа (S-P < 5,0 с)		землетрясения II—III типов (S-P < 5,0)		высокочастотные сейсмические события (f > 2,5 Гц)		низкочастотные сейсмические события (0,5 ≤ f < 2,5 Гц)		вулканическое дрожание с Δmax ≥ 0,2 мкм			
	N	K _S max	N	K _S max	N	Δ max, мкм	N	Δ max, мкм	N	суммарная продолжительность Δt, ч		Δ max, мкм
1986	I	2	6,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	II	1	6,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	III	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	IV	1	7,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	V	14	8,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	VI	8	5,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	VII	2	4,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	VIII	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
IX	1	5,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
X	1	7,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
XI	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
XII	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
1987	I	3	5,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	II	4	4,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	III	1	4,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	IV	1	4,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	V	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	VI	1	6,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	VII	2	5,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	VIII	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	IX	1	7,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	X	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	XI	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	XII	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
28 марта	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	28 марта выпадение пепла на вулкане
1 июля	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1 июля пепловый выброс; H = 0,6 км
13 и 26 августа	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	13 и 26 августа пепловые выбросы, H = 2,0 км
1 сентября	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1 сентября пепловый выброс; H = 0,6 км
12 января	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	12 января пепловый выброс; H = 3,0 км
8 марта	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8 марта выпадение пепла на вулкане
17, 22 и 26 мая	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	17, 22 и 26 мая пепловые выбросы
15, 16 и 19 июля	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	15, 16 и 19 июля пепловые выбросы; H = 5,0 км
12 августа	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	12 августа выпадение пепла
9 сентября	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	9 сентября » »
11 октября	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	11 октября » »
9 ноября	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	9 ноября » »
6 декабря	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6 декабря » »

Основные сведения о сейсмической активности в Шивелуч за 1986—1987 гг. даны в таблице. В нее включены все сейсмические события, зарегистрированные ртс БДР с $A^{\max} \geq 0,2$ мкм.

Карта эпицентров землетрясений, координаты которых удалось определить, приведены на рис. 11. Как и в прежние годы [3], землетрясения 6—8-го энергетических классов на глубинах 0—20 км происходили в области радиусом 15—20 км вокруг кратера вулкана, преимущественно к югу и востоку от него. Одновременно очаги большинства относительно слабых землетрясений I—III типов (как правило, с $K_s < 7,5$) располагались, судя по преобладающей величине $S-P < 0,5-2,5$ с, под активным куполом либо не дальше 5—10 км от него.

По данным за предыдущие годы [3], максимальная сейсмическая активность на в. Шивелуч наблюдалась в первом полугодии 1981 г., когда средняя скорость роста экструзивного купола была еще достаточно большой ($\sim 0,8$ м/сут). После прекращения роста купола с конца 1981 г. уровень сейсмичности на вулкане упал и вновь увеличился в 1984 г., одновременно с развитием эруптивной деятельности на куполе. Как видно в таблице, количество сейсмических событий всех типов, за исключением в. д. в 1986 г., было несколько большим, чем в 1987 г. Максимумы числа землетрясений I—III типов, а также высокочастотных и низкочастотных землетрясений приходились на весенне-летние месяцы, что связано, вероятно, со специфическими гидрогеологическими условиями в районе купола [7]. Суммарная сейсмическая энергия землетрясений II—III типов, а также число случаев регистрации и суммарная продолжительность непрерывно-спазматического в. д., обычно сопровождавшего эксплозивную деятельность купола, в 1987 г. были больше, чем в 1986 г. (см. таблицу). Это подтверждается и визуальными наблюдениями. В целом в 1987 г. количество взрывов на в. Шивелуч по сравнению с 1984 г. увеличилось почти на порядок (от 4—5 событий в 1984 г. до 35—40 в 1987 г.).

Авторы благодарят сотрудников Камчатской вулканостанции и Опытно-методической сейсмической партии Института вулканологии, принимавших участие в получении и обработке материалов, положенных в основу настоящей статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Двигало В. Н. Рост купола в кратере вулкана Шивелуч в 1980—1981 гг. по фотограмметрическим данным//Вулканология и сейсмология. 1984. № 2. С. 104—110.
2. Жаринов Н. А., Жданова Е. Ю., Белоусов А. Б. и др. Активность Северной группы вулканов Камчатки в 1985 г.//Вулканология и сейсмология. 1988. № 3. С. 3—12.
3. Разработка и опробование системы прогноза вулканических извержений на Камчатке: Отчет о НИР (заключит.)//ВНИЦентр. ГР 02860046458. Инв. № 528. Петропавловск-Камчатский, 1986. Гл. 3, 4. С. 63—227.
4. Селезнев Б. В., Двигало В. Н., Гусев Н. А. Развитие вулкана Безымянный по данным стереофотограмметрической обработки материалов аэрофотосъемок//Вулканология и сейсмология. 1983. № 1. С. 52—64.
5. Токарев П. И. Извержения и сейсмический режим вулканов Ключевской группы. М.: Наука, 1966. 118 с.
6. Федотов С. А., Жаринов А. А., Горельчик В. И. Деформации и землетрясения Ключевского вулкана, модель его деятельности//Вулканология и сейсмология. 1988. № 2. С. 3—42.
7. Федотов С. А., Иванов Б. В., Двигало В. Н. и др. Деятельность вулканов Камчатки Курильских островов в 1984 г.//Вулканология и сейсмология. 1985. № 5. С. 3—23.
8. Чубарова О. С., Горельчик В. И., Гарбузова В. Т. Сейсмический режим вулкана Безымянный в 1975—1979 гг.//Вулканология и сейсмология. 1983. № 3. С. 58—69.
9. Gorelchik V. I., Zharinov N. A. Mechanism of Klyuchevskoy flank eruptions of 1974, 1980, 1983 and 1987 as shown by seismological and geodetical data//Proceedings of the Kagoshima Inter. Conference on Volcanoes. 1988. P. 75—78.

УДК 551.263.2+552.312.8 : 551.242.22(571.66)

© 1990 г.

С. Е. АПРЕЛКОВ, В. А. СОКОЛКОВ, С. Г. СИНЕЛЬНИКОВ,
В. В. ЗЕЛЕНСКИЙ**УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЭФФУЗИВНО-
ПИРОКЛАСТИЧЕСКОЙ ТОЛЩИ И ГАББРО-ДИОРИТОВ
р. ЕЛОВКИ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАМЧАТКА)**

В статье содержатся новые оригинальные материалы по составу, строению и структурному положению одного из интересных районов Центральной Камчатской депрессии. На основе региональных сопоставлений авторы пришли к выводу о том, что породы указанного района относятся к поздне-меловому комплексу, характеризующему островную дугу полуострова и простирающемуся от юго-западной части Ганальского хребта до юга Корякского нагорья. По приуроченности района к области высших значений сил тяжести высказывается предположение о наличии здесь комплексов, маркирующих полеозону субдукции.

CONDITIONS OF FORMATION OF EFFUSIVE-PYROCLASTIC LAYER AND GABBRO-DIORITES NEAR YELOVKA RIVER (CENTRAL KAMCHATKA), by Aprel'kov S. E., Sokol'kov V. A., Sinelnikov S. G., and Zelenskii V. V. The paper presents new data on rock composition, structure and structural position of one of the interesting areas of the Central Kamchatka depression. Based on regional comparison the authors arrived at a conclusion that rocks of the above area are referred to the Late Cretaceous island arc complex which characterizes the island arc of the peninsula and stretches from the south-western Ganalskii Ridge to the south of Koryak highland. The area being confined to the region of maximum gravity values, the proposition in made about the existence of complexes which mark the subduction paleozone.

(Received June 3, 1988)

PGO «Kamchatgeologiya», Petropavlovsk-Kamchatskii, 683016, USSR

Бассейн р. Еловки, крупного левого притока р. Камчатки, в силу ряда причин остается геологически слабо изученным. Здесь не проводилась даже региональная геологическая съемка, поэтому материалы по геологии этого района, полученные авторами, могут представлять определенный интерес.

Общие сведения

В 1947 г. по рекам Еловке, Озерной и Маимле прошел маршрутом В. Н. Винюков, который по р. Еловке выделил «туфогенную» толщу (мощностью 7000 м) предположительно палеогенового возраста, а в ее верховьях и по рекам Озерной и Маимле — осадочные отложения еловской толщи олигоцен-нижнемиоценового возраста и кавранской серии. Последние, по мнению В. Н. Винюкова, слагают обширную мульду, краевые части которой представлены «туфогенной» толщей¹.

¹ Винюков В. Н. Геологические исследования в Еловско-Озерновском районе Восточной Камчатки (отчет геолого-съемочной партии Камчатской экспедиции). № 16. Камчатские территориальные геологические фонды (КТГФ). Петропавловск-Камчатский, 1948. 128 с.

Юго-западная часть выходов «туфогенной» толщи в районе слияния рек Еловки и Лево́й изучена в 1968—1970 гг. при среднемасштабной геологической съемки Е. В. Дараганом², который выделил в ее разрезе три самостоятельных стратиграфических подразделения: кирганикскую свиту верхнемелового возраста (туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты андезитового состава, мощностью 500—600 м), нерасчлененную палеогеновую (андезиты, базальты, туфы, мощностью 600—700 м) и кинкильскую свиту (туфы, туфобрекчии, мелкогалечные, валунные конгломераты с потоками андезитобазальтов и реже дацитов, мощностью 1500 м). В отложениях, отнесенных к кинкильской свите, обнаружены крупные раковины устриц (*Ostrea sentu lato sp.*, *Pectunculus sp.*), которые, по заключению М. А. Пергамента (геологическая съемка масштаба 1:200 000, 1970 г.), известны в верхнем сеноне северо-западной Камчатки и в палеогене Маметчинского полуострова.

Авторами в 1985—1987 гг. проведены исследования в бассейне р. Лево́й и повторен маршрут В. Н. Винюкова по р. Еловке. Результаты этих работ (дешифрирование аэро- и космоснимков, маршрутная заверка данных дешифрирования, изучение разрезов и петрохимических особенностей пород) позволили уточнить геологическое строение этого района и сделать вывод, что «туфогенная» толща формировалась в зоне сочленения океан — континент и скорее всего является аналогом кирганикской свиты как находящейся с ней в одной структурно-формационной зоне. Следующие разделы работы посвящены доказательству этого тезиса. Также выявлена крупная и, как показано ниже комагматичная вмещающим породам интрузия габбро-диоритового состава.

Характеристика разреза толщи

Образования эффузивно-пирокластической толщи расположены в центральной части участка в районе среднего течения р. Еловки (рис. 1).

Геологический разрез вдоль р. Еловки представлен следующими горизонтами (снизу вверх, мощность, м):

1) базальты черные пироксеновые с шаровой отдельностью и прослой туфобрекчий, состоящих из обломков и глыб (до 0,8 м) пироксеновых базальтов и связующей массы, представленной литокристаллокластическими псефитовыми туфами (40);

2) базальты черные массивные пироксеновые, переслаивающиеся с зелено-серыми плагиофировыми серыми массивными базальтами, черными лавобрекчиями пироксеновых базальтов, редкими прослоями зелено-серых и черных туфобрекчий основного состава. В верхней части пачки наблюдается увеличение пирокластического материала: появляются прослой псефитовых, псаммитовых туфов (70);

3) пачка переслаивающихся зелено-серых псефитовых литокластических туфов с псаммитовыми и псаммо-псефитовыми туфами и редкими маломощными потоками андезитов (20);

4) базальты пироксеновые с шаровой отдельностью, переслаивающиеся с темно-серыми скрытокристаллическими стекловатыми базальтами и редкими прослоями туфогравелитов, туфобрекчий с псефитовой литокристаллокластической связующей массой (75);

5) пачка вулканогенно-осадочных пород, сложенная линзовидно-переслаивающимися туфоконгломератами, туфогравелитами, туфопесчаниками, туффитами. Азимут падения — от 60 до 230°, \angle падения 7—10°: 330°, \angle 7—10° (70);

² Дараган Е. В. Геологическое строение восточного склона Срединного хребта в бассейнах рек Кунхилок, Лево́й и Двухъярточной (отчет по геолого-съёмочным работам м-ба 1:200 000 на территории листа 0—57—XXIX. Партия № 9, работы 1968—1970 гг.). № 3233. КТГФ. Петропавловск-Камчатский, 1971. 307 с.

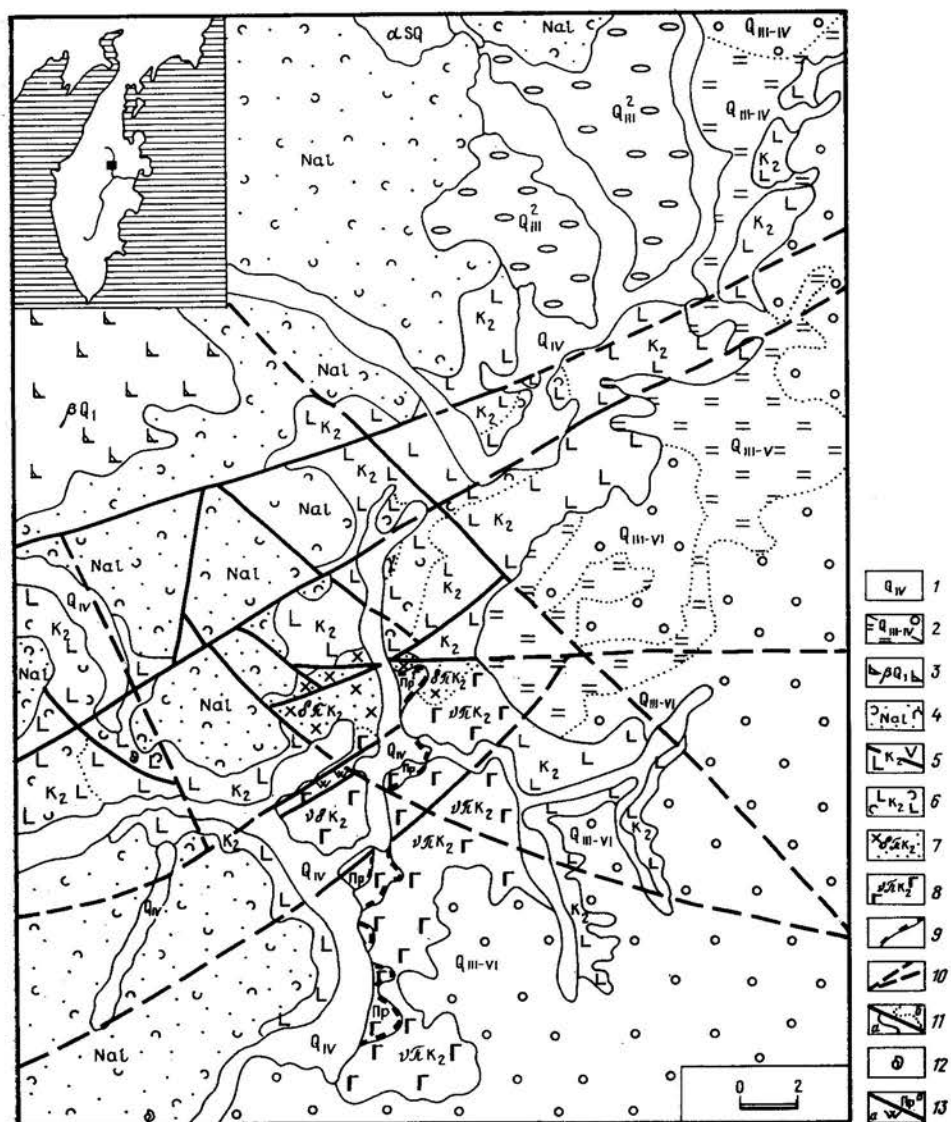


Рис. 1. Схематическая геологическая карта среднего течения р. Еловки. 1 — современные аллювиальные отложения; 2 — верхнеплейстоцен-голоценовые рыхлые отложения; а — озерно-болотные, б — пирокластические; 3 — нижнечетвертичные платобазальты; 4 — вулканогенно-осадочные отложения алнейской серии; 5 — эффузивные верхнемеловые отложения; 6 — пирокластические верхнемеловые отложения; 7 — диоритовые порфириды; 8 — габбро-порфириды; 9 — зона надвига; 10 — прочие разрывные нарушения; 11 — геологические границы: а — нормальные, б — фациальные; 12 — места находок фауны; 13 — зона измененных пород: а — типа вторичных кварцитов, б — типа пропилов. На врезке — район исследований

6) пестрые псефитовые туфы, туфобрекчи с обилием обломков миндалекаменных разностей базальтов, единичные маломощные потоки лав миндалекаменных пироксеновых базальтов, лавобрекчий базальтов, плагиопорфировых миндалекаменных андезитов (40);

7) потоки базальтов с азимутом падения 70° , $\angle 15^\circ$ (12);

8) валунно-галечниковые грубосортированные туфоконгломераты (в обломках — пироксеновые базальты, андезиты, диоритовые порфириды), переслаивающиеся с туфогравелитами (30);

9) черные туфобрекчии, псефитовые туфы основного состава с единичными потоками (5—7 м) гигантопорфировых пироксеновых базальтов. В туфобрекчиях преобладают обломки пироксеновых базальтов. Элементы падения варьируются в пределах $320\text{--}330^\circ$, $\angle 20^\circ$; 300° , $\angle 20^\circ$, 240° , $\angle 15^\circ$ (40).

В юго-западной части площади в районе слияния рек Еловки, Левой, Рассошиной разрез толщи представлен (снизу вверх, мощность, м):

1) базальты массивные и миндалекаменные с прослоями туфобрекчий основного состава, состоящих из обломков тех же базальтов с псефитовой кристаллолитокластической связующей массой (200);

2) туфо- и лавобрекчии базальтов, андезитобазальтов с прослоями агломератовых туфов основного состава, содержащих отдельные глыбы до 1,5—2,0 м в поперечнике, сливных черных базальтов и их миндалекаменных разностей. Базальты отмечаются в виде отдельных потоков мощностью 6—8 м. В верхней части пачки появляются горизонты псаммитовых и псефитовых туфов (100);

3) переслаивающиеся потоки базальтов и андезитобазальтов мощностью 5—6 м (30);

4) пачка, сложенная переслаивающимися туффитами псаммитовой и псефитовой размерности (прослои от 0,1—0,15 до 4 м), туфобрекчиями, псефитовыми туфами (75).

В. Н. Винюков, полагавший, что «туфогенная» толща имеет моноклинальное падение, оценивал ее мощность в 7000 м. По нашим данным, общая мощность не превышает 1000 м.

Среди литологических разностей наибольшим распространением пользуются пироксеновые базальты, лавобрекчии и туфобрекчии пироксеновых базальтов. Вулканогенно-осадочные породы занимают подчиненное положение и составляют не более 10% от общего объема толщи. По составу они обычно отвечают эффузивам, с которыми находятся в разрезе. Характеризуются преимущественно слабой окатанностью и сортированностью обломочного материала, грубой слоистостью, часто содержат растительный детрит, что свидетельствует о накоплении толщи в условиях мелкого моря и в небольшой удаленности от центров извержений.

Петрографический состав

Среди эффузивов выделяются пироксеновые базальты (нередко с очень крупными, до 10—15 мм, кристаллами), характеризующиеся порфировой и лампрофировой структурами. Порфировые выделения принадлежат крупным кристаллам авгита, единичным кристаллам оливина, замещенного вторичными минералами. Структура основной массы интерсертальная, реже долеритовая состоит из зерен клинопироксена, рудного, табличек плагиоклаза и незначительного количества стекла. Миндалины выполнены хлоритом, карбонатом, цеолитами.

Менее распространены нормальные и плагиофировые базальты. Для них характерны порфировая, сериально-порфировая, гломеропорфировая, редко полифировая структуры. Фенокристаллы представлены плагиоклазом, клинопироксеном (авгитом), оливином. Основная масса обладает интерсертальной и долеритовой, реже микролитовой структурами. Основная масса сложена удлиненными микролитами плагиоклаза и зернами пироксена, а также рудным, погруженными в девитрифицированное стекло. По мезостазису и порфировым выделениям широко развиты вторичные минералы: хлорит, эпидот, карбонаты, цеолиты. Миндалины выполнены хлоритом, карбонатами, цеолитами, анальцимом, редко — кварцем.

Андезиты, андезитобазальты имеют незначительное распространение. Для них характерны сериально-порфировая и гломеропорфировая, реже порфировые структуры при преобладающей микролитовой структуре основной массы. Порфировые выделения представлены сростками и единичными кристаллами измененного плагиоклаза, часто с пойкилитовыми вростками кварца, единичными кристаллами клинопироксенов, в некоторых разностях — ортопироксенов свежего облика. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, мелкими зернышками пироксенов, склеенных бурым стеклом. Из вторичных минералов развиты цеолиты, гидрослюда, хлорит.

Лавобрекчии базальтов характеризуются пористой миндалекаменной текстурой и обломочной структурой. Порода состоит из растащенных обломков миндалекаменных базальтов. Связующей обломки массой служит палагонитизированное стекло с погруженными в него кристаллами и обломками кристаллов авгита, плагиоклаза. Поры выполнены цеолитами, хлоритом. По стеклу развиты хлорит, карбонаты, палагонит, цеолиты, глинистые агрегаты.

Среди пирокластического материала преобладают грубые туфы и туфобрекчии основного и среднеосновного состава. Для них характерны псефитовая, псаммо-псефитовая литокластическая, кристаллолитокластическая структуры. Среди обломков эффузивов преобладают пироксеновые базальты, реже оливинные и плагиопорфировые базальты, андезиты с разнообразными структурами основной массы, обломки миндалекаменных лав, стекла. Кристаллокластический компонент представлен обломками кристаллов авгита, оливина, плагиоклаза. Связующая обломки масса представлена хлорит-карбонат-цеолит-глинистым агрегатом с реликтами мелких обломков пород и кристаллов.

Интрузивные породы

Отложения толщи прорваны крупной интрузией габбро-порфиритов и диоритовых порфиритов, оконтурить которую из-за недостатка маршрутов не удалось. Эта интрузия пропущена В. Н. Винюковым и не обнаружена геологической съемкой. Интрузивные породы прослежены по р. Еловке в субмеридиональном направлении на протяжении 16 км, по рекам Мостовой и Левой, в субширотном — на 9 км, что свидетельствует о значительных параметрах интрузии. Основная часть тела интрузии расположена на левобережье р. Еловки.

Габбро-порфириты, доминирующие в интрузии, представлены темно-серыми до черных средне- и крупнокристаллическими породами с лампрофировой, реже порфировой структурой и призматически-зернистой, долеритовой, реже диабазовой, толентовой основной массой. В порфировых выделениях, особенно в лампрофировых разностях, преобладает авгит; единичны кристаллы оливина, плагиоклаза. В плагиопорфировых разностях наблюдаются обратные взаимоотношения. Порфировых выделений — от 50 до 80%. Основная масса сложена короткотаблитчатыми кристаллами плагиоклаза, ксеноморфными зернами клинопироксена, рудным минералом. Вторичные изменения представлены хлоритизацией, эпидотизацией, карбонатизацией; менее проявлена актинолитизация, амфиболитизация, цеолитизация.

Диоритовые порфириты, иногда среднекристаллические диориты, представляют собой более поздние образования, имеющие рвущие контакты с габбро-порфиритами. В эндоконтактах отмечается обилие ксенолитов последних. Микроскопически породы характеризуются порфировой структурой и призматически-зернистой, диоритовой основной массой. В порфировых вкрапленниках преобладают альбитизированный плагиоклаз и роговая обманка, авгит — в единичных зернах. Основная

Химический состав (вес. %) и плотность (г/см³) пород эффузивно-пирокластической толщи и габбро-порфиритов

Номер пробы	Окислы, вес.%; плотность, г/см ³													Σ	a1'	σ	Название пород		
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O* н.10 ⁻³	SO ₃	P ₂ O ₅					CO ₂	H ₂ O ⁻ H ₂ O ⁺
<i>Еловский массив (К₂)</i>																			
1540-3	48,58	0,55	11,45	4,63	5,20	0,24	12,37	11,83	2,11	0,44	4,8	0,05	0,08	0,43	2,35	99,96	0,502	1,165	Габбро
1540-2	50,02	0,54	10,86	6,25	3,65	0,20	10,86	14,02	1,25	0,23	2,2	0,14	0,07	0,25	2,06	100,40	0,523	0,342	Габбро-порфирит
2860	48,32	0,64	12,80	5,42	6,47	0,21	9,73	11,36	1,76	0,43	1,7	0,05	0,05	1,10	1,83	100,16	0,592	0,902	»
1540	49,70	0,50	10,50	5,33	4,66	0,19	12,24	13,74	1,19	0,30	2,4	0,05	0,07	0,29	1,59	100,32	0,473	0,331	»
2879	49,60	0,68	17,69	4,99	5,23	0,22	5,81	10,43	2,46	0,73	1,7	0,05	0,15	0,83	1,40	100,22	1,104	1,542	»
1529	52,98	0,66	18,04	5,05	4,73	0,20	4,68	8,52	2,92	0,83	1,6	0,12	0,11	0,08	1,52	100,38	1,246	1,387	Габбро-диорит
1533	54,08	0,76	17,65	4,82	5,44	0,20	3,91	8,24	2,67	1,39	1,6	0,21	0,16	0,07	0,90	99,63	1,324	1,488	Диорит
1524-1	55,78	0,63	16,40	4,61	4,31	0,18	4,60	7,85	2,67	1,67	2,4	0,19	0,14	0,07	0,95	100,32	1,228	1,474	»
1543	47,02	0,83	17,70	6,13	4,48	0,24	9,76	5,73	2,65	0,63	1,7	2,57	0,15	0,07	2,36	100,32	0,868	2,676	Габбро
2492-1	50,38	0,80	16,53	5,57	4,35	0,18	6,25	6,95	3,61	0,87	3,2	0,03	0,15	0,18	4,03	99,85	1,022	2,720	Габбро-порфирит
2492-2	51,90	0,65	12,85	7,37	3,45	0,18	8,34	9,14	2,84	0,53	2,8	0,03	0,08	0,05	2,50	99,80	0,672	1,276	»
2492-3	49,76	0,62	12,56	6,20	4,41	0,19	9,19	9,87	2,94	0,63	4,0	0,03	0,08	0,05	3,36	99,81	0,634	1,885	Габбро
2493-3	49,98	0,54	11,38	4,95	5,22	0,21	11,83	9,87	2,20	0,26	3,2	0,03	0,08	0,14	3,26	99,87	0,526	0,867	Габбро-порфирит
2493-1	46,40	0,87	15,42	5,69	4,60	0,19	6,49	8,41	3,00	0,60	5,7	0,25	0,20	2,95	4,63	99,70	0,919	3,812	Габбро
2493-5	52,22	0,73	18,87	5,36	3,64	0,25	3,51	8,47	3,19	1,54	2,9	0,06	0,31	0,39	1,53	100,07	1,508	2,427	Габбро
2138	50,35	0,55	9,44	4,59	5,14	0,21	11,65	14,36	1,32	0,18	3,9	0,03	0,07	0,37	1,97	100,17	0,442	0,306	Габбро-порфирит
2493-4	51,18	0,74	18,61	5,67	3,99	0,23	3,71	8,68	3,27	1,35	1,8	0,03	0,27	0,45	1,61	99,76	1,392	2,609	»
2136	56,02	0,69	15,36	3,15	5,36	0,16	4,11	7,63	3,29	2,03	2,30	0,03	0,16	0,05	1,64	99,60	1,217	2,174	Диорит
2135-11	53,69	0,71	19,65	4,75	2,87	0,15	2,83	7,44	3,52	1,98	2,0	0,11	0,20	0,05	1,33	99,23	1,880	2,830	Диорит-порфирит
2862	56,36	0,70	15,44	4,92	4,04	0,29	5,42	7,01	2,62	1,87	1,3	0,05	0,14	0,04	1,30	99,85	1,097	1,509	Диорит
2136-1	53,04	0,49	20,29	2,86	3,46	0,12	4,07	9,20	3,23	1,38	1,9	0,05	0,14	0,08	1,56	99,97	1,953	2,117	»
<i>Эффузивно-пирокластическая толща (К₂)</i>																			
1541-5	48,18	0,78	13,35	6,72	5,29	0,24	7,74	10,99	2,64	0,73	2,4	0,05	0,10	0,43	3,4	99,99	0,697	2,192	Лавобрекия
1511	53,82	0,65	16,48	5,32	3,68	0,24	5,60	8,83	2,67	1,25	2,4	0,06	0,12	0,30	1,88	100,40	1,129	1,420	Базальт
1505	49,86	0,70	17,00	6,84	3,30	0,22	5,50	10,03	2,34	0,40	1,3	0,05	0,13	0,13	3,89	100,34	1,087	1,094	»
1504	52,98	0,65	18,12	7,19	1,45	0,15	4,03	6,28	2,98	2,17	1,7	0,05	0,05	0,09	4,17	100,31	1,430	2,658	Андезит-базальт
1538	46,96	0,75	18,05	7,63	3,13	0,24	5,97	8,19	2,92	1,82	6,3	0,05	0,17	0,23	3,53	100,39	1,079	5,674	Базальт
1521-2	55,02	0,68	16,05	5,02	3,58	0,15	5,08	8,08	2,62	1,26	1,3	0,05	0,17	0,04	2,40	100,40	1,473	1,298	Андезит
1513	51,88	0,65	16,90	6,82	0,79	0,13	4,52	6,34	2,12	0,94	6,3	0,05	0,11	0,09	8,83	100,12	1,393	1,054	Туфобрекия

1525	52,16	0,70	47,07	5,08	5,42	0,14	6,01	6,19	3,18	0,77	4,0	0,07	0,12	0,18	2,80	99,89	1,034	1,703	Туф псефитовый
1517-1	56,50	0,70	15,85	5,53	2,67	0,22	3,14	7,01	2,69	2,38	2,2	0,05	0,21	0,09	3,11	100,10	1,400	1,904	Андезит
1514	44,52	0,63	17,42	8,01	0,99	0,15	6,29	5,83	4,85	1,07	1,6	0,05	0,11	0,07	40,32	100,26	23,057	Туф базальтовый	
1508-1	44,44	0,73	16,84	7,68	2,72	0,17	5,99	9,59	2,50	0,49	1,6	0,05	0,16	0,07	8,61	99,99	1,027	6,208	»
2118	54,50	0,72	17,89	5,32	2,86	0,20	2,58	4,37	3,99	2,75	2,4	0,03	0,38	0,09	2,61	99,74	1,663	3,950	Андезит
2121-4	60,42	0,87	13,91	3,29	3,97	0,12	1,41	4,37	3,82	3,32	2,5	0,03	0,38	0,05	3,61	99,51	1,604	2,926	»
2124-1	51,70	0,69	18,52	5,36	2,74	0,12	3,81	7,85	4,09	1,51	2,5	0,07	0,19	0,32	2,60	99,57	1,555	3,605	Туф псефитовый
2127-1	48,98	0,75	16,75	6,27	4,08	0,36	5,36	10,32	2,65	0,86	4,1	0,03	0,18	0,09	2,99	99,64	1,066	2,060	Базальт
2130	54,56	0,70	15,05	4,81	3,86	0,17	4,96	7,96	2,97	1,46	2,8	0,03	0,17	0,13	2,95	99,75	1,104	1,698	Андезит
2036-7	50,52	0,80	18,76	3,92	5,47	0,17	4,43	10,37	2,77	1,46	4,9	0,07	0,13	0,25	1,83	99,97	1,357	1,405	Лавобрекчия анде- зита
2112-1	49,28	0,69	16,59	6,41	2,67	0,16	4,45	8,06	2,47	1,52	2,0	0,04	0,19	1,42	6,55	100,50	1,226	2,535	Базальт
2123-1	49,00	0,71	17,27	6,23	2,61	0,15	4,47	10,30	2,05	0,66	2,4	0,03	0,27	0,25	6,10	100,07	1,298	1,224	»
2124-2	53,12	0,75	16,98	6,25	2,59	0,15	4,00	6,42	2,91	1,45	3,8	0,03	0,32	0,85	3,32	99,15	1,322	1,878	Андезито-базальт
2124-3	48,33	0,71	15,91	8,48	1,71	0,16	5,07	0,06	3,74	1,20	3,8	0,04	0,18	0,25	5,66	100,50	1,043	4,579	Базальт
2846	48,76	0,82	16,58	7,22	2,77	0,17	4,31	9,76	3,44	1,28	2,3	0,03	0,20	0,77	4,20	100,27	1,159	3,868	»
2137	45,36	0,72	13,00	3,75	5,63	0,31	5,64	13,35	1,35	0,65	3,9	0,03	0,13	5,61	4,19	99,70	0,866	1,695	»
2137-1	47,40	0,64	14,38	4,78	4,42	0,34	4,33	9,30	0,16	2,12	4,7	0,03	0,20	5,31	5,89	99,27	1,063	1,181	Лавобрекчия ба- зальта
2140-2	51,23	0,71	17,04	7,19	2,08	0,27	4,39	9,81	2,95	1,11	2,0	0,03	0,22	0,14	2,25	99,42	1,247	2,003	Плагиобаазальт
2140-3	51,37	0,49	16,27	5,44	1,18	0,12	3,22	8,63	2,32	0,69	2,4	0,03	0,19	0,05	8,28	99,20	1,755	1,082	Лавобрекчия ба- зальта
2120	49,26	0,70	16,37	7,87	1,65	0,20	5,77	8,24	3,29	0,78	4,9	0,03	0,08	0,05	5,52	99,73	1,070	2,646	Туф базальтовый
2121	39,98	0,57	12,89	4,81	2,51	0,21	5,48	17,89	2,04	0,46	1,6	0,04	0,13	7,74	5,01	99,76	1,007	—	Туфобрекчия

Анавайская серия (Ps)

2107-1	51,26	0,83	20,47	4,32	3,59	0,19	3,36	8,73	2,86	0,52	2,0	0,03	0,15	0,34	2,77	99,42	1,816	1,363	Базальт
2077-1	60,18	0,75	15,93	3,36	3,19	0,23	1,89	5,55	4,15	2,47	1,9	0,18	0,21	0,20	1,62	99,91	1,887	2,551	Андезит
2077-5	54,96	0,69	19,65	3,99	3,43	0,18	2,38	8,97	2,91	0,68	1,9	0,13	0,17	1,10	0,69	99,93	2,005	1,078	Диорит
2092	56,40	0,77	15,73	4,41	3,59	0,30	3,25	5,83	3,53	1,31	3,1	0,05	0,21	1,03	4,15	100,32	1,437	1,748	»
2101-2	53,36	0,72	17,28	5,58	2,63	0,13	4,11	8,24	2,60	1,41	2,8	0,03	0,12	0,36	3,61	100,22	1,403	1,552	Туф андезитовый
2109-1	60,38	0,69	16,58	2,82	3,13	0,12	2,82	6,34	2,00	2,03	1,9	0,12	0,16	0,11	1,69	99,49	1,891	1,181	Андезито-базальт
2115-1	52,02	0,85	17,92	3,96	4,90	0,16	4,43	9,76	2,77	1,47	2,3	0,03	0,18	0,05	1,74	100,16	1,348	1,993	»
2078-1	50,78	0,64	21,58	2,98	4,80	0,15	4,19	9,67	2,64	0,49	4,0	0,05	0,09	0,39	2,03	100,48	1,803	1,259	Базальт
2077-1	48,31	0,67	20,47	4,37	4,17	0,17	3,30	7,99	2,64	0,38	2,4	0,11	0,13	2,68	4,95	100,31	1,729	1,718	»
2079-1	47,51	0,51	17,43	6,00	2,08	0,14	6,91	6,55	2,75	0,38	13,9	0,03	0,07	2,04	6,79	99,17	1,163	2,172	»
2093-1	60,25	0,54	17,08	3,57	2,36	0,12	3,77	4,49	3,25	2,05	2,0	0,03	0,12	0,07	2,42	100,09	1,761	1,628	Андезит
2094-1	51,75	0,74	18,62	5,13	4,77	0,22	3,88	8,83	2,70	0,49	2,0	0,61	0,14	0,14	1,61	99,61	1,351	1,163	Базальт
2095-1	54,53	0,61	16,91	3,72	2,22	0,18	3,36	4,91	2,98	2,18	2,0	0,07	0,14	0,50	6,86	99,17	1,818	2,309	Андезит

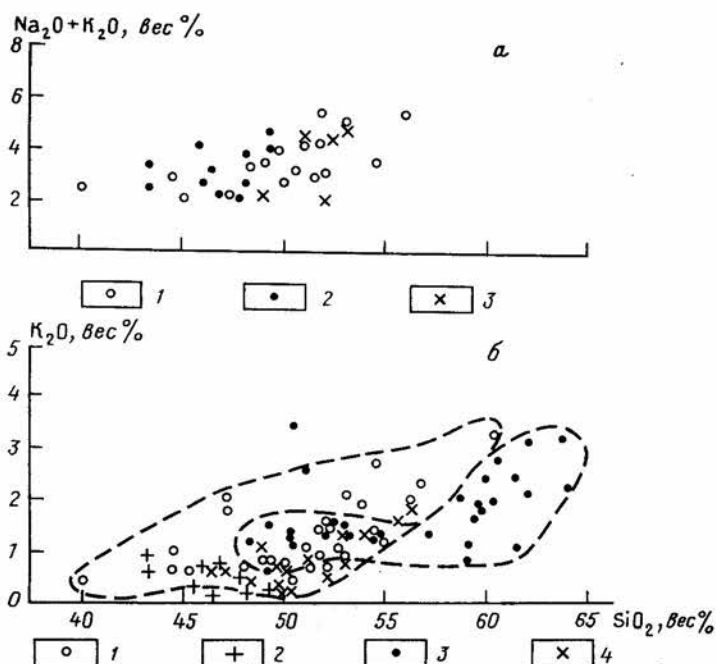


Рис. 2. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (а). 1 — лавы р. Еловки; 2 — лавы Камчатского мыса; 3 — лавы Кроноцкого полуострова. Диаграмма $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (б). 1 — лавы, туфы р. Еловки; 2 — лавы Камчатского мыса; 3 — лавы анавайской серии ($\text{P}_3 - \text{N}_1$); 4 — интрузивные породы р. Еловки

масса состоит из плагиоклаза, клинопироксена, роговой обманки, биотита и калиевого полевого шпата.

Контактные изменения вмещающих пород выражены в пропилитизации и ороговиковании. Мощность ороговикованных пород не превышает 2—3 м. В роговиках отмечаются новообразования кварца, клинопироксена. Клинопироксен в мелких округлых зернах развит очагами, изометричными пятнами в виде прожилков, кайм. Первичную структуру пород трудно установить из-за интенсивно развитых вторичных минералов: хлоритов, цеолитов, карбонатов, глинистых агрегатов.

Вторичные кварциты и пропилиты незначительно распространены. Наиболее крупные зоны вторичных кварцитов отмечены в районе устья р. Мостовой, на правом берегу и левом берегу р. Еловки. На левом берегу зона (1,0—1,5 м) представлена пропилитизированными окварцованными породами с интенсивной медносульфидной минерализацией. На правом берегу зона мощностью около 500 м сложена такими же породами без заметной рудной минерализации. Породы светлые, серо-зеленого цвета, сложены хлоритом, гидрослюдами, цеолитами, карбонатом, землистым агрегатом эпидота, кварцем, глинистыми агрегатами.

Петрохимические особенности

Представительный материал по химическому составу исследованных пород (табл. 1) позволяет высказать некоторые соображения об их происхождении. По петрохимическим особенностям вулканиты и интрузивные образования представляют единую комагматичную серию, что хорошо видно на диаграммах $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ (рис. 2). Эти породы сближает совпадение фигуративных точек в одном поле, сход-

$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, вес %

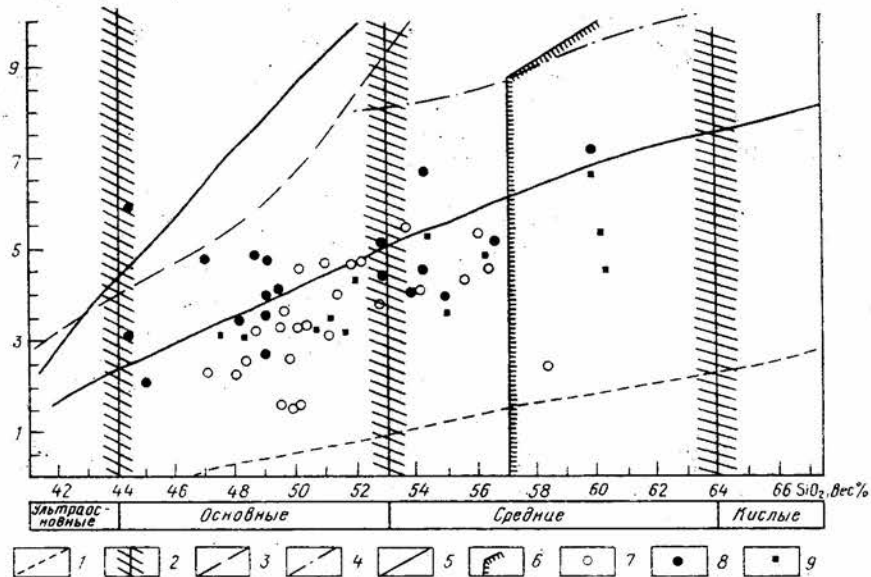


Рис. 3. Классификационная диаграмма магматических горных пород участка двухуровневого в координатах $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$. 1 — область распространения химических составов магматических горных пород; 2 — границы разделения магматических горных пород на группы по содержанию кремнезема с «полями неопределенности»; 3 — нижняя граница распространения щелочных пород; 4 — нижняя граница поля распространения безфельшпатоидных щелочных пород, содержащих щелочные пироксены и амфиболы; 5 — область распространения субщелочных пород; 6 — граница распространения кварца $>5\%$; 7 — фигуративные точки пород массива габброидов; 8 — то же, вмещающих верхнемеловых отложений; 9 — то же, эффузивов анавгайской серии

ный петрохимический состав. Характерно наличие в лавах и интрузивных образованиях крупных (до 2 см) кристаллов авгита. Отмечается их пространственная и возрастная близость. Лавы дифференцированы по составу от базальтов до андезитов и принадлежат к породам океанической и островодужной формаций. Отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ в них всегда меньше 1 (0,2—0,7). Базальты с содержанием кремнезема 40—50% относятся к толентовым и высокоглиноземистым разновидностям и чрезвычайно близки к верхнемеловой эффузивно-туфово-кремнистой формации п-ова Камчатский мыс [10] и Кроноцкого полуострова [9]; указанные авторы относят их к геосинклинальным образованиям. Более кислые дериваты толщи, среди которых отмечаются и субщелочные разновидности с содержанием $\text{Al}_2\text{O}_3 > 6-7\%$, обнаруживают явное сходство с палеоген-неогеновыми вулканитами анавгайской серии (рис. 3), которые являются типичными представителями известково-щелочной островодужной формации [1, 4, 8]. Таким образом, петрохимические особенности пород свидетельствуют об образовании вулканитов в условиях смены тектонического режима района (от океанических к островодужным).

Этот вывод хорошо подтверждается величинами коэффициента кремнеземистости пород ($\theta = \text{SiO}_2 - 47(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) : \text{Al}_2\text{O}_3$), предложенного А. Сугимура [10] и отражающего, по его мнению, границу континента и океана. Он выделяет по величине коэффициента четыре группы пород: для фронта островодужной дуги $\theta > 40$, в океане $36 < \theta < 40$, $31 < \theta < 36$ и $\theta < 31$. Из проанализированных образцов 4 ($\theta = 40$) принадлежат границе континент — океан, 6 ($\theta = 41-43,5$) — островной дуге, остальные — океаническим породам ($\theta = 28,5-39$), но большинство пород относится к зоне, ближней к островной дуге ($\theta = 36-39$).

Физические свойства горных пород

Среди базальтов характеризуемой толщи наблюдаются широкие вариации плотности — от 2,12 до 2,88³. Наиболее низкими значениями плотности отличаются миндалекаменные базальты, поры которых заполнены цеолитами, карбонатами, хлоритом: $\sigma = 2,12 - 2,61$, $\sigma_{cp} = 2,32$. Более высокая плотность характерна для пироксеновых базальтов — 2,70. Плотность обломочных пород определяется следующими величинами: туфогравелитов, туфопесчаников — 2,35—2,40; туфов, туфобрекчий, туфоконгломератов — 2,48—2,59. Средняя плотность толщи 2,59.

Интрузивные породы имеют плотность, значительно превышающую плотность вмещающих пород: габбро-порфириды $\sigma_{cp} = 2,88$, $\sigma_{max} = 3,03$; диоритовые порфириды $\sigma_{cp} = 2,74 - 2,75$, $\sigma_{max} = 2,94$. Близки по плотности к интрузивным породам и роговики: $\sigma_{cp} = 2,84$. Вмещающие и интрузивные образования относятся к числу магнитных и сильномагнитных пород (табл. 2).

Сведения о возрасте толщи

Как и предыдущими исследователями, нами не получены однозначные данные о возрасте толщи. Обломки раковин *Ostrea sp.* из разреза по р. Лево́й не дают определенных указаний о возрасте вмещающих пород, которые невозможно датировать точнее, чем поздним сеноном-палеогеном. По результатам спорово-пыльцевого анализа, проведенного З. Ш. Соколовой (ЦКТЭ КИГО), в одних спектрах преобладает пыльца голосеменных и покрытосеменных, типичных для верхнего мела; в других — покрытосеменные естественных таксонов, характерных для раннекайнозойского времени. Возможно, различие спектров связано с ритмичным изменением количества переотложенных микроспор, но разделить инситные и переотложенные формы невозможно. Если полагать, что все микроспоры инситны, тогда время формирования спектров может соответствовать маастрихту. Только для маастрихта характерно повышенное содержание и разнообразие пыльцы *Orbicularpollis*, *Triprojeffacites*, присутствие *Proteacidites thalmanii*, *Dyplosporites borialis*, *Loranthacites*, *Wodehouscia* и др. Этой флоре не противоречит разнообразие пыльцы сосновых, спор схизейных и глейхениевых. Но для маастрихта не характерно разнообразие и преобладание пыльцы естественных таксонов, которое имеет место в спектрах. Состав споровых и бороздно-споровых естественных таксонов, присутствие пыльцы *Engelhardtia*, *Anocolosidites*, *Pistillipollenites* показательны для палеоцена и низов эоцена. Присутствие сосновых и таксодиевых, спор папоротников *Polypodiaceae* и *Osmunda* согласуется с составом флоры этого времени.

Принимая во внимание данные анализа, структурное положение толщи, а также по сопоставлению с подобными толщами Восточной и Центральной Камчатки авторами принимается верхнемеловой возраст в пределах маастрихтского яруса. Предполагаемому маастрихтскому возрасту не противоречат и данные абсолютного возраста: 53 ± 3 , 55 ± 2 , 65 ± 3 млн. лет (см. Е. В. Дараган, 1970).

По литологическому составу изученная толща наиболее сопоставима с кирганикской свитой, выделенной в Центральной Камчатке и датированной маастрихтом [7]. Отложения этой свиты широко развиты в южной части Срединного хребта, где ее вулканические фации представлены потоками андезитовых, андезитобазальтовых, базальтовых порфиритов, трахиандезитов, трахитов, щелочных базальтоидов, их псефитовыми и псефо-псаммитовыми туфами. Осадочные фации представлены туфопесчаниками, туфоконгломератами, алевролитами, аргиллитами с листовой флорой тургайского типа (мел-палеоген), изредка кремнистыми порода-

³ Здесь и далее плотность в г/см³.

Таблица 2

**Плотностные и магнитные свойства пород эффузивно-пирокластической
толщи и габброидов**

Название породы	Количество образцов	$\frac{\sigma_{\min}-\sigma_{\max}}{\sigma_{\text{ср}}}$, г/см ³	$\frac{x_{\min}-x_{\max}}{x_{\text{ср}}}$, ед. СГС	$\frac{\ln_{\min}-\ln_{\max}}{\ln_{\text{ср}}}$
<i>Эффузивно-пирокластическая толща</i>				
Базальты с шаровой отдельностью	10	2,12—2,74 2,61	1630—4330 3290	94—630 309
Пироксеновые базальты	14	2,63—2,78 2,70	330—5420 3654	53—6860 2493
Миндалекаменные базальты	9	2,12—2,61 2,36	1000—3780 2190	270—12160 5144
Прочие базальты	39	2,39—2,88 2,63	62—5190 2569	8—26360 2633
Лавобрекчии базальтов	16	2,42—2,78 2,66	360—5060 2879	84—2820 786
Андезиты	6	2,66—2,76 2,72	60—4470 1982	34—240 125
Туфобрекчии	11	2,28—2,68 2,48	300—11000 2565	130—5860 1295
Туфы	34	2,40—2,71 2,57	10—5500 2131	40—2950 1170
Туфоконгломераты	45	2,23—2,70 2,59	1000—5290 2178	130—3160 708
Туфогравелиты	19	2,21—2,57 2,40	1000—5460 3122	390—6550 1288
Туфопесчаники	15	2,21—2,38 2,35	680—2000 1164	—
<i>Интрузивные и измененные породы</i>				
Габбро-порфириды	38	2,63—3,03 2,88	490—8950 5225	120—15630 2756
Диоритовые порфириды	26	2,59—2,94 2,74	340—6480 3496	99—2560 924
Роговики	5	2,71—2,95 2,84	3900—7480 5692	256—1770 798
Катаклазиты	6	2,49—2,69 2,59	58—120 80	12—210 77
Гидротермально измененные породы	4	2,36—2,54 2,74	8—39 23	13—18 15
<i>Осадочный комплекс (P₂) района горы Матера</i>				
Среднезернистый песчаник	10	2,19—2,54 2,37	3980—1000 462	—
Слоистый песчаник с линзами аргиллитов	18	2,24—2,38 2,29	18—1500 230	—
Алевритистые аргиллиты	12	2,22—2,42 2,36	10—2200 53	—
Песчаники с линзами аргиллитов	3	2,19—2,39 2,25	35—200 138	—
Карбонатные конкреции	8	2,52—2,54 2,53	10—12 11	—

ми. На этих участках кирганикская свита отмечается в тесной пространственной связи с отложениями ирунейской свиты. По мнению В. К. Ротмана [8], ее формирование происходило в условиях островного режима. Эта свита выделена также на юго-западных склонах Ганальского хребта (по данным геологической съемки Н. Ф. Данилеско, Э. А. Химченко, 1975)⁴. В. Н. Бондаренко и М. Ю. Хотин [4] ошибочно относили ее к анавгайской серии. Свита имеет пестрый литологический состав: андезитобазальты, андезиты, трахиандезиты, трахиты, песчаники, конгломераты, аргиллиты, алевролиты, как правило, туфогенные.

На Западной Камчатке, где в сводовой части Хайрюзовского антиклинория прослеживаются образования ирунейской свиты, отложения, подобно породам кирганикской свиты, не установлены.

На восточных отрогах Срединного хребта, в бассейне р. Хайлюли, Н. Т. Демидовым (1971)⁵ описан своеобразный разрез отложений, который на основании находки *Inoceramus cf. Schmidt Mich.* отнесен к ирунейской свите. Этот разрез не характерен для вулканогенно-кремнистой ирунейской свиты и сложен базальтами, андезитами, андезитодацитами, игнимбритами, туфами, туфобрекчиями, туфоконгломератами (от мелкогалечных до валунных) с подчиненным количеством туфогенно-осадочных и кремнистых пород. Андезиты, андезитодациты отличаются высоким содержанием щелочей.

Еще севернее, в восточной части Камчатского перешейка, известны вулканогенно-осадочные отложения, выделяемые под названием хакинской, аякинской, а также ачайваямской свит. Отложения представлены лавами базальтов, туфами, туфобрекчиями с лавами порфиритов и кератофиров, фациально сменяющимися туфогравелитами, песчаниками, алевролитами и охарактеризованы маастрихтскими *Inoceramus cf. Shikotanensis Nagao cf. Mat.* [5]. Свита залегает стратиграфически выше ватынской серии сантон-кампанского возраста.

Эффузивно-пирокластическую толщу р. Еловки сближает с охарактеризованными разрезами ряд общих особенностей: 1) широкая дифференциация состава пород, что обычно для островодужных ассоциаций; 2) наличие субщелочных и щелочных пород в верхах разреза, что свидетельствует об образовании их в условиях роста мощности земной коры [6]; 3) формирование в мелководных и, возможно, субаэральных условиях.

Эти данные, на наш взгляд, подтверждают принадлежность эффузивно-пирокластической толщи р. Еловки к образованиям поздне меловой островной дуги, которая протягивается от юго-западных склонов Ганальского хребта вдоль восточных склонов Срединного хребта до Камчатского перешейка и юга Корякского нагорья [2].

Тектоника

Изученный участок находится в северной половине Центрально-Камчатской депрессии, большей частью закрытой рыхлыми отложениями. Подстилающие эффузивно-пирокластическую толщу образования неизвестны. Можно лишь предполагать, что они залегают на метаморфических породах основного состава с интрузиями ультрабазитов, подобных вскрывающимся на Хавывенской возвышенности севернее описываемого района. Нет однозначных данных и о взаимоотношениях

⁴ Данилеско Н. Ф., Химченко Э. А. и др. Отчет по геолого-съемочным работам м-ба 1:50 000 на территории листов №—57—100—Б. Г. № 3774. Камчатские ТГФ. Петропавловск-Камчатский, 1975. 360 с.

⁵ Демидов Н. Т. и др. Окончательный отчет о геологической съемке м-ба 1:200 000, проведенной Хайлюлинской партией в 1968—1971 гг. в бассейнах рек Русаковой и Хайлюли. № 3341. Камчатские ТГФ. Петропавловск-Камчатский, 1972. 416 с.

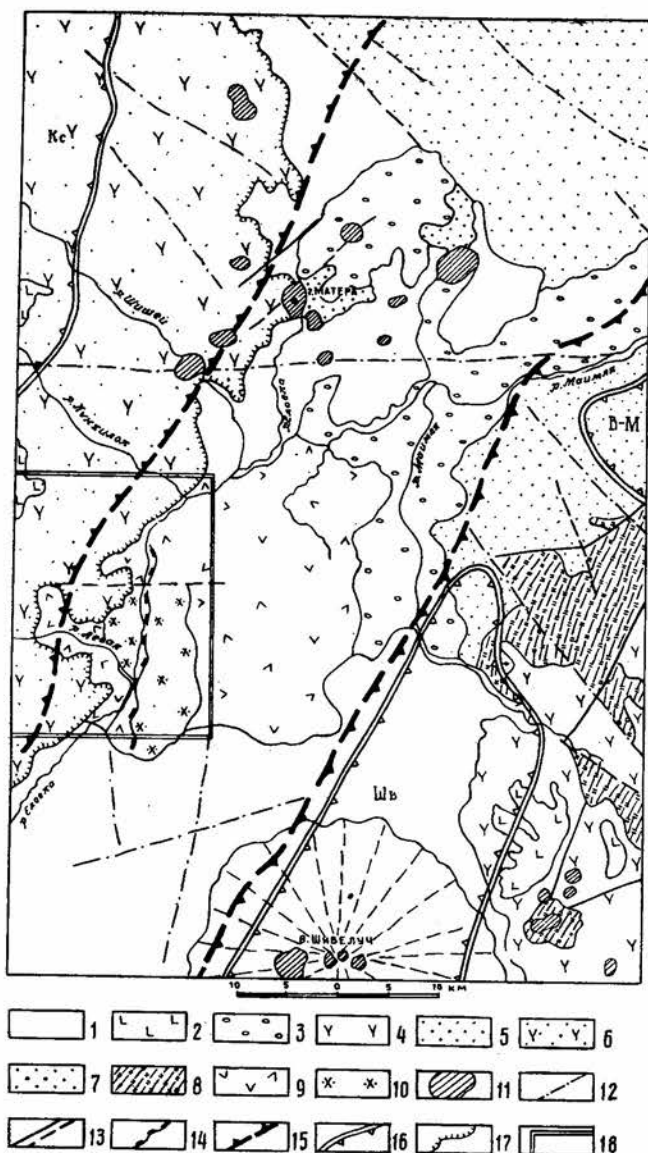


Рис. 4. Тектоническая схема северной части Центрально-Камчатской депрессии. Составили С. Е. Апрельков, Г. И. Иванова с использованием материалов О. Н. Ольшанской (1984 г.). 1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — нижнечетвертичные базальты; 3 — плиоценовая моласса; 4 — позднеогеновые вулканиты хр. Кумроч; 5 — районы развития предполагаемых возрастных аналогов воямпольской серии; 6 — вулканогенно-осадочные отложения алнейской серии; 7 — терригенные эоценовые отложения; 8 — верхнемеловые отложения предгорий хр. Кумроч; 9 — эффузивно-пирокластическая толща р. Еловки; 10 — габбро-диориты и диоритовые порфириды; 11 — экструзии андезитов, дацитов; 12 — разрывные нарушения, по геофизическим данным; 13 — разрывные нарушения, по геологическим данным; 14 — граница надвига; 15 — границы Хавывенского погребенного поднятия; 16 — границы впадин (Кс — Киненинской, В-М — Верхнеимайлинской, Шв — Шивелучской); 17 — юго-восточная граница Центрально-Камчатского вулканического пояса; 18 — границы участка работ

толщи с перекрывающими отложениями. На изученном участке толща перекрыта туфогенно-осадочными отложениями алнейской серии, соответствующими по возрасту этолонской и эрмановской свитам Западной Камчатки. К перекрывающим отложениям, очевидно, следует отнести осадочные отложения эоцена района горы Матерой. В связи с широким

развитием молодых отложений структурную позицию района можно определить лишь по скудным геофизическим данным (рис. 4).

Выходы толщи и прорывающие ее габброиды приурочены к интенсивному максимуму силы тяжести, входящему в состав мощной аномальной зоны, прослеживающейся вдоль центральной части депрессии от Укинского залива (губы) на севере до р. Шапиной на юге. В структурном отношении аномальная зона интерпретируется как Хавывенское погребенное поднятие. Хавывенскую возвышенность и изученный нами участок можно рассматривать как выходы этого поднятия на поверхность. Вдоль северо-западной границы поднятия прослеживается Киненинская впадина, а вдоль юго-восточной — Шивелучская и Верхне-Манглинская впадины, выполненные, вероятно, кайнозойскими осадками. Надо отметить, что ни плотность метаморфических пород ($\sigma_{cp}=2,76-2,92$), ни плотность эффузивно-пирокластической толщи ($\sigma_{cp}=2,59$) и габброидов ($\sigma_{cp}=2,80$) не объясняют высокой интенсивности аномалии. Предполагается, что аномальный эффект зоны определяется неглубоким залеганием мантийных пород, а аномальная зона отождествляется с палеозоной Беньоффа или субдукции [3]. Обращает внимание, что изученная толща в отличие от верхнемеловых отложений ирунейской свиты и свиты восточных хребтов Камчатки очень слабо дислоцирована. По р. Еловке наблюдались весьма пологие антиклинальные и синклинальные складки с падением крыльев $6-15^\circ$, осложненные разрывами небольшой амплитуды. В береговых обрывах севернее с. Еловки наблюдалась довольно мощная зона надвига ($10-12$ м) субмеридионального простирания с пологом западным падением плоскости надвига ($\angle 10-15^\circ$). Зона надвига достаточно четко выражена на аэрофотоснимках в виде чешуеобразных линейментов, ограничивающих ровные небольшие купольные возвышенности. В зоне надвига породы представлены бело-зелеными милонитами и катаклазитами. Обломки в этих породах сложены пропилитизированными эффузивами, основная масса которых состоит из хлорит-эпидот-карбонатного агрегата. В цементе с трудом устанавливаются мелкие обломки пропилитизированных и аргиллизированных пород. Наряду с ними отмечаются рассланцованные карбонат-серицит-гидрослюдистые породы и катаклазиты, по внешнему виду напоминающие конгломераты. Цемент и обломочный материал в катаклазитах представлен плагио-порфиловыми базальтами.

Выводы

Полученные материалы позволяют сделать следующие выводы.

1. Изученная эффузивно-пирокластическая толща бассейна р. Еловки по литологическому составу и возрасту может быть сопоставима с кирганикской свитой юга Камчатки, верхними горизонтами ирунейской свиты Камчатского перешейка, хакинской или ачайваямской свитами Корякского нагорья.

2. Особенности петрохимического состава, мелководные условия формирования свидетельствуют о принадлежности толщи к островодужной серии. Эти же черты характерны и для указанных выше свит, что позволяет нам расценивать изученный участок как звено позднемеловой островной дуги, протягивавшейся от юго-западных склонов Ганальского хребта вдоль Центрально-Камчатской депрессии до Корякского нагорья.

3. Выявленная габбро-диоритовая интрузия, комагматичная вмещающей толще, и связанные с ней метасоматиты заслуживают более детального изучения с целью определения металлогенической специализации и выявления возможных рудных объектов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Апрелков С. Е.* Вулканические формации Центральной Камчатки и особенности их петрохимии // Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973. С. 4.

2. *Апрелков С. Е.* Позднемиоценовая островная дуга//Мезозойский и кайнозойский вулканизм и связанные с ним полезные ископаемые: Тез. докл. V Всесоюз. вулканол. совещ. Тбилиси: Наука, 1980. С. 327—328.
3. *Апрелков С. Е., Смирнов Л. М., Ольшанская О. Н.* Природа аномальной зоны силы тяжести в Центрально-Камчатской депрессии//Глубинное моделирование геологических структур по гравитационным и магнитным данным. Владивосток: Изд-во ДВНЦ, 1985. С. 68—72.
4. *Бондаренко В. Н., Хотин М. Ю.* Неогеновый вулканизм Камчатки, его петрохимические особенности и металлогения//Петрохимические особенности молодого вулканизма. М.: Наука, 1963. С. 43—55.
5. *Голяков В. И.* Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений восточной части Камчатского перешейка//Геология и геофизика. 1966. № 2. С. 98—102.
6. *Миасиро А.* Вариации химического состава вулканических пород вдоль островных дуг и континентальных окраин//Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии: Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1978. С. 101—105.
7. *Поздеев А. И., Петрина Н. М.* Возраст и объем кирганинской свиты//Сов. геология. 1984. № 1. С. 50—57.
8. *Ротман В. К.* Петрохимическая эволюция лав Срединного Камчатского хребта//Петрохимические особенности молодого вулканизма. М.: Наука, 1963. С. 56—70.
9. *Ротман В. К., Марковский Б. А.* О типах геосинклинальных базальтовых магм (на примере Камчатки)//Докл. АН СССР. 1968. Т. 182. № 3. С. 674—677.
10. *Хотин М. Ю.* Эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского мыса. М.: Наука, 1976. 195 с.

ПГО «Камчатгеология»

Поступила в редакцию
1. II. 1988 г.

УДК 550.42 : 553.98 : 551.214

© 1990 г.

Л. В. ЧЕРТКОВА, П. А. СТУНЖАС

ГЕОХИМИЯ ГАЗОВ ПАРАМУШИРСКОГО ПОДВОДНОГО ИСТОЧНИКА (КУРИЛЬСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА)

Приведены результаты исследований газов водной толщи над Парамуширским подводным газовым источником (ППГИ), фиксируемом на эхолотных записях в виде «факела» аномальной воды. Последний, судя по результатам наблюдений и опробования, проведенного с помощью подводных обитаемых аппаратов «Пайсис», образуется за счет поднимающихся пузырьков свободного газа, преимущественно метана. «Факелу» соответствуют также повышенные концентрации растворенных в воде He, H₂, CH₄ и других газов по различным горизонтам водной толщи от дна до поверхности. Газовая аномалия формируется за счет разрушения газогидратного слоя. Газогидрат, поднятый грунтовой трубкой вместе с илами, на 98% состоит из метана преимущественно биогенного происхождения.

GEOCHEMISTRY OF GASES OF THE PARAMUSHIR SUBMARINE SPRING (NORTHWESTERN FLANK OF PARAMUSHIR ISLAND, KURIL ISLANDS), by Chertkova L. V. and Stunzhass P. A. The paper presents the results of water stratum gases studies over Paramushir submarine gas spring (PSGS) registered on the echo sounding records as a «torch» of anomalous water. It has been concluded that this «torch» forms by virtue of rising free gas bubbles, predominantly methane. The «torch» is also characterized by higher concentrations of dissolved He, H₂, CH₄ and other gases at different levels of water stratum from the bottom to the surface. The gas anomaly forms by destruction of gas-hydrated layer. Gas hydrate recovered by corer together with ooze contains 98% methane predominantly of organic origin.

(Received December 30, 1988)

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

P. P. Shirshov Institute of Oceanology, Krasikov Str. 23, Moscow, 117218, USSR

В 1982 г. в Охотском море, к западу от о-ва Парамушир был обнаружен «факел» аномальной воды, фиксирующийся как на эхограммах (гидроакустическая аномалия), так и по газогидрохимическим характеристикам, полученным неоднократно при систематических исследованиях с борта НИС «Вулканолог» [1—3]. Существование его было подтверждено также исследованиями и на других судах [6, 7, 10, 19], выявлены новые аналогичные «факелы» (рис. 1). По материалам первых исследований этого природного явления было высказано предположение, что «факел» аномальной воды образован подводными гидротермальными выходами. Газогидрохимическим основанием для этого были повышенные по сравнению с фоновыми содержания растворенных в морской воде «факела» газов (He, H₂, CH₄, CO₂), металлов (Fe, Mn, Cu и др., Si) и пониженные значения δ¹⁸O и pH [1, 2, 15, 21]. Геологическими аргументами в пользу газогидротермальной природы «факела» были: 1) приуроченность к вулканической зоне, являющейся подводным продолжением цепочки вулканов Карпинского-Чикурачки, для которой характерны гидротермальные выходы; 2) наличие вблизи «факела» погретенных вулканических куполов, намагниченных в соответствии с совре-

менным полем [1, 4]. По данным непрерывного сейсмопрофилирования, выполненного в тех же рейсах НИС «Вулканолог», была высказана и вторая точка зрения, связывающая образование «факела» с пузырьками свободного газа, поднимающимися из-под газогидратного слоя в месте тектонического нарушения сплошности последнего [16—18].

Наиболее надежно решить вопрос о природе «факела» аномальной воды можно при непосредственном наблюдении этого явления и отборе проб воды, газа и осадков с помощью подводных обитаемых аппаратов (ПОА). С этой целью была составлена программа совместных работ двух институтов на НИС «Академик Мстислав Келдыш» (ИО АН СССР) и НИС «Вулканолог» (ИВ ДВО АН СССР), осуществленная в июне-июле 1986 г. На борту первого судна были установлены два ПОА «Пайсис».

В результате 10 погружений ПОА «Пайсис» установлено, что «факел» аномальной воды приурочен к куполовидному поднятию высотой около 40—50 м и диаметром ~200 м на плоском илистом дне (глубина ~800 м). В привершинной части купола, также сложенного илистыми осадками, были отмечены неправильной формы воронки диаметром до 10 м и гротообразные, часто щелевидные углубления размером до 2 м в длину с неровными стенками, скрепленными карбонатными корками. В ряде гротов отмечалось выделение слабых струек пузырьков газа поперечником 20—25 см при диаметре отдельных пузырьков не более 1 см [10]. Выделение газовых пузырьков отмечалось и при соприкосновении лыж ПОА «Пайсис» с илистым грунтом. Привершинная часть купола диаметром ~50 м аномальна как по составу грунта, так и по бентосу [13].

Несмотря на то, что отдельные струйки свободного газа слабые и непостоянные, большое их число в пределах изученного поля является причиной непрерывной регистрации султана аномальной воды на эхограммах. Тот факт, что гидроакустическое изображение султана на эхограммах создается за счет отражающего эффекта поднимающихся газовых пузырьков, подтвержден экспериментом с опусканием баллона со сжатым воздухом в 11-м А рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» [10].

В этом же рейсе в двух колонках ила, отобранных в районе аномального поля, были обнаружены газогидраты. В одной колонке — в виде сантиметровых кусочков твердых газогидратов, в другой — в виде миллиметровых прослоев, которые быстро испарялись на воздухе. Эти находки подтвердили предположение А. М. Надежного и В. И. Бондаренко о существовании газовых гидратов в осадках этого района [17, 18]. Этими же авторами было высказано предположение, что гидроакустические аномалии, регистрируемые на записях эхолота в виде султанов аномальной воды, вызываются как резонансом пузырьков, поднимающихся из-под газогидратного слоя, так и отражением от облаков взвеси газогидратов в водной толще по аналогии с экспериментами, проведенными американскими исследователями [30].

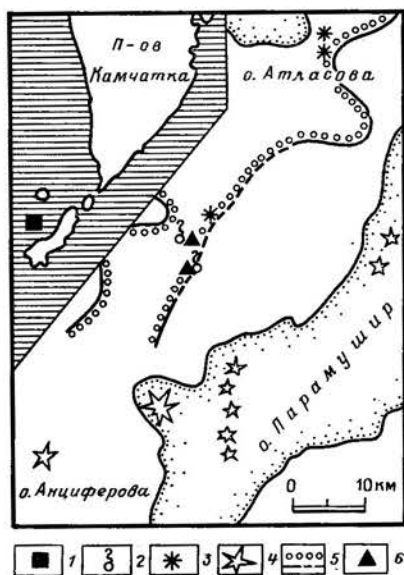


Рис. 1. Схема района исследований. 1 — полигоны детальных исследований; 2 — подводные газовые выходы; 3 — подводные вулканы; 4 — наземные вулканы; 5 — область распространения предполагаемого газогидратного слоя; 6 — местополюжение гидроакустических аномалий, установленных по данным эхолотирования

В настоящей статье анализируется химический состав свободных и растворенных в воде газов Парамуширского подводного газового источника, отобранных как батометрами с борта указанных выше судов, так и с помощью ПОА «Пайсис», и делается попытка определить источник этих газов.

Методика анализов газов

Для поисков и изучения подводных активных источников в Институте вулканологии разработан «Способ выявления подводных вулканов и гидротерм» [22]. Суть метода заключается в оконтуривании с помощью непрерывного газогидрохимического профилирования зон аномального содержания растворенных в воде He , H_2 , CH_4 и других углеводородных и неуглеводородных газов, возникающих в виде ореолов над активными подводными вулканами и гидротермами [21]. Дальнейшее дискретное опробование воды аномальной зоны вертикальными океанологическими станциями проводится с целью уточнения размера и природы аномалии. Основная сложность осуществления метода состоит в том, что при рассеивании газов в водной толще резко уменьшаются концентрации He , H_2 , CH_4 по мере удаления от источника. Для обнаружения малых концентраций газов необходимы: максимальное заглубление водозаборного устройства, надежный дегазатор с многократным обогащением газовой фазы и высокочувствительная аппаратура для газового анализа.

С 1982 г. в Институте вулканологии совместно с Институтом хроматографии разрабатывается высокочувствительная морская автоматическая газогидрохимическая станция (МАГС), с помощью действующего макета которой обнаружены поступления газов в разных районах Мирового океана [1, 23]. МАГС предусматривает анализ растворенных газов как в непрерывном режиме работы по ходу судна, так и при дискретном отборе проб воды.

Для дискретного отбора проб воды со стандартных горизонтов в 11-м А рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» использовались батометры системы Rozett, а для извлечения растворенных газов — равновесный метод дегазации, разработанный для термальной вод [20], упрощенный вариант которого для морских вод используется нами с 1982 г. Для анализа широкого спектра газов разных диапазонов концентраций в МАГС предусмотрены как высокочувствительные детекторы, такие, как гелиево-ионизационный, по теплоте сгорания, ионизации в пламени, так и детектор по теплопроводности, позволяющий анализировать концентрации большинства определяемых газов до 100%.

Относительная погрешность измерения каждого анализируемого газового компонента с учетом погрешностей аналитической аппаратуры в непрерывном режиме (с дозой) не превышает 1,7 об.%, а в дискретном режиме работ (со шприцем) — 10 об.%.

Изучение свободного и растворенного в воде газа

Отбор проб пузырьков свободного газа, поднимающихся с глубины 800 м, без использования ПОА практически невыполним. За 5 лет режимных исследований Парамуширского источника удалось лишь однажды осуществить отбор проб воды с резко повышенным содержанием газов на ст. В24—40 в 24-м рейсе НИС «Вулканолог» в 1985 г. [2, 3]. Этот отбор проводился прицельно при штилевой погоде с закрытием батометров в момент прохождения ими «факела», который фиксировался по эхолоту. Результаты анализа газа, содержащегося в пробах воды, показаны на рис. 2. Максимальные аномалии в этих пробах отмечены по водороду и метану, значительно меньшие — по углекислому газу и гелию и незначительные — по азоту и аргону.

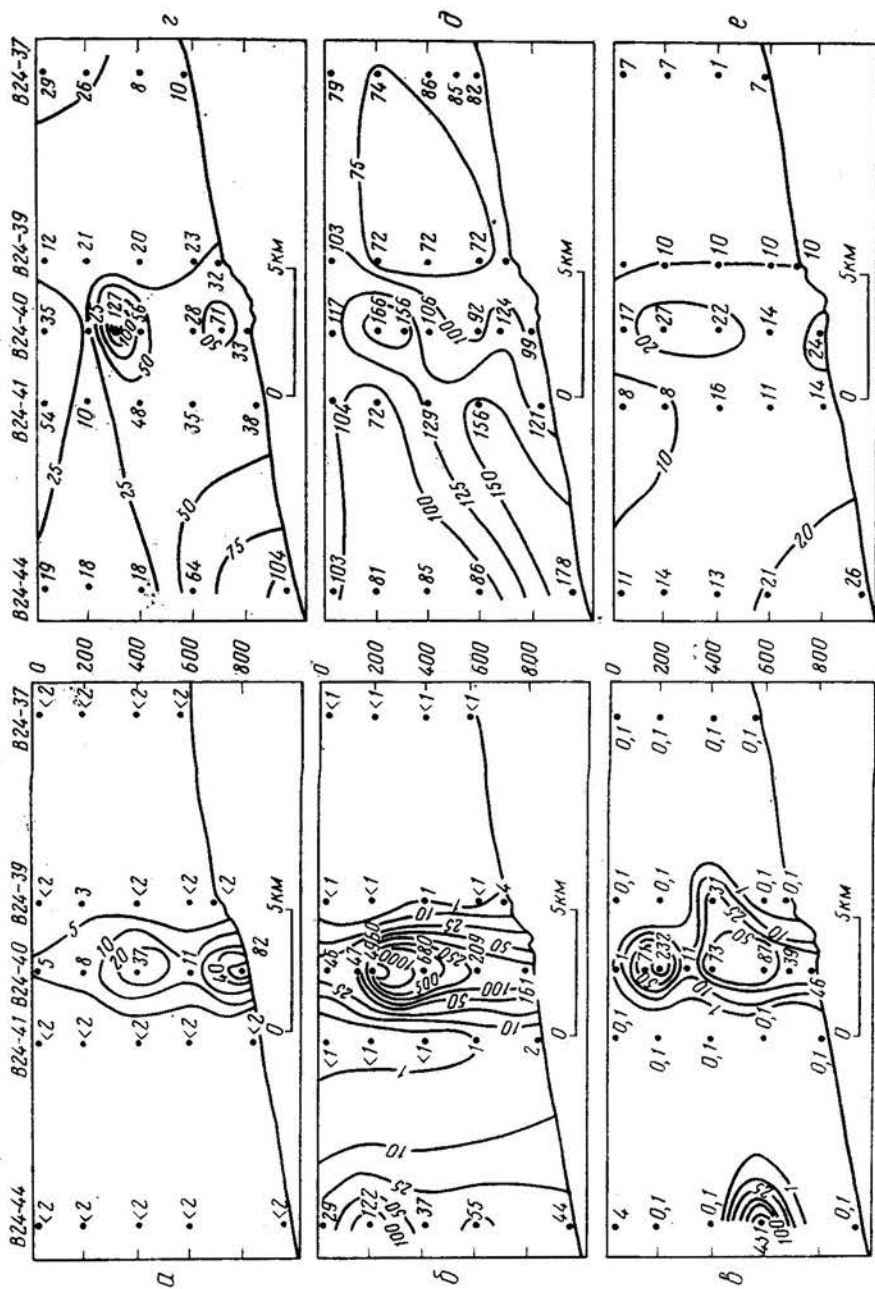


Рис. 2. Результаты дискретного газогидрохимического опробования водной толщи Охотского моря над ППГИ (24-й рейс НИС «Вулканолог», сентябрь 1985 г.). Содержание, м.л.л: а — CO_2 , п.10⁻⁶; б — CH_4 , п.10⁻⁶; в — H_2 , п.10⁻⁵; г — He , п.10⁻⁸; д — Ne , п.10⁻¹; е — N_2 , п.10⁻¹; ж — Ar , п.10⁻².

Во время погружений пробы воды отбирались в специальные металлические пробоотборники, предусмотренные конструкцией ПОА «Пайсис», в бутылки для равновесной дегазации, в баростат (специально разработанный для проб с высокой температурой в Институте атомной энергии им. Курчатова). Одновременно с борта судна пробы придонной воды отбирались герметичным пробоотборником ИО АН СССР [5]. При отборе проб с помощью ПОА «Пайсис» вода подавалась через змеевик длиной в несколько метров, в котором задерживался поверхностный атмосферный воздух. К сожалению, несмотря на прокачку, в отобранные пробы воды попали значительные объемы воздуха. Часто они превышали объемы емкостей для равновесной дегазации, так что из одного пробоотборника пробы «газ — вода» приходилось отбирать в несколько бутылок до выравнивания давления в пробоотборнике с атмосферным. В табл. 1 приведены результаты анализов газов в об. % без вычитания воздуха, объемы последнего много больше объемов истинного газа, растворенного в данной воде (~8 мл/л).

О составе пузырьков газа, поднимающегося из гротообразных углублений, можно судить лишь по двум пробам (см. табл. 1, анализы 12—1, 12—2 и 13—1, 13—2). Пробы эти отбирались после длительной (~5 мин) прокачки воды через змеевик ПОА «Пайсис» с помощью перевернутой воронки, помещенной механической рукой над струйками пузырьков газа. В первой пробе (анализы 12—1, 12—2) большую часть штатного пробоотборника ПОА «Пайсис» удалось заполнить газовыми пузырями. Содержание метана по двум анализам этой пробы составляло соответственно 66,04 и 55,23 об. % при заметной примеси атмосферного воздуха. В пробе, отобранной в баростат (анализы 13—1, 13—2), удалось, по-видимому, захватить только несколько газовых пузырей в пробоотборник. Но даже в сильно разбавленной воздухом пробе содержание метана превышает таковое в остальных пробах на несколько порядков.

По другим газам, за исключением водорода, пробы с высоким содержанием метана мало отличаются от остальных проб — в них пропорционально меньше воздушных компонентов (N_2 , O_2 , Ar). Таким образом, можно констатировать, что метан является доминирующим газом пузырьков, поднимающихся из гротообразных углублений аномального поля.

Концентрации водорода в пробах, отобранных с ПОА «Пайсис», различаются на два порядка, однако их колебания практически не связаны с таковыми других газовых компонентов, хотя в пробах с высокими содержаниями метана концентрации водорода минимальны. Тем не менее имеются пробы с почти такими же низкими концентрациями водорода и низкими же содержаниями метана (см. табл. 1, анализы 2—1, 2—2, 2—3, 6—1).

Интересно сравнить концентрации газовых компонентов в пробах, отобранных с ПОА «Пайсис» и в пробах из батометров, из разных горизонтов водной толщи, отобранных по двум профилям, проходящим через «факел» (рис. 2, 3). На профиле, сделанном в июне 1985 г. (см. рис. 2), аномальные ореолы над подводным газовым источником (ПГИ) фиксировались по метану, водороду и гелию, причем максимальные содержания по первым двум компонентам отмечались на горизонте 200 м, т. е. под термоклинном. Превышения над фоновыми концентрациями достигали здесь четыре порядка и более: над концентрациями в придонных водах по метану в 5, а по водороду — в 30 раз. В этом же горизонте наблюдались и повышенные содержания CO_2 (см. рис. 2).

На профиле, отработанном в июне 1986 г. в период, когда проводился отбор проб и с ПОА «Пайсис», содержания растворенных в воде метана, водорода, гелия и углекислого газа над ПГИ почти не отличались от фоновых, хотя наблюдались подвешенные линзы повышенных содержаний этих компонентов под термоклинном и на более глубоких горизон-

Таблица 1

Результаты анализа газов, растворенных в придонных водах Парамуширского источника (об. %)

Номер пробы ¹	Дата отбора за 1986 г.	Способ отбора	V _г	V _в	H ₂ · 10 ⁻³	O ₂	Ar	N ₂	CH ₄	CO ₂	CH ₄ /H ₂
1-1	26.VI	Пайсисный	168,0	338	14,5	20,48	0,914	78,53	0,000081	0,075	0,558
1-2	»	То же	26,0	330	257	21,73	1,157	77,04	0,000081	0,070	0,0315
2-1	28.VI	Пайсисный № 1	580,0	—	3,30	20,70	0,873	78,22	0,00253	0,069	76,92
2-2	»	То же	520,0	—	7,92	20,89	0,874	78,16	0,000384	0,066	4,76
2-3	»	»	340,0	150	7,26	20,65	0,893	78,40	0,00106	0,051	14,60
3-1	28.VI	Пайсисный № 6	260,0	240	3,30	20,14	0,893	78,88	0,000081	0,072	2,44
4-1	»	Бутыл ²	11,5	486	15,2	19,74	1,299	78,87	0,000832	0,105	5,56
4-2	»	То же	12,0	491	190	18,85	1,381	79,67	0,000256	0,091	0,14
5-1	28.VI	Пайсисный	319,0	175	10,0	18,26	1,086	80,53	0,00637	0,117	62,5
6-1	29.VI	Герметичный ³	178,0	320	5,30	21,17	0,914	77,83	0,000112	0,082	2,13
7-1	29.VI	Баростат ⁴	338,0	155	220	21,46	0,853	77,60	0,000266	0,087	0,12
7-2	»	То же	50,0	400	462	21,09	1,220	77,58	0,000432	0,106	0,094
8-1	04.VII	Герметичный	144,0	350	40,5	21,04	0,952	77,93	0,00030	0,067	2,86
8-2	»	То же	6,0	497	24,8	17,14	1,349	81,44	0,000312	0,070	1,26
9-1	02.VII	Баростат	320,0	250	37,5	20,96	0,933	77,93	0,000156	0,076	0,42
9-2	02.VII	Баростат	274,0	270	—	20,86	1,128	78,01	0,000150	0,071	—
10-1	03.VII	Пайсисный	200,0	230	243	20,50	0,894	78,55	0,00102	0,055	0,42
10-2	»	То же	400,0	100	96,8	20,65	0,895	78,40	0,000372	0,061	0,5
11-1	04.VII	Герметичный	5,0	242	75,0	21,73	1,322	76,88	0,000564	0,066	0,75
11-2	»	То же	373,0	170	25,0	21,19	0,953	77,79	0,000144	0,061	0,57
12-1	06.VII	Пайсисный	335,0	150	3,75	11,32	0,443	22,00	66,04	0,063	1,76 · 10 ⁶
12-2	»	То же	377,0	130	2,50	13,43	0,222	31,07	55,23	0,053	2,2 · 10 ⁶
13-1	06.VII	Баростат	200,0	300	8,33	18,30	0,890	76,79	3,94	0,067	4,7 · 10 ⁴
13-2	»	То же	350,0	150	—	19,00	0,890	76,97	3,08	0,054	—

Примечание. 1 — первая цифра — номер пробы, вторая — номер анализа в этой пробе, так как при изыскке Р в пробоотборнике перевод «газ-вода» проводится в несколько бутылей; 2 — отбор придонной воды в ПОА в откакумированную стеклянную бутылку для равновесной дегазации; 3 — пробы отобраны с судна герметичным пробоотборником разработки ИО АН СССР (Авлянов, 1976); 4 — специально разработанный в Институте атомной энергии им. Курчатова герметичный пробоотборник для отбора проб воды и газа при больших давлениях и широком диапазоне температур. V_г — объем извлеченного газа, мл; V_в — объем воды в пробе, мл.

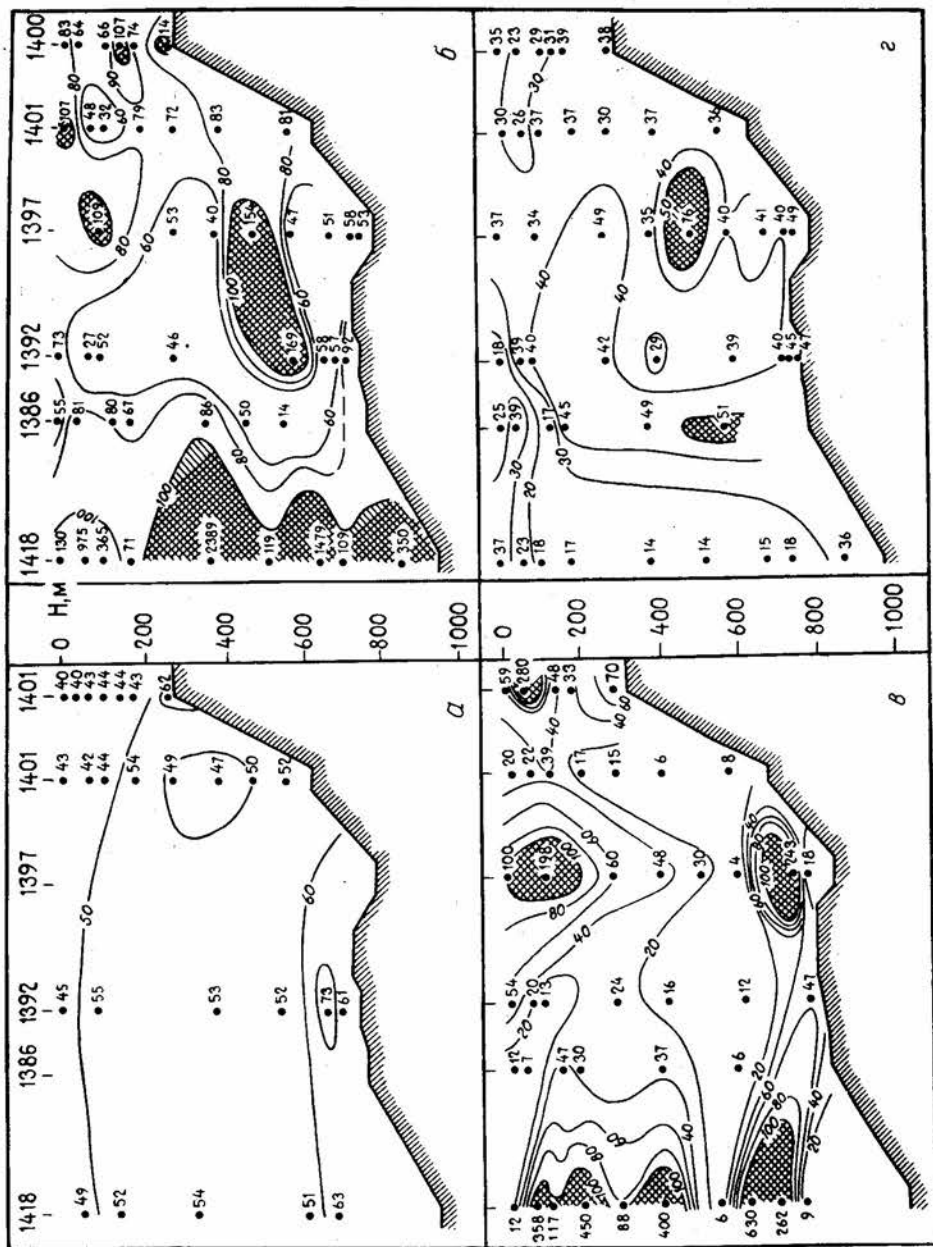


Рис. 3. Результаты дискретного опробования водной толщи Охотского моря над ППИ (11-й Аррей НИС «Академик Мстислав Келдыш», июнь 1986 г.). Содержание, мл/л: а — He, $\times 10^{-6}$; б — CH_4 , $\times 10^{-6}$; в — H_2 , $\times 10^{-6}$; г — CO_2 , $\times 10^{-2}$

тах (см. рис. 3). Необходимо отметить, что и в предыдущие годы исследований, начаты в 1982 г., наблюдались значительные колебания содержания CH_4 , H_2 , He , CO_2 в воде над ПГИ [1, 21]. Это может свидетельствовать о неравномерном режиме работы источника газов, хотя в ряде случаев колебания содержания газов могли быть кажущимися из-за невозможности повторного отбора проб в тех же самых точках. В пользу неравномерного режима работы ПГИ свидетельствует и то, что максимальный газовый ореол 1985 г. коррелируется с максимальной (за все годы исследований) акустической аномалией, которая фиксировалась на эхолоте от дна до поверхности моря (рис. 4).

Повышенные содержания основных газовых компонентов, наиболее ярко проявленные на профиле 1985 г. (см. рис. 2), также отмечались и в предыдущие годы. Повторяющиеся повышенные содержания газов на горизонте 200 могут быть связаны с влиянием термоклина, как накапливающего газы горизонта, где активизируются газопотребляющие и газообразующие микроорганизмы [13, 26].

Изучение метанового газогидрата

Как указывалось выше, в этом же 11-м А рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» на борт судна были подняты две колонки с газогидратами. Колонка ила со ст. 1395, длиной 180 см, на конце состояла из сантиметровых твердых белых кусочков газогидрата (рис. 5); в колонке ст. 1421 он находился в виде включений в иле с примерными размерами $15 \times 10 \times 1$ мм. Для уменьшения скорости разрушения часть газогидрата сразу после подъема прямооточной трубки была запаяна в полиэтилен при вытесненном воздухе и помещена в пищевой холодильник, а через 2 ч был проведен хроматографический анализ (табл. 2). Из таблицы видно, что газогидрат имеет метановый состав, присутствуют также этан и пропан. Водорода в нем примерно в 20 раз больше, чем в газах пузырьков, выходящих из гротообразных углублений, но в 70 раз меньше, чем в сильно разбавленном воздухом пробах растворенного газа придонных вод ПГИ (см. табл. 2, пробы 1—2, 7—1, 2). Оставшийся газогидрат был помещен в открытом виде в судовую холодильную установку при -10°C и атмосферном давлении, где после 3 ч хранения он был очищен от ила с помощью скальпеля. Два небольших кусочка (\sim по 1 см^3) были помещены в пенициллиновые флаконы, а основная часть — в стеклянную медицинскую бутылку с силиконовой пробкой.

Таблица 2

Результаты анализов газогидрата, об. %

Компоненты	Виды емкостей с пробой и операции					
	полиэтиленовый пакет	пенициллиновый флакон	стеклянная банка (0,5)			
			продувка He через МАГС		после продувки при избытке He	
			начало	конец	11.VII.1986	12.VII.1986
10.VII.1986						
H_2	$6,6 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	—	—
CO_2	$8,96 \cdot 10^{-2}$	$1,04 \cdot 10^{-3}$	0,75	0,031	$3,9 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-2}$
Ar	$4,0 \cdot 10^{-2}$	$8,86 \cdot 10^{-1}$	$8,89 \cdot 10^{-1}$	$3,7 \cdot 10^{-2}$	$6,4 \cdot 10^{-2}$	$7,6 \cdot 10^{-2}$
N_2	1,61	72,47	65,64	2,7	5,11	4,91
CH_4	97,98	7,28	$7,77 \cdot 10^{-1}$	$3,6 \cdot 10^{-3}$	1,788	2,2
C_2H_6	$4,5 \cdot 10^{-2}$	—	—	—	—	$4 \cdot 10^{-4}$
CH_4/H_2	$1,49 \cdot 10^5$	—	—	—	—	—

Примечание. Прочерк означает концентрации компонента ниже чувствительности определения.

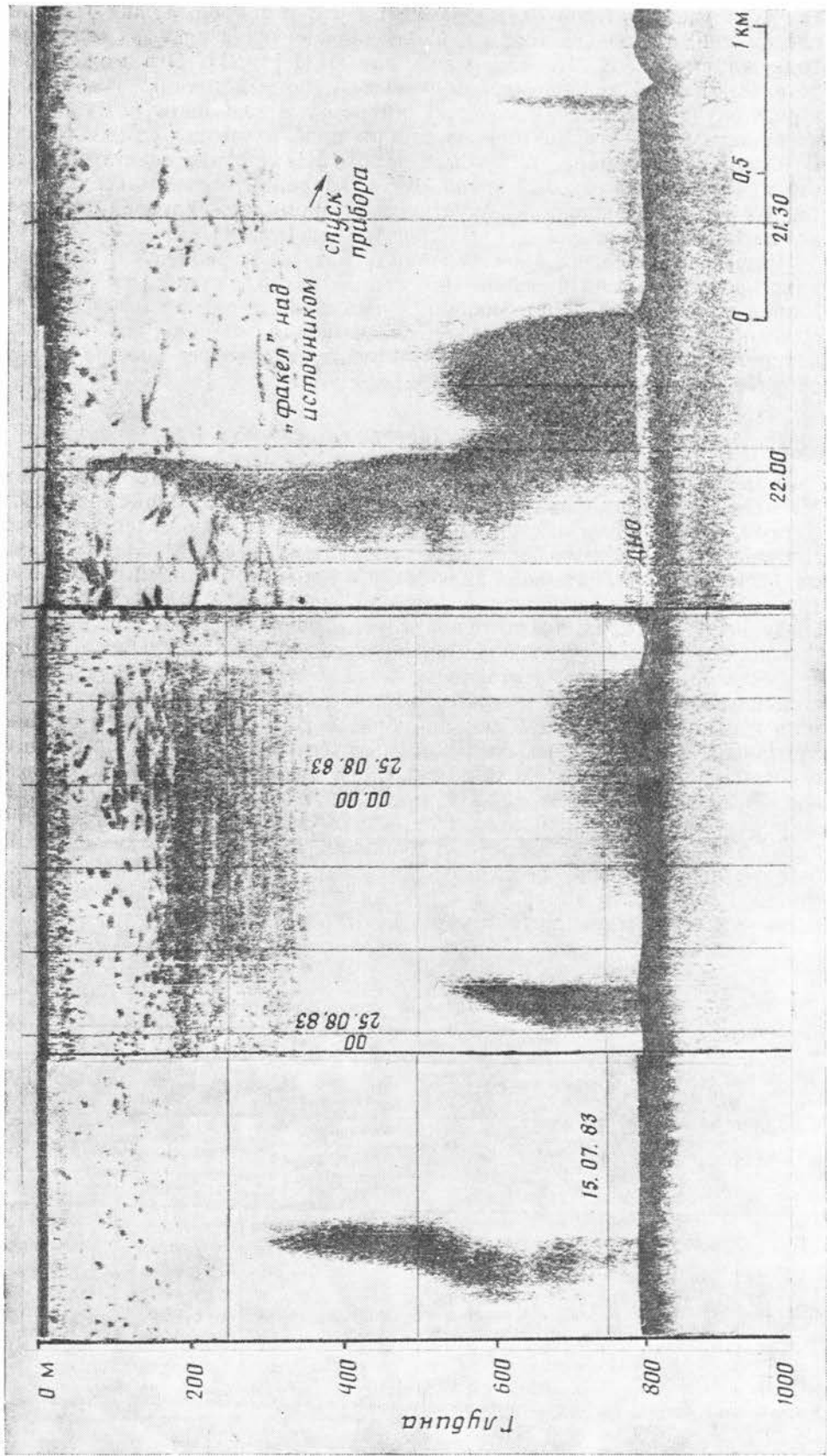




Рис. 5. Внешний вид газогидрата, поднятого с илом над ППГИ (11-й А рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш», июнь 1986 г.)

Проба в одном из пенициллиновых флаконов сразу в течение 30 с была отвакуумирована и затем проанализирована. При сравнении анализов этой пробы с пробой из полиэтиленового пакета (см. табл. 2) видно, что содержание CH_4 в ней уменьшилось в 13 раз, а азота, основного воздушного компонента, — увеличилось в 45 раз. Иными словами, попытка уменьшения содержания воздуха в анализируемой пробе путем вакуумирования привела к многократному его увеличению. По-видимому, это обусловлено как обледенением поверхности газогидрата во время хранения при -10°C в течение 3 ч с консервацией воздуха, так и разрушением поверхности кристаллической решетки гидрата метана при вакуумировании и адсорбции воздуха. Последний, высвобождаясь в первую очередь, попадает в анализируемую пробу. Газовый гидрат во втором пенициллиновом флаконе растаял при атмосферном давлении и температуре 20°C за 1 мин.

В силиконовую пробку бутылки (0,5 л) с газогидратом были воткнуты две медицинские иглы и с помощью стальных капилляров собрана газовая схема, позволяющая продувать с расходом $1\text{ см}^3/\text{с}$ газ-носитель (гелий) через банку с газогидратом с последующей подачей смеси на анализ в МАГС. Сама бутылка при этом была помещена в морозильную камеру бытового холодильника при $t = -5^\circ\text{C}$. Стабильный режим хроматографической записи газов установился через 30 мин. Этот анализ дан в

Рис. 4. Эхолотные записи, полученные на борту НИС «Вулканолог» в районе ППГИ

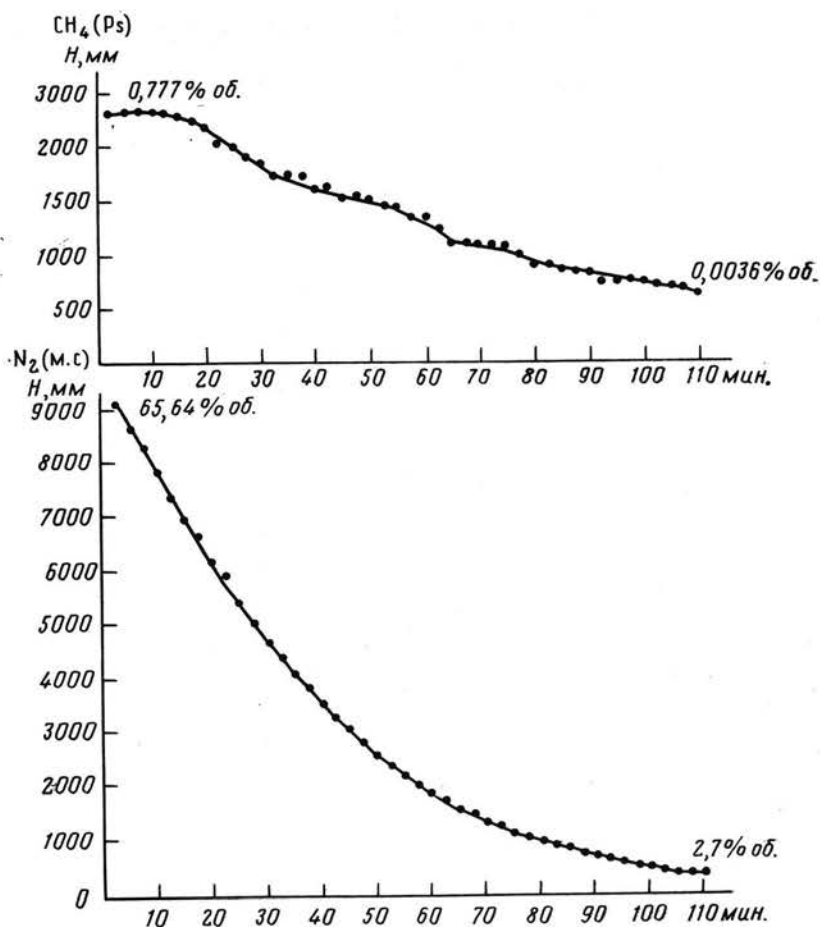


Рис. 6. Кинетика разложения Парамуширского газогидрата. Н — высота анализируемого пика CH_4 в мм; Р — сорбент — полисорб

табл. 2 как «начало» продувки. После установления стабильного режима хроматографическая запись продуваемой смеси велась в течение 110 мин и в табл. 2 дан анализ конца продувки. После этого проба газогидрата, находящегося в бутылки, была оставлена в морозильной камере, и анализ образовавшейся там газовой смеси был проведен через 24 и 48 ч после окончания продувки (анализы 11.VII.1986 и 12.VII.1986).

Следует обратить внимание на низкое ($<1\%$) содержание метана и высокое — азота на момент начала стабильной записи. Это свидетельствует о большом содержании воздуха в пробе, сохранившегося, несмотря на продувку. На момент окончания продувки, судя по анализу, бутылка не менее чем на 95% заполнилась газом-носителем, т. е. гелием, содержание же метана уменьшилось более чем на два порядка, а азота — почти в 25 раз. Кинетика вымывания метана и азота показана на рис. 6. В пробах проанализированных затем через 24 и 48 ч, содержание метана увеличилось до первых %.

Очевидно, при разложении гидрата метана в морозильной камере при $t \approx -5^\circ\text{C}$ поверхность последнего покрывается корочкой льда, которая препятствует дальнейшему разложению из-за низкого коэффициента диффузии CH_4 через ледяную оболочку. Чем больше времени проходит с момента нарушения РТ-условий формирования газогидрата, чем толще оболочка льда, тем меньше CH_4 проникает через нее. Эти экспериментальные наблюдения логично согласуются с теоретическими равновесны-

ми РТ-кривыми образования газогидрата [14]. После окончания продувки происходит медленное накопление метана, сохранившегося под ледяной коркой, и небольшое накопление азота за счет воздуха, адсорбированного на поверхности газового гидрата и в ледяной корке.

Обсуждение результатов

Каковы бы ни были причины появления свободного газа в районе активного поля Парамуширского газового источника, состав его аналогичен составу газогидрата, и они, по-видимому, имеют общее происхождение. Как известно, для метана биогенного происхождения $C_1/C_2+C_3 > 10^3$ и $\delta^{13}C \approx -70\text{‰}$, а для термогенного метана, образующегося, например, при нагреве органического вещества в осадке, эти величины составляют $< 10^{-2}$ и $-45 \div -30\text{‰}$ соответственно [12, 31]. По нашим результатам хроматографического анализа газа Парамуширского источника C_1/C_2+C_3 составляет $2 \cdot 10^3$, а $\delta^{13}C = -55\text{‰}$ (по определению И. Ю. Шибяевой, ГЕОХИ). Судя по этим характеристикам, метан здесь имеет преимущественно биогенное происхождение, возможно, с некоторыми добавками термальной компоненты.

Вторым аргументом в пользу биогенного происхождения метана является высокая интенсивность его окисления в илах района Парамуширского источника: 898,4 мкг/С/м² в сутки для илов ст. 1395 и 504 мкг/С/м² в сутки для таковых ст. 1404 (определения сотрудника ММБИ В. Ф. Гальченко — участника 11-го А рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш»). Такая высокая степень CH_4 — окисления характерна для илов полигона «Северный Гуаймас» (Калифорнийский залив), исследованных в 12-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш». Для этого района характерна подводная гидротермальная активность [25, 26]: по данным гидроакустических исследований предполагается наличие газогидратов в осадках [30], а метан илов имеет вторичное, биогенное происхождение [13, 25]. Поэтому в этих двух районах геологические условия образования гидратов метана и выделения свободного метана в виде пузырьков газа, фиксирующихся на эхолотах, по-видимому, являются аналогичными.

Косвенным показателем природы Парамуширского источника может служить величина CH_4/N_2 , которая в месте выхода газовых пузырей на восемь порядков выше, чем в других пробах воды, отобранных в этом же районе (см. табл. 1). В табл. 3 приведены величины этого отношения для растворенных газов различного происхождения. Колебания их зависят от нескольких факторов. При обычных температурах поверхности и дна

Таблица 3

Соотношение CH_4/N_2 для разных типов подводных источников

Место отбора	CH_4/N_2	Авторы
Залив Пленти	$7 \cdot 10^2$	[31]
О-в Китовый	5,6	То же
Вулкан Вулькано	$2,2 \cdot 10^{-1}$	»
Бухта Кратерная (Курильские острова):		[21]
а) термальные источники на берегу;	$1,2 \cdot 10^{-3}$	То же
б) полужатопленные источники;	10,4	»
в) подводный источник	$8,3 \cdot 10^{-2}$	»
Гуаймасский полигон (Калифорнийский залив)	$5 \cdot 10^3$	[23]
Хуан де Фука	$7,3 \cdot 10^{-1}$	[23]
21° ВТП	$2,7 \cdot 10^{-2}$	[32]
Биогенный газ	$10 \cdot 10^2$	[31]

моря H_2 и CH_4 химически устойчивы. Метановое равновесие



устанавливается, по-видимому, в условиях гидротермального резервуара, и поэтому величина CH_4/H_2 , измеренная на поверхности, может характеризовать эти условия. Это отношение японские ученые успешно использовали для определения активности отдельных участков геотермального месторождения Такиноуэ [24], где оно колебалось от 0,1 до 20. В целом же как для гидротермальных источников островных дуг, так и подводных источников, выходящих на базальтовое дно океана, величина CH_4/H_2 колеблется от 10^{-2} до 10. Для Гуаймасских подводных гидротерм, где горячая вода просачивается сквозь мощную толщу осадков и где метан преимущественно биогенный, это отношение увеличивается до 10^3 , Парамуширский же источник характеризуется еще более высоким значением CH_4/H_2 , достигающим $2,2 \cdot 10^6$. Это значение более чем на три порядка выше такового для биогенного газа (см. табл. 3), что обусловлено, видимо, дополнительным поступлением свободного метана за счет разрушения гидрата метана, вызванного либо тектоническими подвижками, либо гидротермальным подогревом. Последний предполагается также по возрастанию Fe и Mn в иловых водах осадков в районе источника (из устного сообщения Дёминой Л. Л.).

Подводная газовая разгрузка метана может осуществляться диффузионно, в виде барботирования пузырьков, путем струйного истечения и взрывообразно. На Парамуширском источнике в период исследований с помощью ПОА «Пайсис» были проявлены только две первые самые слабые формы метанового сиппинга [10]. При такой разгрузке вместе с газом практически не выносятся ил и поровые иловые воды, и поэтому в этот период гидрохимические аномалии были слабыми (см. рис. 3).

Не исключено, что на исследованном источнике в какое-то время проявлялись и два других способа выделения газа — струйное и взрывообразное истечение. О такой вероятности свидетельствует наличие гротообразных углублений размером до 2—3 м и более крупных воронок диаметром до 10 м. Воронки и гротообразные углубления вряд ли могли образоваться за счет барботирования пузырьков метана, а хорошая сохранность этих форм свидетельствует о недавнем их образовании.

Возможно, что интенсивные гидрохимические и газовые аномалии, обнаруженные в предыдущие годы исследований, особенно в 24-м рейсе НИС «Вулканолог» [2], могли быть обусловлены либо струйным, либо взрывообразным истечением. Косвенным подтверждением этого может служить и более мощная поднимающаяся почти до поверхности моря гидроакустическая аномалия, которая была зарегистрирована на эхолоте в 1985 г. (см. рис. 4).

Заключение

Таким образом, можно констатировать, что гидроакустическая аномалия Парамуширского источника обусловлена выделением пузырьков газообразного метана. Последний имеет преимущественно биогенное происхождение и образуется или за счет разрушения газогидратного слоя и/или за счет подъема его из-под газогидратного слоя, который является газонепроницаемой крышкой. Газогидратная крышка может разрушаться либо под воздействием тектонических причин, тем более, что вблизи источника зафиксирован разлом [1, 21], либо в результате гидротермального подогрева. О привносе дополнительного метана за счет разрушения газогидратного слоя свидетельствует величина CH_4/H_2 , более чем на три порядка превышающая таковую для биогенного газа.

Гидрохимические аномалии и аномалии по растворенным в воде газам, для которых характерны резкие колебания во времени, могут быть

обусловлены струйным или взрывообразным истечением метана и примесью гидротермальной компоненты.

По результатам непрерывного сейсмопрофилирования установлено, что газогидратное поле протягивается на запад от Парамуширского источника и имеет несколько десятков километров в поперечнике. Оно приурочено к крупному прогибу, мощность осадков в пределах которого превышает 4 км [21]. В этом районе зафиксировано еще несколько аналогичных гидроакустических аномалий, обусловленных, очевидно, выделением газообразного метана (см. рис. 1).

Авторы благодарят Г. П. Авдейко за консультации, критические замечания и помощь в работе и всех участников 13, 15, 17 и 24-го рейсов НИС «Вулканолог» и 11-го А рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» за своевременно оказанную помощь в работе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдейко Г. П., Гавриленко Г. М., Черткова Л. В. и др. Подводная газогидротермальная активность на северо-западном склоне о-ва Парамушир (Курильские острова)//Вулканология и сейсмология. 1984. № 6. С. 66—81.
2. Авдейко Г. П., Гавриленко Г. М., Черткова Л. В. «Вулканолог» исследует подводный факел//Природа. 1986. № 7. С. 80—87.
3. Авдейко Г. П., Гавриленко Г. М., Черткова Л. В., Сазонов А. П. О природе «факелов» аномальной воды//Геология Тихого океана. Тез. докл. III Тихоокеан. шк. по морской геологии, геофизики и геохимии. Владивосток, 1987. Ч. 3. С. 13—15.
4. Авдейко Г. П., Краснов С. И. Сульфидные руды и их связь с подводными вулканами и гидротермами островных дуг//Вулканология и сейсмология. 1985. № 4. С. 26—39.
5. Авилон В. И. Герметичный пробоотборник — дегазатор//Океанология. 1976. Т. 16. № 1. С. 170—173.
6. Алискеров А. А., Калинин Б. Д., Пилипенко В. П. Связь между H_2 в приповерхностном слое и придонными гидроакустическими аномалиями в районе Курильской дуги//Геология Тихого океана: Тез. докл. III Тихоокеан. шк. по морской геологии, геофизике и геохимии. Владивосток, 1987. Ч. 3. С. 12—13.
7. Богданова О. Ю., Мурдмаа И. О., Кулцов В. М., Морозов А. А. Аутигенные карбонатные стяжения района подводного газового источника на склоне о-ва Парамушир//Геология Тихого океана: Тез. докл. III Тихоокеан. шк. по морской геологии, геофизике и геохимии. Владивосток, 1987. Ч. 3. С. 8—9.
8. Бондиренко В. И., Надежный А. М. Акустические неоднородности осадочного чехла в районе предполагаемого подводного газогидротермального выхода у о-ва Парамушир//Вулканология и сейсмология. 1987. № 2. С. 101—104.
9. Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы//Ленинград: Мингео СССР, 1987. 36 листов.
10. Зоненшайн Л. П., Мурдмаа И. А., Баранов Б. В. и др. Подводный газовый источник в Охотском море к западу от о-ва Парамушир//Океанология. 1987. № 5. Т. XXVII. С. 795—800.
11. Зоненшайн Л. П. Газовый источник на дне Охотского моря//Природа. 1987. № 8. С. 52—57.
12. Зорькин Л. М., Суббота М. И., Стадник Е. В. Метан в нашей жизни//М.: Недра, 1986. С. 151.
13. Лейн А. Ю., Гальченко В. Ф., Гриненко В. А. и др. Минеральный состав и геохимия пород с бактериальными обрастаниями из подводных гидротермальных построек//Геохимия. 1988. № 9. С. 1235—1249.
14. Макагон Ю. Ф. Газовые гидраты, предупреждение их образования и использование//М.: Недра, 1975. С. 231.
15. Мальцева В. И. Исследования современной гидротермальной деятельности в океане комплексом изотопных и химических методов: Автореф. дис. ... канд. геол. мин. н. //М., 1985. С. 23.
16. Надежный А. М. О возможном механизме некоторых «вулканических» проявлений на акваториях окраинных морей//Вулканологические исследования на Камчатке: Тез. докл. конф. молодых ученых-вулканологов. Петропавловск-Камчатский, 1988. С. 117—119.
17. Надежный А. М., Бондаренко В. И., Дубровский В. Н. Угледородная гипотеза природы султанов аномальной воды на охотоморском склоне о-ва Парамушир//Вулканологические исследования на Камчатке: Тез. докл. конф. молодых ученых-вулканологов. Петропавловск-Камчатский, 1988. С. 111—115.
18. Надежный А. М., Бондаренко В. И. Газовые гидраты в Прикамчатско-Парамуширской части Охотского моря//ДАН АН СССР, 1989. № 5. Т. 306. С. 1192—1196.

19. *Обжиров А. И., Тронов Ю. А.* Газохимические критерии уточнения продуктивности нефтегазоносных структур акваторий//Тез. докл. на III съезде сов. океанологов. Секция геология, геофизика, геохимия океана. Ленинград, 1987. С. 135—138.
20. *Черткова Л. В., Троянов С. И.* Равновесный метод определения растворенных газов//Вулканология и сейсмология. 1981. № 6. С. 115—119.
21. *Черткова Л. В., Гусева В. И.* Роль подводных термальных выходов в формировании газогидрохимического состава морских вод Курильской островной дуги//ДАН АН СССР. 1986. № 5. С. Т. 290. С. 1229—1233.
22. *Черткова Л. В., Авдейко Г. П., Гусева В. И.* Способ выявления подводных вулканов и гидротерм: А. с. 1242887 СССР//Б. И. 1986.
23. *Черткова Л. В., Биличенко А. А.* Растворенные газы подводных термальных источников на полигонах Хуан-де-Фука и Гуаймас//Геология Тихого океана: Тез. докл. III Тихоокеан. шк. по морской геологии, геофизике и геохимии. Владивосток, 1987. С. 21—22.
24. *Akeno T.* Geochemical investigation using CH_4/H_2 ratios in the Takinoue geothermal field, Prefecture Tvata//Natural Gas. 1978. P. 75—85.
25. *Dawidson D., Garc S. K., Gouch S. R., Ratcliff C. J., Rimpmeester J. A. and Lawson W. F.* Laboratory analysis of naturally occurring gas hydrate from sediment of the Gulf of Mexico//Geochimica et Cosmochimica Acta. 1986. V. 50. P. 619—623.
26. *Jaunasch H. W.* Microbial processes at deep sea hydrothermal vents//Hydrothermal Processes at seafloor spreading centres. N. Y.; L., 1983. P. 677—709.
27. *Kvenvolden K. A.* Methane hydrate — a major reservoir of carbon in the shallow geosphere?//Chemical Geology. 1988. № 71. P. 41—51.
28. *Kvenvolden K. A., Claypool G. E., Threlkeld C. N. and Sloan E. D.* Geochemistry of a naturally occurring massive marine gas hydrate//Org. Geoch. 1984. V. 6. P. 703—713.
29. *Maclead M. K.* Gas hydrates in ocean bottom sediments//AAPG Bull. 1982. V. 66. № 12. P. 2640—2662.
30. *Nerewether R., Ollson M. S. and Lonsdale P.* Acoustically detected hydrocarbon plumes rising from 2-kh depth in Guaymas Basin Gulf of California//J. Geoph. Res. 1985. 90(84). P. 3075—3085.
31. *Lyon G. L., Giggenschach W. F., Sigleton R. J., Clasby G. P.* Isotopic and chemical composition of submarine geothermal gases from the Bay of Plenty, New Zealand//Geochemistry. Wellington, 1977. P. 65—67.
32. *Welhan J. A., Craig H., Rona P. A., Bostrom K., Laubier L. and Smith K. I.* Methan, hydrogen and helium in hydrothermal fluids at 21° N on the East Pacific Rise//Hydrothermal Processes at Seafloor spreading Centers. N. Y.; L., 1983. P. 391—410.

Институт вулканологии
ДВО АН СССР

Поступила в редакцию
30.12.1988

Институт океанологии
им. П. П. Ширишова

УДК 551.234 : 556.382 (571.66) + 532.5

© 1990 г.

А. В. КИРЮХИН

ТЕРМОГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОТОКОВ: ТЕПЛОНОСИТЕЛЯ В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РЕЗЕРВУАРАХ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

В результате многовариантных расчетов на ЭВМ ЕС 1033, 1061 с использованием профильной конечно-разностной модели двухфазного теплопереноса установлено:

1. Для прогрева резервуара необходимо 5—20 тыс. лет. Температура теплоносителя слабо нарастает с глубиной и составляет от 200 до 350°С, в зависимости от возраста гидротермальной системы. Кипение в гидротермальном резервуаре является буфером, препятствующим достижению температур выше температуры кипения при соответствующем давлении вследствие резкого ухудшения фильтрационных свойств и закупоривания гидротермального резервуара.

2. Расход восходящего потока теплоносителя в водонапорном гидротермальном резервуаре над остывающим магматическим телом слабо зависит от проницаемости пород, окружающих гидротермальный резервуар и от гидродинамических условий на границах системы и составляет 10—40 кг/с·км в течение 10—40 тыс. лет.

THERMODYNAMIC CHARACTERISTICS OF HEAT FLOW IN HYDROTHERMAL RESERVOIRS OBTAINED BY NUMERICAL MODELING, by Kiryukhin A. V. Multi-variant calculations on computers ES 1033 and ES 1061 using a profile finite-difference model of a double-phase heat transfer resulted in the following:

1. The process of heating the reservoir requires 5000—20000 yr. The temperature of heat carrier increases weakly with depth reaching 200—350°С depending on the age of the hydrothermal system. Boiling in the hydrothermal reservoir serves as a buffer, an obstacle which prevents the temperature rise above the boiling temperature at a corresponding pressure. This is an artifact of distinct deterioration of filtration properties and plugging of the hydrothermal reservoir.

2. The discharge of the upward heat-carrier flow in the artesian hydrothermal reservoirs above cooling magma body nearly does not depend on infiltration properties of the surrounding rocks and hydrodynamic conditions at the boundaries of the system constituting 10—40 kg/s km during 10000—40000 yr.

(Received October 26, 1988)

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

Постановка задачи

Моделирование восходящих потоков теплоносителя над остывающими магматическими телами в водонапорных системах имеет важное значение для дальнейшего развития теории формирования геотермальных месторождений и практических задач, связанных с оценкой ресурсов теплоносителя. Многочисленные работы посвящены обсуждению результатов моделирования теплофизических задач по остыванию горячих магматических тел в водонасыщенной среде [13, 22], разработке моделей функционирования конкретных гидротермальных систем: Серро-Прието [16], Ист-Меза [18], Пуна [14] и др. А. В. Кирюхин и В. М. Сугробов [4, 5] показали принципиальную возможность обеспечения теплового питания

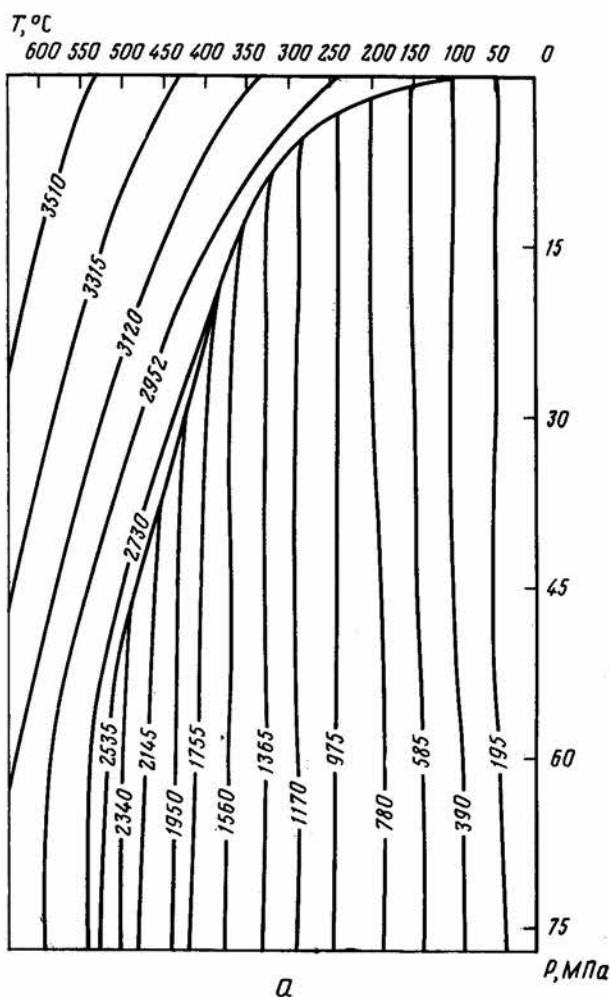


Рис. 1, а

Паужетской, Мутновской и Кошелевской гидротермальных систем за счет тепловой энергии остывающих магматических тел. Получило развитие направление по моделированию эксплуатирующихся фрагментов гидротермальных систем — геотермальных резервуаров [17, 20, 24]; однако последние разработки ограничиваются рассмотрением температур до 300° С.

Между тем в теории формирования гидротермальных систем имеется ряд ключевых задач, не получивших до сих пор окончательного решения.

1. Каких максимальных значений может достигать температура и в каком фазовом состоянии происходит восходящая фильтрация теплоносителя в водонапорном гидротермальном резервуаре в процессе формирования гидротермальных систем?

2. От каких внешних условий зависит расход восходящего потока теплоносителя в гидротермальном резервуаре и каков диапазон изменения расхода восходящего потока теплоносителя при возможном изменении внешних параметров?

С практической точки зрения, решение первой задачи позволяет судить о перспективах получения значительного прироста температур и улучшения качества теплоносителя (повышения энтальпии) при глубоком (сверхглубоком) разбуривании гидротермальных систем. Решение второй задачи дает возможность судить о возобновляемой составляющей

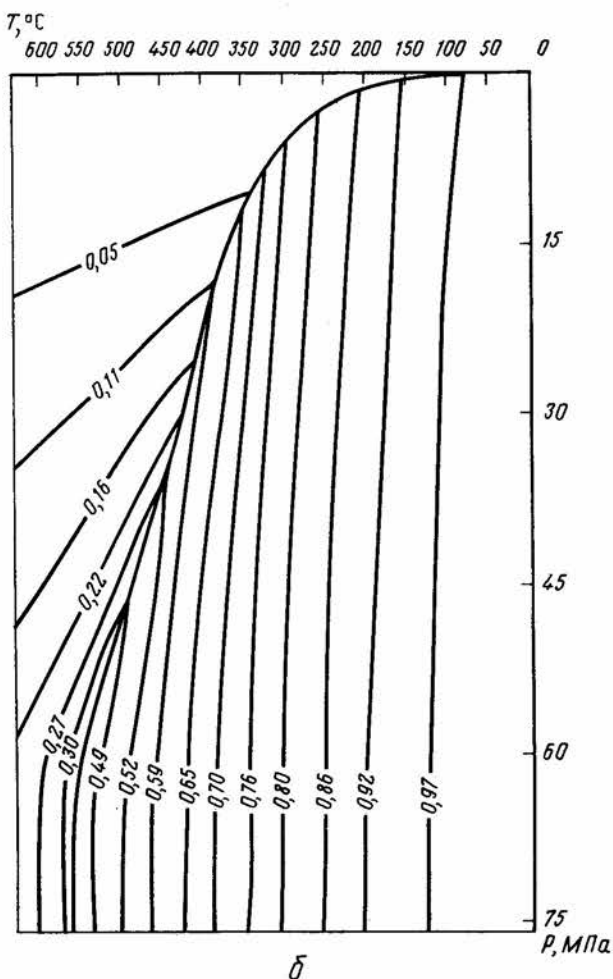


Рис. 1, б

эксплуатационных запасов геотермальных месторождений. Решение указанных выше задач эмпирическими методами сопряжено с техническими трудностями, непреодолимыми в настоящее время.

Описание численной модели

Перечислим основные допущения при выводе численной модели теплопереноса.

1. Движение флюида — плоскопараллельное, т. е. модель рассматривается двумерной [5, 13, 17, 23]. Очевидно, данное предположение справедливо в среде с явными признаками анизотропии проницаемости в какой-либо одной плоскости: например, в резервуаре, образованном системой субпараллельных трещин (разломов), резко отличающихся по своим водопроявляющим свойствам от систем трещин (разломов) иной ориентации. В этом случае конвективный теплоперенос имеет плоскопараллельный характер, в то время как кондуктивным теплообменом в ортогональном направлении можно пренебречь. В реальном, трехмерном случае это допущение вызвано ограничениями вычислительного характера (быстродействием и памятью существующих в настоящее время ЭВМ).

2. Конвектирующий флюид и вмещающие породы находятся в состоянии термического равновесия [5, 13, 23]. Достаточно подробное обоснование гомогенной модели в реальном диапазоне температур приводится

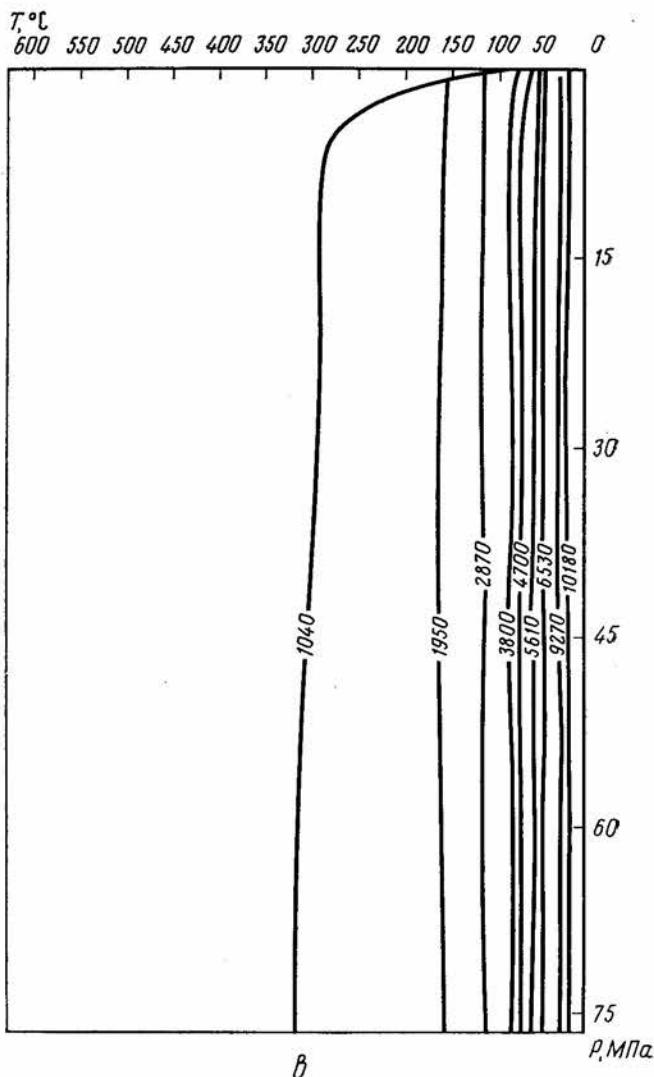


Рис. 1. Машинное представление: *a* — энтальпии, кДж/кг; *б* — плотности, г/см³; *в* — вязкости, мкП, теплоносителя в рассматриваемом при моделировании диапазоне давления и температуры

в работе [5], где дан анализ фактических данных по геометрии проницаемых зон и аналитические решения уравнений теплопереноса в среде с двойной пористостью.

3. Режим фильтрации в водонапорном гидротермальном резервуаре — «жесткий», т. е. пренебрегается нестационарной частью в уравнении сохранения массы [5, 13, 23]. Это допущение о последовательной смене стационарных гидродинамических состояний обосновывается невысокой (менее 0,01—0,03) пористостью, вследствие чего нестационарный член, относящийся к флюиду в уравнении сохранения массы, близок к нулю; движение флюида является потенциальным.

4. Фильтрация флюида может осуществляться в зависимости от термодинамических условий либо в жидком, либо в парообразном состоянии [5, 13, 23], т. е. область сосуществования жидкой и парообразной фаз предполагается вырождающейся в поверхность (кипения или конденсации). Это эмпирически доказывается тем, что в естественных

условиях в известных гидротермальных резервуарах давление флюида нарастает с глубиной либо с градиентом ρ_w , либо с градиентом ρ_s . Кроме того, известно, что совместная фильтрация пара и воды в трещинной среде осуществляется в довольно узком диапазоне S от 0,1 до 0,3. Относительная проницаемость по воде экспоненциально падает при увеличении относительного объемного паросодержания, в то время как относительная проницаемость по пару круто нарастает.

Основываясь на допущениях 1—4, можно показать, что модель теплопереноса описывается следующими уравнениями:

$$c \frac{\partial T}{\partial t} = \lambda \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \lambda \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - \frac{\partial}{\partial x} (V_x h) - \frac{\partial}{\partial z} (V_z h) \text{ — баланс энергии,} \quad (1)$$

$$V_x = \frac{\partial \Psi}{\partial z} \quad V_z = - \frac{\partial \Psi}{\partial x} \text{ — баланс массы,} \quad (2)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{K} \frac{\partial \Psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{K} \frac{\partial \Psi}{\partial z} \right) = - \frac{\partial \rho}{\partial x} \text{ — уравнение движения.} \quad (3)$$

Уравнения состояния:

$$h = h(P, T) \quad \rho = \rho(P, T), \quad (4)$$

$$K = k(x, z, T) \cdot \left(R_s \cdot \frac{\rho_s}{\mu_s} + R_w \cdot \frac{\rho_w}{\mu_w} \right). \quad (5)$$

Краевые условия:

$$T|_{t=0} = T_0(x, z) \text{ — начальное распределение температуры,} \quad (6)$$

$$T|_{\Gamma} \text{ или } \left. \frac{\partial T}{\partial n} \right|_{\Gamma} \text{ — температура или тепловой поток на границе } \Gamma, \quad (7)$$

$$\Psi|_{\Gamma} \text{ или } \left. \frac{\partial \Psi}{\partial n} \right|_{\Gamma} \text{ — расход или давление на границе } \Gamma, \quad (8)$$

где T — температура; x, z — пространственные координаты; c — коэффициент объемной теплоемкости; λ — коэффициент теплопроводности; V_x, V_z — составляющие массовой скорости фильтрации; h — энтальпия флюида; Ψ — функция тока; K — коэффициент фильтрации; ρ — плотность флюида; k — коэффициент проницаемости; s, w — индексы пара и воды соответственно; R — относительная проницаемость; μ — динамическая вязкость.

На рис. 1 показаны машинные аппроксимации энтальпии, плотности и вязкости флюида.

В дополнение к (1—5) отметим, что, основываясь на зависимости (1—5) из работы [5], можно показать, что если фильтрация осуществляется вдоль систем плоскопараллельных трещин с раскрытием d и отстоящих одна от другой на расстоянии D , то зависимость коэффициента проницаемости такой среды от температуры определяется по формуле:

$$k(x, z, T) = k(x, z) \frac{[1 - (1 - \varnothing_0) e^{\theta(T-T_0)}]^3}{\varnothing_0^3}, \quad (9)$$

где \varnothing_0 — эффективная пористость среды, $\varnothing d/D$, θ — коэффициент объемного расширения горных пород ($\theta = 0 - 2 \cdot 10^{-5} \text{ C}^{-1}$), $T - T_0$ — разница конечной и начальной температур.

Численная реализация поставленной краевой задачи основана на конечно-разностном методе. Область моделирования представляется в виде сетки, в каждом из узлов которой записывается баланс массы и энергии в соответствии с принятыми уравнениями движения флюида и уравнениями состояния (рис. 2). Приведем конечно-разностные аппроксимации дифференциальных уравнений:

$$L_x T^h + L_z T^h = (T^h - T^{h-1}) |_{\Delta t}, \quad (10)$$

$$V_{z_j, i-1/2} = -\frac{1}{4H} \cdot (\Psi_{j+1, i-1}^h + \Psi_{j+1, i}^h - \Psi_{j-1, i-1}^h - \Psi_{j-1, i}^h), \quad (11)$$

$$V_{x_{j-1/2}, i} = \frac{1}{4H} \cdot (\Psi_{j, i+1}^h + \Psi_{j-1, i+1}^h - \Psi_{j, i-1}^h - \Psi_{j-1, i-1}^h),$$

$$M_x \Psi^h + M_z \Psi^h = (\rho_{j+1, i}^{n-1} - \rho_{j-1, i}^{n-1}) |2H, \quad (12)$$

где H — шаг по пространству, Δt — шаг по времени,

$$M_x \Psi = \left(\frac{1}{2K_{j-1, i}} + \frac{1}{2K_{j, 1}} \right) \frac{\Psi_{j-1, i} - \Psi_{j, i}}{H^2} +$$

$$+ \left(\frac{1}{2K_{j, i}} + \frac{1}{2K_{j+1, i}} \right) \frac{\Psi_{j, i} - \Psi_{j+1, i}}{H^2}, \quad (13)$$

$$L_x T = \frac{T_{j-1, i} - 2T_{j, i} + T_{j+1, i}}{H^2} V_{x_{j-1/2}, i}^- h_{j, i} + V_{x_{j+1/2}, i}^- h_{j+1, i} -$$

$$- V_{x_{j+1/2}, i}^+ h_{j, i} + V_{x_{j-1/2}, i}^+ h_{j-1, i}, \quad (14)$$

$$V_x^+ = \frac{1}{2} (V_x + |V_x|) \quad V_x^- = \frac{1}{2} (V_x - |V_x|). \quad (15)$$

Алгоритм вычислений на ЭВМ показан на рис. 3. Непосредственно при решении систем конечно-разностных уравнений использовался метод переменных направлений (продольно-поперечная схема прогонки). По данным [13, 22] численное решение является устойчивым при выполнении условия:

$$\Delta t < \frac{2}{\Delta z} + \frac{2}{\Delta x} + \frac{|V_z|}{\Delta z} + \frac{|V_x|}{\Delta x}. \quad (16)$$

В численной модели используются также аппроксимационные и табличные [3, 9] зависимости плотности, вязкости и энтальпии флюида от его температуры и давления (см. также рис. 1). Зависимости реализуются на ЭВМ с помощью специальных подпрограмм.

С целью проверки работы вычислительной программы решались тестовые задачи. Результаты расчетов сравнивались с известными аналитическими решениями. В частности, рассматривались задачи: о скорости всплывания горячего прямоугольника и об одномерной фильтрации флюида со скоростью « \dot{V}_x » через проницаемую зону (для описания такого рода процессов используется известная «схема микродисперсии» [6]).

Исходные данные для моделирования

Рассмотрим динамику изменения характеристик восходящего потока теплоносителя в процессе остывания горячего (магматического) тела с температурой 600°C в среде с неоднородной проницаемостью (рис. 4). Выбор именно такой расчетной схемы продиктован следующими соображениями.

1. Источник теплового питания. Источник теплового питания задается на модели в виде «горячего прямоугольника», обладающего некоторой проницаемостью. Геометрическая конфигурация внедрившегося и остывающего магматического тела (тел) может быть самой разнообразной: лакколиты, штоки, системы даек, силлы, апофизы батолитов и др. Однако основной характеристикой источника теплового питания является запас тепловой энергии, которым он обладает, или его тепловая емкость. Тепловая емкость остывающего магматического тела определяется в основном его объемом и начальной температурой, и с этой точки зрения его тепловая емкость есть некоторая инвариантная обобщенная характери-

стика, которая позволяет при тепловых расчетах условно свести разнообразие генетических типов магматических тел к горячему прямоугольнику. Следовательно, под «горячим многоугольником» можно понимать, например, систему даек с эквивалентной тепловой емкостью или силл с эквивалентной тепловой емкостью и т. д.

Конечно, остывание и превращение магматического расплава в «горячий прямоугольник» не является мгновенным. Однако можно заметить, что проникновение воды в расплавленный магматический очаг конвективным путем затруднено тем, что удельный вес магмы в 3 раза превышает удельный вес воды, а вязкость магмы более 10^4 — 10^5 Пз, что на несколько порядков больше вязкости воды (10^{-2} — 10^{-3} Пз). Поэтому до тех пор, пока магматический расплав не закристаллизуется и не покроется системой контракционных трещин, вряд ли можно рассчитывать на интенсивный теплообмен между магматическим телом и окружающими водоносными горизонтами. Скорее всего теплообмен осуществляется в этот период преимущественно кондуктивным путем.

С этой точки зрения, мгновенное включение горячего тела при моделировании — некоторая идеализация рассматриваемого процесса, а именно мы начинаем учитывать влияние источника теплового питания с того момента, когда магматическое тело кристаллизуется и становится способным не только к кондуктивному, но и конвективному теплообмену (за счет сквозной фильтрации). Выделяемая при этом теплота кристаллизации (также как энергия летучих, выделяющихся из очага, и начальная температура) может быть эффективно учтена увеличением эквивалентной тепловой емкости «горячего прямоугольника».

В действительности магма может внедряться в верхние этажи коры порциями, ритмически, так же, как и излияния магмы на поверхности земли, которые носят дискретный, повторяющийся характер. Чтобы проанализировать результат этой сложной суперпозиции внедрений, необходимо разобраться, что происходит в результате элементарного внедрения магмы, поэтому при моделировании рассматривается одноактный процесс внедрения магматического материала.

Можно ли представить еще какие-либо принципиально отличные варианты теплового питания водонапорных гидротермальных резервуаров? Гипотеза теплового питания за счет эндогенного флюида [1] не согласуется с гидроизотопными данными по разбуренным геотермальным месторождениям [5, 8, 10, 23, 26], в соответствии с которыми почти вся водная составляющая высокотемпературных гидротерм имеет метеорное происхождение. В принципе гипотеза немагматического теплового питания водонапорных геотермальных резервуаров (проникновение метеорных вод на глубины 10—15 км, прогрев до 300—400° С и подъем к поверхности) может быть испытана на численной модели. Однако, если бы эта модель работала в действительности, то мы бы наблюдали высокотемпературные геотермальные месторождения не только в районах современного вулканизма, но и в районах только тектонической активности, чего нет в природе.

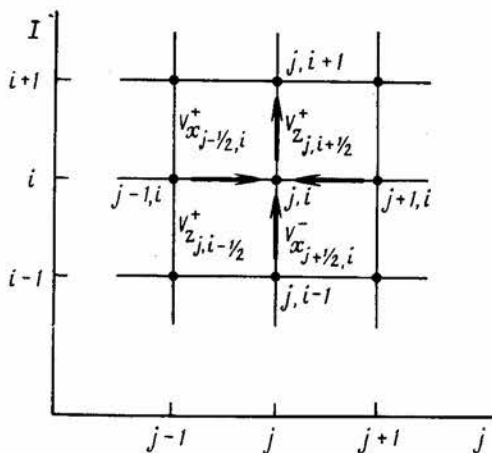


Рис. 2. Элемент конечно-разностной сетки, используемый в расчетах

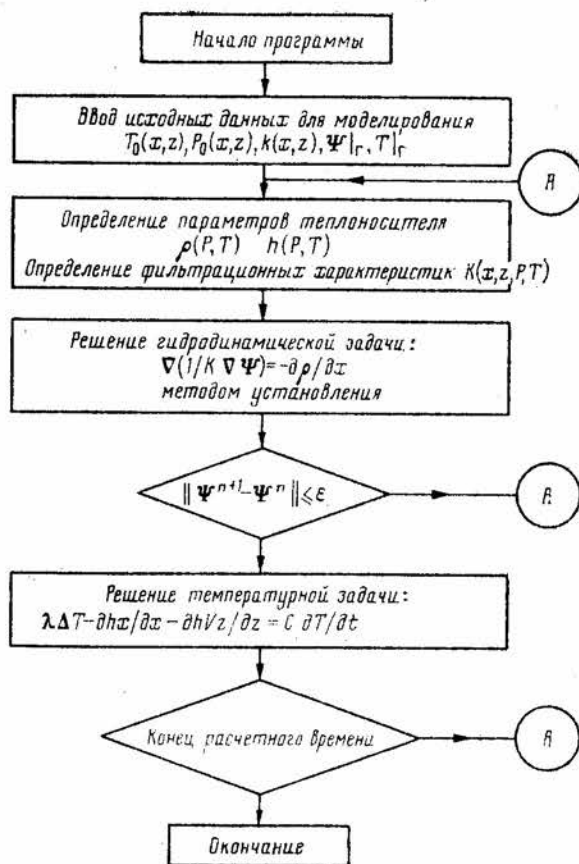


Рис. 3. Обобщенный алгоритм вычислений

Таким образом, используемый при моделировании принцип имитации источника теплового питания имеет достаточно общий характер для водонапорных гидротермальных систем районов современного вулканизма.

2. Начальные и граничные условия. В начальный момент, т. е. до того, как магматическое тело существенно изменило температурный режим окружающих пород, в среде, окружающей интрузив, задается линейное нарастание температуры с глубиной — $30^\circ\text{C}/\text{км}$ (характерный температурный градиент для смежных областей при отсутствии термоаномалий). На границах области моделирования задается постоянная температура, имея в виду то, что границы достаточно удалены и не оказывают существенного влияния на процессы, происходящие внутри области моделирования (нижняя граница или боковые границы), либо имитируют поверхность земли (верхняя граница). Гидродинамические условия могут быть заданы следующими: а) боковые границы и нижняя граница — непроницаемые, на верхней границе задается постоянное давление; б) все границы непроницаемые.

3. Фильтрационные и теплофизические параметры. Гидротермальный резервуар «R» имитируется относительно проницаемой зоной от кровли магматического тела до поверхности земли (см. рис. 4). Распределение проницаемости (в относительных единицах), принятое при моделировании, приводится в таблице. При расчетах коэффициент проницаемости «k» (см. уравнение 5) принимается равным ≤ 12 мД (максимальное значение по данным обработки опытных наливов на Мутновском геотермальном месторождении, $t \sim 270^\circ\text{C}$). Более точная оценка коэффициента проницаемости затруднена из-за отсутствия надежной расчетной

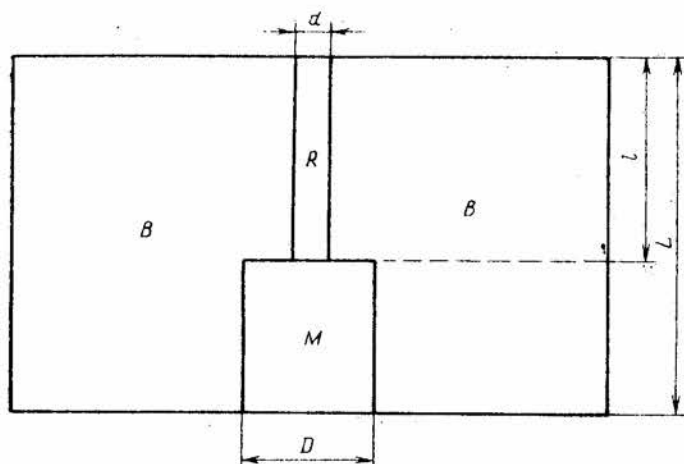


Рис. 4. Исходное распределение проницаемости при моделировании теплопереноса в гидротермальной системе. R — водонапорный гидротермальный резервуар; M — горячее магматическое тело; B — вмещающие породы; d , l — горизонтальные (d) и вертикальные (l) размеры резервуара; L — размер области моделирования

методики интерпретации данных наливов в неизотермические трехмерные резервуары; $\theta = 0,0 - 6,5 \cdot 10^{-5}$, значение коэффициента теплопроводности берется равным $5 \cdot 10^{-3}$ кал/см $^{\circ}$ С [5], коэффициент объемной теплоемкости водонасыщенных горных пород — 0,6 кал/см 3 С.

Исходные данные для моделирования

Номер расчетного варианта	Проницаемость				d/D	°С/км	Гидродинамические условия на поверхности (P , Q)
	абсолютная	относительная					
		мД	R	M			
1	5	1,00	0,01	0,10	1,00	30	1,5
2	5	1,00	0,01	0,10	1,00	30	1,5
3	5	1,00	0,05	0,20	1,00	30	1,5
4, 41	5	1,00	0,10	0,20	1,00	30	1,5
5	5	1,00	0,20	0,20	1,00	30	1,5
7	5	1,00	0,10	0,20	1,00	30	0*
11	5	1,00	0,10	0,20	1,00	30	0*
121м	12	0,33	0,03	0,06	1,00	30	1,5
41м	12	1,00	0,10	0,20	1,00	30	1,5
42м	12	0,30	0,03	0,06	1,00	30	1,5
43м	12	0,15	0,015	0,03	1,00	30	1,5
431м	12	0,15	0,015	0,03	0,45	30	1,5
432м	12	0,15	0,015	0,03	0,27	30	1,5
433м	12	0,15	0,015	0,03	0,09	30	1,5
44м	12	0,10	0,01	0,02	1,00	30	1,5
432м1	12	0,15	0,0015	0,03	0,27	30	1,5
432м2	12	0,15	0,0045	0,03	0,27	30	1,5
432м3	12	0,15	0,009	0,03	0,27	30	1,5
432м31	12	0,15	0,015	0,03	0,27	40	1,5
432м32	12	0,15	0,015	0,03	0,27	40	0,1
432м33	12	0,15	0,015	0,03	0,27	30	0,6
432м34	12	0,15	0,015	0,03	0,27	30	0,10

Примечание. Расчеты проводились на ЭВМ ЕС1033 (варианты 1—5, 7, 11, время счета до 120 мин) и на ЭВМ ЕС1061 (варианты остальные, время счета до 60 мин); расчеты проводились с шагом по времени 80 лет (за исключением 1 варианта — 40 лет, 11 варианта — 20 лет); для вариантов с индексом «м» $\theta = 6,5 \cdot 10^{-5}$ (схема со сжимающимися при нагревании трещинами), для остальных — $\theta = 0$.

R — водонапорный гидротермальный резервуар; M — горячее магматическое тело; B — вмещающие породы; P — давление, МПа; $d/D = \zeta$.

* расход (Q).

4. Действие модели. Действие модели заключается в последовательном воспроизведении числовых характеристик, описывающих процесс остывания горячего (магматического) тела в водонапорной системе: температурные и гидродинамические поля, распределение плотности флюида и фильтрационных характеристик среды, изменение расхода потоков теплоносителя и пр.

Результаты численного моделирования

В процессе остывания горячего магматического тела в водопроницаемой среде под влиянием температурных градиентов возникает плотностная конвекция флюидов, формирование восходящих потоков теплоносителя и прогрев надинтрузивной зоны.

Первая серия численных экспериментов проводилась по схеме с несжимающимися трещинами, т. е. предполагалось, что изменения температуры не оказывают влияния на раскрытие трещин, а следовательно, и на коэффициент проницаемости горных пород (варианты 1—5, 7, 11 см. таблицу).

В динамике изменения расхода восходящего потока теплоносителя можно выделить два этапа: 1) расход теплоносителя¹ нарастает до 100—110 кг/с·км и затем снижается до 20—35 кг/с·км ($\tau \leq 3$ тыс. лет); 2) расход теплоносителя стабилизируется в пределах 15—30 кг/с·км (при $\tau \geq 3$ тыс. лет) (рис. 5, а).

На первом этапе в надинтрузивной зоне происходит резкое увеличение температур и как следствие этого — разуплотнение флюида в основании гидротермального резервуара на глубине 4,5 км до 0,18—0,23 г/см³ (что соответствует надкритическому состоянию теплоносителя), коэффициент фильтрации в основании гидротермального резервуара повышается до 0,06—0,08 м/сут (в 8—16 раз выше по сравнению с холодным флюидом), расход теплоносителя достигает максимальных значений — 100—110 кг/с·км. Однако затем расход восходящего потока теплоносителя начинает резко убывать. Это происходит вследствие снижения подъемной силы термолифта из-за остывания, а также потому, что зона высоких температур перемещается вверх, в область более низких давлений флюида, и как только температуры на глубинах 1,5—2,0 км достигают температур кипения, восходящая фильтрация начинает сопровождаться образованием флюида, близкого по своим физическим свойствам к пару (с плотностью $n \cdot 0,01$ г/см³). Это ведет к резкому ухудшению фильтрационных свойств (0,005—0,015 м/сут) и закупориванию гидротермального резервуара. Расход теплоносителя снижается до 20—35 кг/с·км. Заметим также, что восходящее движение теплоносителя происходит в «снарядно-пульсирующем» режиме, характеризующемся отсутствием симметрии термогидродинамических полей, существованием вдоль потока изолированных «пузырей» пара неправильной формы и наличием температурных скачков вдоль оси потока.

На втором этапе, занимающем более продолжительное время, гидротермальная система характеризуется достаточно стабильным расходом восходящего потока теплоносителя от 15 до 30 кг/с·км. Температура достаточно равномерно распределена в пределах гидротермального резервуара и составляет 250—350°С, фильтрационное поле почти однородно, и значение коэффициента фильтрации составляет в среднем 0,05 м/сут. Кипение возможно в верхней части гидротермального резервуара до глубин 300—450 м.

Влияние проницаемости. Как видно на рис. 5, а, расход восходящего потока теплоносителя на втором этапе не зависит существенно от филь-

¹ Здесь и далее рассматривается расход на единицу длины (1 км) вектора, ортогонального к плоскости моделирования, поэтому расход имеет размерность удельного расхода (кг/с·км).

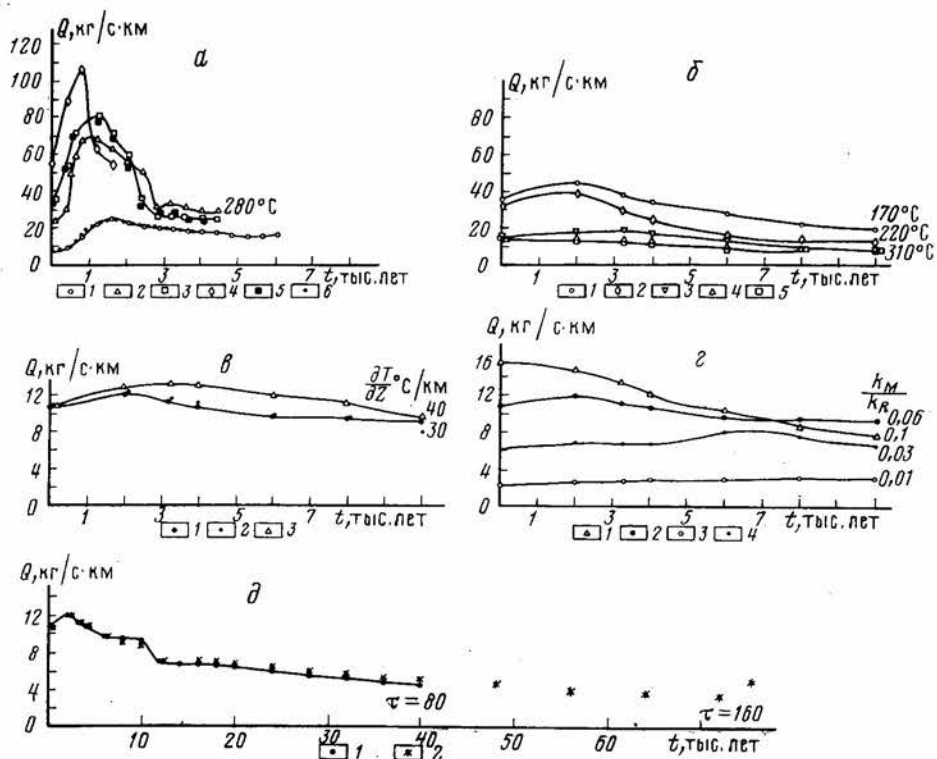


Рис. 5. Расход восходящего потока теплоносителя ($\text{кг/с}\cdot\text{км}$) в гидротермальной системе в зависимости от времени (по результатам численного моделирования). *a* — первая серия вычислительных экспериментов; 1–6 — номера вариантов: 1 — № 1; 2 — № 3; 3 — № 4–1; 4 — № 5; 6 — № 7. *б* — вторая серия вычислительных экспериментов; 1–5 — номера вариантов: 1 — № 4–1м; 2 — № 12–1м; 3 — № 4–3м; 4 — № 4–32м; 5 — № 4–33м; *в* — влияние температурного градиента: 1 — 432м3; 2 — 432м32; 3 — 432м31; *г* — влияние k_M/k_R : 1 — 432м; 2 — 432м3; 3 — 432м1; 4 — 432м2; *д* — влияние величины временного шага, используемого в конечно-разностной схеме, вариант 432м3: 1 — $\tau = 80$ лет; 2 — $\tau = 160$ лет

трационных свойств пород, окружающих гидротермальный резервуар, и от фильтрационных характеристик остывающего магматического тела (варианты 2–4, см. таблицу). Это свидетельствует о буферной роли гидротермального резервуара в формировании восходящих потоков теплоносителя в гидротермальной системе.

Влияние граничных условий. Вариант 4 отличается от варианта 7 типом граничного условия для функции тока на верхней границе (см. таблицу). В первом случае верхняя граница является границей «обеспеченного питания» (на ней задается постоянное давление), во втором случае верхняя граница является гидродинамически непроницаемой. Между тем, как видно на рис. 5, *a*, расход восходящего потока теплоносителя почти не реагирует на изменение условия на верхней границе: величина расхода определяется в большей степени внутренними параметрами системы (распределением проницаемости и температуры внутри гидротермального резервуара). Следовательно, результаты моделирования показывают, что внешние условия водного питания (тип граничных условий на кровле гидротермального резервуара, величина модуля глубокого подземного стока) в малой степени оказывают влияние на формирование естественных ресурсов гидротерм, которое является внутренним делом гидротермального резервуара; ресурсы теплоносителя могут формироваться за счет «высасывания» воды из смежных гидрогеологических структур даже

при очень низких фильтрационных характеристиках массивов окружающих геотермальный резервуар (см. таблицу, варианты 2, 3).

Вместе с тем результаты первой серии вычислительных экспериментов ($\theta=0$, 0, трещины, несжимающиеся при изменениях температуры) предсказывают существование геотермальных резервуаров со снарядно-пульсирующим режимом фильтрации: нелинейная пульсирующая термограмма и максимальные температуры в гидротермальном резервуаре до 460°C , переслаивание вдоль оси восходящего потока теплоносителя паровых и водяных «снарядов». В действительности, такие геотермальные водонапорные резервуары не встречены, хотя в мировой практике уже разбурено более 30 высокотемпературных гидротермальных резервуаров, но везде в них обнаружены достаточно гомогенные условия. Поэтому имеет смысл продолжить на модели поиск условий существования физически правдоподобных реализаций функционирования гидротермальных потоков, характеризующихся более гомогенными условиями.

Вторая серия вычислительных экспериментов была нацелена на поиск более гомогенной реализации функционирования гидротермальной системы. С этой целью учитывались возможные природные факторы, которые могли бы ослабить нелинейность рассматриваемого процесса: 1) сжатие трещин при нагревании гидротермального резервуара и уменьшение вследствие этого его проницаемости (в соответствии с формулой 1); 2) более низкие значения проницаемости гидротермального резервуара, вмещающих пород и остывающего магматического тела; на самом деле при расчетах в первой серии вычислительных экспериментов мы пользовались заведомо максимальными значениями проницаемости (5 мД), полученными при обработке нагнетания в высокотемпературный гидротермальный резервуар Мутновский (по формуле Тейса). В связи с этим заметим, что, как правило, вертикальная проницаемость в гидротермальных резервуарах значительно ниже горизонтальной; 3) площадь сечения геотермального резервуара может быть уменьшена (уменьшение d/D).

Исходные данные для расчетов показаны в таблице. Номера расчетных вариантов второй серии вычислительных экспериментов маркируются также дополнительным индексом «м».

Влияние сжатия трещин при нагревании

Значение коэффициента проницаемости 12 мД при расчетах по схеме со сжимающимися трещинами выбрано для того, чтобы обеспечить соответствие коэффициентов фильтрации с первой серией вычислительных экспериментов при температуре 270°C . В вариантах 41 и 41м (см. таблицу) исходное распределение проницаемостей идентично, тем не менее результаты расчетов показывают существенное влияние термосжатия трещин на продолжительность функционирования гидротермальной системы и расход восходящего потока. Максимальный расход восходящего потока теплоносителя падает с $82\text{ кг/с}\cdot\text{км}$ (вариант 41) до $45\text{ кг/с}\cdot\text{км}$ (вариант 41м), зато продолжительность существования системы с расходом более $30\text{ кг/с}\cdot\text{км}$ увеличивается с 2,5 до 5 тыс. лет (см. рис. 5, а, б). Вместе с тем режим восходящей фильтрации по-прежнему остается снарядно-пульсирующим.

Рассмотрим характеристики снарядно-пульсирующего движения теплоносителя на примере варианта 121 м (рис. 6). На первом этапе существования гидротермальной системы (2000 лет после внедрения горячего магматического тела) происходит ее сквозное пропаривание, гидротермальный резервуар насыщается паром с плотностью $0,01\text{--}0,05\text{ г/см}^3$, давление флюида вдоль оси восходящего потока нарастает очень медленно: в основании резервуара давление составляет около 12 МПа; это обеспечивает гигантское разряжение давления по сравнению с окружа-

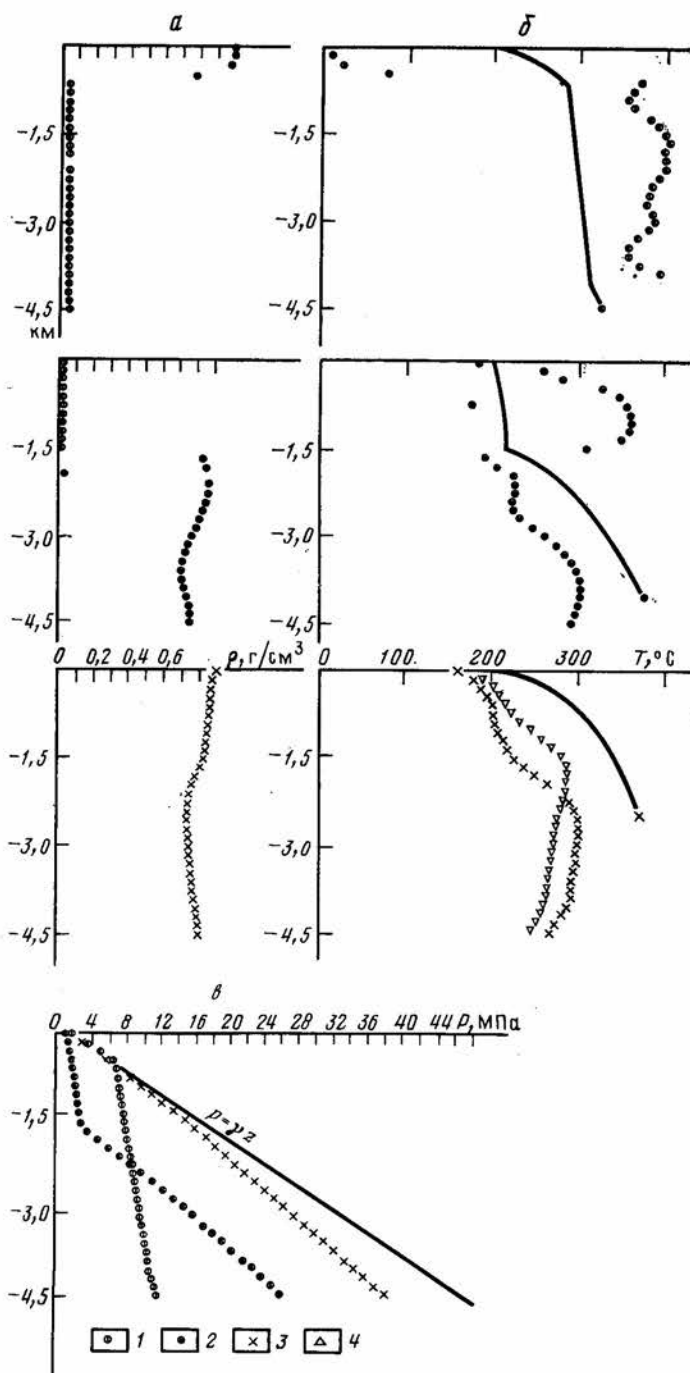


Рис. 6. Снарядно-пульсирующий режим восходящей фильтрации, вариант 121 м. Распределение вдоль оси восходящего потока плотности (а), температуры (б) и давления (в). 1—4 — время после внедрения горячего тела (годы): 1—2000; 2—3000; 3—4000; 4—5000

ющими массивами до 32 МПа (3200 м водяного столба), температура в осевой части восходящего потока нерегулярно изменяется в пределах 360—400°С (см. рис. 6). Несмотря на высокие фильтрационные сопротивления в головной части потока, расход восходящего потока теплоносителя максимален, до 39 кг/с·км. Спустя 3000 лет после внедрения го-

рячего тела в гидротермальном резервуаре происходит перераспределение температур за счет свободной конвекции и отрыв горячего «снаряда» с перемещением его в верхнюю часть этого резервуара (0—1500 м), где начинается кипение (плотность менее $0,01 \text{ г/см}^3$, температуры — $260\text{—}360^\circ\text{С}$). В средней и нижней части гидротермального резервуара (1500—4500 м) флюид находится в жидком состоянии, температура $220\text{—}300^\circ\text{С}$, плотность $0,7\text{—}0,85 \text{ г/см}^3$. Давление в осевой части восходящего потока медленно нарастает в верхней зоне с преобладанием пара (2,4 МПа, 1500 м водяного столба), прирост давления увеличивается в зоне с преобладанием воды (22 МПа, 3000 м и водяного столба), разряжение — в основании восходящего потока (20 МПа или 2000 м водяного столба). Хотя фильтрационные сопротивления в гидротермальном резервуаре к этому времени уменьшаются, расход восходящего потока падает до $32 \text{ кг/с}\cdot\text{км}$ (см. рис. 5, б).

К 4000-ному году существования гидротермальной системы восходящий поток полностью переходит в жидкое состояние (температура 200°С в диапазоне глубин 0—1500 м; 300°С — в диапазоне глубин 1500—4500 м), плотность теплоносителя $0,74\text{—}0,9 \text{ г/см}^3$, давление вдоль осевой части восходящего потока равномерно возрастает до 38 МПа на глубине 4,5 тыс. м, что обеспечивает разряжение до 9 МПа по сравнению с холодной гидростатикой (см. рис. 6). Расход восходящего потока теплоносителя падает до $24 \text{ кг/с}\cdot\text{км}$.

К 5000-ному году существования гидротермальной системы второй горячий «снаряд» теплоносителя уходит «наверх» за счет свободной конвекции. Температуры в гидротермальном резервуаре выравниваются в пределах $260\text{—}290^\circ\text{С}$, расход восходящего потока падает до $20 \text{ кг/с}\cdot\text{км}$. По мере снижения температуры в восходящем потоке снарядно-пульсирующий режим ослабляется, распределение температур вдоль оси восходящего потока становится более однородным (см. рис. 6).

При уменьшении коэффициента проницаемости гидротермального резервуара до 1,2 мД (см. таблицу, варианты 42—44 м) снарядно-пульсирующий режим преобразуется в более однородный. В однородном режиме расход восходящего потока теплоносителя имеет максимальное значение $12,5 \text{ кг/с}\cdot\text{км}$; к 10 000-ному году существования гидротермальной системы снижается до $9\text{—}10 \text{ кг/с}\cdot\text{км}$ (см. рис. 5, б, варианты 43—44 м). Время существования гидротермальной системы в высокотемпературном состоянии увеличивается до 10 000 лет. К этому времени средняя температура в восходящем потоке — около 310°С (заметим, что в снарядно-пульсирующем режиме остывание происходит значительно быстрее, и температура в восходящем потоке сбрасывается к этому времени до $170\text{—}220^\circ\text{С}$, варианты 41м, 121м, 42м).

Влияние диаметра выводящего канала

В. В. Аверьев [1] показал, что гейзерный режим при эксплуатации геотермальных скважин вызван чрезмерно большим диаметром скважины по сравнению с возможным притоком из продуктивной зоны. Если аналогия между скважиной и гидротермальным резервуаром справедлива, можно попытаться преобразовать «снарядный» режим в однородный режим восходящей фильтрации за счет уменьшения площади сечения гидротермального резервуара (ширины резервуара).

Варианты 43м, 431—433м моделирования показывают, что происходит при уменьшении d/D от 1,0 до 0,09. Действительно, при снижении d/D до 0,3 режим восходящей фильтрации становится почти однородным, при этом расход восходящего потока теплоносителя снижается всего лишь на 24—26% (рис. 5, б). Монотонное убывание и отсутствие максимума на графике зависимости расхода выводящего потока от време-

ни показывает, что флюидопроводимость гидротермального резервуара при малых d/D не обеспечивает пропускание возможного притока флюида в него из окружающих массивов и магматического тела.

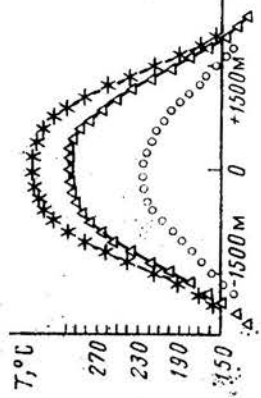
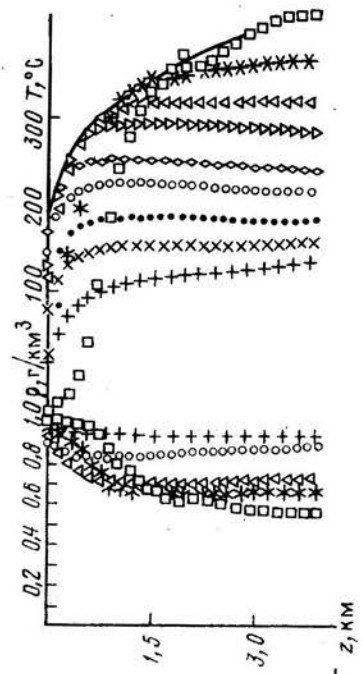
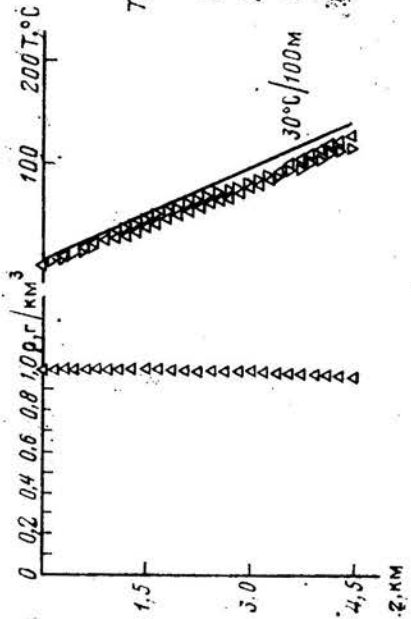
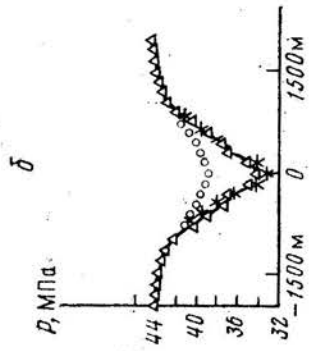
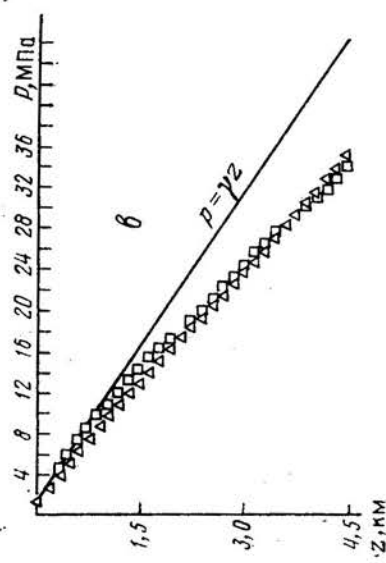
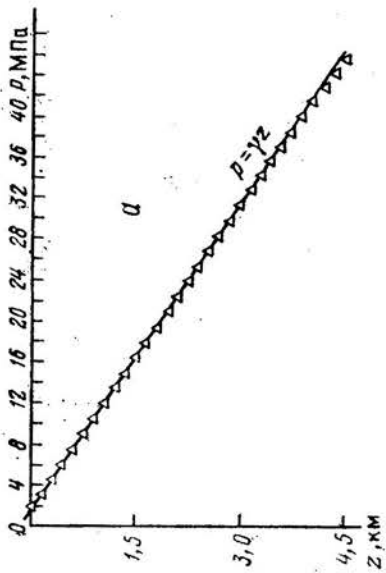
Влияние проницаемости окружающих пород и магматического тела

Еще один способ повышения гомогенности восходящего потока — это уменьшение тепломассопотока в резервуаре вследствие снижения проницаемости магматического тела, являющегося основным поставщиком геотермальной энергии (см. рис. 5, *г*). Варианты 432м, 432м3, 432м2, 432м1 показывают, что при снижении k_R/k_M (отношение проницаемости резервуара к проницаемости магматического тела) от 0,1 до 0,01 гомогенность достигается уже при $k_R/k_M = 0,06$ (рис. 7).

Рассмотрим более детально на примере варианта 432м3 гомогенный режим фильтрации восходящих потоков теплоносителя в гидротермальном резервуаре (см. рис. 7). В области питания гидротермальной системы (в 2,5 км от оси восходящего потока) (см. рис. 7, *а*) давление флюида вдоль оси нисходящего потока нарастает по зависимости, близкой к холодной гидростатике, температуры нарастают практически с фоновым градиентом $30^\circ\text{C}/\text{км}$ (это связано с тем, что скорости нисходящей фильтрации невелики, так как она охватывает довольно значительный объем). На глубине 4,5 км уже существует достаточно большой перепад давлений (около 11 МПа) между нисходящим и восходящим потоками (см. рис. 7, *б*). Таким образом, в зоне, прилегающей к основанию восходящего потока, создается значительный градиент давления, благодаря которому осуществляется интенсивный подток флюида к основанию гидротермального резервуара. Подток флюида на глубине 4,5 км сопровождается его нагревом от 130 до $220\text{--}320^\circ\text{C}$ на участке длиной около 2 км (см. рис. 7, *б*). Далее флюид поступает к основанию гидротермального резервуара, откуда начинается восходящая фильтрация теплоносителя (см. рис. 7, *в*). Баланс равновесия между подъемной силой термолифта и возрастающей силой фильтрационного сопротивления при попытках закипания теплоносителя (на линии насыщения) не позволяет термограмме выгибаться выше распределения температур, соответствующего давлению насыщенного пара. Попытки превысить термограмму, соответствующую линии насыщения, сопровождаются увеличением давления в восходящем потоке на 0,5—1,0 МПа. При данных геофильтрационных условиях этого достаточно для подавления подземного кипения и предотвращения снарядно-пульсирующего режима (см. рис. 7, $\tau = 6000$ лет).

Распределение температуры вдоль оси восходящего потока достаточно изотермично: температуры составляют 350, 310, 290, 260, 230, 200, 160, 140°C спустя соответственно 8000, 10 000, 12 000, 16 000, 20 000, 28 000, 40 000, 80 000 лет после внедрения горячего тела. Соответствующим образом изменяется плотность вдоль оси восходящего потока: на высокотемпературном этапе существования гидротермальной системы она равна $0,65\text{--}0,7\text{ г}/\text{см}^3$. По графику изменения плотности хорошо видно, что кипения в гидротермальном резервуаре не происходит (см. рис. 7, *в*).

Давление вдоль оси восходящего потока линейно нарастает. Эволюция гидродинамических полей, соответствующая варианту 432м3, показана на рис. 8. На первом этапе (2000 лет) конвективные ячейки замкнуты на горячее магматическое тело. По мере прогрева геотермального резервуара ячейки вытягиваются вверх (10 000 лет), однако полному замыканию их на поверхности земли препятствует подземное кипение, которое повышает давление до давления насыщенного пара и закупоривает верхнюю часть геотермального резервуара: из-за этого потоки теп-



- 1
- ✱ 2
- △ 3
- ▽ 4
- 5
- ◻ 6
- 7
- ✕ 8
- ⊕ 9

лоносителя отклоняются в сторону. На инфильтрационной стадии развития (20 000 лет) гидротермальной системы температуры падают ниже температур кипения, конвективные ячейки замыкаются на поверхности земли, в резервуаре — изотермическое распределение температур.

Влияние начального геотермического градиента

Увеличение начального геотермического градиента до $40^\circ\text{C}/\text{км}$ (варианты 432м32, 432м31) приводит к увеличению восходящего потока теплоносителя до 25—30% в первые 10 000 лет, базовая температура увеличивается на 10—14%. Однако затем развитие гидротермальной деятельности идет по «накатанному» пути (см. рис. 5, вариант 432м3).

Влияние абсолютной величины давления флюида на кровле гидротермального резервуара

Уменьшение давления на кровле гидротермального резервуара с 1,5 до 0,1 МПа почти не оказывает влияния на расход восходящего потока теплоносителя (вариант 432м34).

Обсуждение результатов численного моделирования

Вначале необходимо сделать следующее замечание: использование безразмерного пространственно-временного комплекса (число Фурье) дает возможность рассматривать процесс остывания магматического тела в произвольной пространственно-временной области, в частности, в области, в 2 раза превосходящей по своим размерам область, изображенную на рис. 4, и на временном интервале, увеличенном в 4 раза. Поэтому на рис. 5 возможна соответствующая двойная шкала: вертикальную ось можно сжать (растянуть) вдвое, а горизонтальную — вчетверо.

В целом, по данным численного моделирования, достаточно явно выделяются два режима восходящей фильтрации теплоносителя: 1) снарядно-пульсирующий; 2) гомогенный.

Снарядно-пульсирующий режим реализуется при вертикальных коэффициентах проницаемости гидротермального резервуара более 1 мД (10^{-13} м^2), $k_R/k_M > 10$, $d/D > 0,3$, прогрев гидротермального резервуара осуществляется достаточно быстро, в течение 2000—3000 лет. На первом этапе развития гидротермальной системы возможно ее сквозное пропаривание, при этом температуры теплоносителя достигают $360\text{—}400^\circ\text{C}$. На последующих этапах развития гидротермальной системы «снаряды» горячего теплоносителя поочередно всплывают в верхнюю часть геотермального резервуара. Время существования гидротермальной системы ограничено; спустя 5000 лет после внедрения горячего магматического тела температура в резервуаре снижается до $170\text{—}220^\circ\text{C}$. Скорее всего снарядно-пульсирующий характер развития гидротермального процесса реализуется в природе достаточно редко, так как в мире уже разбурено более 30 высокотемпературных геотермальных месторождений, и ни на одном из них не обнаружено обширных резервуаров с температурой $360\text{—}400^\circ\text{C}$, насыщенных паром, или горячих резервуа-

Рис. 7. Гомогенный режим восходящей фильтрации, вариант 432м3. Распределение давления, плотности и температуры вдоль потоков теплоносителя: а — нисходящий поток в 2,5 км от оси восходящего потока (область питания); б — перемычка на глубине 4,5 км между осью восходящего и нисходящего потоков (область транзита); в — восходящий поток (область разгрузки), осевая часть области моделирования; 1—9 — время после внедрения горячего тела (годы): 1 — 6 000; 2 — 8 000; 3 — 10 000; 4 — 12 000; 5 — 18 000; 6 — 20 000; 7 — 28 000; 8 — 40 000; 9 — 80 000 лет

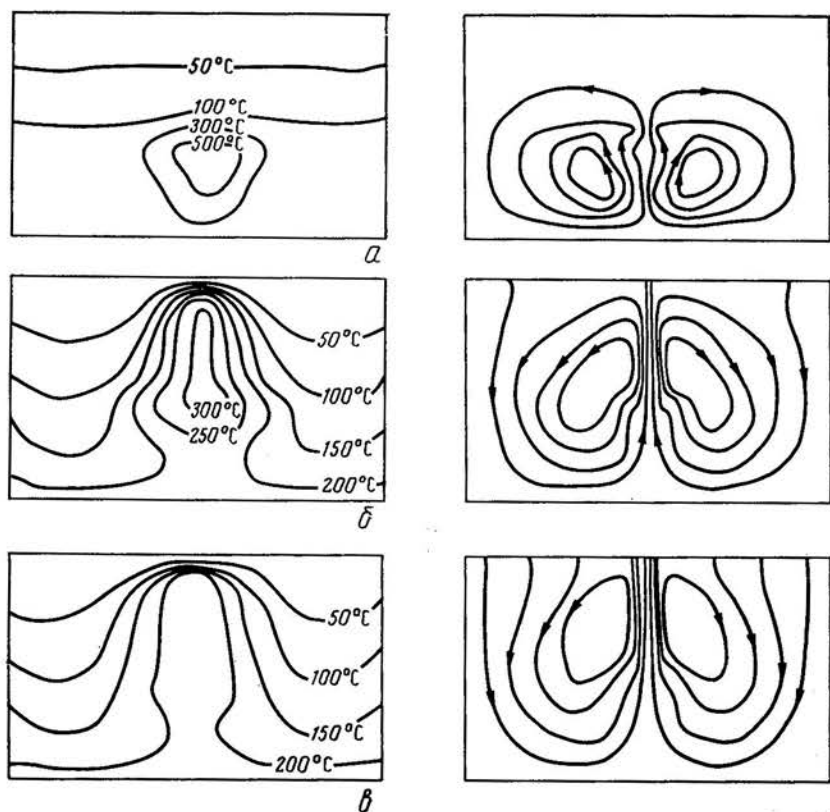


Рис. 8. Распределение температур и картины течения на различных этапах развития гидротермальной деятельности, вариант 432м3. а — 2000 лет, расход термолифта 12 кг/с; б — 10 000 лет, расход термолифта 9,3 кг/с; в — 20 000 лет, расход термолифта 6,3 кг/с

ров без корней, по которым подводится теплоноситель. Возможно тем не менее, что быстрый (1000—2000 лет) разогрев надинтрузивной зоны до 400°C может создавать условия для последующей детонации — гидровулканического взрыва или игнимбритообразования, и поэтому на кульминационном этапе гидротермальный процесс может преобразоваться в эксплозивный.

Гомогенный режим восходящей фильтрации реализуется при коэффициентах проницаемости резервуара менее 2 мД ($2 \cdot 10^{-13} \text{ м}^2$), $k_R/k_M < 16$, $d/D < 0,3$. Он более привычен для специалистов в области инженерии геотермальных резервуаров, так как согласуется с теми данными, которые получены в результате разбуривания гидротермальных систем.

Отметим основные особенности функционирования водонапорных высокотемпературных гидротермальных систем в гомогенном режиме, вытекающие из результатов численного моделирования остывания горячего магматического тела объемом около 3 км^3 (при ширине профильной модели 1 км).

1. Изотермичность в пределах восходящего потока теплоносителя в диапазоне глубин 1,0—4,5 км: температура в гидротермальном резервуаре на протяжении около 20 000 лет может сохраняться в пределах $350\text{—}200^{\circ}\text{C}$, с глубиной температура почти не нарастает. Таким образом, поскольку гидротермальный резервуар, начиная с глубин около 1 км, почти изотермичен, понятие «базовая температура», часто используемое в геотермометрии, приобретает физический смысл — это температура изотермического резервуара. Ее не надо путать с температурой в основании гидротермального резервуара, которая может быть ни-

же за счет подтока инфильтрационных вод к основанию гидротермального резервуара, где разряжение давления флюида максимальное.

2. Состояние, близкое к кипению, поддерживается в гомогенных гидротермальных резервуарах в диапазоне глубин до 450—1200 м на протяжении до 6 000 лет.

3. Расход восходящего потока теплоносителя держится на уровне 10—20 кг/с·км на протяжении около 10 000 лет. При увеличении масштаба моделирования в 2 раза эти цифры могут составлять соответственно 20—40 кг/с·км на протяжении до 40 000 лет. Если представить гидротермальную систему как результат суперпозиции остывающих магматических тел общим объемом 50 км³, сообщающихся с последовательностью водонапорных субвертикальных зон (резервуаров) мощностью около 0,5 км и общей протяженностью около 15 км, то в такой системе можно ожидать общий расход восходящего потока теплоносителя 150—300 кг/с.

4. Циркуляция теплоносителя может происходить в гидротермальной системе как по замкнутым конвективным линиям тока, так и по разомкнутым (замыкающимся на поверхности). В качестве примера сделаем оценку времени пребывания флюида в гидротермальной системе по одной из линий тока для варианта 432МЗ. Массовая скорость нисходящей фильтрации теплоносителя по разомкнутой линии тока (см. рис. 7, 8, б, 10 000 лет) составляет в зоне нисходящей фильтрации около 2 кг/с·км² (время в пути при эффективной пористости 0,005 — 400 лет); в буферной зоне (зоне транзита) — около 2 кг/с·км² (время в пути — 250 лет); в пределах осевой части восходящего потока — около 30 кг/с·км² (время в пути — 10 лет). Таким образом, общее время пребывания флюида в гидротермальной системе составляет при принятом значении эффективной пористости не менее 660 лет при его циркуляции по рассматриваемой линии тока.

5. Подъемная сила термолифта определяется разрежением в основании геотермального резервуара, которое может достигать более 10 МПа (1000 м водяного столба). В связи с этим маловероятно, что искусственное стимулирование термолифта в гидротермальной системе (за счет понижения давления на контуре водоотбора в верхней части гидротермального резервуара) может значительно увеличить восходящий поток теплоносителя. Интенсификация этого восходящего потока в результате эксплуатации не превышает, по-видимому, 20—30% (при снижении давления на контуре водоотбора на 2—3 МПа). Заметим, что процессы подземного кипения, вызванные водоотбором, могут существенно повысить фильтрационное сопротивление гидротермального резервуара.

6. Как было показано ранее [4], магматические очаги вулканов могут потенциально быть источниками теплового питания гидротермальных систем (при идеальных условиях теплообмена на поверхности очагов — условия I-го рода, постоянной заданной температуре на поверхности очага и изотермических условиях в очаге). Однако наиболее благоприятные условия для съема тепловой энергии с магматических очагов вулканов возникают после их полного затвердевания, когда очаг становится частью водонапорной системы. При этом для прогревания гидротермального резервуара необходимо время порядка 5000 лет (20 000 лет — при увеличении вдвое размеров модели). Продолжительность существования высокотемпературных гидротермальных систем оценивается в 10 000—40 000 лет, поэтому наиболее перспективными для разведки высокотемпературных водонапорных геотермальных месторождений представляются районы верхнеплейстоценового магматизма (Q_3); районы с проявлениями только голоценового (Q_4) или только нижнеплейстоценового (Q_1) магматизма могут и не содержать высокотемпературных водонапорных геотермальных месторождений.

Выводы. В результате вычислительных экспериментов на ЭВМ термогидродинамический эффект остывающего горячего магматического тела на окружающую водонапорную систему оценивается следующим образом.

1. В зависимости от геофильтрационных условий и температуры теплоносителя восходящая фильтрация теплоносителя может происходить в двух режимах: 1) снарядно-пульсирующем; 2) гомогенном. В первом случае происходит разрыв восходящего потока на более горячие (до 350—400° С) снаряды, которые поочередно всплывают к поверхности: при этом на первом этапе существования гидротермальной системы возможно сквозное пропаривание гидротермального резервуара. В водонапорных гидротермальных резервуарах более вероятен гомогенный режим фильтрации восходящего потока теплоносителя.

2. В водонапорном гидротермальном резервуаре прогрев за счет остывающего магматического тела происходит за 5000—20 000 лет; далее формируются достаточно стабильные термогидродинамические условия, сохраняющиеся на протяжении 10 000—40 000 лет. При этом температурное поле достаточно однородно: начиная с глубин ниже 1 км, температура почти не нарастает и составляет 200—350° С, в зависимости от возраста гидротермальной системы. Кипение в верхних частях разреза является буфером, препятствующим вследствие резкого ухудшения фильтрационных свойств достижению там температур, превышающих температуры кипения при данном давлении.

3. В водонапорном гидротермальном резервуаре общий расход восходящего потока теплоносителя над остывающим магматическим очагом слабо зависит от гидродинамических условий на границах области фильтрации и от проницаемости пород, окружающих гидротермальный резервуар, и составляет 10—40 кг/с·км.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аверьев В. В.* Особенности динамики пароводяных скважин//Тр. Лаб. вулканол. АН СССР. 1960. Вып. 18. С. 121—122.
2. *Берковский Б. М., Ногогов С. В.* Разностные методы исследования задач теплообмена. Минск: Наука и техника, 1976. 142 с.
3. *Вукалович М. П.* Теплофизические свойства воды и водяного пара. М.: Машиностроение, 1967. 159 с.
4. *Кирюхин А. В.* Теплогидродинамическая модель: гидротермальная система — неглубоко залегающий магматический очаг//Вулканология и сейсмология. 1984. № 3. С. 25—35.
5. *Кирюхин А. В., Сугробов В. М.* Модели теплопереноса в гидротермальных системах Камчатки. М.: Наука, 1987. 149 с.
6. *Миرونенко В. А., Румынин В. Г., Учаев В. К.* Охрана подземных вод в горнодобывающих районах. Л.: Недра, 1980. 319 с.
7. *Николаев В. А., Доливо-Добровольский В. В.* Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. М.: Наука, 1961. 337 с.
8. *Природные изотопы гидросферы/Под ред. В. И. Ферронского.* М.: Недра, 1975. 276 с.
9. *Ривкин С. Л., Кремневская Е. А.* Уравнения состояния воды и водяного пара для машинных расчетов процессов и оборудования электростанций//Теплоэнергетика. 1977. № 3. С. 69—74.
10. *Самарский А. А., Попов Ю. П.* Разностные схемы газовой динамики. М.: Наука, 1975. 348 с.
11. *Таран Ю. А.* Геохимия геотермальных газов. М.: Наука, 1988. 168 с.
12. *Arnason B.* Hydrothermal systems in Iceland traced by deuterium//Geothermics. 1976. V. 5. № 1/4. P. 79—81.
13. *Cathles L. M.* An analysis of the cooling of intrusives by ground-water convection which includes boiling//Econ. Geology. 1977. V. 72. № 5. P. 804—826.
14. *Cheng P., Lau K. H.* Numerical modeling of Hawaiian geothermal resources//Geothermics. 1973. V. 2. № 3/4. P. 90—94.
15. *Economides M. J.* Material balance depletion models for two-phase and vapor dominated geothermal reservoir//Geothermics. 1985. V. 14. P. 511—516.
16. *Elders W. A., Bird D. K., Williams A. E., Schiffman P.* A model for the heat source of the Cerro Prieto magma-hydrothermal//Proc. 4th Symp. Cerro Prieto Geothermal field. Mexico, 1982. P. 265—284.

17. *Faust C. R., Mercer J. W.* Finite-difference model of two-dimensional, single-and two-phase heat transport in a porous medium. Version 1, US Geological Survey, Open File Rep. 1977. 77—234. 84 p.
18. *Goyal K. P., Kassoy D. K.* A plausible two-dimensional vertical model of the East Mesa geothermal field, California//*J. Geophys. Res.* 1981. V. 86. № B 11. P. 10719—10733.
19. *Grant M. A.* Water content of the Kawah Kamojang geothermal reservoir//*Geothermics.* 1979. № 1. P. 21—30.
20. *Lipman M. J.* Preliminary simulation studies related to the Cerro Prieto geothermal field//*Geothermics.* 1980. V. 9. № 1/2. P. 197—209.
21. *Moench A. F., Atkinson P. G.* Transient Pressure analysis in geothermal steam reservoirs with an immobile vaporising liquid phase//*Geothermics.* 1978. V. 7. P. 253—264.
22. *Norton D., Knight J.* Transport phenomena in hydrothermal systems: Cooling Plutons//*Amer. J. of Sci.* 1977. V. 277. P. 937—981
23. *Panichi C., Continentini R.* Environmental isotopes in geothermal studies//*Geothermics.* 1977. V. 6. № 314. P. 153—163.
24. *Pruess K., Karasaki K.* Proximity functions for modelling fluid and heat flow in reservoirs with stochastic fracture distribution//*Proc. 8th Workshop geothermal reservoir Eng., Stanforg, Stanford Univ., 1982.* P. 219—230.
25. *Sorey M.* Nonlinear Effects in two-phase flow to wells in geothermal reservoirs//*W. R. R.* 1980. V. 16. № 4. P. 767—777.
26. *Truesdell A. H., Mahon A., Jimenez M. et al.* Geochemical evidence of drawdown in the Cerro Prieto geothermal field//*LBL report 7098.* 1978. P. 130—138.

Институт вулканологии
ДВО АН СССР

Поступила в редакцию
26.10.1988

УДК 551.21

© 1990 г.

С. Е. ЖАРИНОВ

ПЕРИОДИЧЕСКИЕ ВОЛНЫ В ВЯЗКОДЕФОРМИРУЕМОМ МАГМАТИЧЕСКОМ КАНАЛЕ

Продолжено исследование механизма передачи возмущения в режиме уединенной волны по вертикальному цилиндрическому магматическому каналу в сильновязкой вмещающей среде. С помощью разработанного автором ранее численного подхода сделана попытка теоретического описания периодических волн. Показано, что периодический режим в отличие от решений в классе всех «компактных» возмущений определяется однозначно отношением установившегося и начального расхода магмы на входе канала. Получены приближенные оценки параметров модели — формы, объема и скорости распространения волн, а также асимптотические формулы, соответствующие предельному случаю бесконечно малого радиуса невозмущенного канала.

Результаты использованы для описания некоторых свойств магматической системы Ключевского вулкана на Камчатке. Показано, что механизм уединенной волны, обеспечивающий быстрый перенос изолированной порции магмы на значительные расстояния, может объяснить известный среднесрочный предвестник извержений вулкана — возникновение за 1—3 мес до их начала серий землетрясений в сейсмофокальной зоне под вулканическим центром. Сделано также предположение о том, что с формированием в выводном питающем канале периодической волны возмущений может быть связана периодичность в динамике извержений вулкана с характерной величиной периода в несколько часов.

PERIODIC WAVES IN A VISCOUS DEFORMABLE MAGMA CONDUIT, by Zhari-
nov S. E. A study of solitary wave magma transport in a vertical cylindrical conduit imbedded in a highly viscous rock has been continued in the paper. Within the framework of numerical approach proposed by the author earlier an attempt has been made to provide theoretical foundation to the periodic mode of solitary wave mechanism. This mode is shown to be unambiguously specified by the flux ratio of magma unlike the solution of the problem within the whole class of «compact» disturbances. Approximate solutions are given for the shape, volume, and phase velocity of the periodic waves as a function of the flux ratio. Within very large flux ratio corresponding asymptotic formulae are also given.

Theoretical results have been used to elucidate some features of the magmatic system of Klyuchevskoi volcano. The model of a fast propagating «compact» solitary wave capable of carrying large volumes of magma at great distances can simply explain the known intermediate precursor of eruptions, namely, the occurrence of earthquake sequences within the Benioff seismic zone beneath the volcanic center 1 to 3 months before eruptions. A possible explanation is also suggested for the observed periods with the time interval of a few hours in the dynamics of Klyuchevskoi eruptions. The above feature is accounted for by periodic wave mode of magma ascent in a conduit at a depth of 5—20 km.

(Received April 27, 1989)

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

Введение

Настоящая работа продолжает начатое автором [1] теоретическое исследование механизма передачи возмущения в режиме уединенной волны при медленном подъеме магмы по вертикальному цилиндриче-

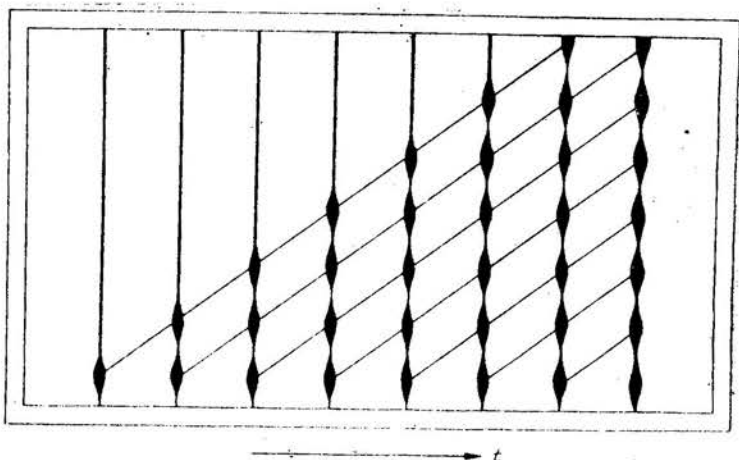


Рис. 1. Пример образования периодической волны в вязкодеформируемом канале (схематическое изображение результатов физического эксперимента из работы [13])

скому каналу в сильновязкой вмещающей среде. Модель уединенной волны предназначена для описания процесса, наблюдавшегося в серии физических экспериментов [11, 13, 15], когда кратковременное скачкообразное увеличение расхода жидкости на входе стационарного канала порождает возмущение, распространяющееся вверх по каналу с постоянной скоростью без изменения формы. Предложенный в [1] численный подход позволяет находить приближенные «компактные» решения задачи, т. е. оценивать параметры волн, создающих возмущение канала на участке конечной длины; при этом полученные результаты хорошо согласуются с данными натуральных наблюдений, приведенными в [11].

Экспериментальными исследованиями процесса [11, 13] установлено, однако, что в указанной модельной системе в зависимости от вида функции источника могут существовать по крайней мере два квазистационарных режима, отличных от невозмущенного состояния. А именно, кроме проанализированного во многих работах (соответствующие ссылки имеются в [1]) режима распространения в форме изолированного возмущения — «солитона» обнаружен режим передачи возмущения по типу бесконечной периодической волны. Последний формируется в том случае, если расход жидкости на входе канала резко увеличить, а затем зафиксировать на некотором более высоком уровне (рис. 1) [13]. Сходная картина наблюдалась также в экспериментах по подъему диапиров [11], но задача в такой постановке здесь не рассматривается. В любом случае установившаяся периодическая структура канала устойчива и может существовать достаточно продолжительное время.

Теоретически периодический режим в рассматриваемой модельной системе изучен слабо. Известно, что стационарные решения типа «кноидальных» волн имеются у многих эволюционных уравнений, например уравнений Кортевега — де Вриза [2], однако наша задача в общем случае к ним не сводится. Для некоторых уравнений, описывающих процесс выжимания магмы из частично расплавленной среды, также обнаружено существование периодических режимов [14], но решаемое нами уравнение не входит и в этот класс.

В основной части настоящей работы с помощью численного подхода, изложенного в [1], сделана попытка теоретического описания периодических волн в вязкодеформируемом канале; получены приближенные оценки параметров волн и асимптотические формулы, соответствующие предельному случаю бесконечно малого радиуса невозмущенного кана-

ла. В заключительном разделе статьи обсуждаются возможные приложения полученных результатов на примере магматической системы Ключевского вулкана на Камчатке.

Модель периодической волны, результаты расчетов, асимптотические решения

Постановка задачи о подъеме магмы по вертикальному вязкодеформируемому каналу, предпосылки, формализация и основные соотношения приведены в [1]. Напомним те из них, которые необходимы для целей данной работы. Принятые допущения сводятся главным образом к однородности и несжимаемости магмы и среды, которые представляются ньютоновскими жидкостями с вязкостью и плотностью μ_m , ρ_m и μ_s , ρ_s соответственно, причем $\mu_m \ll \mu_s$, $\Delta\rho \equiv \rho_s - \rho_m > 0$. Кроме того, считается, что числа Рейнольдса для среды и магмы малы и невелики деформации канала. Уравнение движения магмы и граничные условия, описывающие квазистационарные решения задачи (режим «компактной» уединенной волны), в безразмерных переменных имеют вид:

$$\beta \left[\bar{S}^2 \frac{d}{d\tilde{x}} \left(\frac{1}{\bar{S}} \frac{d\bar{S}}{d\tilde{x}} \right) - \bar{S} + 1 \right] + \bar{S}^2 - 1 = 0,$$

$$\int_{\tilde{a}}^{\tilde{b}} (\bar{S} - 1) d\tilde{x} = \omega,$$

$$\bar{S}(\tilde{a}) = \bar{S}(\tilde{b}) = 1,$$
(1)

где обозначено $\tilde{x} = (x - ct)/L_0$, $\tilde{a} = (a - ct)/L_0$, $\tilde{b} = (b - ct)/L_0$, $\bar{S} = S/S_0$, $\omega = V/V_0$, $\beta = c/c_0$. Здесь x — направление по оси канала, $[a, b]$ — область локализации периода возмущения, c — скорость распространения волны, t — время, S — площадь сечения канала, V — объем магмы, переносимой за один период. Соответствующие размерные шкалы задаются следующим образом:

$$L_0 = \left(\frac{\mu_s}{8\pi\mu_m} \right)^{1/2} \left(\frac{8\pi\mu_m Q_0}{\Delta\rho g} \right)^{1/4}, \quad S_0 = \left(\frac{8\pi\mu_m Q_0}{\Delta\rho g} \right)^{1/2},$$

$$V_0 = \left(\frac{\mu_s}{8\pi\mu_m} \right)^{1/2} \left(\frac{8\pi\mu_m Q_0}{\Delta\rho g} \right)^{3/4}, \quad c_0 = \left(\frac{\Delta\rho g Q_0}{8\pi\mu_m} \right)^{1/2}.$$
(2)

Заметим, что в отличие от [1] вместо площади сечения невозмущенного канала $S_0 \equiv \pi r_0^2$ в размерные множители введен начальный расход магмы Q_0 , однозначно связанный с S_0 .

В предельном случае малого радиуса невозмущенного канала (при $r_{\max}/r_0 \gg 1$, где r_{\max} — амплитуда возмущения) система уравнений записывается в модифицированной форме:

$$\beta_\infty \left[\bar{S}^2 \frac{d}{d\tilde{x}} \left(\frac{1}{\bar{S}} \frac{d\bar{S}}{d\tilde{x}} \right) - \bar{S} \right] + \bar{S}^2 = 0,$$

$$\int_{\tilde{a}}^{\tilde{b}} \bar{S} d\tilde{x} = 1,$$

$$\bar{S}(\tilde{a}) = \bar{S}(\tilde{b}) = 0,$$
(3)

а размерные множители определяются выражениями

$$L_\infty = \left(\frac{\mu_s V}{8\pi\mu_m} \right)^{1/3}, \quad S_\infty = V \left(\frac{\mu_s V}{8\pi\mu_m} \right)^{-1/3}, \quad c_\infty = \frac{\Delta\rho g}{\mu_s} \left(\frac{\mu_s V}{8\pi\mu_m} \right)^{2/3}.$$

Численная процедура приближенного решения задач (1) и (3) описана в [1]. Особенностью решений является их зависимость от параметра $\lambda = (b - a)/2$ — полудлины возмущения, поэтому для всего класса «компактных» возмущений вполне определенно можно говорить лишь о волнах, распространяющихся с максимальной скоростью. Как показано ниже, решение для периодического режима определяется однозначно.

Рассмотрим канал с начальным расходом магмы Q_0 и установившимся расходом Q_1 . За период времени Δt в него из источника питания поступает дополнительный объем магмы $V = (Q_1 - Q_0)\Delta t$. Этот же объем переносится по каналу периодической волной, распространяющейся со скоростью c и имеющей полудлину l за время $\Delta t = 2l/c$. Следовательно, имеет место соотношение

$$V = (Q_1 - Q_0) \frac{2l}{c}. \quad (4)$$

Последнее фактически эквивалентно условию неразрывности потока. Обозначим через S_1 площадь сечения, соответствующую гипотетическому невозмущенному состоянию канала при постоянном расходе магмы Q_1 :

$$S_1 = \left(\frac{8\pi\mu_m Q_1}{\Delta\rho g} \right)^{1/2}.$$

Тогда для дополнительного объема V , переносимого одним периодом волны, очевидно, справедливо другое выражение:

$$V = 2l(S_1 - S_0). \quad (5)$$

Объединив (4) и (5), получаем

$$Q_1 - Q_0 = c(S_1 - S_0),$$

или, перейдя к безразмерным переменным с помощью масштабных множителей (2), обозначив $\gamma = Q_1/Q_0$ с учетом очевидного равенства $S_1/S_0 = (Q_1/Q_0)^{1/2}$, находим простое выражение для скорости распространения периодической волны в вязкодеформируемом канале:

$$\beta = \gamma^{1/2} + 1. \quad (6)$$

После подстановки (6) соотношение (5) в безразмерном виде записывается следующим образом:

$$\beta = \frac{\omega}{2\lambda} + 2. \quad (7)$$

Последнее соотношение накладывает дополнительное ограничение на параметры задачи (1), что и определяет однозначность периодического решения в классе всех квазистационарных «компактных» волн.

Аналогичным образом нетрудно получить соответствующие формулы для предельного случая большого объема возмущения (малого радиуса невозмущенного канала). При $\omega \rightarrow \infty$ выражение (6) модифицируется

$$\beta = \gamma^{1/2}, \quad (8)$$

а вместо (7) для обеспечения однозначности решения задачи (3) вводится дополнительное ограничение в виде

$$\beta_\infty = \frac{1}{2\lambda_\infty} \quad (9)$$

Задачи (1), (7) и (3), (9) решались численно приближенным методом с использованием подхода, описанного в [1]. Некоторые результаты расчетов для примера показаны на рис. 2. Так, для предельного случая большого объема возмущения получены следующие оценки пара-

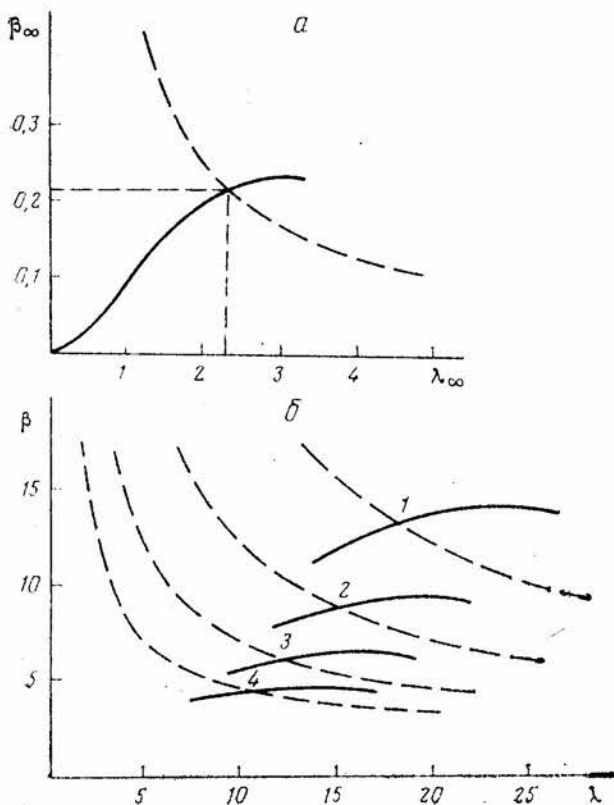


Рис. 2. Результаты численных расчетов: а — предельный случай; б — общий случай: $\omega = 400$ (1), $\omega = 200$ (2), $\omega = 100$ (3), $\omega = 50$ (4). Сплошные линии соответствуют решениям задач (3) и (1), пунктирные — дополнительным условиям (9) и (7)

метров периодической волны (см. рис. 2, а):

$$\lambda_\infty = 2,3, \quad \beta_\infty = 0,21, \quad \bar{S}_{\max} = 0,62 \quad (10)$$

где \bar{S}_{\max} — максимальная безразмерная площадь сечения канала. Из соображений размерности в [1] выписаны асимптотические (при $\omega \rightarrow \infty$) выражения всех характеристик квазистационарных «компактных» волн, соотношения, справедливые в том числе и для периодического режима:

$$\beta = \beta_\infty \omega^{2/3}, \quad \lambda = \lambda_\infty \omega^{1/3}, \quad \frac{r_{\max}}{r_0} = \sqrt{\bar{S}_{\max}} \omega^{1/3} \quad (11)$$

Сравнив первую из этих формул с полученным выше выражением (8) для скорости распространения периодической волны, находим асимптотическое соотношение для безразмерного объема магмы, переносимого за один период возмущения:

$$\omega = \beta_\infty^{-3/2} \gamma^{3/4} \quad (12)$$

Подставив последнее выражение во вторую и третью формулы в (11), получаем соответствующие асимптотики для полудлины и относительной амплитуды периодической волны:

$$\lambda = \lambda_\infty \beta_\infty^{-1/2} \gamma^{1/4}, \quad \frac{r_{\max}}{r_0} = \sqrt{\bar{S}_{\max}} \beta_\infty^{-1/2} \gamma^{1/4} \quad (13)$$

С учетом рассчитанных значений параметров (10) выражения (12) и (13)

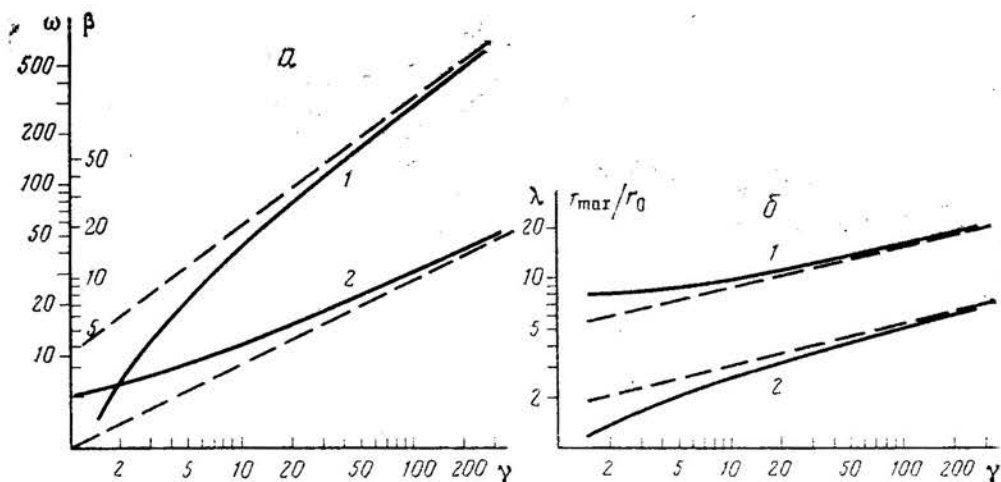


Рис. 3

Рис. 3. Расчетные кривые зависимости параметров периодической волны от соотношения расходов γ . a — объем периода возмущения ω (1) и скорость распространения β (2); b — полудлина λ (1) и относительная амплитуда волны r_{\max}/r_0 (2). Пунктирные линии соответствуют асимптотическим решениям (14)

Рис. 4. Расчетная форма профиля периодической волны: $\omega=400$ (1), $\omega=200$ (2), $\omega=100$ (3), $\omega=50$ (4). Обозначено

$$\xi = \frac{\tilde{x} - \tilde{a}}{\tilde{\lambda}} - 1.$$

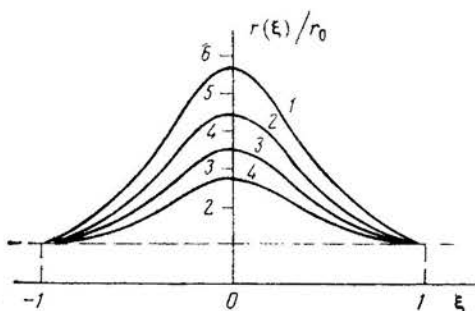


Рис. 4

приводятся окончательно к следующему виду:

$$\omega = 10\gamma^{3/4}, \quad \lambda = 5\gamma^{1/4}, \quad \frac{r_{\max}}{r_0} = 1,7\gamma^{1/4}. \quad (14)$$

Расчетные зависимости $\beta(\gamma)$, $\omega(\gamma)$, $\lambda(\gamma)$, $r_{\max}/r_0(\gamma)$, построенные по результатам численного решения для общего случая, вместе с предельными кривыми (14) представлены на рис. 3. Форма профиля периодической волны для нескольких значений параметров модели показана на рис. 4.

Полученные асимптотические выражения характеристик периодической волны, соответствующие предельному случаю бесконечно малого радиуса невозмущенного канала, как видно на рис. 3, дают достаточно хорошие оценки для общего случая в широком диапазоне параметров. Относительная ошибка приближений при $\gamma > 10$ не превышает 25—30%, при $\gamma > 100$ соответственно 10%; при малых значениях γ асимптотики можно применять для оценок по порядку величины. Нетрудно выписать соотношения (14) в размерном виде, используя переходные коэффициенты (2):

$$l = 2,23 \left(\frac{\mu_s^2 Q_1}{\Delta \rho g \mu_m} \right)^{1/4}, \quad r_{\max} = 2,15 \left(\frac{\mu_m Q_1}{\Delta \rho g} \right)^{1/4},$$

$$V = 22,4 (\mu_s^2 \mu_m)^{1/4} \left(\frac{Q_1}{\Delta \rho g} \right)^{3/4}, \quad (15)$$

$$T = 22,4 (\mu_s^2 \mu_m)^{1/4} (\Delta \rho g)^{-3/4} Q_1^{-1/4}.$$

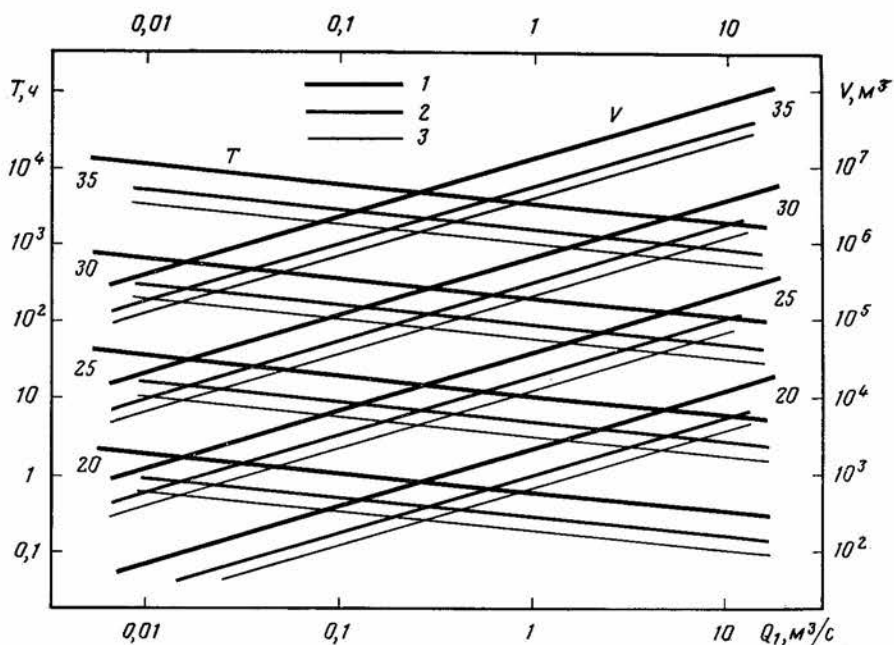


Рис. 5. Номограмма для расчета периода волны T и объема магмы V , переносимого за один период, в зависимости от среднего расхода Q_1 , соотношения вязкостей магмы и среды и разности плотностей $\Delta\rho=0,1$ г/см³ (1), 0,3 г/см³ (2), 0,5 г/см³ (3). Цифры на линиях — значения параметра $\nu=\lg(\mu_s^2\mu_m)$

Выражение для скорости распространения периодической волны находится из (8):

$$c = 0,2 \left(\frac{\Delta\rho g Q_1}{\mu_m} \right)^{1/2} \quad (16)$$

Очевидно, оно в точности соответствует скорости течения магмы по невозмущенному каналу с постоянно заданным расходом Q_1 .

Решения, получаемые с помощью формул (14)—(16), не зависят от начального расхода Q_0 , а определяются только установившимся средним расходом магмы в канале Q_1 и реологическими параметрами магмы и вмещающей среды. Для расчетов по этим формулам удобно пользоваться номограммами типа приведенной на рис. 5; последняя построена для оценки периода волны T и объема магмы V , переносимого за один период возмущения канала.

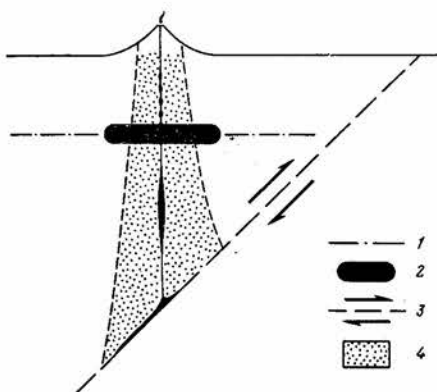
Обсуждение результатов и выводы

В качестве примера, иллюстрирующего возможности применения полученных здесь и в [1] теоретических результатов к реальным физическим системам, рассмотрим Ключевской вулкан на Камчатке. Выбор обусловлен следующими обстоятельствами. Во-первых, магматическая система Ключевского вулкана достаточно детально изучена геофизическими, сейсмологическими и другими методами. Во-вторых, считается, что вулкан действует в «открытом» режиме: магма не накапливается в коровых и периферических очагах, а почти непрерывно поступает на поверхность из промежуточного резервуара, расположенного на глубине 25—40 км в переходном слое кора — мантия. Соответствующие данные и ссылки имеются, например в работе [6].

Условное изображение рассматриваемой магматической системы представлено на рис. 6. В этой схеме питающие каналы цилиндрической

формы могут связывать область генерации магмы с промежуточным очагом, а также очаг с поверхностью. Подробное исследование условий существования устойчивых каналов в земной коре и верхней мантии составляет отдельную задачу и выходит за рамки настоящей статьи. Заметим только, что область мантийного клина под вулканическими поясами островных дуг, простирающаяся вплоть до сейсмофокальной зоны, как правило, характеризуется пониженными скоростями распространения сейсмических волн, анизотропией и сильным затуханием [4, 8, 9 и др.]. Если считать, как это сделано в [5, 10], что указанные столбообразные

Рис. 6. Условная схема магматической системы Ключевского вулкана: 1 — граница кора — мантия; 2 — промежуточный очаг; 3 — положение сейсмофокальной плоскости с указанием направлений относительных смещений блоков; 4 — разогретая пластичная зона вокруг центрального канала



тела представляют собой следы подъема магматических колонн или серий диапиров, содержащих частично расплавленное вещество, то роль эффективного канала может выполнять центральная часть такой колонны, которая, очевидно, более всего разогрета и имеет наименьшую вязкость. По некоторым оценкам, например приведенным в [10], вязкость кристаллической каши в области генерации островодужных магм имеет величину порядка 10^{12} — 10^{14} Пз. Ясно, что вязкость магматического вещества в центральном канале должна быть на несколько порядков ниже.

Разумно предполагать, что большую часть времени жизни системы по каналу происходит подъем более легкого менее вязкого расплава в промежуточный очаг с некоторым небольшим квазипостоянным расходом. Расход на входе канала может, однако, периодически возрастать на короткие промежутки времени, связанные с крупными сейсмотектоническими движениями на границе литосферных блоков и соответствующим резким изменением напряженного состояния среды, особенно вблизи области генерации магм [16]. Результатом скачкообразного изменения расхода может явиться образование возмущения, распространяющегося вверх по каналу в режиме уединенной волны (см. рис. 6). В [1] даны оценки параметров «компактного» возмущения, рассчитанные для значений $\mu_s = 10^{12}$ Пз, $\mu_m = 10^7$ Пз, $\Delta\rho = 0,1$ г/см³, $V = 10^7$ м³: длина порции ~ 20 км, радиус ~ 20 м, максимальная скорость распространения $\sim 0,027$ м/с. Из формул, приведенных в [1], следует, что скорость не изменится, если, например, вязкость магмы и объем порции увеличить соответственно до величин $\mu_s = 10^8$ Пз и $V = 10^8$ м³. Возмущение с заданной скоростью способно преодолеть расстояние от сейсмофокальной плоскости до промежуточного очага (~ 100 км) всего за 1,5 мес. Поступление значительной дополнительной порции магмы, очевидно, резко повысит избыточное давление в очаге, что в свою очередь приведет к вероятной активизации вулканического процесса. Следует уточнить, что конкретный вид возмущения (изолированная порция магмы, последовательность нескольких порций разного объема, периодическая волна) определяется функцией изменения расхода на входе канала. Приведен-

ные оценки показывают только, что механизм уединенной волны в принципе может обеспечить передачу импульса по вязкодеформируемому магматическому каналу на большие расстояния за достаточно короткое время. Рассмотренная схема дает возможное феноменологическое объяснение известному среднесрочному предвестнику извержений Ключевского вулкана, — возникновению за 1—3 мес до их начала серий землетрясений в сейсмофокальной зоне под Ключевской группой вулканов [7].

Данные по строению верхней части магматической системы Ключевского вулкана (от промежуточного очага до земной поверхности) свидетельствуют о наличии здесь центрального питающего канала, окруженного на глубине 5—20 км асейсмичной зоной, связываемой с областью пластических деформаций [6]. Следовательно, модель передачи возмущения в режиме уединенной волны может быть применена и к процессу подъема магмы в ходе самого извержения. Средний расход продуктов Ключевского вулкана за все время его существования составляет $\sim 60 \cdot 10^6$ т/год [6], или приблизительно $0,7$ м³/с. Если считать, что вулкан находится в активном состоянии около трети времени [6], то в качестве среднего расхода магмы в ходе извержения примем величину $Q_1 = 2$ м³/с. Вероятно, квазистационарный режим устанавливается лишь по истечении некоторого времени с момента начала извержения, когда канал достаточно проработается. Реакцией вязкодеформируемого канала на повышенную величину расхода является формирование периодической волны возмущений, перемещающей магму к поверхности равными порциями (см. рис. 6). Если вязкость магмы принять равной $\mu_m = 10^5$ Пз, а эффективную вязкость пластичной оболочки канала взять на пять порядков больше, т. е. $\mu_s = 10^{10}$ Пз, то для разности плотностей магмы и среды в диапазоне $\Delta\rho = 0,1—0,5$ г/см³ по формулам (15) находим следующие оценки (см. также номограмму на рис. 5 при $v=20$): длина порции $2l \approx 1,8—3,0$ км, амплитуда $r_{\max} \approx 3—6$ м, объем магмы, переносимый за один период $V \approx (2—7) \cdot 10^4$ м³, период колебаний $T \approx 3—10$ ч. Последняя величина хорошо согласуется с реально наблюдаемой на Ключевском вулкане периодичностью в динамике извержений. В работе [3] показано, что одной из основных частот огибающей вулканического дрожания при извержениях 1983 и 1984 г. являлась гармоника с периодом $T=5,5$ ч. Таким образом, указанная периодичность может быть легко объяснена с позиций рассматриваемой модели уединенной волны. Заметим, что в самой верхней части питающей системы (вблизи поверхности и, тем более, в постройке вулкана) механизм подъема магмы должен изменяться, и в этих условиях модель не применима.

Данные по оценке параметров периодических волн в реальных физических системах отсутствуют, и провести сравнение полученных в настоящей работе теоретических результатов с экспериментальными не представляется возможным. Поэтому в заключение коротко остановимся на одной из важных модельных предпосылок, нарушение которой может привести к возможным расхождениям.

В основу формализации задачи положено предположение о малых деформациях канала в процессе распространения «компактного» возмущения или периодической волны. Когда это условие не выполняется, то перестает быть справедливым представление о течении Пуазейля по цилиндрическому каналу. Если обозначить через $\alpha \equiv l/r_{\max}$ — коэффициент формы возмущения, то, как следует из (15), для периодической волны он записывается следующим образом:

$$\alpha \approx \left(\frac{\mu_s}{\mu_m} \right)^{1/2}$$

Условие $\alpha \gg 1$ выполняется, очевидно, в том случае, когда вязкости сре-

ды и магмы различаются больше чем на два-три порядка. В некоторых экспериментах, результаты которых приведены в [13], при $\mu_s/\mu_m \sim 10^3$ наблюдалось формирование уединенной волны с коэффициентом формы, близким к единице. Вероятно, квазистационарный режим в вязкодеформируемом канале можно получить теоретически и при $\alpha \sim 1$, но в этом случае необходимо учитывать циркуляцию, как это сделано, например, в [12] при описании процесса фильтрации магмы из частично расплавленной среды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Жаринов С. Е.* Модель уединенной волны в задаче о подъеме магмы по вязкодеформируемому цилиндрическому каналу (численный подход)//Вулканология и сейсмология. 1990. № 1. С. 3—16.
2. *Қалоджеро Ф., Дегасперис А.* Спектральные преобразования и солитоны. Методы решения и исследования эволюционных уравнений. М.: Мир, 1985. 472 с.
3. *Конов А. С., Озеров А. Ю.* Закономерности в динамике извержений Ключевского вулкана и сопровождающем их вулканическом дрожании//Вулканология и сейсмология. 1988. № 3. С. 21—38.
4. *Федотов С. А.* Геофизические данные о глубинной магматической деятельности под Камчаткой и оценка сил, вызывающих подъем магм к вулканам//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 4. С. 5—16.
5. *Федотов С. А.* О механизме глубинной магматической деятельности под вулканами островных дуг и сходных с ними структур//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 5. С. 25—37.
6. *Федотов С. А., Жаринов Н. А., Горельчик В. И.* Деформации и землетрясения Ключевского вулкана, модель его деятельности//Вулканология и сейсмология. 1988. № 2. С. 3—42.
7. *Широков В. А.* Некоторые вопросы методики комплексного прогноза побочных извержений вулкана Ключевской (Камчатка)//Вулканология и сейсмология. 1985. № 6. С. 48—58.
8. *Ando M.* Mantle diapirs observed in the seismic window//Bull. Volcanol. Soc. Japan. 1986. V. 31. № 1. P. 45—53.
9. *Ishida M., Hasemi A. H.* Three-dimensional fine velocity structure and hypocentral distribution of earthquakes beneath the Kanto-Tokai district, Japan//J. Geophys. Res. 1988. V. 93. № B3. P. 2076—2094.
10. *Marsh B. D.* Island arc development: some observations, experiments, and speculations//J. Geology. 1979. V. 87. P. 687—713.
11. *Olson P., Christensen U.* Solitary wave propagation in a fluid conduit within a viscous matrix//J. Geophys. Res. 1986. V. 91. № B6. P. 6367—6374.
12. *Scott D. R.* The competition between percolation and circulation in a deformable porous medium//J. Geophys. Res. 1988. V. 93. № B6. P. 6451—6462.
13. *Scott D. R., Stevenson D. J., Whitehead J. A.* Observations of solitary waves in a viscously deformable pipe//Nature. 1986. V. 319. № 6056. P. 759—761.
14. *Takahashi D., Satsuma J.* Explicit solutions of magma equation//J. Phys. Soc. Japan. 1988. V. 57. № 2. P. 417—421.
15. *Whitehead J. A.* Buoyancy-driven instabilities of low-viscosity zones as models of magma-rich zones//J. Geophys. Res. 1986. V. 91. № B9. P. 9303—9314.
16. *Zharinov S. E., Demin S. S.* Estimation of the great earthquakes effect on the stress state and island arc volcanic activity//Proc. Kagoshima Int. Conf. on Volcanoes. Japan. 1988. P. 151—154.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.21

© 1990 г.

О. А. ГИРИНА

ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ИЗВЕРЖЕНИЯ
ВУЛКАНА БЕЗЫМЯННЫЙ В ОКТЯБРЕ 1984 г.

Опыт детальных исследований пирокластических продуктов последних извержений в. Безымянный позволил не только выделить типы пирокластики 1984 г., но и восстановить процесс этого извержения.

PYROCLASTIC DEPOSITS OF THE OCTOBER 1984 BEZYMANNYI ERUPTION, by Girina O. A. Detailed analysis of pyroclastics of Bezymannyy last eruptions resulted in identification of the types of 1984 pyroclastics and in reconstruction of the process of that eruption.

(Received April 18, 1989)

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

Вулкан Безымянный в последние два десятилетия — второй по активности после Ключевского вулкан Камчатки. С 1955 г. он находился в стадии извержения, экструзивно-эксплозивные фазы которого с конца 70-х годов начали сопровождаться эффузивными.

Извержение в октябре 1984 г. предварялось, как и предыдущие извержения такого рода, выжиманием экструзивных блоков андезита на куполе Новый [10]. Кульминационная стадия извержения 13—14 октября выразилась в направленных и вертикальных взрывах, пеплы которых отложились в радиусе ~100 км, в формировании двух пирокластических потоков и излиянии вязкого лавового потока на куполе [7, 9—11]. Образцы пирокластического материала были отобраны 17 октября 1984 г. и изучены летом 1985 г., когда произошло наиболее сильное после 1956 г. извержение вулкана Безымянный. Пирокластику 1985 г. нам удалось детально исследовать вслед за ее отложением и благодаря этому выделить в ней главные типы пирокластических отложений, характерных для андезитовых вулканов [1, 1—3, 12]. Появившийся опыт детального изучения продуктов извержения 1985 г. и небольшого извержения летом 1986 г. позволил заново проанализировать отложения 1984 г. В результате в них были выделены: тefра, пеплы облаков пирокластических потоков, отложения пеплово-глыбового пирокластического потока и пирокластических волн. Частично также был восстановлен сам процесс извержения 1984 г.

Исходя из существующих в настоящее время классификаций пирокластических пород, в пирокластике андезитовых вулканов, к которым относится и вулкан Безымянный, выделяются: 1) «пирокластические потоки, представляющие собой ламинарно движущуюся флюидизированную смесь, для которой характерна большая насыщенность твердыми частицами и высокое соотношение: твердая составляющая — газ; 2) пирокластические волны — слабонасыщенные обломочным материалом турбулентные потоки с низким соотношением компонентов: твердая составляющая — газ» [2, 12]. Установлено, что «во многих случаях пирокластические потоки и пирокластические волны возникают из первоначально единого потока движущегося материала, а впоследствии, в силу

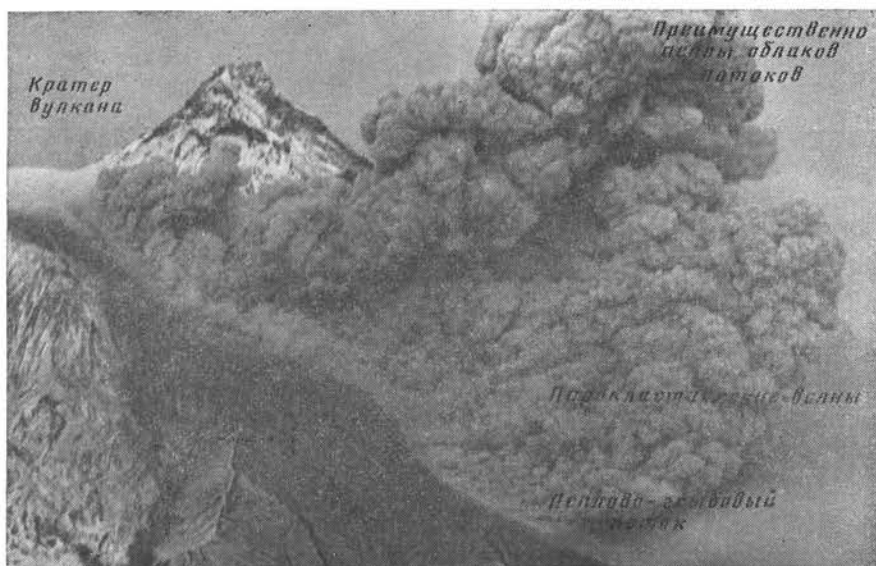


Рис. 1. Общая схема разделения первичной пирокластики при движении по склону вулкана (для вулканов андезитового типа). Фото В. Н. Нечаева

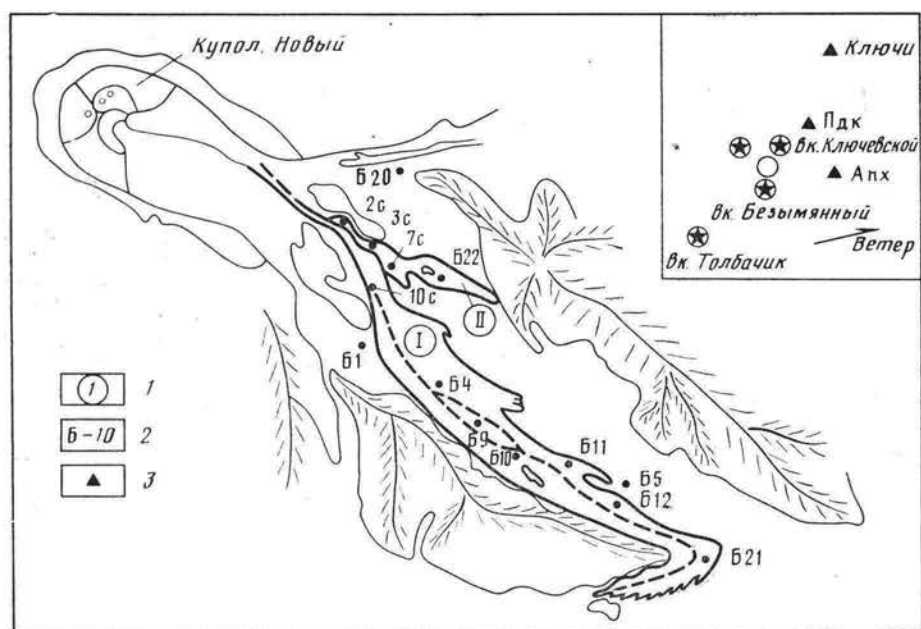


Рис. 2. Карта-схема отложений вулкана Безымянный извержения в октябре 1984 г. I—пирокластические потоки I, II; 2—точки отбора проб; 3—сейсмостанции. На врезке вулканы Ключевской группы



Рис. 3. Отложения пирокластического потока I извержения в октябре 1984 г. Фото А. Ю. Озерова

процессов расслоения, разделяются по удельному весу» [12]. В целом при движении по склону вулкана первичная пирокластика разделяется примерно на три неравных слоя: нижний — тело пирокластического потока, насыщенное крупными обломками и глыбами; средний — пылеватопесчаная масса с мелкими обломками — пирокластические волны; верхний — пепловые облака пирокластических потоков [1, 2, 6, 12] (рис. 1).

Сгложения пирокластических волн в отличие от пирокластических потоков характеризуются малой мощностью, большей мелкозернистостью и лучшей отсортированностью. Движение материала пирокластических волн по склону вулкана не подчиняется рельефу, происходит с большей скоростью, чем пирокластических потоков. Это обуславливает его способность отрываться от тела потока и распространяться самостоятельно. Отражением такой особенности пирокластических волн является то, что их отложения встречаются в обнажениях как в основании пирокластических потоков, так и на их поверхности [2, 12]. Главной особенностью пирокластических волн является их активное воздействие на окружающую поверхность. Так, например, при извержении 1985 г. пирокластические волны направленного взрыва (так называемый «песок направленного взрыва») разрушили домики вулканологов в 3,5 км от кратера вулкана [1].

При извержении вулкана на поверхность поступает магматический материал однородного химического и минералогического состава. В дальнейшем благодаря особенностям процессов отложения типов пирокластики в их составе появляются вариации. Пирокластические потоки, составляющие большую часть объема материала извержения, состоят из продуктов, поступивших на поверхность из канала вулкана и образовавшихся в результате дробления верхней части купола при эксплозивной активности вулкана. Материал потоков в процессе движения по склону вулкана хорошо перемешивается, и химический состав их заполнителей всегда аналогичен среднему составу обломков лав потоков. Таким образом, химический состав заполнителя пирокластического потока отражает средний состав продуктов извержения.

Химический состав продуктов извержения вулкана Безымянный в октябре 1984 г.

Компонент	Обломки лав андезита, поток I		Заполнитель потока I			Песок, поток I	Заполнитель потока II			Пепел облаков потоков		Тефра	
	Б97	Б99	Б10	Б12	Б21		Б4	Б22	2С	7С	Б5	Б20	Б24
SiO ₂	56,62	57,54	56,20	56,48	57,0	56,68	57,32	58,60	57,86	59,84	62,20	60,62	60,46
TiO ₂	0,62	0,75	0,72	0,63	0,65	0,65	0,77	0,76	0,78	0,65	0,48	0,57	0,57
Al ₂ O ₃	18,61	18,27	18,45	18,74	18,39	19,10	18,54	18,18	18,42	17,28	18,02	17,77	16,77
Fe ₂ O ₃	2,36	3,38	2,54	3,24	2,98	3,26	3,94	3,95	4,10	4,01	2,97	3,45	3,30
FeO	4,42	3,96	4,22	3,73	3,82	3,88	3,85	3,10	3,01	2,59	2,24	2,61	2,87
MnO	0,15	0,17	0,17	0,15	0,19	0,19	0,19	0,13	0,12	0,08	0,12	0,13	0,15
MgO	4,57	4,06	4,95	4,29	4,07	4,25	4,35	4,26	4,26	2,87	2,24	2,51	3,25
CaO	7,41	7,18	7,63	7,63	7,76	7,67	6,59	6,14	6,27	7,00	6,16	6,83	6,05
Na ₂ O	3,21	3,25	3,15	3,21	3,02	3,15	3,15	3,11	2,90	3,62	3,46	3,46	3,66
K ₂ O	1,29	1,38	1,24	1,24	1,19	1,19	1,29	1,33	1,25	1,52	1,73	1,58	1,76
P ₂ O ₅	0,25	0,23	0,06	0,08	0,10	0,12	0,07	0,24	0,26	0,16	0,33	0,47	0,20
H ₂ O ⁻	0,07	0,06	0,25	Н/обн.	0,11	Н/обн.	0,05	0,05	0,23	Н/обн.	Н/обн.	Н/обн.	0,27
H ₂ O ⁺	0,07	0,06	0,27	0,26	0,19	0,20	0,19	0,16	0,15	0,20	0,19	0,21	0,25
Σ	99,65	100,29	99,85	99,68	99,57	100,34	100,30	100,01	99,61	99,82	100,14	100,21	99,56

Примечание. Б97—Б19 — номера образцов. Анализы пород выполнены в ЦХЛ ИВ ДВО АН СССР. Аналитики: 1—7, 13 — Н. Р. Гусакова; 8, 9 — Т. Г. Осетрова; 10 — Л. А. Карташева; 11, 12 — Т. Г. Алексеева.

Таблица 2

Гранулометрический состав пирокластических отложений вулкана Безымянный извержения в октябре 1984 г., вес. %

№ п. п.	Номер образца	Фракция, мм						
		0,056	0,056—0,071	0,071—0,125	0,125—0,25	0,25—0,5	0,5—0,1	1,0—2,0
1	Б9	6	3	12	25	22	20	12
2	Б10	10	5	13	24	20	18	10
3	Б11	5	3	11	29	27	18	7
4	Б12	7	3	11	26	23	19	11
5	8с	8	3	16	30	18	16	9
6	10с	3	3	12	28	21	20	13
7	Б21	9	4	12	27	20	17	11
	Среднее	8	3	12	27	22	18	10
8	2с	7	9	26	34	16	7	1
9	3с	3	4	20	31	25	14	3
10	7с	1	4	26	37	18	10	4
11	Б22	13	5	19	37	19	6	1
	Среднее	6	6	23	35	19	9	2
12	Б4	2	2	7	29	33	22	5
13	Б1	43	11	23	16	3	2	2
14	Б24	52	8	13	17	9	1	—
15	Б19	57	15	25	3	—	—	—
16	Б17	56	33	10	1	—	—	—
17	Б5	55	11	16	13	4	1	—
18	Б20	73	4	7	9	4	2	1

Примечание. 1—7 — заполнитель потока I; 8—11 — заполнитель потока II; 12 — образование потока I, сходные с потоком II; 13—16 — тефра; 13 — в 2,5 км от кратера вулкана, 14 — с/ст. Апахончич, 15 — с/ст. Подкова, 16 — г. Ключи; 17, 18 — пеплы облаков потоков: 17 — в 7 км от кратера вулкана, 18 — северный борт долины потоков. Образцы представлены Ю. П. Слезинным (5, 6, 8—10), И. Т. Кирсановым (7), А. И. Малышевым (11, 14, 18), В. П. Ханзутинным (15).

Физические свойства пирокластических отложений вулкана Безымянный, извержение в октябре 1984 г.

Обра- зец	Плотность твердой фазы породы (ρ_s), г/см ³	Плотность сложения породы (ρ_d), г/см ³		Коэффициент пористости, ε		Пористость (n), %		Кэф- фици- ент уплот- няе- мости (F)
		сложение						
		рыхлое	плотное	рыхлое	плотное	рыхлое	плотное	
Б9	2,64 (2)	1,33 (10)	1,49 (9)	0,98 (10)	0,77 (9)	50 (10)	43 (9)	0,54
		1,30—1,37	1,47—1,58	0,93—1,03	0,67—0,79	48—51	40—44	
Б11	2,64 (2)	1,24 (10)	1,51 (8)	1,13 (10)	0,75 (8)	53 (10)	43 (8)	0,69
		1,20—1,28	1,45—1,54	1,06—1,20	0,71—0,82	51—54	42—45	
Б21	2,69 (2)	1,32 (10)	1,59 (9)	1,04 (10)	0,69 (9)	51 (10)	41 (9)	0,60
		1,30—1,34	1,57—1,61	1,01—1,07	0,67—0,71	50—52	40—42	
Б22	2,56 (2)	1,20 (10)	1,52 (10)	1,13 (10)	0,68 (10)	53 (10)	41 (10)	0,83
		1,16—1,25	1,49—1,54	1,05—1,21	0,66—0,72	51—55	40—42	
Б4	2,52 (2)	1,20 (10)	1,40 (7)	1,10 (10)	0,80 (7)	52 (10)	44 (10)	0,47
		1,19—1,23	1,36—1,43	1,05—1,12	0,76—0,85	51—53	43—46	
Б1	2,70 (2)	1,06 (10)	1,47 (10)	1,55 (10)	0,84 (10)	61 (10)	45 (10)	1,05
		1,03—1,10	1,43—1,51	1,45—1,62	0,79—0,89	59—62	44—47	
Б24	2,72 (2)	0,90 (10)	1,32 (10)	2,02 (10)	1,06 (10)	67 (10)	51 (10)	1,17
		0,87—0,95	1,24—1,37	1,86—2,13	0,98—1,19	65—68	50—54	
Б19	2,62 (2)	—	—	—	—	—	—	
Б5	2,47 (2)	—	—	—	—	—	—	
Б20	2,46 (2)	0,86 (10)	1,31 (10)	1,86 (10)	0,88 (10)	65 (10)	47 (10)	1,32
		0,84—0,88	1,27—1,34	1,79—1,93	0,83—0,94	64—66	45—48	

Примечание. В числителе — среднее значение, в знаменателе — максимальное и минимальное, в скобках — количество образцов.

Итак, в результате извержения 1984 г. на склоне вулкана Безымянный отложились два пирокластических потока, а его окрестности были покрыты пеплом (рис. 2, 3).

Все продукты извержения относятся к двупироксеновым андезитам с редкими включениями роговой обманки. Средний химический состав заполнителей и обломков лав этих потоков извержения одинаковый и содержание SiO₂ в них составляет 57,16 мас.% (девять определений) (табл. 1). Химический состав пеплов (тефры и пеплов облаков пирокластических потоков) значительно отличается от заполнителей потоков: содержание SiO₂ в них в среднем равно 60,78 мас.% (четыре определения) (см. табл. 1). Более кислый состав пеплов и пониженную их магнезиальность можно объяснить дифференциацией материала: золовой — в случае тефры, «дифференциацией расслоения» — в случае пеплов облаков потоков.

Так как тефра поступает на поверхность непосредственно из кратера вулкана, первоначальный ее химический и минералогический состав соответствует среднему составу продуктов извержения. По мере удаления от центра извержения под влиянием золовой дифференциации материала происходит изменение гранулометрического, минералогического и химического составов тефры, что убедительно показано многими авторами — И. И. Гушенко [5], Ю. М. Дубиком и И. А. Меняйловым [6], В. Ю. Кирьяновым [8] и др.

«Дифференциация расслоения» первичной пирокластики при движении по склону вулкана выражается в разделении ее по удельному весу и формировании вследствие этого различающихся по составу типов пиро-

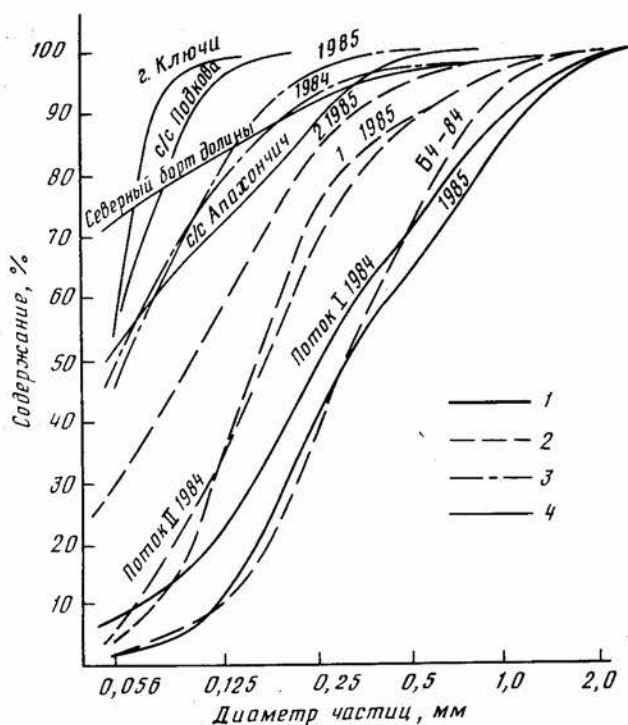


Рис. 4. Кумулятивные кривые гранулометрического состава пирокластических отложений вулкана Безымянный извержений 1984 и 1985 гг. 1 — отложения пеплово-глыбовых потоков; 2 — отложения пирокластических волн; 3 — пеплы облаков пирокластических потоков; 4 — тефра 1984 г.

кластических отложений (см. рис. 1, табл. 1—3). Довольно хорошо эти различия показывают данные плотности твердой фазы пород (г/см^3): заполнитель пирокластического потока — 2,69, заполнитель пирокластических волн — 2,56, пеплы облаков потоков — 2,47. Как известно, плотность твердой фазы пород зависит только от их минералогического состава и с возрастанием количества тяжелых минералов также увеличивается [4]. В случае пеплов облаков потоков «дифференциация расслоения» проявляется наиболее ярко. Состав и свойства пеплов облаков потоков, как правило, аналогичны лишь тефре, да и то не первичной, а претерпевшей некоторую эоловую дифференциацию (см. табл. 1—3).

Вследствие устойчивого направления ветра во время извержения на восток — северо-восток в сторону с/ст. Апахончич большая часть пеплов отложилась в этом направлении. По оси пеплопада в направлении на северный борт долины вулкана Безымянный (образец Б20), с/ст. Апахончич (образец Б24), пеплы наиболее отличаются от остальных по гранулометрическому составу (рис. 4). Хотя тефра и пеплы облаков потоков по гранулометрическому составу относятся к пескам пылеватым (по классификации СНИП 11—15—74, [4]), важно отметить, что пеплы с с/ст. Апахончич (16 км от кратера вулкана) несколько грубее, чем с северного борта долины вулкана Безымянный (3,5 км от кратера вулкана) (см. рис. 4). Плотность твердой фазы этих отложений равна 2,72 и 2,46 г/см^3 соответственно (см. табл. 3). Пеплы в 2,5 км от кратера вулкана в направлении на юго-восток (образец Б1) имеют значения плотности 2,70, а в 7 км от него на юго-восток (образец Б5) — 2,47 г/см^3 . Как будет показано ниже, плотность твердой фазы заполнителя потока I, отражающего состав пород извержения, составляет 2,64—2,69 г/см^3 (см. табл. 3). Анализируя эти данные и учитывая высокую эксплозивную активность вул-

кана во время извержения ($25 \cdot 10^8$ — $5 \cdot 10^9$ кВт [11]), автор пришел к следующему выводу: сильными эксплозиями вулкана при устойчивом направлении ветра на восток—северо-восток основная масса тефры была как бы переброшена через северный борт долины вулкана Безымянный и распространилась далее. Это подтверждается тем, что на с/ст. Апахончич отложилась почти недифференцированная тефра (плотность пепла — $2,72$ г/см³), а в 30 км от кратера вулкана (с/ст. Подкова) проявилась ее эоловая дифференциация, выразившаяся в потере тяжелых минералов и уменьшении вследствие этого плотности твердой фазы породы до $2,62$ г/см³. Небольшое количество тефры, выпавшей вблизи купола, связано в основном с баллистическим характером выбросов вулкана. На северном борту долины вулкана Безымянный и в 7 км от кратера вулкана отложились, по всей вероятности, пеплы облаков пирокластических потоков, имеющие своеобразный минералогический состав и плотность — $2,46$ — $2,47$ г/см³. Отложению пеплов на северном борту долины вулкана Безымянный способствовали устойчивое направление ветра в эту сторону и интенсивное отделение пеплов облаков потоков уже в начале движения пирокластики по желобу купола Новый.

Пирокластика вулкана Безымянный сразу после извержения имеет очень рыхлое сложение. В дальнейшем, в результате активного воздействия экзогенных процессов и естественной дегазации отложений потоков, пирокластика постепенно литифицируется. Для оценки способности пирокластических образований к уплотнению используют коэффициент уплотняемости пород, связанный с показателями плотности и пористости этих пород в рыхлом и плотном состояниях [4]. Широкий разброс значений коэффициента уплотняемости пирокластических отложений (от 0,47 до 1,32) связан в основном с их гранулометрическим составом. Например, наиболее сильно уплотняются пеплы с северного борта долины потоков, обладающие наибольшим количеством тонких частиц, а тефра с с/ст. Апахончич, имеющая с этими пеплами примерно одинаковое распределение фракций, но меньшее количество тонких частиц, уплотняется меньше. Увеличение количества крупных фракций приводит к уменьшению уплотняемости материала (см. табл. 2, 3). Таким образом, гранулометрический состав отложений обуславливает их плотность сложения и пористость, а отсюда и способность материала к уплотнению. Чем больше в отложениях содержится тонких частиц, тем сильнее они уплотняются в процессе литификации.

Большой пирокластический поток (I) протяженностью 7—8 км от кратера вулкана, шириной до 500 м и мощностью в среднем 2,5 м обладал хорошо выраженными многочисленными руслами с бортовыми валами, фиксирующими порционность поступления материала на поверхность, и высокой (5—6 м) крутой фронтальной частью на повороте потока за южный борт долины (см. рис. 2, 3). Площадь распространения потока — $2,7$ км², объем отложений — $0,012$ км³ [7]. В соответствии со строением долины наибольшая мощность потока отмечалась у ее южного борта (5—6 м), мощность северной части потока не превышала 0,2—0,3 м. Отложения потока были представлены песчано-пылеватым заполнителем (песком средней крупности с плотностью твердой фазы $2,64$ — $2,69$ г/см³) и многочисленными обломками серых плотных и пористых лав андезита купола Новый размерами от первых сантиметров до глыб 2—3 м в диаметре. Следует отметить, что материал северного борта потока на 60—70% состоял из пепла, и такие же участки иногда встречались в центральной части потока (см. табл. 2, обр. Б4). Близость значений плотности твердой фазы заполнителя потока и тефры вблизи купола, отражающих, по-видимому, плотность первичной пирокластики, а также сходство гранулометрического состава и основных гранулометрических характеристик заполнителя этого потока и заполнителя пеплово-глыбового потока 1985 г. привели автора к выводу, что поток I представлял

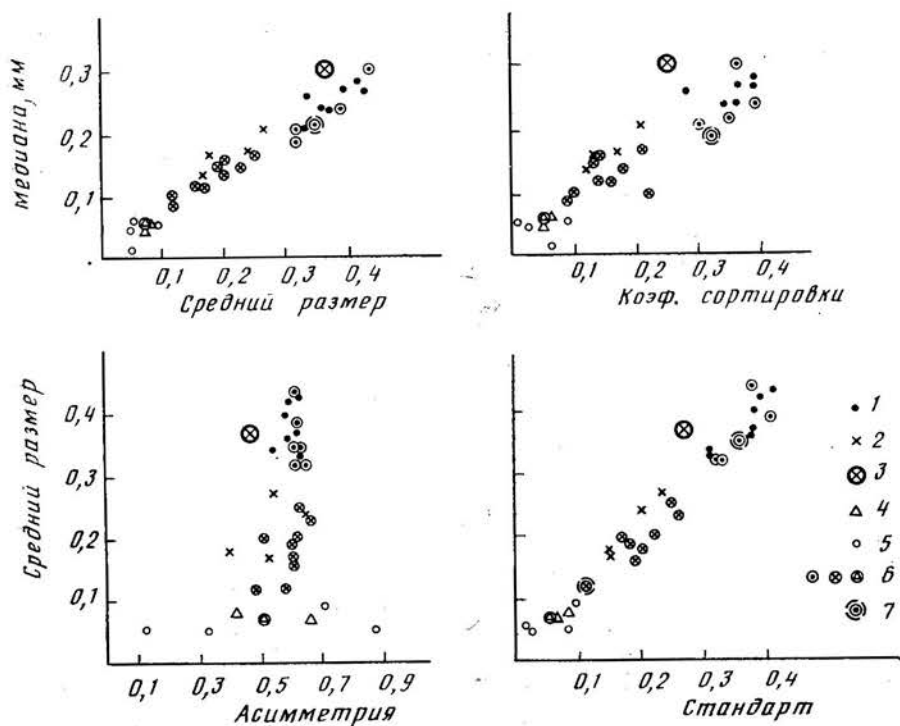


Рис. 5. Графики соотношения гранулометрических характеристик отложений вулкана Безымянный извержений 1984 и 1985 гг. Отложения извержения 1984 г.: 1—заполнитель пеплово-глыбового пирокластического потока; 2—заполнитель отложений пирокластических волн; 3—образования на потоке I; 4—пеллы облаков потоков; 5—тефра. Отложения извержения 1985 г.: 6—то же, что и 1, 2, 4; 7—совпадающие значения для образований 1984 и 1985 гг.

собой типичный пеплово-глыбовый поток. Об этом свидетельствуют приуроченность его к понижениям рельефа, наличие русел, бортовых валов, обилие крупнообломочного материала (см. табл. 2, 3; рис. 4, 5) [2, 3, 12].

Малый пирокластический поток (II) длиной 4 км, шириной до 50 м и мощностью в среднем 1,0—1,5 м значительно отличался от потока I. По сообщению Ю. Б. Слезина, сразу после извержения поверхность потока была сложена «чистым мелким песком без обломков». Обломки размером не более нескольких десятков сантиметров встречались на глубине около 1 м в центральной части потока и на глубине 10—15 см в его краевых зонах. Площадь потока — 0,075 км², объем материала — 0,0002 км³ [7]. Отложения его более мелкозернисты, значительно лучше отсортированы, чем у потока I, и представлены мелкими песками с плотностью твердой фазы 2,56 г/см³. Кумулятивные кривые гранулометрического состава материала близки кривым отложений пирокластических волн 1985 г. (см. рис. 4). На графиках соотношения гранулометрических характеристик их точки образуют одну группу, обособленную от заполнителей пеплово-глыбовых потоков (см. рис. 5). Учитывая известные особенности пирокластических волн вообще и потока II 1984 г. в частности, можно с уверенностью говорить, что отложения этого потока являются образованиями пирокластических волн.

Таким образом, дифференциация пирокластики извержения 1984 г. началась уже в начале движения ее по абразивному желобу купола Но-

вый. В результате высокой эксплозивной деятельности и сильного ветра основная часть тefры переместилась далеко от вулкана; вблизи купола происходило отложение преимущественно пеплов облаков пирокластических потоков. Пеплово-глыбовый пирокластический поток двигался в соответствии с характером рельефа и повторил все повороты русел желоба на куполе и каньона на склоне вулкана. Основная часть более подвижного газонасыщенного пылевато-песчаного материала пирокластических волн, возникшего в результате расслоения пирокластики над потоком, в месте резкого поворота желоба на юг продолжила прямолинейное движение и образовала отложения потока II. Фрагментарно материал пирокластических волн встречался на потоке I. Так, образец Б-4 по гранулометрическому составу и плотности твердой фазы породы похож на отложения пирокластических волн (см. рис. 4, 5, табл. 2, 3). Поток и волны выделились из одной пирокластической смеси, это косвенно подтверждается близкими значениями их плотности сложения и пористости в рыхлом и плотном состояниях (см. табл. 3).

Выводы

1. В результате изучения пирокластических продуктов извержения 1984 г. выделены следующие их типы: тefра, пеплы облаков пирокластических потоков, отложения пеплово-глыбового пирокластического потока и пирокластических волн.

2. Процессы дифференциации — эоловой и «расслоения» — пирокластики обусловили более кислый состав и уменьшение магнезиальности пеплов. Химический состав заполнителя пеплово-глыбового пирокластического потока соответствует среднему составу его обломков лав андезита.

3. «Дифференциация расслоения» пирокластики в процессе движения ее по склону вулкана выразилась в постепенном изменении минералогического состава типов отложений снизу вверх: заполнитель пирокластического потока, заполнитель пирокластических волн, пеплы облаков потоков. Плотность твердой фазы этих отложений, отражающая их минералогический состав, имеет значения 2,69, 2,56, 2,47 г/см³ соответственно.

4. Опыт детальных исследований пирокластических продуктов последних извержений вулкана Безымянный позволил частично восстановить процесс извержения 1984 г.

Автор выражает глубокую благодарность И. Т. Қирсанову, Г. Е. Богоявленской, О. А. Брайцевой за обсуждение работы на этапах ее подготовки, за замечания, учтенные автором в окончательном варианте рукописи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алидибиров М. А., Богоявленская Г. Е., Қирсанов И. Т. и др. Извержение вулкана Безымянный в 1985 г.//Вулканология и сейсмология. 1988. № 6. С. 3—18.
2. Богоявленская Г. Е., Брайцева О. А. О генетической классификации пирокластических отложений и типах отложений извержения вулкана Безымянный 1955—1956 гг.//Вулканология и сейсмология. 1988. № 3. С. 39—55.
3. Гирина О. А. Типы пирокластических отложений вулкана Безымянного и критерии их выделения//Вулканологические исследования на Камчатке. Петропавловск-Камчатский, 1988. С. 9—14.
4. Грунтоведение/Под ред. Е. М. Сергеева. М.: Изд-во МГУ, 1983. 392 с.
5. Гущенко И. И. Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. М.: Наука, 1965. 144 с.
6. Дубик Ю. М., Меняйлов И. А. Новый этап эруптивной деятельности вулкана Безымянного//Вулканы и извержения. М.: Наука, 1969. С. 38—77.
7. Қирсанов И. Т., Двигало В. Н., Гирина О. А. и др. Извержение вулкана Безымянного в 1984 г., его продукты, геологический и энергетический эффекты//Тез. докл. VI Всесоюз. вулканол. совещ. Вып. 1. Петропавловск-Камчатский, 1985. С. 34—35.

8. *Кирьянов В. Ю., Рожков Г. Ф.* Гранулометрический состав тефры крупнейших эксплозивных извержений вулканов Камчатки в голоцене//Вулканология и сейсмология. 1989. № 3. С. 16—29.
9. *Малышев А. И.* Извержение вулкана Безымянный в 1981—1984 гг.//Вулканология и сейсмология. 1987. № 2. С. 89—93.
10. *Федотов С. А., Иванов Б. В., Гущенко И. И. и др.* Вулканическая деятельность в Курило-Камчатской зоне в 1980—1984 гг.//Вулканология и сейсмология. 1986. № 2. С. 3—20.
11. *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.
12. *Fisher R. V., Schmincke H. U.* Pyroclastic rocks. Springer-Verlag. Berlin; Heidelberg; New York; Tokyo, 1984. 472 p.

Институт вулканологии
ДВО АН СССР

Поступила в редакцию
18.04.1989

УДК 550.834 : 551.21

© 1990 г.

В. И. БОНДАРЕНКО

НОВАЯ ПОДВОДНАЯ КАЛЬДЕРА У О-ВА ОНЕКОТАН (КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА)

По данным сейсмоакустических исследований в тыловой части Курильской островной дуги к западу от о-ва Онекотан обнаружена неизвестная ранее древняя подводная кальдера, в настоящее время почти полностью погребенная. Размер кальдерной впадины — 9×11 км, объем — не менее $75-80$ км³. Амплитуда опускания дна кальдеры по ограничивающим ее разломам — не менее 1 км. Возраст подводного вулканического массива, в который входит кальдера, по крайней мере, доголоценовый.

A NEW SUBMARINE CALDERA NEAR ONEKOTAN ISLAND (KURIL ISLANDS), by Bondarenko V. I. Seismoacoustic investigations in the back-arc of the Kuril island arc westward of Onkotan island revealed the presence of previously unknown old submarine caldera presently almost completely buried. Its dimensions are 9×11 km, volume not less than $75-80$ km³. The amplitude of caldera subsidence between the limiting faults is not less than 1 km. The age of the overall submarine massif to which the caldera belongs is Pre-Holocene.

(Received March 29, 1989)

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

В тыловой части Курильской островной дуги, к западу от о-ва Онекотан, находится сложно построенный подводный вулканический массив. Морфология входящих в него двух подводных вулканических гор (горы «7» и «8») впервые была описана П. Л. Безруковым и др. [1] (в дальнейшем будем именовать их вулканы «7» и «8»). В 11, 25 и 29-м рейсах НИС «Вулканолог» в этом районе были выполнены более детальные геофизические исследования, в том числе и съемка НСП, позволившие уточнить особенности строения массива. В частности, в его северо-восточной части была выявлена древняя погребенная впадина, которая, по-видимому, представляет собою древнюю кальдеру (рис. 1, 2).

Впадина находится в $15-20$ км к западу от о-ва Онекотан. В рельефе дна она проявлена очень слабо. Максимальная глубина ее чуть больше 800 м при глубине по ее периферии $550-670$ м (см. рис. 2). Гораздо более отчетливо впадина выделяется по данным НСП в рельефе поддонных отражающих границ (рис. 3). Впадина ограничена крупными разломами с амплитудой смещения, достигающей, вероятно, 1 км и более. В плане они образуют слегка вытянутый в северо-восточном направлении овал размером 9×11 км. С наружной стороны впадины, судя по характеру сейсмоакустического изображения, под относительно маломощным ($0,1-0,3$ с, в масштабе удвоенного времени распространения сигнала, т. е. $100-300$ м при скорости звука 2 км/с) осадочным чехлом прослеживаются плотные, по-видимому, вулканические породы. Они слагают невысокий погребенный гребень, окружающий впадину. Расстояние от вершины гребня до разломов, ограничивающих впадину, (структурных границ кальдеры) — $1-3$ км.

Внутри впадины фиксируется мощная толща отчетливо слоистых отложений с протяженными, хорошо выдержанными отражающими границами довольно высокой интенсивности. Истинную мощность этой толщи по имеющимся у нас данным НСП установить не удается вследствие не-

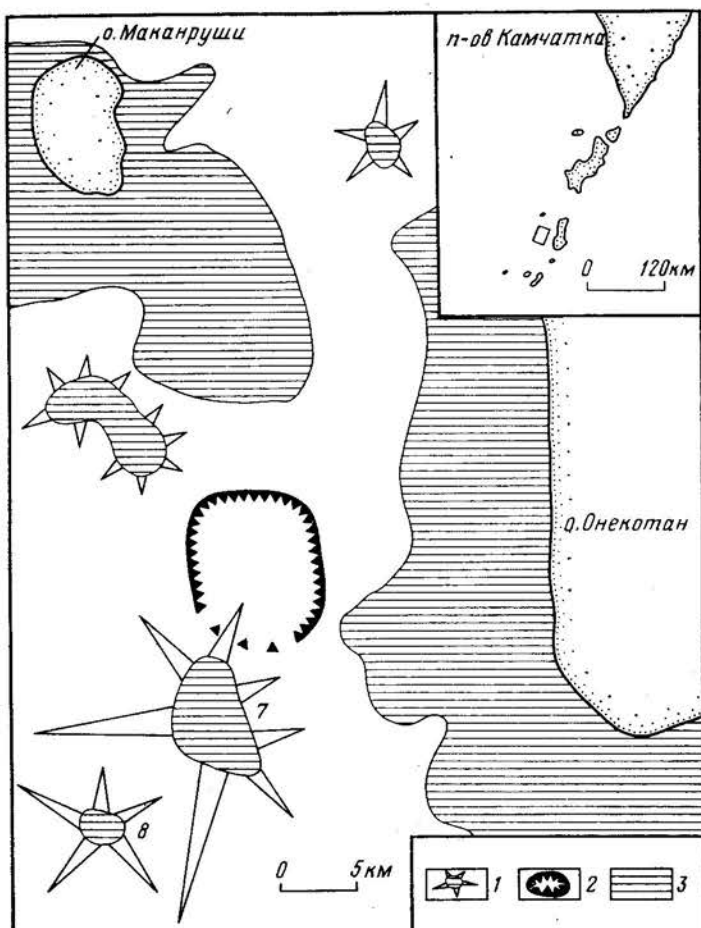


Рис. 1. Схема расположения подводных вулканов в районе о-ва Онекотан. 1 — подводные вулканы; 2 — кальдера; 3 — приостровные террасы и плоские вершины подводных вулканов. На врезке показан район исследований

достаточной глубинности используемого метода исследований. Можно лишь уверенно утверждать, что она не менее 700—1000 м (0,7—1,0 с при скорости звука 2 км/с). Данные НСП позволяют предполагать, что основным источником отложений, заполняющих впадину (в пределах их части, фиксируемой на полученных нами сейсмограммах НСП) является подводный вулкан «7», расположенный к юго-западу от нее и перекрывающий ее юго-западный борт. Лишь для самой верхней части заполнения впадины (верхние 200—300 м) существенную роль играет снос материала из районов островов Онекотан и Моканруши. Поскольку данные НСП позволяют относить отложения, заполняющие кальдеру в пределах фиксируемой нами части, к посткальдерным образованиям, объем кальдерной впадины может быть оценен величиной не менее 75—80 км³.

Юго-западный борт кальдеры, как уже отмечалось, перекрывает сложно построенный подводный вулкан «7» (см. рис. 1, 3). Судя по данным НСП, вулкан состоит из двух тесно слившихся вулканических конусов — северного, существенно пирокластического, и южного, существенно лавового, срезуных абразией и имеющих в настоящее время единую плоскую вершину. По-видимому, этот вулкан сформировался после образования кальдеры, вблизи ее юго-западного края. Пирокластические отложения, слагающие северный конус вулкана, вероятно, в основном заполняют и кальдерную впадину.

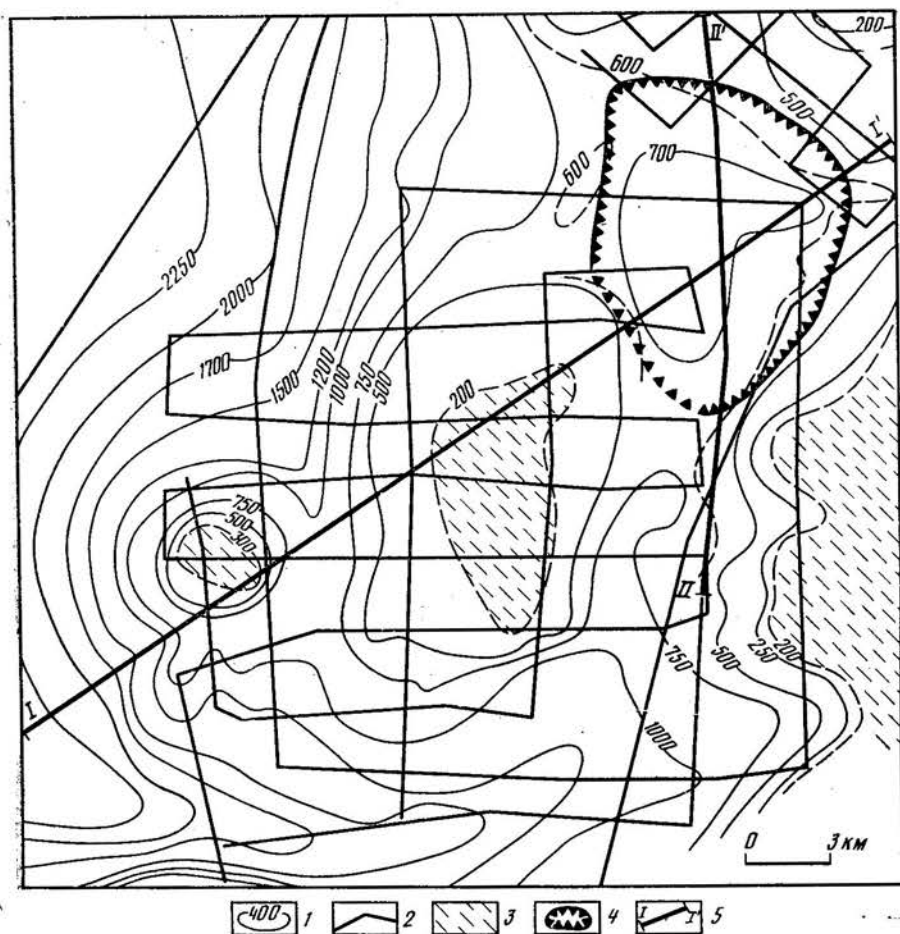


Рис. 2. Батиметрическая карта района кальдеры. 1 — изобаты; 2 — профили НСП; 3 — приостровные террасы и плоские вершины подводных вулканов; 4 — кальдера; 5 — профили, разрезы по которым приведены на рис. 3

На юго-западном склоне вулкана «7» располагается меньший по размеру изометрический плосковершинный конус вулкана «8». От привершинной части вулкана «7» он отделяется седловиной с глубинами 750—800 м (см. рис. 2). В районе этой седловины на сейсмограммах НСП отчетливо дешифрируется налегание слагающих вулкан «8» образований на конус вулкана «7» (см. рис. 3), что указывает на более молодой возраст вулкана «8». Возможно, он является побочным конусом вулкана «7». В целом в пределах массива наблюдается последовательное смещение вулканической активности в юго-западном направлении от самой древней в пределах массива кальдеры до самого молодого конуса вулкана «8» на юго-западе. Плоские вершины вулканов, составляющих массив, имеют наклон в западном направлении, причем угол наклона западной вершины несколько больше, чем восточной. Минимальная глубина вершины вулкана «7» около 130 м, что близко к величине голоценового повышения уровня моря. Глубина вершины вулкана «8» несколько больше — 180—250 м. Наблюдаемая картина свидетельствует, во-первых, по крайней мере о доголоценовом возрасте массива, и во-вторых, о голоценовом опускании вулкана «7». Последнее, по-видимому, является отражением продолжающегося погружения дна Курильской котловины на фоне воздымания Онекотанского островного блока [2].

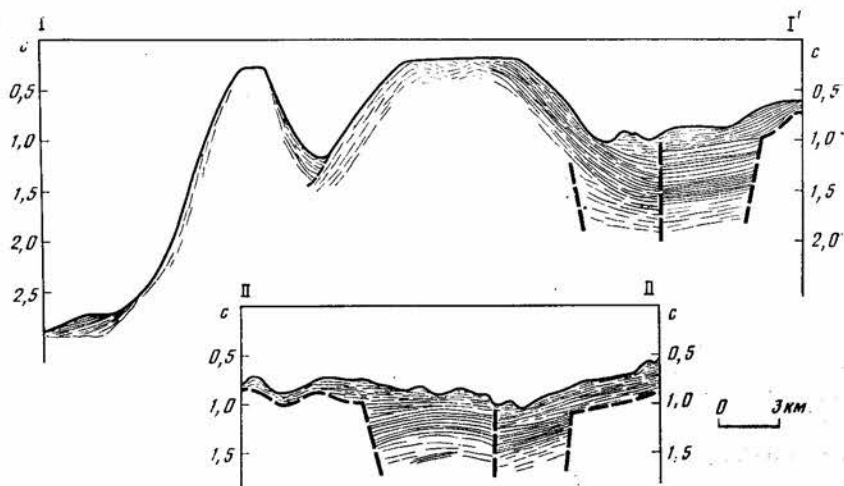


Рис. 3. Временные сейсмоакустические разрезы по профилям I—I' и II—II'. Положение профилей см. на рис. 2

Выводы

1. В тыловой части Курильской островной дуги к западу от о-ва Онекотан обнаружена неизвестная ранее древняя подводная кальдера, в настоящее время почти полностью погребенная. Размер кальдерной впадины — 9×11 км, объем — не менее $75-80$ км³. Амплитуда погружения дна кальдеры по ограничивающим ее разломам — не менее 1 км.

2. Возраст вулканического массива, в который входит кальдера, по крайней мере доголоценовый. В пределах массива отмечается последовательное смещение вулканической деятельности в юго-западном направлении. Кальдера является самой древней частью вулканического массива.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Безруков П. Л., Зенкевич Н. Л., Канаев В. Ф., Удинцев Г. Б. Подводные вулканы и горы Курильской островной гряды // Тр. Лаб. вулканол. Вып. 13. 1958. С. 71—87.
2. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974. 438 с.

Институт вулканологии
ДВО АН СССР

Поступила в редакцию
29.03.1989

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Член-кор. АН СССР **Л. Н. РЫКУНОВ** (главный редактор),
член-кор. АН СССР **С. А. ФЕДОТОВ** (зам. главного редактора), д-р геол.-мин. наук
В. Н. ШИЛОВ (зам. главного редактора), д-р геол.-мин. наук **С. Т. БАЛЕСТА** (ответств.
секретарь), д-р геол.-мин. наук **А. А. БУХАРОВ**, канд. физ.-мат. наук **Е. И. ГОРДЕЕВ**,
д-р геол.-мин. наук **Т. В. ДЖАНЕЛИДЗЕ**, д-р геол.-мин. наук **К. К. ЗЕЛЕНОВ**, канд. физ.-
мат. наук **А. И. ИВАЩЕНКО**, канд. геол.-мин. наук **Г. А. КАРПОВ**, канд. геол.-мин. наук
Н. Н. КОЖЕМЯКА, д-р геол.-мин. наук **Э. Г. МАЛХАСЯН**, канд. геол.-мин. наук
И. А. МЕНЯЙЛОВ, д-р физ.-мат. наук **А. В. НИКОЛАЕВ**, канд. геол.-мин. наук **В. М. ОК-**
РУГИН, д-р геол.-мин. наук **А. А. СИДОРОВ**, канд. физ.-мат. наук **В. Б. СМИРНОВ**,
канд. физ.-мат. наук **С. В. СОБОЛЕВ**, канд. геол.-мин. наук **Ю. П. ТРУХИН**, канд. геол.-
мин. наук **А. П. ХРЕНОВ**, д-р геол.-мин. наук **А. А. ЯРОШЕВСКИЙ**

Адрес редакции

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

103062, Москва, Подсосенский пер., 21, тел. 120-05-95

Зав. редакцией *С. А. Андреева*

Технический редактор *И. В. Карандашова*

Сдано в набор 29.03.90	Подписано к печати 31.05.90	Т-09321	Формат бумаги 70×108 ¹ / ₁₆
Высокая печать	Усл. печ. л. 8,4	Усл. кр.-отт. 7,5 тыс.	Уч.-изд. л. 9,0 Бум. л. 3,0
Тираж 778 экз. Зак. 4282 Цена 1 р. 20 к.			

Адрес редакции: 103062, Москва, Подсосенский пер., 21.

Тел. 120-05-95

2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Шубинский пер., 6

**В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»
ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ:**

**ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ ГЕОТЕРМАЛЬНЫЕ РЕЗЕРВУАРЫ. 1991.
15 л. 3 р.**

В монографии впервые в отечественной литературе анализируется опыт разведки и эксплуатации более 30 крупных высокотемпературных (150—300°) геотермальных месторождений мира. С помощью методов моделирования решаются задачи обоснования термодинамического режима восходящей фильтрации теплоносителя в надинтрузивных зонах, реконструкции трехмерных температурных, гидродинамических и геохимических полей, идентификации потоков теплоносителя, прогнозирования теплового и гидродинамического режимов эксплуатационных скважин (эксплуатационных запасов).

Книга рассчитана на вулканологов, геологов, геохимиков.

**РАЗЛОМООБРАЗОВАНИЕ В ЛИТОСФЕРЕ. ЗОНЫ СДВИГА. 1991. 22 л.
4 р. 70 к.**

В монографии на базе геологических и геофизических данных проведен тектонофизический анализ сдвиговых зон литосферы, структуры областей динамического влияния, деструктивных полей и других тектонофизических параметров. Представлена схема сдвиговых зон Земли и даны их главные параметры. Описаны оригинальные эксперименты по развитию структур сдвиговых зон, динамики полей деформации и напряжений.

Книга предназначена для геологов, геофизиков, тектонофизиков и сейсмологов.

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

- 117393 Москва, ул. Академика Пилюгина, 14, корп. 2;
- 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7;
- 252208 Киев, ул. Правды, 80 «а»;
- 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22.



«НАУКА»