

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ
им. акад. А.Н. Заварицкого

А. И. Малышев

Жизнь вулкана

Екатеринбург
2000

Малышев А.И. Жизнь вулкана. Екатеринбург: УрО РАН, 2000.
ISBN 5-7691-1071-6.

В основу работы положены многолетние наблюдения автора за процессом извержений одного из наиболее активных вулканов Камчатки – вулкана Безымянного. В ходе исследований выявлены некоторые закономерности развития вулканического процесса. Они проанализированы, обобщены и дополнены в теоретической части работы. Обосновывается, что источником движения вулканического процесса является динамическая активность магматических систем в приповерхностных условиях, возникающая как следствие выделения из расплава кристаллической и газовых фаз. Развитие вулканического процесса реализуется в форме полициклических автоколебаний, проявляющихся как в изменении количества поступающего на поверхность ювенильного материала, так и в циклической эволюции вулканического процесса по составу и формам извержений. Количественная сторона автоколебательного процесса описывается нелинейным дифференциальным уравнением второго порядка. Рассмотрена проблема практического использования выявленных закономерностей, в том числе примеры прогноза вулканических извержений. Работа может быть полезна широкому кругу специалистов в областях вулканологии, магматической геологии и геофизики.

Отв. редактор академик РАН, доктор геол.-мин. наук Коротеев В.А.

Рецензент профессор, доктор геол.-мин. наук Прокин В.А.

Более подробное знание вулканических сил и явлений, последовательности вулканических событий когда-нибудь откроет нам скрытый ритм в их деятельности и таким образом поможет сохранять жизнь и имущество, предупреждая об опасности.

Г.В. Тиррель [229].

ВВЕДЕНИЕ

Жизнь человека слишком мала по сравнению с длительностью многих природных процессов и поэтому окружающая нас действительность воспринимается скорее в статике, чем в динамике. О том, что внутреннее развитие нашей планеты продолжается и в настоящее время, постоянно напоминают такие грозные явления природы, как вулканические извержения.

Целостное восприятие внутреннего единства и многогранности реального природного процесса – необходимая предпосылка для его понимания. Лишь в этом случае процесс познания начинает приносить определенную практическую пользу, тем большую, чем выше уровень понимания закономерностей развития природных систем. В этом плане изучение вулканического процесса особенно актуально, так как позволяет решить ряд важных практических задач, которые по степени непосредственной практической значимости можно подразделить на три группы.

Во-первых, действующий вулкан испокон веков представлял для человека источник повышенной опасности. Эффективные попытки прогноза этой опасности возможны лишь при условии правильного понимания процессов, протекающих в вулканической системе.

Во-вторых, вулкан, по образному сравнению Г. Макдональда, представляет собой окно в глубины Земли. Это справедливо постольку, поскольку действующий вулкан является единственным источником информации о современных процессах формирования вулканических горных пород.

В-третьих, вулкан можно рассматривать как окно в глубины Земли еще и потому, что он является единственным источником информации о реальных закономерностях развития магматических систем, динамике процессов, в них происходящих.

Данная работа – это попытка создания на примере исторических извержений вулкана Безымянного динамической модели развития вулканического процесса. Выбор в качестве объекта исследований этого вулкана не случаен. В плане выявления закономерностей вулканического процесса наибольшее значение для автора имели режимные наблюдения за эруптивным процессом этого вулкана. За семь лет наблюдений автору представилась возможность стать свидетелем последовательности из 9 сравнительно кратковременных эксплозивно-эффузивных и 5 затяжных деформационно-экструзивно-эффузивных извержений. Уникальность этой последовательности заключается в том, что Безымянный в настоящее время – не только один из наиболее активных вулканов мира, но и, пожалуй, единственный вулкан со столь быстрой эволюцией эруптивного процесса, за сравнительно небольшой период собрать представительные данные. Можно утверждать, что для получения такого же объема знаний по другим, не менее активным, но более медленно эволюционирующим вулканам, потребовалось бы не одно столетие.

В основу исследования положен системный анализ. Это направление методологии научного познания, рассматривающее объекты исследования как системы, ориентирует на раскрытие целостности объекта, выявление многообразия типов связей в нем и сведение их в

единую теоретическую картину. Если предположить, что развитию вулканического процесса действительно свойственны некие внутренние закономерности, то они должны проявляться в различных плоскостях, отражающих разные стороны этого процесса. В частности, при изучении количественного и качественного состава вулканитов, изменчивости форм извержений, особенностей сейсмического сопровождения мы фактически имеем дело с различными каналами информации, в которой в той или иной мере должны быть отражены общие закономерности процесса как единого целого. В первой части работы предпринята, на взгляд автора, достаточно успешная попытка выявления этих закономерностей для процесса исторических извержений Безымянного.

Однако любая вулканическая система представляет собой лишь частный случай выхода на поверхность магматической системы. Следовательно, если в деятельности конкретного вулканического центра установлены некоторые закономерности, то становится вполне обоснованной проверка их значимости в деятельности магматических систем вообще и вулканических – в частности. Это обстоятельство потребовало расширения сферы применения системного анализа и включения в нее поиска по литературным источникам аналогов этих закономерностей в деятельности различных вулканических систем. Наряду с расширением сферы применения системного анализа возникла необходимость и его углубления в плане улучшения качественной и количественной интерпретации выявленных закономерностей. Эти аспекты рассматриваются во второй, теоретической, части работы.

Третья часть посвящена возможности практического использования выявленных закономерностей. Основное внимание уделено прежде всего перспективам применения этих закономерностей в плане качественного и количественного прогноза вулканических извержений. В этой же части рассмотрено возможное влияние динамической модели вулканического процесса на некоторые проблемы рудной геологии.

В заключение следует заметить, что автора, вероятно, будет трудно упрекнуть в излишней любви к различным классификациям. Загоняя реальные природные процессы, их развитие, в прокрустово ложе неких идеализированных представлений, мы очень часто теряем самое главное – восприятие внутренней целостности, единства и многогранности процесса, заменяем живую функционирующую природную систему мертвым скелетом наших абстрактных представлений о ней. *«Разделение природы на ее отдельные части, разделение различных процессов и предметов природы на определенные классы... – все это было основным условием тех исполинских успехов, которые были достигнуты в области познания природы за последние четыреста лет. Но этот же способ изучения оставил нам привычку рассматривать вещи и процессы природы в их обособленности, вне их великой общей связи, и в силу этого – не в движении, а в неподвижном состоянии, не как существенно изменчивые, а как вечно неизменные, не живыми, а мертвыми»* [287]. Поэтому попытку передать восприятие живого вулканического процесса можно рассматривать как сверхзадачу работы.

Земля живая, и вулканы наиболее ярко свидетельствуют об этом. В работе сделана попытка выявить внутренние связи вулканического процесса, их взаимозависимости, самоорганизацию и саморазвитие, рассмотреть его «биологию». И через вулканы прикоснутся к тайнам Природы. Не властвовать, а хотя бы попытаться понять...

1. НАБЛЮДЕНИЯ: Объект исследования – вулкан Безымянный

1.1. Геологическое положение и история развития

Вулкан Безымянный (55°58' с.ш., 160°35' в.д., абс. высота до 1955 г. – 3085 м) расположен в самом центре Ключевской группы вулканов. Рельеф в районе вулкана сильно расчленен и активно формируется в настоящее время. Положение вулкана и сложный рельеф окружающей территории обуславливают локальную климатическую специфику района на фоне общих черт муссонного климата. Речная сеть в основном представлена руслами временных водотоков. Растительный и животный мир в окрестностях вулкана беден и однообразен. В целом район труднодоступен и абсолютно не освоен в хозяйственном отношении.

Геологическая обстановка района определяется его расположением в центре Ключевской группы вулканов, представляющей собой крупнейшее на Камчатке скопление из 13 вулканов. Из них к действующим относятся Ключевской, Плоский Толбачик, Безымянный. Помимо вулканических форм центрального типа, на территории Ключевской группы широко представлены лавовые плато и лавовые равнины, в образовании которых значительное участие принимали трецинные излияния. В развитии Ключевской группы вулканов просматриваются тенденции, во-первых, к локализации вулканической активности вдоль сравнительно узкой линейной зоны северо-восточного простирания и, во-вторых, к постепенному переходу от преимущественно ареального вулканизма к формированию долгоживущих вулканических структур центрального типа. Состав извергаемых продуктов и форм извержений закономерно эволюционирует с течением времени.

К концу 70-х годов в недрах расположенной к востоку от вулкана обширной Хапиченской впадины работами ГСЗ был обнаружен аномальный объект. Расчеты позволили аппроксимировать этот объект расплавами андезитов и андезитобазальтов [255]. В то же время в районе Хапиченской впадины выявлен минимум силы тяжести. Обсчет этой аномалии привел к заключению о существовании в коре на глубине порядка 15 км разуплотнения с поперечником 20–30 км [91]. Сейсмическая тень, выделявшаяся ГСЗ, оказалась лишь частью этой большой неоднородности. Кроме того, в недрах Хапиченской впадины были зафиксированы проводящие выступы с низким удельным сопротивлением, близким к таковому магматических расплавов [91]. Предполагалось, что аномальный объект Хапиченской впадины – источник питания вулкана Безымянного. К сожалению, более поздние сейсмические исследования [9,189] не смогли подтвердить этот вывод, поэтому вопрос об источнике питания Безымянного в настоящее время по-прежнему остается открытым.

Тектоника района отличается высокой сложностью. Если сам факт заложения и общие тенденции развития зоны повышенной проницаемости земной коры в пределах Ключевской группы вулканов, скорее всего, обусловлены региональными тектоническими (субдукционными) процессами, то локальная тектоника, по мнению автора, полностью определяется саморазвитием магматической системы в пределах земной коры и верхней мантии под Ключевской группой вулканов.

Вулкан Безымянный – сложный голоценовый вулкан, который можно в настоящее время разделить на сомма-Безымянный и современную часть постройки вулкана, расположенную внутри кальдеры 1956 г. Три четверти последней занимает экструзивный купол, рост которого начался непосредственно после пароксизмального извержения. Четвертую часть современной постройки вулкана занимает активный восточный блок, с которым связаны все извержения вулкана, по крайней мере с середины 70-х годов. Этот блок по сути является своеобразной переходной формой между экструзивным куполом и стратовулканом.

История развития Безымянного характеризуется макроциклическостью. Выделяются пять макроциклов, для начала каждого из них характерны всплески экструзивной активности, сопровождающиеся мощными эксплозивными извержениями. В течение макроцикла происходят

постепенный переход от экструзивной деятельности к эффузивной, снижение и затухание активности. Вещественный состав меняется от роговообманковых дацитов и андезитов до двупироксеновых андезитобазальтов. В конце последних макроциклов установлена тенденция к эволюции в противоположном направлении. Помимо макроцикличности в работе вулкана отмечаются и направленные изменения в его деятельности: все большая локализация экструзивной активности – от существенно ареальной к преимущественно терминальной; последовательное снижение от цикла к циклу среднего коэффициента эксплозивности; уменьшение размаха колебаний в вещественном составе; сокращение временной длительности макроциклов; повышение деструктивной активности вулкана. Перечисленные особенности можно рассматривать как своеобразный мегацикл в развитии вулкана Безымянного, начавшийся в позднем плейстоцене.

Дополнительную информацию о динамике развития извержений дает анализ сопутствующих им сейсмических событий. Эти события для Безымянного представлены вулканическими землетрясениями и непрерывно-спазматическим дрожанием. Анализ динамики сейсмической подготовки извержений позволяет судить о закономерностях развития деформационно-экструзивного процесса, предвещающего извержение. А выявление этих закономерностей открывает путь для прогноза активности вулкана. Для исследования динамики бурных эксплозивно-экструзивных или эксплозивно-эффузивных кульминаций извержений большой интерес представляет изучение сопровождающего их непрерывно-спазматического вулканического дрожания, что особенно необходимо в те периоды, когда визуальные наблюдения за развитием извержения невозможны. Эту дополнительную информацию широко использовал автор при реконструкции развития извержений вулкана в 1981 – 1987 гг.

1.1.1. Географическое положение

Положение вулкана. Вулкан Безымянный (55°58' с.ш., 160°35' в.д.) расположен в самом центре Ключевской группы вулканов (рис. 1–2). К северу от него возвышается разрушенный конус вулкана Камень, к югу – массив Зиминой сопки, с юго-востока примыкают верховья р. Сухой Хапицы, а с юго-запада – истоки р. Студеной. Долины этих двух рек вдаются глубокими «заливами» в Ключевскую горную группу и разделяют ее здесь на две части. В месте сужения и расположен вулкан Безымянный.

Рельеф в районе вулкана сильно расчленен и активно формируется в настоящее время под воздействием двух основных факторов: современной вулканической деятельности и перераспределения отложенной рыхлой пирокластики при бурном снеготаянии, как за счет плоскостного смыва, так и по руслам временных водотоков. В целом для района характерно ярусное строение рельефа. Четко выражены два яруса: верхний – конусы вулканов, нижний – область аккумулятивных равнин подножий.

Абсолютная высота самого вулкана составляла до извержения 1956 г. 3085 м, тогда как его относительная высота над уровнем фундамента менялась от 700 м на севере (склоны вулкана Камень) до 1800 – 2000 м на юге (бессточная котловина меж-

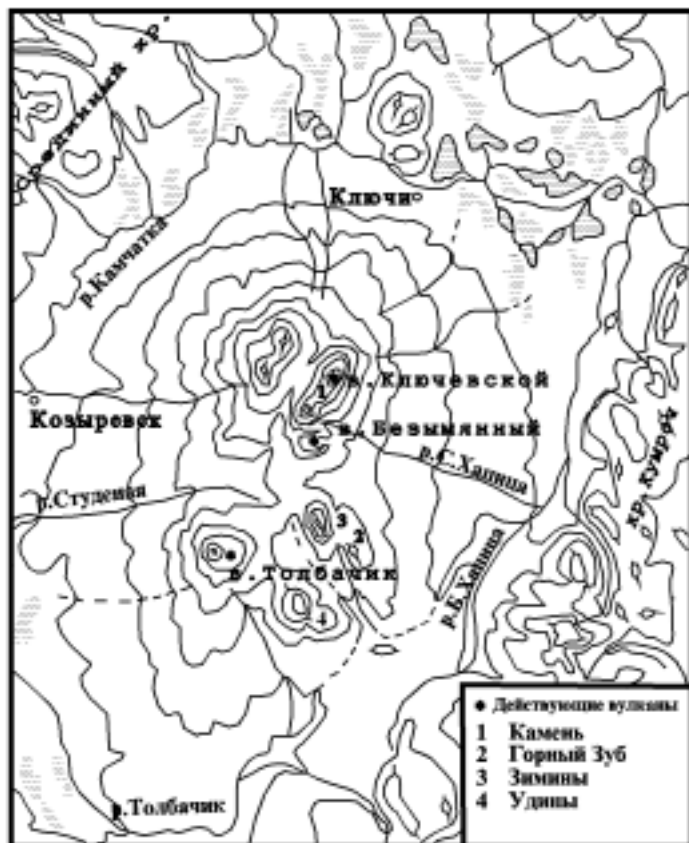


Рис. 1. Ключевская группа вулканов



Рис. 2. Вулкан Безымянный (крайний слева), за ним массив разрушенного вулкана Камень, еще далее – вулкан Ключевской (на переднем плане пирокластический поток Безымянного)

ду Зимиными сопками и Безымянным). К востоку и югу от вулкана рельеф осложняется наличием большого количества каньонообразных русел временных водотоков, к юго-западу и западу – рядом экструзивных куполов и бронирующих постройку вулкана лавовых потоков. К юго-востоку от вулкана между двумя субпараллельными хребтами расположена полого-наклонная равнина, на которой в основном и происходит аккумуляция отложений современных пирокластических потоков.

Климат. Положение Ключевской группы вулканов практически в центре Камчатского полуострова и ее сложный рельеф обуславливают климатическую специфику района на фоне общих черт муссонного климата. Характерна интенсивная циклоническая деятельность в течение всего года, но особенно осенью и зимой. Среднегодовая температура от -4° до -7°C . В районе подножия вулкана (абс. высота 1000–1200 м) январские минимумы температур менее выражены по сравнению с долиной р. Камчатки, в результате чего температура воздуха редко опускается ниже -30°C . Июльские максимумы обычно не более 20°C .

В течение года выпадает до 1000 мм осадков, преимущественно в виде снега, который в районе вулкана удерживается с октября по конец июня. Высота снежного покрова на границе лесной зоны достигает в отдельные годы 3 м. Выше в горы, благодаря сильным ветрам, распределение снежного покрова крайне неравномерно. Он достигает максимума в понижениях рельефа и на склонах, защищенных от господствующих ветров, тогда как на открытых для ветра местах снег сдувается практически до земли. Выше 1200 м (здесь и далее: абс. отм.) распространена многолетняя мерзлота.

Формирование **речной сети** в районе вулкана определяется бурным снеготаянием в течение короткого лета. Речная сеть в основном представлена руслами временных водотоков, так называемыми «сухими речками», обводненность которых полностью определяется таянием снега в горах, резко меняясь даже в течение дня.

Растительные формации в окрестностях вулкана развиваются в условиях длительного периода ранних морозов и низких температур. Отчетливо выражена высотная зональность растительности. Редкостойные леса, в которых господствует каменная береза (встречаются лиственница, тополь, рябина), поднимаются по склонам до высоты 700 м. Выше, до 800–900 м, распространены кустарники и стланики – ольховые, ивовые, карликовая береза, камчатский рододендрон. Из-за обильных зимних снегопадов кустарники прижаты к земле, а их стволы и ветви искривлены и переплетены. Еще выше, до 2000–2500 м, поднимается тундровая растительность – лишайники, мхи, изреженные травы. В секторе, расположенном юго-восточнее от вулкана, на характер растительности повлияли последствия катастрофического извержения вулкана в 1956 г.

Животный мир в окрестностях вулкана также особым богатством не отличается. У его подножия проходят миграционные тропы бурого медведя. Распространены заяц-беляк, евражка, встречается рассомаха, изредка – тарбаган, из промысловых птиц – куропатка.

Освоенность. Район вулкана труднодоступен и абсолютно не освоен в хозяйственном отношении. Ближайшая грунтовая дорога оканчивается в 16 км от вулкана на сейсмостанции Апахончич. Передвижение по ней возможно лишь в период со второй половины июня по начало ноября. У подножия вулкана проходит конная тропа – от с/ст Апахончич и далее в район вулкана Плоский Толбачик, но ее можно использовать лишь в июле-сентябре. Обычное транспортное средство здесь – вертолет.

1.1.2. Геологическое положение

Общая геологическая характеристика Ключевской группы вулканов. Ключевская группа (см. [2,29,43,77,168,187,205,228]) вулканов (площадь 6500 км²) находится в Центральной Камчатской депрессии и составляет часть Северной группы. Для Ключевской характерно господство молодых вулканитов и вулканогенно-осадочных толщ четвертичного возраста. Выходы более древних пород отмечены только в ее восточной периферии, зоне сочленения с хребтами Кумроч и Тумрок. Это объясняется тем, что большая часть территории приурочена к области новейших и современных тектонических опусканий. На различных участках меняется только темп этих опусканий.

Объем вулканических пород, продуктов их размыва и переотложения, находящихся выше уровня моря, составляет в Ключевской группе около 5000 км³ [2]. Это примерно столько же, сколько в каждом из трех других вулканических районов Камчатки – Восточной Камчатке, Южной Камчатке, Срединном хребте. Сходный объем имеют все четвертичные вулканиты Японии. Возраст вскрытых вулканических пород Ключевской группы не старше раннего плейстоцена, т.е. 500 – 600 тыс. лет (по данным спорово-пыльцевого анализа и палеомагнитных исследований) [2]. Не менее 40–50% объема пород извергнуто за последние 40–50 тыс. лет. С учетом вулканических пород, компенсирующих прогибание и поэтому опущенных сейчас ниже уровня вреза современных водотоков, общий объем вулканитов Ключевской группы, как считают исследователи [2], должен быть увеличен минимум в 1,5 раза, т.е. до 7,5 – 8,0 тыс. км³.

Основные геологические структуры. Ключевская группа вулканов (рис. 3) представляет собой крупнейшее на Камчатке скопление из 13 крупных вулканов: самый высокий и один из наиболее активных в Евразии – Ключевской – 4709 м (в 1984 г.), Камень – 4575, Крестовский (Плоская Ближняя сопка) – 4108, Ушковский (Плоская Дальняя сопка) – 3943, Острый Толбачик – 3682, Плоский Толбачик – 3085, Безымянный – около 3000 (в 1987 г.; до извержения 1955–1956 гг. – 3085), Овальная Зимина – 3081, Острая Зимина – 2744, Большая Удина – 2923, Малая Удина – 1945, Средняя сопка – 2990 м, а также около 400 более мелких форм (шлаковые и лавовые конусы, экструзивные купола, воронки взрыва).

Из перечисленных вулканических центров действующие – Ключевской, Плоский Толбачик, Безымянный. С 1980 г. наблюдается фумарольная активность на вершине вулкана Ушковского, который, вместе с расположенным рядом вулканом Крестовским, образует вершинную часть самого крупного на Камчатке вулканического сооружения объемом около 1200 км³. Все перечисленные вулканы очень молодые: возникли не ранее 40–50 тыс. лет назад, а самый активный из них, Ключевской, несмотря на огромные размеры (суммарный объем изверженных пород около 250–300 км³), всего около 7 – 8 тыс. лет назад.

Помимо вулканических форм центрального типа, на территории Ключевской группы широко представлены лавовые плато и лавовые равнины, в образовании которых значительное участие принимали трещинные излияния. Наиболее крупный и молодой (9–10 тыс. лет) Толбачинский Дол [29]. В его пределах в 1975–1976 гг. произошло самое крупное за последнее столетие на Камчатке извержение пород базальтового состава (объем около 2,2 км³).

Миграция центров вулканической активности в пространстве. Все действующие вулканические центры Ключевской группы вулканов и наиболее молодые вулканические структуры расположены в пределах линейной зоны северо-восточного простирания (СВ35°), обычно отождествляемой с Главным разломом Северной группы вулканов. По направлению с юго-запада на северо-восток эта зона последовательно трассируется вулканическими образованиями южной Толбачинской ареальной зоны, Толбачинских вулканов, Северной Толбачинской ареальной зоны, вулканов Безымянного, Камня, Ключевского.

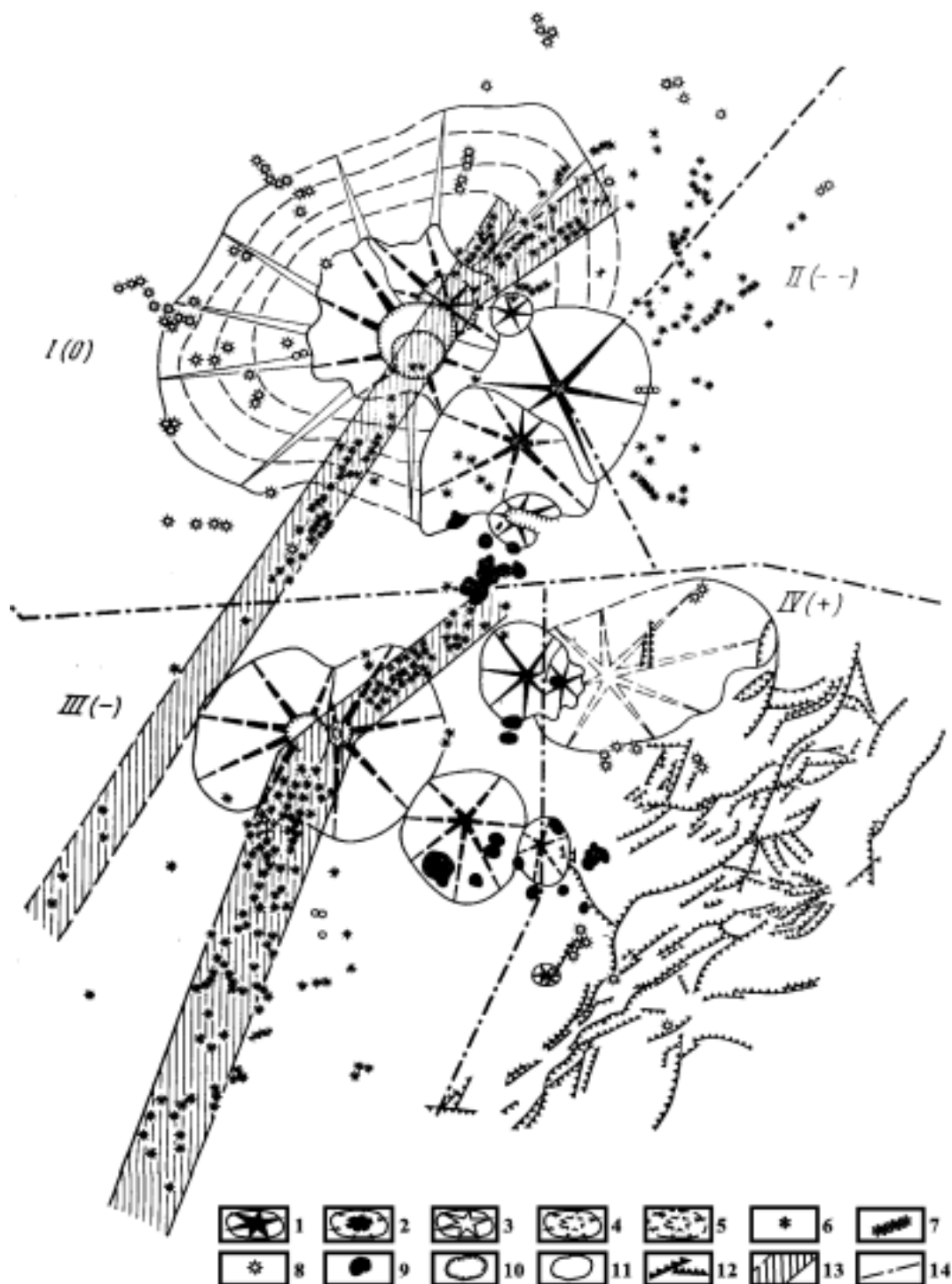


Рис. 3. Структурно-геоморфологическая схема Ключевской группы вулканов [168].

Стратовулканы: 1 – голоценовые (Q_4); 2 – позднелейстоценово-голоценовые ($Q_3^4 - Q_4$); 3 – верхнелейстоценовые – Q_3 ; 4 – средне-верхнелейстоценовые ($Q_2 - Q_3$); 5 – щитовые вулканы верхнелейстоценового возраста (Q_3); 6 – одиночные шлаковые и лавовые конусы голоценового возраста (Q_4); 7 – шлаковые и лавовые конусы трещинных извержений голоценового возраста (Q_4); 8 – одиночные шлаковые и лавовые конусы верхнелейстоценового возраста; 9 – экструзивные купола верхнелейстоценово-голоценового возраста; 10 – крупнейшие голоценовые кратеры и кальдеры; 11 – голоценовые воронки взрывы и маары; 12 – вулcano-тектонические нарушения, выраженные в рельефе; 13 – крупнейшие зоны трещинных излияний; 14 – границы геоморфологических участков с различным характером новейших движений: I – относительно стабильные, II – интенсивных опусканий, III – слабых опусканий, IV – слабых поднятий

Вкрест простираения этой линейной зоны просматривается общая тенденция к омоложению возраста вулканических образований по направлению к осевой зоне. Так, наиболее древними образованиями к востоку от Безымянного являются фрагменты лавовых плато (зон ареального вулканизма), расположенных на восточной периферии Ключевской группы Удинского и Хапиченского долов. Эти образования имеют возраст от нижне- до верхнеплейстоценового. Наиболее древнее образование центрального типа – полуразрушенная постройка вулкана Горный Зуб (Малая Зимина) среднеплейстоценового возраста. Еще ближе по направлению к современной осевой зоне расположен верхнеплейстоценовый стратовулкан Острая Зимина. За ним следуют вулкан Овальная Зимина (последние извержения которого относятся к раннему голоцену), далее группа экзтрузий в основном голоценового возраста, часть из которых расположена непосредственно на склоне Безымянного и является его латеральными образованиями. Аналогична картина последовательного омоложения вулканических структур от Удинского дола через Малую Удину, Большую Удину к Плоскому Толбачику.

К западу от осевой зоны возраст вулканических структур вновь начинает возрастать. Ряд ныне активно действующих вулканов с некоторым смещением к западу дублируется вулканическими центрами, пик активности которых пришелся на ранний голоцен. Для Плоского Толбачика это Острый Толбачик. Ряду Безымянный – Ключевской соответствуют Ушковский и Крестовский вулканы. Еще далее к западной периферии Ключевской группы на поверхность выходят все более древние лавовые толщи мега- и мезоплагиофировых базальтов вплоть до раннеплейстоценового возраста.

Таким образом, в современном развитии Ключевской группы вулканов отчетливо просматриваются две основные тенденции. Во-первых, это тенденция к локализации вулканической активности вдоль сравнительно узкой линейной зоны северо-восточного простираения, тогда как еще в недавнем прошлом (40–50 тыс. лет) вулканическая активность была распределена на сравнительно большой площади эллипсоидальной формы. Как показывает пример Толбачинского Дола, эта тенденция наблюдается даже в пределах зон современного ареального вулканизма. Во-вторых, в пределах Ключевской группы отчетливо выражена тенденция постепенного перехода от преимущественно ареального вулканизма к формированию долгоживущих вулканических структур центрального типа.

Эволюция вулканической активности во времени. Анализ истории развития вулканизма Ключевской группы показывает, что состав извергаемых продуктов (следовательно, и форма извержения) не статичен, а закономерно эволюционирует с течением времени. В основаниях лавовых толщ ареальных извержений доминируют мегаплагиофировые базальты. Вверх по разрезу прослеживается общая тенденция к их замене, последовательно, на мезо-, микроплагиофировые и афировые разности. В петрохимическом отношении эта тенденция соответствует переходу от излияний преимущественно субщелочных глиноземистых базальтов к извержениям известково-щелочных магнезиальных базальтов умеренной щелочности.

В силу более высокой эксплозивности магнезиальных базальтов закономерно меняется и характер извержений. Если при излияниях субщелочных глиноземистых базальтов формируются обширные лавовые поля с невысокими (5–100 м) шлаковыми конусами при низком коэффициенте эксплозивности (3% по оценкам для Толбачинского дола), то при доминировании магнезиальных базальтов резко возрастает коэффициент эксплозивности (до 20–30% по Толбачинскому долу) и начинают формироваться очень крупные шлаковые конусы. На эту общую тенденцию в эволюции вещественного состава и форм ареальных извержений накладывается изменчивость более низких уровней. В общем случае чередование излияния субщелочных глиноземистых и магнезиальных базальтов с контрастными или плавными переходами и соответствующими изменениями форм наблюдается даже в ходе одиночного извержения.

Подобная изменчивость в более широких масштабах свойственна и долгоживущим вулканическим центрам. Все долгоживущие вулканы Ключевской группы прошли один или несколько циклов эволюции вещественного состава – от андезит-дацитового до базальтового состава и обратно, с соответствующими изменениями в характере извержений. Как правило, антидромное направление эволюции внутри каждого цикла протекало сравнительно устойчиво и плавно, тогда как гомодромное развивалось скачкообразно и в значительной степени редуцировано как по времени, так и по

объемам изверженного материала. Как и в случае ареальных извержений, эти общие тенденции осложняются изменчивостью меньших масштабов.

Цикличность в эволюции вулканических центров накладывает отпечаток и на их внешний облик. Финальные стадии развития гомодромного направления в каждом цикле развития вулкана, как правило, соответствуют катастрофическому эндогенному разрушению его постройки в форме кальдерообразования, вулканотектонического обвала или направленного извержения. Более подробно этот вопрос будет рассмотрен в следующих разделах. Здесь же необходимо подчеркнуть, что в пределах Ключевской группы вулканов нет сколько-нибудь длительно существующих вулканических центров чисто андезитового или чисто базальтового состава. Поэтому говорить о базальтовых или андезитовых вулканах имеет смысл лишь применительно к их текущему состоянию, а о потухших – к состоянию, в котором они завершили свое развитие.

Структуры, соседствующие с вулканом Безымянным. Северный сосед Безымянного – вулкан Камень высотой 4575 м, имеющий морфологически неоднородное и резко асимметричное строение. Его западная часть представляет собой крутосклонный конус с выположенным и расчлененным основанием. Восточная обрывается почти отвесной скалой, достигающей высоты 2300 м. Этот обрыв образовался в результате крупного вулканотектонического обвала [166] или направленного взрыва [76,77], произошедшего 1000 – 1200 лет назад. В самой постройке вулкана Камень выделяются выположенное основание и насаженный на него крутосклонный конус. Граница между основанием и конусом проходит на высоте 1600–2500 м. Основание вулкана сформировалось в средне-позднеплейстоценовое время, а стратовулканическая толща – в голоцене.

В позднем голоцене на склонах вулкана Камень была широко распространена побочная вулканическая деятельность, сформировавшая многочисленные шлаколавовые конусы. Наиболее широко лавовые потоки и шлаковые конусы развиты в долине Паразитов к юго-западу от Безымянного. Лавовые потоки имеют значительную длину (8,5 – 10,5 км) при небольшой мощности (2 – 4,5 м) и низкой пористости. Ширина потоков 5–200 м.

В восточном и северо-восточном секторе к постройке Безымянного примыкает слабо всхолмленная равнина, сложенная продуктами разрушения восточного склона вулкана Камень и пролювиально-пирокластическими отложениями. Продукты разрушения занимают междуречье Сухая Хапича – Голубельная и имеют пологую слабо всхолмленную поверхность, над которой сравнительно равномерно выступают огромные глыбы туфобрекчий. На высоте около 800 м столообразная поверхность отложений переходит в холмисто-грядовую.

Верхнеплейстоценовые лавово-пирокластические толщи, связываемые большинством исследователей с деятельностью вулкана Камень, выходят на поверхность и в юго-восточном секторе вулкана Безымянного. В виде двух близпараллельных хребтов эти образования протягиваются от самого основания современной постройки вулкана на расстояние 6 – 8 км. Между ними расположены так называемые «Ворота» Безымянного – узкая (1,5 – 2,5 км) долина, являющаяся основным путем движения пирокластических потоков исторических извержений. Далее, по направлению от вулкана, расположена слабо наклонная область аккумуляции пирокластических и пролювиально-пирокластических отложений.

С юга, юго-запада и запада к вулкану примыкает зона ареальных извержений. Региональная зона базальтовых извержений представляет собой пологую возвышенность в форме увала, сложенную мегаплагиофировыми лавами. Эта возвышенность соединяет северо-восточный склон Плоского Толбачика с северо-западным склоном массива Зиминых сопок. Излитые из трещин и кратеров на этом увале и из отдельных шлаковых конусов в стороне от него, молодые мезоплагиофировые лавы растекались на большие расстояния. По мнению Б.И. Пийпа [187], эта зона находит свое продолжение у южного подножия Безымянного в кратерах Гауза, Незаметном и др. Он также не исключал возможности, что зона ареальных базальтовых извержений протягивается и до кратера Пещерного на юго-восточном склоне Ключевской сопки, так как лава и характер поверхности этого кратера очень похожи на образования зоны.

Непосредственно в окрестностях Безымянного получил широкое распространение ареальный вулканизм среднекислого состава. В.А. Ермаков [77] в пределах постройки вулкана вы-

деляет 14 экструзивных образований. По данным более поздних тефрохронологических исследований [39] самыми древними являются купола, сложенные роговообманково-пироксеновыми дацитами, – Гладкий, Правильный, Расчлененный. Несколько позднее, во время второй фазы позднеплейстоценового оледенения, сформировались купола типа туюя – Плотина, Ступенчатый, Двуглавый, Разлзтый, Кулич, морфология которых с определенностью указывает на образование при подледных извержениях. Состав пород варьирует от базальтов (в южной части Плотины) и андезитобазальтов до основных рогообманковых андезитов. В интервале от 5500 до 3300 лет назад сформировались экструзивные купола Экспедиции, Экструзивный Гребень, Треугольный Зуб, сложенные роговообманковыми андезитами.

1.1.3. Геофизические данные

Для получения информации об источниках питания вулкана большой интерес представляют материалы геофизических исследований.

Исследования электропроводности. При обсуждении конкретных данных необходимо иметь в виду, что магнитотеллурическими методами устанавливается лишь факт существования зон повышенной проводимости в земной коре. В ходе исследования проводимости в районе Ключевской группы вулканов выявлен ряд аномальных зон [216]. Восточная аномальная зона, выделенная методом магнитотеллурического зондирования (МТЗ), соответствует области распространения четвертичных пород базальт-андезитодацитово́й формации и, по мнению авторов работы [216], определяет положение коровых магматических очагов, связанных с такими вулканами, как Безымянный, Зимины сопки. В модели магнитовариационного профилирования (МВП) здесь два сочленяющихся выступа, возможно, тяготеющих к различным вулканическим центрам, хотя однозначно подобные соотношения не устанавливаются.

Малоглубинная зона повышенной проводимости фиксируется вблизи вулкана Острая Зими́на и, вероятно, обусловлена апофизом очага либо минерализованными водами, источники которых обнаружены у подножия вулкана. Для западной проводящей неоднородности достаточно определенных связей с вулканизмом нет. Региональный слой повышенной проводимости на глубинах в среднем около 35 км отражает аномальность переходной короманти́йной зоны. Допуская продолжение этого слоя в самой мантии, авторы работы [216] предполагают наличие его связи с мантийной областью магмообразования, являющейся непосредственным источником питания вулканов типа Ключевского. Проводящая неоднородность относительно глубинного плана, фиксируемая в аномалиях бухтообразных вариаций, по их мнению, соответствует зоне глубинных разломов северо-восточного простирания в центральной части Ключевской группы, контролирующей вулканы с мантийными источниками и ареальный вулканизм в том числе.

Интерпретация **гравиметрических данных** на основе разреза глубинного сейсмозондирования (ГСЗ) [92] показала приблизительное соответствие строения земной коры в районе Ключевской группы слоистой модели, несмотря на очевидную блоковость строений всего региона. Единственным участком, где не достигнуто относительное соответствие наблюдаемых аномалий и теоретических (при допустимых значениях избыточной плотности), оказалась Хапиченская впадина. Для объяснения остаточного минимума авторам работы [92] пришлось допустить существование в коре на глубинах около 15 км области разуплотнения.

Поперечные размеры неоднородности оцениваются в 20–30 км. Однако авторы работы [92] считают необходимым оговориться: поскольку поведение глубинных границ под Хапиченской впадиной не определено на профиле ГСЗ, то эту остаточную аномалию можно трактовать как отражение локального прогиба поверхности Конрада (что также может рассматриваться как область пониженной плотности). Тем не менее исследователи считают возможным высказать предположение, что эта область разуплотнения представляет собой коровой магматический очаг кислого или среднего состава (анатектоидный или результат дифференцирования основной магмы), питающий вулкан Безымянный.

Глубинное сейсмическое зондирование. Глубинное строение района Ключевской группы по данным ГСЗ начала 70-х годов [7, 10, 11] и имевшемуся в то время геологическому материалу пред-

ставлялось в следующем виде (по Б.В. Иванову [96, 97, 101, 102]). Земная кора района имеет мощность 25–32 км и относится к континентальному типу. Верхний структурный этаж района составляют рыхлые вулканогенные отложения четвертичного возраста мощностью до 2 км. Средний структурный этаж состоит из различной степени метаморфизованных вулканогенно-осадочных отложений неоген-палеоген-мела мощностью от 2 до 4 км. Нижний структурный этаж представлен «гранитным» и «базальтовым» слоями мощностью соответственно 10–20 и 7–8 км.

Кровля «гранитного» слоя в районе Центрально-Камчатской депрессии образует четко выраженное синклинальное погружение; под вулканической группой поверхность «гранитного» слоя залегает на глубине около 4 км, образуя пологую антиклиналь. Граница «базальтового» слоя выражена слабо и также полого воздымается с запада на восток. Учитывая геологические данные, можно полагать, что оба слоя состоят из вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций палеозойского возраста, метаморфизованных до стадии зеленых сланцев и амфиболитов. Поверхность Мохо в виде единой границы раздела не выражена и представляет собой переходную зону мощностью до 10 км. Вещественный состав зоны не ясен и характеризовался как коро-мантийная смесь. По сейсмическим данным, под Ключевским вулканом до глубины 50–60 км устанавливалась аномальная зона, в которой сейсмические границы в земной коре и верхней мантии не прослеживаются. Ее отождествляли с подводящим каналом, питающим Ключевской вулкан из подкорового источника.

Под вулканом Безымянным была обнаружена аномальная зона, располагающаяся на глубине от 10 до 20 км. Ее рассматривали как периферический магматический очаг вулкана, не имеющий прямой связи с верхней мантией, так как под вулканом отчетливо прослеживались сейсмические границы, связанные с переходным слоем на глубине от 30 до 40 км. В то же время была отмечена аномальная зона в прохождении сейсмических волн под всей вулканической группой – от Безымянного до Ключевского. Это послужило основанием для предположения, что аномальная зона с пониженными скоростями, выделенная под Безымянным на глубине 10–20 км, с некоторыми изменениями сейсмических параметров продолжается с погружением под вулканы Камень и Ключевской и уходит в верхнюю мантию, где соединяется с упомянутой выше зоной магмовода Ключевского вулкана. По этим оценкам вертикальные размеры магматического очага вулкана Безымянного не превышали 10 км. Считалось, что этот очаг имеет связь с зоной питания Ключевского вулкана по общей глубинной зоне разлома.

Таким образом, к концу 70-х годов установлено, что в недрах расположенной к востоку от вулкана обширной Хапиченской впадины находится аномальный объект со средними скоростями 4,5–5,3 км/с. Расчеты позволяли аппроксимировать этот объект расплавами андезитов и андезитобазальтов с содержанием кристаллической фазы соответственно 70 – 95 % и 40 – 60 % [255]. В то же время в районе Хапиченской зафиксирован значительный минимум силы тяжести. Обсчет этой аномалии привел к заключению о существовании в коре на глубине порядка 15 км (центр тяжести) разуплотнения с поперечником 20–30 км [91]. Сейсмическая тень, выделяемая ГСЗ, оказалась лишь частью этой большой неоднородности. Кроме того, в недрах Хапиченской впадины выявлены проводящие выступы с низким удельным сопротивлением, близким к таковому магматических расплавов [91]. Предполагалось, что аномальный объект Хапиченской впадины является источником питания вулкана Безымянного.

К сожалению, более поздние сейсмические исследования [9, 189] не смогли подтвердить этот вывод. Изучение земной коры под вулканическими постройками осуществлялось корреляционным методом преломленных волн и было выполнено комплексной геолого-геофизической экспедицией, работавшей в районе Ключевской группы вулканов в 1986–1987 гг. Сейсмический разрез анализировался до глубины 25 км. Заметных изменений в динамических особенностях (форме, амплитуде, частотном составе) Р-волн, просвечивавших эту толщу, не отмечено. В связи с этим авторы работы [9] вынуждены предположить, что магматический расплав, по крайней мере в интервале глубин 2 – 8 км ниже уровня моря, распространяется либо по мелким трещинам и каналам, которые не могут быть зафиксированы на сейсмических записях Р-волн, либо по глубинному разлому, разделяющему блоки коры. Если и имеет место скопление магматического расплава в каком-то объеме среды под вулканом, то, по мнению авторов работы [9], это происходит на глубинах, меньших или больших, чем исследованные, или же такие объемы, значительные по размерам, отсутствуют.

Поверхность кристаллического фундамента в районе вулкана четко фиксируется в волновом поле и охарактеризована скоростью около 6 км/с. Залегание границы близко к горизонтальному, глубина залегания около 6 км. К юго-востоку возможен ее подъем. Нижняя часть коры определяется полем докритических отраженных волн. Соответствующие им отраженные площадки были построены до глубины около 25 км. Наблюдается их концентрация и относительная выдержанность в интервале глубин 18–25 км. Здесь же расположены точки обмена сейсмических волн. Возможно, на этом уровне глубин происходит изменение упругих свойств коры, связанное со сменой напряженного состояния, что находит свое отражение в характере местной сейсмичности. Однако наличие более или менее крупных скоплений магматического расплава представляется весьма маловероятным и для этого интервала.

В связи с изложенным сделанный ранее вывод о существовании под вулканом Безымянным корового магматического очага и его возможной связи с «магмоводом» под Ключевским вулканом представляется малоубедительным. Таким образом, вопрос об источнике питания вулкана Безымянного в настоящее время по-прежнему остается открытым.

1.1.4. Тектоника района

В начале XX в. К.И. Богданович [77,292] считал, что Ключевская группа вулканов расположена в пределах кальдеры гигантского моногенного вулкана, открытой на юго-восток. По его мнению, с региональной тектоникой связано образование этого моногенного вулкана, а с вторичным пробуждением очага и обрушением его кровли – образование Ключевской группы вулканов.

В противоположность этому мнению, А.Н. Заварицкий [88] в 1935 г. предположил, что размещение вулканов контролируется региональными разломами. Он наметил линию основного разлома Северной группы вулканов (куда входит Ключевская группа) вдоль направления СВ 35°. Эта линия соединила действующие вулканы Шивелуч, Ключевской, Плоский Толбачик. Расположение отдельных вулканов внутри группы А.Н. Заварицкий связывал с поперечными разломами, пересекающимися с основным направлением.

В 1940 г. В.И. Влодавец [43] разграничил региональные тектонические и вулканотектонические разломы. К последним он отнес радиальные и кольцевые разломы на склонах вулканического нагорья, образовавшиеся, по его мнению, в результате энергии воздействия самой магмы. Спустя

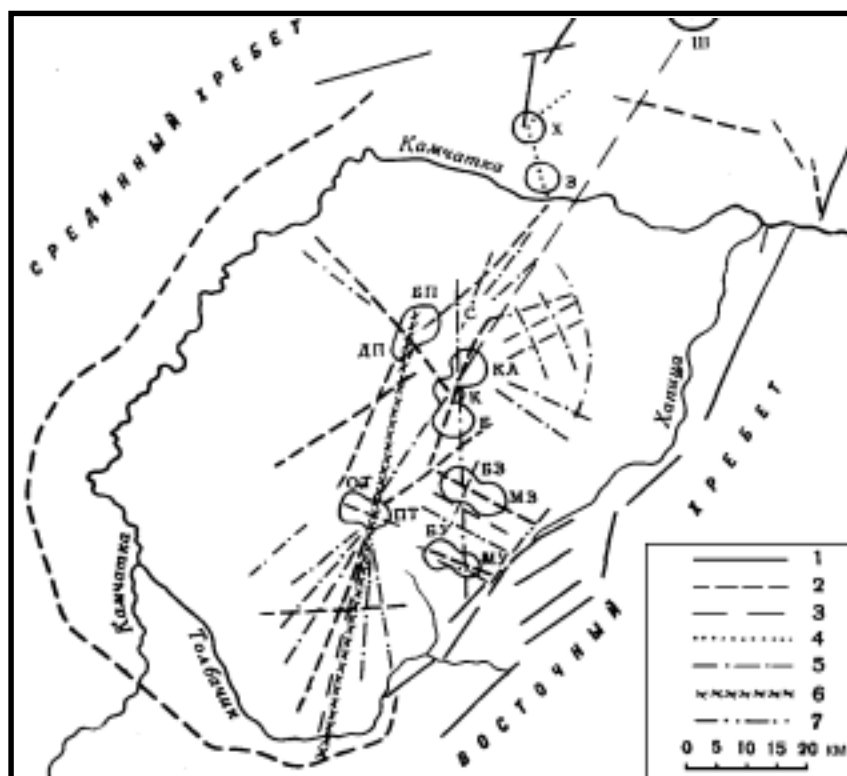


Рис. 4. Схема тектоники Ключевской группы по данным различных авторов [205].

Разломы:

- 1 – по А.Е. Святловскому [196];
- 2 – по Б.И. Пийпу [187];
- 3 – по А.Н. Заварицкому [88];
- 4 – по Н.В. Огородову [179];
- 5 – по В.И. Влодавцу [43];
- 6 – по В.И. Тихонову [231];
- 7 – по К.М. Тимербаевой [227].

Вулканы: Ш – Шивелуч; Х – Харчинский; З – Заречный; БП – Ближний Плоский (Крестовский); ДП – Дальний Плоский (Ушковский); С – Средний; Кл – Ключевской; К – Камень; Б – Безымянный; БЗ – Большая Зиминая; МЗ – Малая Зиминая; БУ – Большая Удина; МУ – Малая Удина; ОТ – Острый Толбачик; ПТ – Плоский Толбачик

еще 16 лет Б.И. Пийп [187] пришел к выводу, что Ключевская группа вулканов располагается на разломах сбросового типа в кровле крутосклонной магматической колонны. Он использовал в своих представлениях основное положение К.И. Богдановича о том, что вулканизм сопровождается обрушением. Оба эти исследователя считали, что тектонические уступы Восточно-Камчатского и Срединного хребтов, окружающих вулканы Ключевской группы, являются фрагментами гигантской кальдеры обрушения, развивающейся синхронно с вулканизмом.

В 1957 г. А.Е. Святловский [196] высказал альтернативную точку зрения, считая, что нет оснований говорить об общем опускании Ключевской группы вулканов, синхронном с вулканизмом. Он пришел к выводу о дифференцированном характере тектонических движений в центральной части вулканического нагорья и на его периферии. По его мнению, вулканы приурочены к сводовому поднятию, окруженному по периферии впадинами, при этом оно развивается синхронно с вулканизмом. Вулканы располагаются на трещинах растяжения в осевой части и на крыльях поднятия.

В 1968 г. А.Н. Сири́н [205] предпринял попытку свести воедино разломные нарушения, выделяемые различными авторами (рис. 4). С его точки зрения, тектоническая структура Ключевского дола складывается из крупных региональных разломов, определяющих расположение главных вулканических сооружений, и из системы более мелких вулканических нарушений, образование которых обусловлено вулканической деятельностью. Нарушения первого типа распространяются по трем направлениям: северо-северо-восточному, северо-восточному и северо-западному. Разломы второго типа пространственно связаны с центральными вулканами, по отношению к которым расположены радиально либо концентрически.

А.Н. Сири́н утверждал, что подавляющее большинство отмеченных на схеме разломов – предполагаемые. Главный признак существования таких нарушений – линейное расположение вулканов, шлаковых конусов и экструзивных образований. Прочие данные весьма немногочисленны. На Ключевском доле, где в общей сложности насчитывается около 300 эруптивных центров, выделение разломов только по одному указанному признаку, по мнению А.Н. Сирина, может легко привести к чисто геометрическим построениям, что он и пытался продемонстрировать своей схемой (см. рис. 4). На ней видно, что вулканы центрального типа соединены разломами почти во всех возможных направлениях.

В 70-х годах усиливается тенденция к переходу от чисто разломной тектоники к тектонике дифференцированных глыбовых движений. В 1970 г. И.В. Мелекесцев, Т.С. Краевая и О.А. Брайцева [168] на основании детальных геоморфологических исследований пришли к выводу о существовании в пределах Ключевской группы вулканов четырех блоков с разной направленностью тектонических движений в голоцене (см. рис. 3).

1. Блок северного и северо-западного подножий сопки Плоской. Южная граница – р. Студеная, восточная проходит по линии, соединяющей седловину сопки Плоская Дальняя Ключевская с нижней частью долины р. Киргурич. Этот участок характеризуется относительной стабильностью или медленными восходящими движениями в голоцене. Наиболее приподнят участок в районе Бараньих скал (верхове р. Студеной).

2. Блок юго-западного и южного подножий вулканов Толбачик и Зиминых сопки. Северная граница – р. Студеная, восточная – край вулканических плато Удинского дола. Этот участок в голоцене испытывает нисходящие движения, о чем, по мнению авторов [168], свидетельствует широкое развитие здесь послеледниковых наземных дельт, сложенных вулканогенно-пролювиальными и современными флювиогляциальными отложениями.

3. Восточное подножие Ключевской сопки от долины р. Сухой Хапицы на юге до восточной границы первого блока. Блок испытывает нисходящие движения в голоцене, в связи с чем верхнеплейстоценовые ледниковые комплексы перекрыты здесь более молодыми толщами.

4. Блок юго-восточного сектора подножия Ключевской группы вулканов, занятый приподнятыми и разбитыми сбросами участками вулканических плато, примыкающими к хребту Кумроч.

В середине 70-х годов В.А. Ермаков [77] выделил в пределах Ключевской группы уже шесть контрастных неотектонических структур (рис. 5, А).

1. Блок Центрального поднятия. Развивался в течение всего четвертичного времени, постепенно сокращаясь в размерах и приобретая более четкую северо-восточную ориентировку.
2. Хапиченский блок. По мнению В.А. Ермакова, ранее был южной частью центрального поднятия. Его обособление произошло в среднем или позднем плейстоцене.
3. Козыревская впадина. Площадь ее ограничена пос. Козыревском – на севере, пос. Макарьей – на юге, а с запада и востока, соответственно, р. Камчаткой и склонами вулканов Плоский Толбачик и Дальний Плоский. В.А. Ермаков считает, что можно говорить о длительном унаследованном развитии впадины, начиная, по крайней мере, с палеогена.

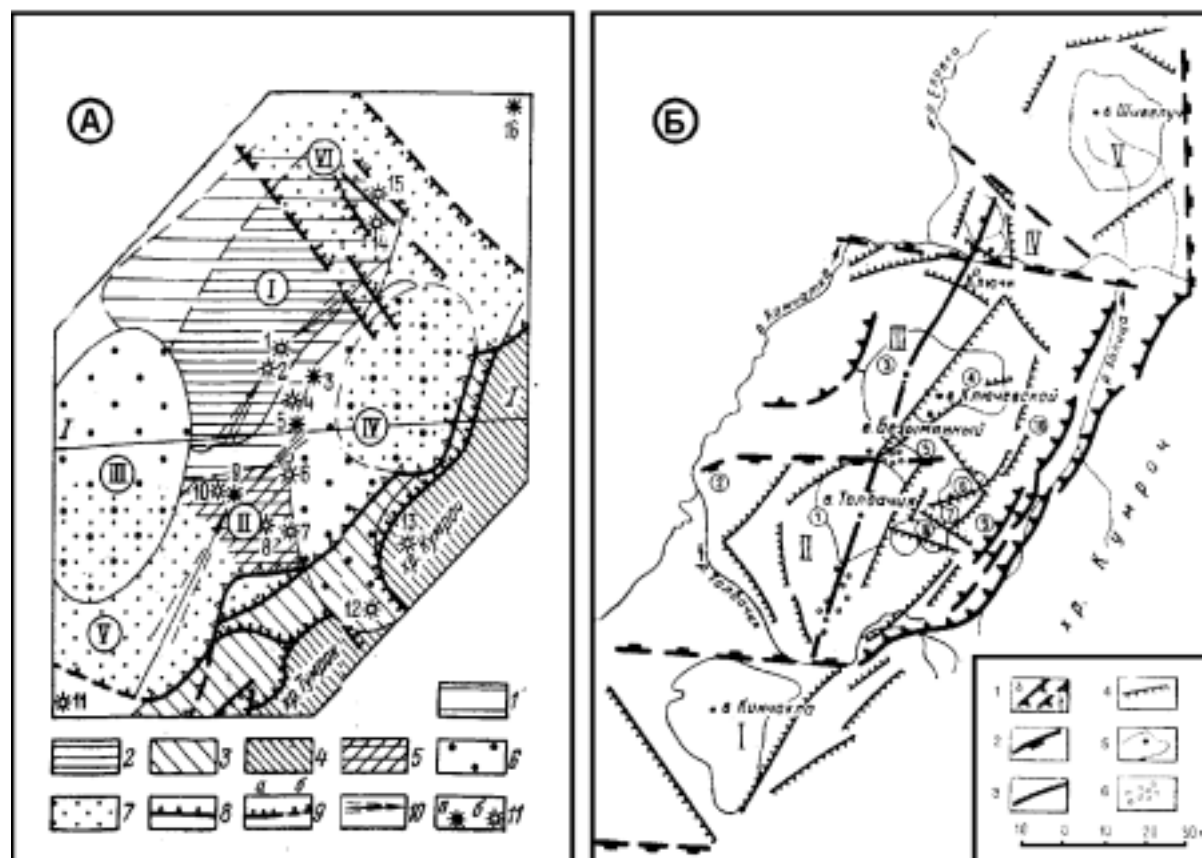


Рис. 5. Тектоника Ключевской группы по В.А. Ермакову (А) и Б.В. Иванову (Б).

А: 1, 2 – центральное поднятие (I) соответственно в допозднеплейстоценовое время и в позднем плейстоцене; 3, 4 – Восточно-Камчатский хребет соответственно в позднем плиоцене – раннем плейстоцене и в четвертичное время, 5 – Хапиченский блок (II), 6 – межгорные впадины (III – Козыревская, IV – Хапиченская), 7 – вулканотектонические депрессии (V – Толбачинская, VI – Ключевской грабен) и площади позднечетвертичной (голоценовой) аккумуляции, 8 – захороненные разломы (магнитная ступень), 9 – разломы (а – выраженные в рельефе, б – предполагаемые), 10 – зоны регионального вулканизма, 11 – вулканы (а – действующие, б – потухшие). Белое поле – не охарактеризованные участки. Вулканы: 1 – Ближний Плоский, 2 – Дальний Плоский, 3 – Ключевской, 4 – Камень, 5 – Безымянный, 6 – группа Зиминых сопков, 7 – Малая Удина, 8 – Большая Удина, 9 – Плоский Толбачик, 10 – Острый Толбачик, 11 – Николка, 12 – Успенский, 13 – Шиш, 14 – Заречный, 15 – Харчинский, 16 – Шивелуч.

Б: 1 – разломы (а – установленные, б – предполагаемые ступенчатые, ограничивающие сводово – глыбовое поднятие Ключевского дола), 2 – структурные мелового фундамента, 3 – глубинные сквозькоровые, контролирующие вулканизм центрального и ареального типов, 4 – ограничивающие отдельные блоки в пределах глыб, 5 – границы вулканических построек, 6 – зона ареального вулканизма. Структуры: I – Кинчоклокская глыба, II – Толбачинская, III – Ключевская, IV – Харчинская, V – Шивелучская. Блоки: 1 – Толбачинский, 2 – реки Студеной, 3 – Северозападный (Ближний и Дальний Плоские), 4 – Ключевской, 5 – Безымянного, 6 – вулканов Зиминых, 7 – Удинский, 8 – Удинских вулканов, 9 – Хапиченский, 10 – Хапиченская депрессия

4. Хапиченская впадина занимает площадь обширной равнины, расположенной между вулканическим нагорьем и хребтом Кумроч. По мнению В.А. Ермакова, развитие впадины началось на базе крутой флексуры и продолжалось в течение всего кайнозоя.
5. Толбачинская депрессия выделена В.А. Ермаковым и Э.Н. Эрлихом во время совместных полевых работ. Она расположена между Толбачинской и Удинской сопками на северо-востоке и вулканом Николка (Кинчокла) на юго-западе. Э.Н. Эрлих [288] приписывает Толбачинской депрессии черты крупной суперкальдеры, происхождение которой связано с вулканизмом в ее пределах. По его мнению, в центральной части депрессии захоронены остатки гигантского щитового вулкана. В свою очередь В.А. Ермаков рассматривает Толбачинскую депрессию как сложное полигенное образование, аналогичное, скорее, выделенному им же Ключевскому грабену, нежели типичным кальдерам.
6. Ключевской грабен, по В.А. Ермакову, занимает площадь от северо-восточного склона Ключевского вулкана до юго-западного подножия вулкана Шивелуч. Осевая его часть занята крупной озерно-аллювиальной депрессией долины р. Камчатки. В своих тектонических построениях В.А. Ермаков наряду с косвенными геологическими признаками широко использует данные ГСЗ, аэромагнитной съемки и гравиметрии.

Примерно в то же время Б.В. Иванов [10, 101] предложил существенно иную схему тектонического строения Ключевской группы вулканов (рис. 5, Б). В основу его построений положен принцип мозаичного строения фундамента вулканической группы. Сложная мозаичная структура фундамента, по его мнению, образовалась в результате воздействия региональных тектонических сил, возникших благодаря расположению района вблизи стыка двух структур – Камчатской вулканической зоны и Алеутской дуги. Рассматриваемые структуры района развивались на выступах и прогибах доверхнемелового фундамента. При таком размещении и напряженной тектонике создался ряд мозаичных глыб, которые определили расположение и характер вулканизма отдельных эруптивных центров.



Рис. 6. Результаты интерпретации данных гравиметрической съемки (А – по М.И. Зубину и А.А. Тарakanовскому [92], Б – по С.Е. Апрелькову [9]).

А: разломы 1 – неглубокого заложения по гравиметрическим данным (а – выделяемые уверенно, б – выделяемые менее уверенно), 2 – геологически установленные, 3 – по данным ГСЗ; зоны 4 – тектонических нарушений регионального характера, 5 – ареального вулканизма.

Б: 1 – Центрально-Камчатский разлом, 2 – антиклинории и горстовые поднятия, 3 – границы погребенных поднятий и блоков (а – локальных, б – региональных), 4 – впадины, 5 – разломы по гравиметрическим данным, 6 – границы вулканических поясов и разломы трассируемые по вулканическим центрам, 7 – поднятые блоки фундамента, 8 – опущенные блоки фундамента, 9 – контуры наиболее глубоких частей впадин, 10 – морфологически выраженные кальдеры, 11 – вулканические постройки (а – стратовулканы, б – шлаковые конусы). Структуры: I – Восточно-Камчатская складчатая зона, В(к) – Кумрочский блок, ЦКП – Центрально-камчатский прогиб, Кр – Киреунский блок, Кз – Козыревская впадина, Х – Хапиченская впадина

По совокупности геологических и геофизических данных и дешифрирования аэрофотоснимков Б.В. Иванов выделяет пять мозаичных глыб: Кинчоклокскую, Толбачинскую, Ключевскую, Харчинскую, Шивелучскую. Они разделены разломами широтного и субширотного простирания в западной части района и северо-западного – в северной. Линии разломов, разделяющие глыбы, как правило, геоморфологически выражены долинами рек Толбачиком, Студеной, Камчаткой, Ильчинца. Мозаичные глыбы представляют собой структуры типа горстов (Кинчоклокская, Ключевская или Центральная, Шивелучская) и грабенов (Толбачинский, Харчинский), приподнятых или опущенных относительно друг друга и фиксируемых по гравиметрическим данным [92].

Расположение выделенных мозаичных глыб относительно домелового фундамента и друг друга определяет, по Б.В. Иванову, основные структурные особенности района вулканической группы. В пределах глыб развито большое количество вулканотектонических и тектонических разломов сбросо-взбросового типа неоген-четвертичного возраста, разбивающих глыбы на ряд ступенчатых блоков. Амплитуда сбросо-взбросовых колебаний составляет первые сотни метров. Всего Б.В. Иванов выделил около десяти таких блоков. Расположение их относительно мелового фундамента и друг относительно друга определяет тектонические особенности верхнего структурного этажа, образованного комплексом вулканитов четвертичного возраста, и некоторые локальные особенности вулканизма.

Из сравнения вышеприведенных схем (см. рис. 3 – 5) следует, что отмеченный А.Н. Сириным субъективизм тектонических построений при широком использовании геофизических данных не только не исчез, но наоборот, усилился. Это обусловлено неоднозначностью возможных интерпретаций самих геофизических данных. Проблему подобной неоднозначности мы уже затрагивали в предыдущем разделе по поводу анализа данных ГСЗ. Аналогична ситуация с результатами гравиметрии. В середине 70-х годов М.И. Зубин и А.А. Таракановский [92] провели площадные и маршрутные гравиметрические наблюдения, по результатам интерпретации которых составлена схема разломной тектоники Ключевской группы вулканов (см. рис. 6, А). Эти результаты имели определенное значение в тектонических построениях Б.В. Иванова для выделения границ мозаичных глыб. На рис. 6, Б приведена тектоническая схема, составленная в 1987 г. С.Е. Апрельковым [9] на основании гравиметрической съемки масштаба 1:200000. Показательно, что «достоверно установленные разломы» исчезают с увеличением детальности работ.

Изложенное еще раз подчеркивает сложное тектоническое строение Ключевской группы вулканов. Геофизические методы, ориентированные на выявление локальных неоднородностей в земной коре, оказываются малоэффективными в условиях, когда неоднородности различных масштабов, накладываясь друг на друга, имеют повсеместное распространение. В пределах Ключевской группы, претерпевшей напряженную эволюцию вулканизма в пространстве и во времени, имеет смысл говорить, скорее, о «локальных однородностях» в строении земной коры, если, конечно, таковые имеются.

По своей сути Ключевская группа вулканов представляет собой выход на земную поверхность зоны повышенной проницаемости земной коры. Как показано ранее (см. раздел 1.1.2), эта зона эволюционировала с течением времени, стягиваясь к линии северо-восточного простирания и формируя долгоживущие вулканические центры. Если сам факт заложения и общие тенденции развития зоны повышенной проницаемости земной коры, скорее всего, обусловлены региональными тектоническими (субдукционными) процессами, то локальная тектоника в пределах Ключевской группы вулканов (включая медленные дифференцированные движения ее блоков, заложение, эволюцию, отмирание и повторное возрождение различных разломов, миграцию подводных каналов), по мнению автора, полностью определяется развитием (точнее саморазвитием) магматической системы в пределах земной коры и верхней мантии под Ключевской группой вулканов. К сожалению, для более или менее полной реконструкции тектонического развития Ключевской группы вулканов данных в настоящее время явно недостаточно.

1.1.5. Современное строение и история развития вулкана

История исследования. Впервые о вулкане Безымянном упоминается в работах С.А. Конради и Н.Г. Келль [127]. С.А. Конради дал название вулкану. Он описывает его как сравнительно слабо

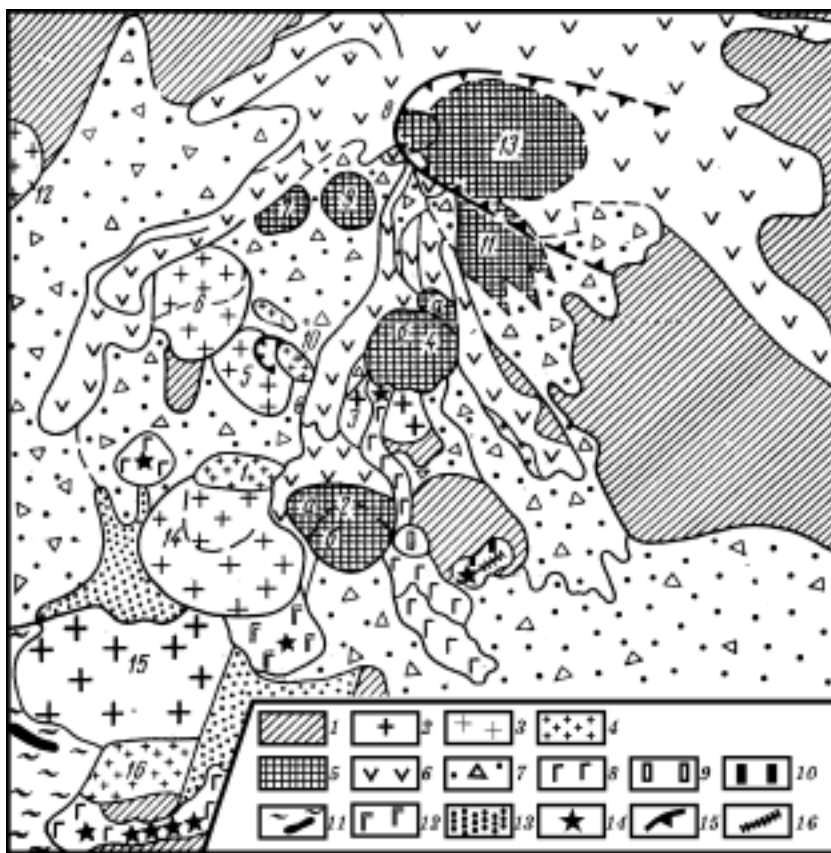
размытый вулкан с двойной вершиной, которая, возможно, представляет остаток небольшой соммы. Краткие сведения о вулкане и его породах опубликованы А.Н. Заварицким [85, 86, 87, 88] на основании обработки материалов и образцов Эрмана, С.А. Конради, А.Г. Трошина, Г.А. Дягилева, К.И. Богдановича и др. А.Н. Заварицкий впервые дал детальное петрографическое описание образцов пород вулкана Безымянного. Большое количество обломков роговообманкового андезита, аналогичного породам экструзий на юго-восточном склоне сопки Безымянной, позволило ему высказать предположение, что в основании сопки Безымянной находится крупная экструзия. В.И. Влодавцев в своей работе [43] коротко охарактеризовал морфологию и петрографию района вулкана.

Обзорные исследования в районе вулкана проводил Б.И. Пийп [186, 187]. В работе [187] дается как морфологическая характеристика вулкана, так и его геолого-петрографическое описание. По мнению Б.И. Пийпа, сопка Безымянная – молодой, недавно потухший вулкан. Расположен он на линии сброса древнего вулкана Камень. В своей массе представляет экструзивное тело или вулканический купол. Южный склон покрыт лавовыми потоками, которые скрывают экструзивную лаву главного конуса. Сравнительная свежесть форм дала основание Б.И. Пийпу рассматривать сопку Безымянную как, «*быть может, не совсем еще потухший вулкан*» [186]. Взгляды Б.И. Пийпа на образование сопки Безымянной приведены в последней работе А.Н. Заварицкого [85], которая является результатом обработки материалов аэровулканологической экспедиции 1946 г. В ней даются геолого-морфологическое описание вулкана Безымянного и петрографическая характеристика экструзивных образований у его подножия.

При изучении в 1954 г. южного и западного склонов и западной части вершины сопки Безымянной Г.Е. Богоявленская [21] не нашла достаточно веских фактов, чтобы принять точку зрения Б.И. Пийпа. В этой части постройки обнаружена структура стратовулкана, а признаки купола найдены не были. В

Рис. 7. Схема геологического строения Безымянного по В.А. Ермакову [77].

1 – доголоценовые образования, фундамент вулкана, 2 – верхнеплейстоценовые экструзии, доледниковые или межледниковые (андезитодациты, дациты); послеледниковые голоценовые образования: 3 – столообразные экструзии (субафировые андезиты, андезитобазальты), 4 – то же (андезитодациты), 5 – латеральные и терминальные экструзивные купола (роговообманково-плагиоклазовые андезиты), а, б – фазы внедрения, 6 – лавы вулкана Безымянного (роговообманково-пироксеновые андезиты и андезитобазальты), 7 – нерасчлененные пролювиально-пирокластические образования, агломератовые потоки, 8-12 – продукты ареальных извержений, 13 – рыхлые озерно-пролювиальные отложения, 14 – центры извержений, 15 – контур воронки извержения 1955–1956 гг., 16 – дайки.



Экструзии: 1 – Правильный, 2 – Экспедиции, 3 – Пестрые Хребтики, 4 – Лохматый, 5 – Гладкий, 6 – Двуглавый, 7 – Погребенный, 8 – Экструзивный Гребень, 9 – Высокий, 10 – Побочный (рядом с ним на юге маленький обелиск – Треугольный Зуб), 11 – Старый, 12 – Кулич, 13 – Новый, 14 – Седло, 15 – Плотина, 16 – Кулиса

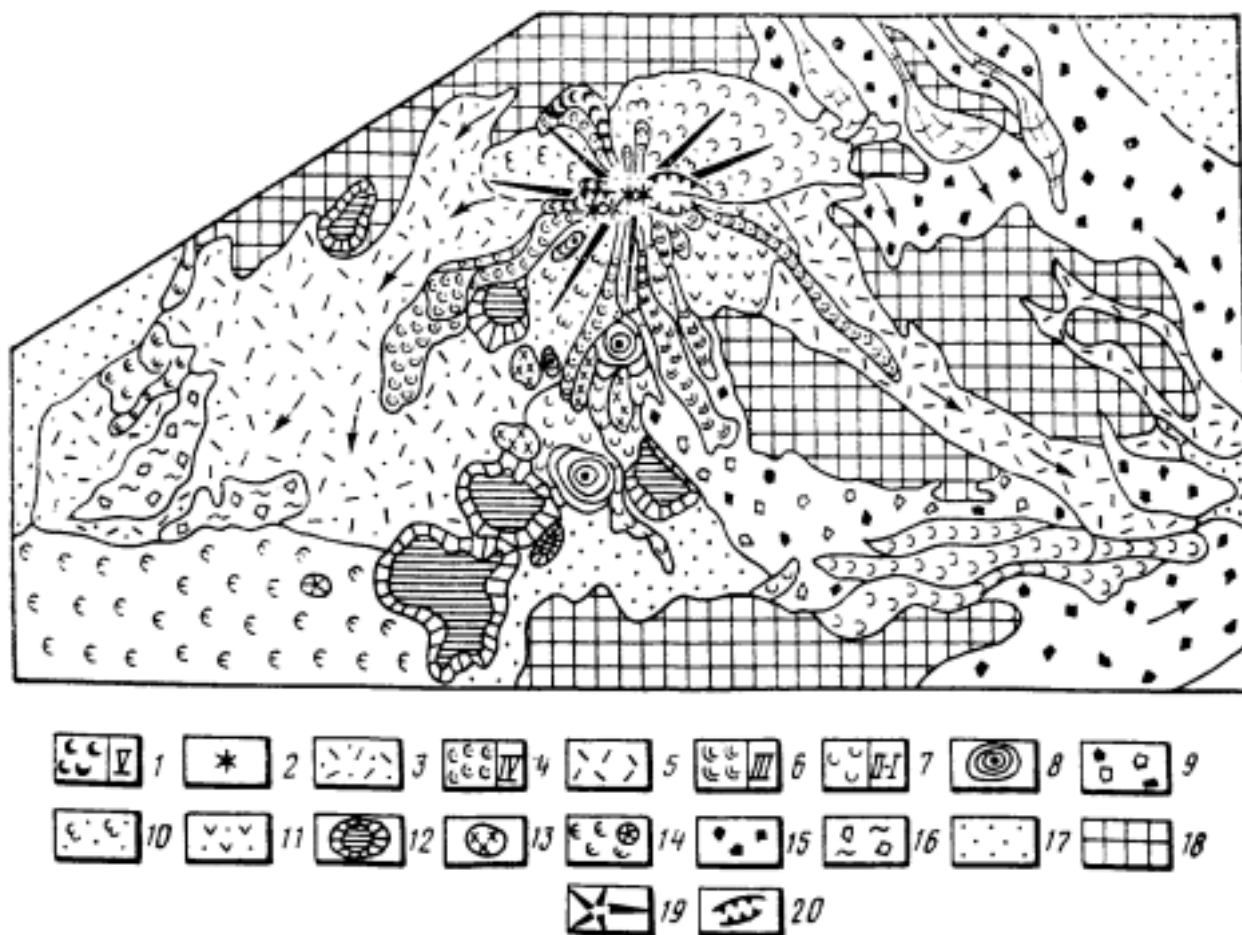


Рис. 8. Схема строения Безымянного до извержения 1955 – 1956 гг., по О.А. Брайцевой с соавторами [39].

1–11 – голоценовые вулканические образования: 1 – лавовые потоки V возрастной группы, 2 – привершинные эруптивные центры, 3 – пирокластический поток Западный, 4 – лавовые потоки IV, 5 – пирокластический поток Восточный, 6 – лавовые потоки III, 7 – лавовые потоки I и II, 8 – экструзивные купола, 9 – отложения обломочной лавины (обвала?) вулкана, 10 – лавы и пирокластики конуса стратовулкана Безымянного, 11 – постройка вулкана Пра-Безымянного, 12 – верхнеплейстоценовые экструзивные купола типа туюя, 13 – верхнеплейстоценовые экструзивные купола, 14 – голоценовые базальтовые потоки и шлаковые конусы, 15 – обвальные отложения вулканов Камень и Зими́на, 16 – морена II фазы позднеплейстоценового оледенения, 17 – аллювиальные и пролювиальные верхнеплейстоценовые и голоценовые отложения, 18 – породы вулканов Камень и Зими́на, 19 – конус стратовулкана, 20 – эксплозивные рытвины

1955 г. эти работы были приостановлены, и к моменту начала извержения восточная часть вулкана, уничтоженная в значительной мере в процессе извержения, детально не осматривалась.

До начала первого исторического извержения вулкана в 1955 г. личные наблюдения Г.С. Горшкова (в 1949 г.) ограничивались лишь беглым обзором со стороны. Однако, при дальнейшем изучении этого извержения, Г.С. Горшков [57] пришел к убеждению, что восточную часть массива слагал большой экструзивный купол. Поверхность этого купола была частично разрушена, сильно сглажена и уже потеряла свои характерные черты, но в ходе извержения формы купола отпрепарировались и факт его существования перестал вызывать сомнения. В этой же работе он указывал, что у подножия северо-восточной части массива есть следы лавовых потоков, которые свидетельствуют о былом существовании более древнего, чем купол, стратовулкана.

После катастрофического эксплозивного извержения вулкана 30 марта 1956 г. его строение стало объектом детальных исследований. В этом же году продолжила изучение Г.Е. Богоявленская. В ее работе [22] наряду с описанием последствий указанного извержения вулкана дан обзор основ-

История формирования вулкана Безымянного, по [39]

Возраст, лет назад	Периоды активизации	Основные события в истории вулкана	Состав
30 - наст.	БП	Рост купола Нового в кратере вулкана, связанные с ним пирокластические и лавовые потоки. Катастрофическое извержение: направленный взрыв, разрушение вершины вулкана, извержение пирокластического потока	Андезит
1000 - 30		Период покоя	
1350 - 1000	БП	Излияние лавовых потоков V. Крупное эксплозивное извержение с образованием пирокластического потока Западный. Излияние серии лавовых потоков IV. Крупное эксплозивное извержение с образованием пирокластического потока Восточного, обвал склона вулкана Камень, формирование экструзивного купола Лохматого.	То же
1700 - 1350		Период покоя	
2400 -1700	БП	Эксплозивная активность, излияние серий лавовых потоков II и III. Эксплозивная активность, крупное извержение с выбросом пемз в начале периода активизации	Андезит, андезитобазальт
3300 - 2400		Период покоя	
5500 - 3300	Б	Начало формирования стратовулкана Безымянного: эффузивно-эксплозивная активность, излияние лавовых потоков I, формирование экструзивных куполов Экспедиции, Экструзивного Гребня, Треугольного Зуба	То же
7800-5500		Период покоя	
7800 -(10000 -11000)		Формирование вулкана Пра-Безымянного	То же
До (10000 - 11000)		Формирование лавовых куполов типа туюя – Плотины, Ступенчатого, Двуглавого, Кулича. Формирование экструзивных куполов Гладкого, Правильного, Расчлененного	Базальт, андезит, дацит

ных особенностей его строения до начала его исторических извержений, приведены подробные петрографическая и петрохимическая характеристики вещественного состава извержений как доисторических, так и 1955–1956 гг. Эти результаты наряду с данными всех предыдущих исследований обобщены в совместной работе Г.С. Горшкова и Г.Е. Богоявленской [61], подводящей итог наблюдениям за первым историческим извержением вулкана.

Среди работ последующих лет, имеющих значение для понимания строения и истории развития вулкана, следует особо выделить геолого-петрографические исследования В.А. Ермакова [77] и тефрохронологические – О.А. Брайцевой, В.Ю. Кирьянова [37] и О.А. Брайцевой с соавторами [39]. Выполняя систематическое описание вулканов Ключевской группы, В.А. Ермаков рассмотрел геологическое строение, петрологию и эволюцию вулкана Безымянного и составил геолого-петрографическую схему его окрестностей (рис. 7).

В ходе тефрохронологических исследований [37, 39] уточнена схема геологического строения окрестностей вулкана (рис. 8), выполнено возрастное расчленение экструзивных образований, лавовых и пирокластических потоков, а также сделана попытка восстановления истории формирования вулкана (табл. 1). В истории развития вулкана выделены четыре периода его активизации (Б, БП, БП, БП), шесть возрастных групп лавовых потоков, пять групп экструзивных куполов и три разновозрастных пирокластических потока. Однако следует отметить, что тефрохронологический метод при определении интенсивности вулканизма в различные эпохи имеет естественные ограничения, так как мощности пепловых прослоев сильно зависят от вариаций коэффициента эксплозивности. Так, при интенсивном росте экструзивного купола Новый в конце 60-х – начале 70-х годов эксплозивная деятельность практически отсутствовала, и по тефрохронологическим данным этот период мог быть отождествлен с периодом покоя вулкана.

Экструзивные образования. Постройка сомма-Безымянного в южной и юго-западной частях осложнена большим количеством экструзивных образований. В работах Г.Е. Богоявленской [21,22] наряду с экструзивными образованиями Седла (Плотины) описывается семь экструзивных куполов (Гладкий, Правильный, Лохматый, Экспедиции, Побочный, Двуглавый и Ступенчатый). В.А. Ермаков [77] в окрестностях вулкана выделил уже восемнадцать экструзивных образований. Эти данные уточнены в ходе последующих исследований [37,39].

Датирование тефрохронологическими методами экструзивных куполов очень затруднено, поскольку пирокластический чехол на них почти не сохранился. Наиболее древние экструзивные купола, сложенные роговообманково-пироксеновыми дацитами, – Гладкий, Правильный, Расчлененный (62–66 % SiO_2). Плейстоценовый возраст (более 10 – 11 тыс. лет) куполов установлен по обломкам их пород, присутствующим во флювиогляциальных отложениях II фазы позднеплейстоценового оледенения. Несколько позднее (во время II фазы оледенения) сформировались купола типа туюя – Плотина, Ступенчатый, Двуглавый, Разлатый, Кулич, морфология которых указывает на образование при подледных излияниях. Эти купола включают широкий спектр пород – от базальтов и андезитобазальтов (52–56 % SiO_2) Плотины и Ступенчатого до андезитов куполов Двуглавый и Кулич (58–60 % SiO_2).

Среди голоценовых экструзивных куполов выделяются три возрастные группы. Около 5 тыс. лет назад произошло формирование экструзивных куполов Экспедиции, Экструзивного Гребня, Треугольного Зуба, сложенных роговообманковыми андезитами. Около 1300 лет назад образовался экструзивный купол Лохматый, также сложенный роговообманковыми андезитами (61 % SiO_2). У подножия купола отмечены связанные с его формированием небольшие пемзовые пирокластические лавины. Предполагается, что одновременно с куполом Лохматым происходило формирование и другого молодого купола, названного исследователями Разрушенным. С его разрушением связывается образование пирокластического потока Восточного. Завершает ряд голоценовых экструзивных куполов выросший после извержения вулкана 30 марта 1956 г. в образовавшемся кратере купол Новый, также сложенный в основном роговообманковыми андезитами.

Лавовые потоки. Поверхность постройки бронируется лавовыми потоками, свежесть форм которых позволила Б.И. Пийпу [186] отнести сопку Безымянную к потенциально действующим вулканам еще до начала первого исторического извержения вулкана в 1955 г. В восточной части постройки лавовые потоки более короткие, тогда как в западной они достигают длины 5 км при ширине от 150 до 400 м и мощности 15–20 м. Потоки имеют глыбовую поверхность. Состав лав – двупироксеновые андезиты и андезитобазальты (иногда со спорадической роговой обманкой). Характерны вкрапленники крупных белых табличек плагиоклаза (до 4 мм).

В ходе тефрохронологических исследований определение возраста лавовых потоков проводилось по соотношению с маркирующими пеплами вулкана Шивелуча, а при дальнейшей детализации — по положению внутри пачек пеплов вулкана Безымянного. Выделены шесть возрастных групп лавовых потоков. К I группе отнесены самые древние. Лавы начального этапа формирования вулкана почти повсеместно перекрыты более молодыми отложениями. Окончания их обнаружены только на периферии южного подножия вулкана в ручье Тундровом. По составу потоки отвечают андезитобазальтам (54,5 % SiO_2).

Большинство лавовых потоков на склонах вулкана относится ко II возрастной группе. Они перекрывают весь северный склон. Хорошо выражены и на южном склоне, там, где не перекрыты более молодыми отложениями. По составу это андезитобазальты с содержанием SiO_2 от 54,5 до 57 %. Общий объем лав II группы составил 0,8 км³ (1,84 млн т). В самом конце периода активизации на южном склоне вулкана излились лавовые потоки III возрастной группы. Они очень однородны по составу и отвечают андезитам (59 % SiO_2). Общий объем этих лав 0,15 км³.

Потоки IV группы древнее пирокластического потока Западного и частично перекрыты его отложениями. Их лавы несколько основнее по составу (57,7 – 58 % SiO_2), чем пирокластический поток Восточный и экструзивные купола начала периода активизации БП. Завершился этот период излиянием коротких лавовых потоков V группы в привершинной части вулкана. Некоторые из них связаны с эруптивными центрами, расположенными вдоль западной рывины. Потоки V группы излились после образования пирокластического потока Западного. Они затекают в привершинную

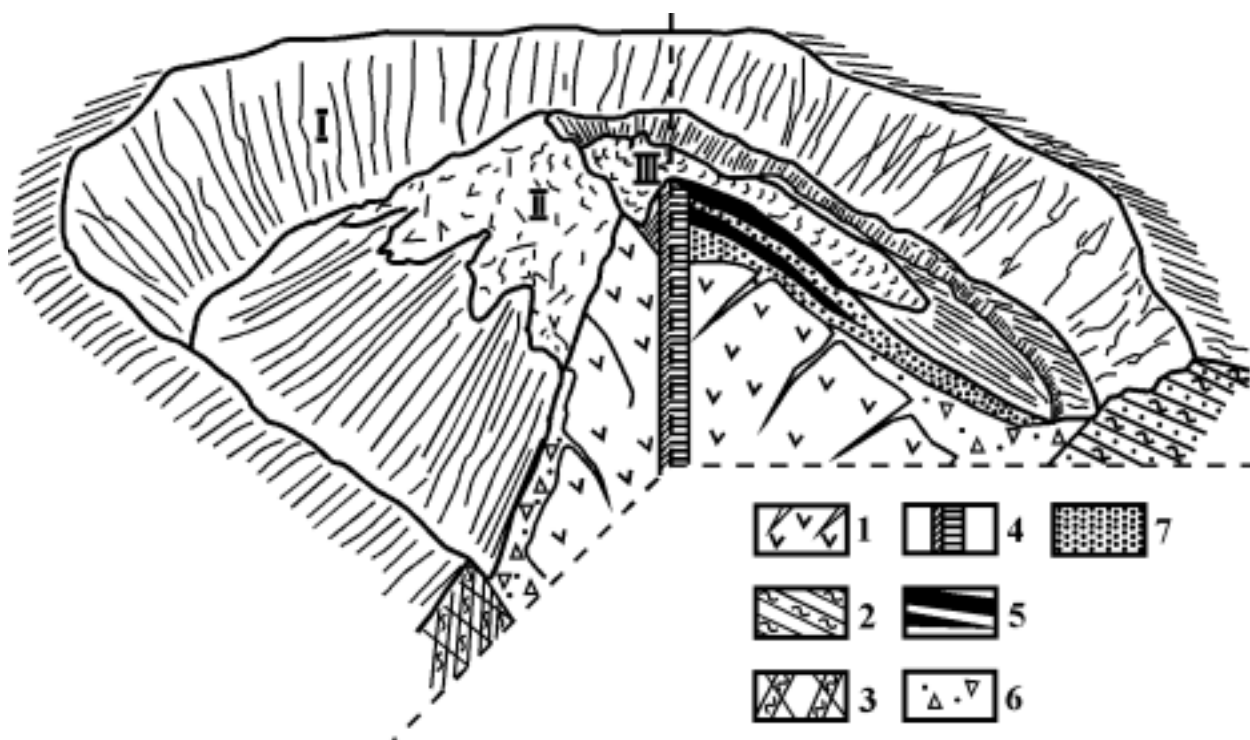


Рис. 9. Блок-диаграмма Безымянного по состоянию на 1979 г.

I – постройка сомма-Безымянного, II – стабильная экструзивная часть современной постройки, III – активный восточный блок; 1 – породы экструзивного купола, 2 – лавовые потоки сомма-Безымянного, 3 – зона мегабрекчий, 4 – предполагаемое положение магмоподводящего канала, 5 – современные лавовые потоки, 6 – мантия экструзивного купола, 7 – вулканокластические отложения последних извержений

западную рытвину, формирование которой связывается исследователями со временем извержения этого пирокластического потока. Состав лав потоков отвечает андезитам с содержанием SiO_2 от 58 до 60,5 %. К VI возрастной группе отнесены лавовые потоки современного эруптивного цикла.

Пирокластические потоки. С вулканом Безымянным помимо пирокластического потока 1956 г. связаны два более старых, которые распространились к западу и востоку от вулкана (см. рис. 8) и были названы исследователями соответственно Западным и Восточным. Более древний Восточный пирокластический поток в настоящее время почти повсеместно перекрыт молодыми отложениями и вскрывается только в долине правого притока р. Сухой Хапицы, впадающего в нее в 3 км от источника. Его извержение произошло около 1300 лет назад.

Отложения этого пирокластического потока представлены светло-серым пеплом с большим количеством обломков плотных роогобманковых андезитов. Размер обломков достигает 40–50 см, есть многочисленные блоки андезитов до 1–3 м в поперечнике. Заполнитель и обломки в пирокластическом потоке очень близки по составу и отвечают андезитам (60–61 % SiO_2). Поток состоит из двух единиц, близких по характеру отложений и составу материала. В кровле нижней единицы отмечены слоистые пирокластические отложения, которые представлены чередованием прослоев пирокластиков разной крупности; в основании верхней единицы отмечены два слоя мелкообломочных отложений.

После короткого перерыва последовало новое мощное эксплозивное извержение с образованием крупного пирокластического потока (площадь 20–25 км², объем около 0,3–0,4 км³), который распространился к западу от вулкана. На вершине образовалась эксплозивная рытвина, открытая к западу. Этот пирокластический поток также содержит большое количество глыб рооговообманково-пироксеновых андезитов до 1–3 м в поперечнике. Заполнитель темно-серый, коричневатый или розоватый. По составу обломки и заполнитель сходны между собой (58–58,5 % SiO_2).

Строение. Безымянный представляет собой сложный голоценовый вулкан, который можно в настоящее время разделить на сомма-Безымянный и расположенную внутри кальдеры 1956 г. современную часть постройки вулкана (рис. 9). Постройка сомма-Безымянного представляет собой массив, несколько вытянутый в широтном направлении и состоящий из двух частей. Сохранившийся останец восточной части постройки (по О.А. Брайцевой с соавторами [39] – вулкан Пра-Безымянный) сложен преимущественно пирокластикой – грубыми агломератовыми туфами, прорванными дайками и включающими единичные лавовые потоки. Туфы имеют зеленоватый или коричневатобурый цвет, содержат многочисленные обломки от 5 – 10 см до 1 м в поперечнике. Пирокластика сцементирована слабо и на аэрофотоснимках эта часть вулкана хорошо выделяется рисунком расчленения типа бедленд. Дайки и лавовые потоки по составу отвечают андезитобазальтам (55,5 % SiO_2), заполнитель и обломки в агломератовых туфах охватывают более широкий диапазон пород от андезитобазальтов до андезитов (54,5 – 62 % SiO_2).

Западная часть сомма-Безымянного (по О.А. Брайцевой с соавторами [39] – стратовулкан Безымянный) представляет собой стратовулканический комплекс с преобладанием лав. Соотношение лав указывает на более молодой возраст этой части вулкана, что отмечалось и ранее [61]. Стратовулканическая часть сомма-Безымянного имеет хорошую сохранность, почти не расчленена эрозией и не несет следов ледниковой обработки. Лавовые потоки с сохранившимся первичным микрорельефом прекрасно выражены на северном, южном и юго-западном склонах вулкана. Как уже отмечалось, подножие и склоны этой части вулкана осложнены экстррузивными куполами разного возраста и состава. У западного подножия вулкана простирается обширное поле доисторического пирокластического потока. В пределах восточного подножия повсеместно доминируют отложения 1955–1956 гг., которые перекрыли все более древние образования. Абсолютная высота вулкана до извержения 1956 г. составляла 3085 м, а в 1976 г. – около 2886 м по кромке кратера и 2869,1 м – для внутрикратерного купола Нового. Размер кратера $2,8 \times 1,3$ км. На западном склоне в привершинной части остались фрагменты рывтины, которая была здесь хорошо морфологически выражена и до извержения 1955–1956 гг. (см. рис. 8).

За время, прошедшее после извержения 30 марта 1956 г., внутри кальдеры сформировалась современная часть постройки вулкана, три четверти которой занимает экстррузивный купол, его рост начался непосредственно после этого извержения. Четвертую часть современной постройки вулкана занимает активный восточный блок, с которым связаны все извержения вулкана, по крайней мере, с середины 70-х годов. По сути этот блок представляет собой своеобразную переходную форму между экстррузивным куполом и стратовулканом. Ее возникновение обусловлено, во-первых, тем, что в середине 70-х годов в восточной части экстррузивного купола проработался постоянный магмоподводящий канал, что и вызвало локализацию извержений. Во-вторых, с 1976 г. извержения вулкана сопровождаются излиянием лавовых потоков, что ведет к образованию в этой части постройки вулкана стратовулканического комплекса. В то же время еще не потерял своего значения экстррузивный процесс, которым в большей или меньшей степени охвачена постройка восточного блока в преддверии эксплозивно-эффузивных извержений. Это обстоятельство является третьей причиной формирования своеобразной структуры восточного блока.

Существование в постройке восточного блока субгоризонтальной неоднородности, характерной для стратовулканов, и субвертикальной неоднородности, свойственной экстррузивным куполам, ведет к значительно меньшей прочности восточного блока по сравнению как с экстррузивными, так и со стратовулканическими образованиями. Это делает более вероятным возникновение крупных вулканических обвалов, которые могут спровоцировать развитие мощных направленных извержений по аналогии с извержением вулкана Сент-Хеленс в 1980 г. Извержение Безымянного такого типа имело место в 1985 г. Подобные извержения приводят к значительным разрушениям в постройке вулкана, и стратовулканический комплекс начинает формироваться заново.

Фактически происходит не пассивное наложение стратовулканического комплекса на экстррузивный купол, а периодическая активная переработка части постройки вулкана. В конечном счете, в формирующемся разрезе будут присутствовать лишь не подвергнувшаяся переработке часть экстррузивного купола и достаточно зрелый стратовулканический комплекс. Все свидетельства о наличии переходного периода и постепенной эволюции вулкана будут стерты и

создастся впечатление контрастного, скачкообразного изменения в деятельности вулканического центра. По мнению автора, именно этим процессом, а не существованием двух разновозрастных вулканов (вулкана Пра-Безымянного и стратовулкана [39]) объясняется наличие двух резко различных частей в постройке сомма-Безымянного.

История развития. В ходе тефрохронологических исследований установлено, что во второй половине позднего плейстоцена в районе современного вулкана Безымянного произошло формирование группы экструзивных куполов сначала дацитового и андезитодацитового (Гладкого, Правильного, Расчлененного (он же Пестрые Хребтики по В.А. Ермакову [77])), а затем андезитового и андезитобазальтового (Плотины, Ступенчатого, Двуглавого, Разлатого, Кулича) составов. Нельзя исключить возможности активной экструзивной деятельности и на месте центра современной постройки вулкана Безымянного, положение которого находится внутри зоны образования экструзий. Скорее всего, именно к этому времени нужно отнести рождение самого вулкана как долгоживущего вулканического центра, но подтвердить или опровергнуть это тефрохронологическими методами невозможно из-за позднеплейстоценового оледенения. Наиболее древние из пород, отождествляемых с деятельностью собственно Безымянного, относятся к самому концу позднего плейстоцена – началу голоцена (10,5 – 11 тыс. лет назад, см. 1).

С самого момента рождения история развития вулкана Безымянного характеризуется ярко выраженной цикличностью. Эта цикличность (макроцикличность) просматривается как в изменениях форм деятельности вулкана и эволюции петрографического и петрохимического состава его продуктов, так и в количестве поступающего на поверхность ювенильного материала. Тефрохронологическими исследованиями в его истории установлены четыре эпизода активной экструзивной деятельности в районе вулкана. По нашему мнению, в истории вулкана имели место как минимум пять подобных всплесков высокой экструзивной активности (см. ниже). Их можно рассматривать как своеобразные вехи, помогающие проследить макроцикличность в истории развития вулкана.

Первый эпизод высокой экструзивной активности соответствует формированию упомянутых выше верхнеплейстоценовых экструзий. В ходе их образования произошел постепенный переход от роговообманково-пироксеновых дацитов к андезитам и андезитобазальтам. О последующей эволюции вещества в этом цикле формирования вулкана судить нет возможности в связи с отсутствием данных о возрастной последовательности пород. В наиболее древних породах собственно вулкана Безымянного наряду с пирокластикой присутствуют уже единичные лавовые потоки. Следовательно, к этому времени (7800 – 10000 лет назад) на общем фоне напряженной эксплозивной деятельности произошел переход от экструзивной к эффузивной деятельности. Общая продолжительность цикла, включая период покоя, составила около 5,5 тыс. лет. Вариации содержания в породах кремнекислоты – от 66 до 54,5 %.

Следующий всплеск экструзивной активности в истории вулкана произошел около 5500 лет назад, когда образовались купола Экспедиции, Экструзивный Гребень (Высокий и Погребенный по В.А. Ермакову [77]) и Треугольный Зуб, сложенные роговообманковыми андезитами. В ходе этого макроцикла активность вулкана сохранялась на достаточно высоком уровне более 2 тыс. лет. В этом макроцикле, как и в предыдущем, отмечается антидромная эволюция вещественного состава извергаемых продуктов до андезитобазальтов. Общая продолжительность цикла, включая период покоя, составила около 3,1 тыс. лет. Диапазон изменения вещественного состава по SiO_2 – от 61 до 54 %.

Третий макроцикл в истории вулкана начался мощным эксплозивным извержением около 2400–2300 лет назад. Мощность тефры этого извержения изменяется от 20 до 50 см вблизи вулкана, где она представлена пемзовыми лапилли и гравием, до 2 см в пос. Козыревске, где отложился грубый пепел. Для дальнейшего развития активности вулкана в рассматриваемом макроцикле характерны переход к эффузивной деятельности и излияние потоков двупироксеновых андезитов. Большинство лавовых потоков на склонах вулкана относится к этой возрастной группе, они перекрывают весь северный склон, хорошо выражены и на южном, там, где не перекрыты более молодыми отложениями. С одним из извержений рассматриваемого периода связано образование отложений обвальной обломочной лавины, залегающих в долине восточного купола Лохматого. Структурные формы, с которыми мог быть связан обвал, в современной постройке не выражены. Однако в кальдере вулкана

вскрыт ряд структурных несогласий, свидетельствующих, что ранее могли иметь место крупные разрушения постройки вулкана, залеченные в ходе последующей эффузивной деятельности.

Для этого и последующих макроциклов (в отличие от предыдущих) надежная возрастная последовательность вулканитов дает возможность судить не только об их составе, но и о закономерностях его эволюции во времени. Породы рассматриваемого цикла охватывают диапазон составов от андезитобазальтов до андезитов (содержание SiO_2 от 54,3 до 61,4 %), причем отмечается закономерная смена вещественного состава от более кислых разностей пород к более основным и затем опять к более кислым. Общая продолжительность этого макроцикла, включая период покоя, составила немногим более 1000 лет.

Четвертый макроцикл в истории формирования вулкана начался около 1350 лет назад с мощного эксплозивного извержения, за которым последовал очередной всплеск экструзивной активности вулкана. В это время начинается формирование экструзивных куполов Лохматого (61 % SiO_2) и Разрушенного. Последний, по мнению авторов [39], формировался на восточном склоне в привершинной части вулкана и был полностью уничтожен извержением 1956 г. Особенностью этого макроцикла стало развитие крупных эндогенных разрушений постройки вулкана, сопровождающихся формированием пеплово-глыбовых пирокластических потоков. Первое такое извержение произошло около 1300 лет назад. Образовался пирокластический поток (площадь 6 км², объем материала 0,1 км³), который распространился в восточном направлении. На вершине вулкана возникло углубление типа неглубокого кратера, открытого на восток. Заполнитель и обломки в пирокластическом потоке близки по составу и отвечают роговообманковым андезитам (60 – 61 % SiO_2). После извержения пирокластического потока Восточного активность вулкана продолжилась серией эксплозивных извержений и излиянием лавовых потоков. Лавы представлены двупироксеновыми андезитами и менее кислые по составу (57,7 – 58 % SiO_2), чем пирокластический поток и экструзивные купола начала периода активизации.

После короткого перерыва последовало новое мощное эксплозивное извержение с образованием крупного пирокластического потока (площадь 20–25 км², объем около 0,3–0,4 км³), который распространился к западу от вулкана. На вершине образовалась рытвина, открытая к западу. Этот пирокластический поток также относится к типу пеплово-глыбовых и содержит большое количество глыб роговообманково-пироксеновых андезитов до 1–3 м в поперечнике. По составу обломки и заполнитель сходны между собой (58 – 58,5 % SiO_2). Завершилась активность вулкана в рассматриваемом макроцикле излиянием коротких лавовых потоков в привершинной части вулкана (SiO_2 от 58 – 60,5 %).

В целом по четвертому макроциклу состав вулканитов отвечает андезитам с содержанием SiO_2 57 – 62 %. При этом еще более отчетливо просматривается общая тенденция к закономерной смене вещественного состава – от более кислых разностей пород к более основным и затем опять к более кислым. Общая продолжительность цикла составила около 1300 лет, из которых около 1000 лет приходится на завершающий период покоя. Свежесть форм и хорошая сохранность кратера позволили Б.И. Пийпу [186] рассматривать сопку Безымянную как «быть может, не совсем еще потухший вулкан», что и подтвердилось в 1955 г.

Пятый, современный, макроцикл начался в 1955 г. с мощного эксплозивного извержения, сопровождавшего интенсивное развитие экструзивного процесса. Последний спровоцировал крупнейшее в голоценовой истории развития вулкана разрушение его постройки с образованием кальдеры с размерами 1,5 × 2,5 км и объемом 0,738 км³ [197]. Сразу после образования кальдеры в ее пределах началось формирование экструзивного купола Нового.

К середине 70-х годов в постройке вулкана проработался магматический канал, а в характере извержений все большее значение стала приобретать эффузивная деятельность при одновременном снижении роли экструзивной. В пределах восточной части купола начала формироваться структура, переходная от экструзивной к стратовулканической. При формировании этой переходной структуры весьма вероятны крупные вулканические обвалы с последующим развитием мощного направленного извержения, после чего стратовулканический комплекс формируется практически заново.

Пирокластика и лавы современного этапа развития вулкана варьируют от роговообманковых андезитов в 1956 г. (59 – 60 % SiO_2) до двупироксеновых андезитобазальтов в 80-х годах

(до 56 % SiO_2). Следовательно, в современном развитии вулкана Безымянного имеет место антидромная тенденция в эволюции вещественного состава, характерная для начальных стадий всех предшествующих макроциклов.

Помимо макроцикличности в работе вулкана отмечаются и направленные изменения в его деятельности. От цикла к циклу просматриваются следующие наиболее общие тенденции:

- к пространственной локализации развития экструзивного процесса в начальные стадии макроциклов, соответствующая по своей сути переходу от ареальной экструзивной активности через латеральную к терминальной;
- к последовательному снижению от цикла к циклу среднего коэффициента эксплозивности, достигавшего максимальных значений в первом макроцикле;
- к уменьшению от цикла к циклу размаха колебаний в вещественном составе. Вариации в содержании SiO_2 уменьшаются от 66 – 54,5 % для первого макроцикла, до 62 – 57 % для четвертого;
- к сокращению временной длительности макроциклов от 5,5 тыс. лет (первый) через 3,1 тыс. лет (второй) до 1 – 1,3 тыс. лет (третий и четвертый);
- к повышению деструктивной активности вулкана, разрушению его постройки. Первые признаки появляются в третьем макроцикле – формирование обвально-обломочной лавины. Для четвертого макроцикла становятся характерны пеплово-глыбовые потоки, формирующиеся при разрушении привершинных частей вулкана. И, наконец, в пятом, современном, макроцикле – полное разрушение значительной части постройки вулкана.

Перечисленные особенности можно рассматривать как своеобразный мегацикл в развитии вулкана Безымянного, начавшийся в позднем плейстоцене. Вполне вероятно, что для истории вулканической активности в районе современного положения Безымянного этот мегацикл не единственный. Предположение о том, что древний купол Безымянного вырос в кратере предшествующего стратовулкана, высказывал Г.С. Горшков [57]. Однако какой-либо фактический материал, позволяющий подтвердить, опровергнуть или развить это предположение, в настоящее время отсутствует.

1.1.6. Сейсмическое сопровождение извержений

Дополнительную информацию о динамике развития извержений дает анализ сопутствующих им сейсмических событий. Для Безымянного они представлены вулканическими землетрясениями и непрерывно-спазматическим дрожанием.

Все землетрясения с очагом под вулканом Безымянным резко отличаются от местных тектонических землетрясений – большими периодами объемных волн и малыми фиктивными скоростями их распространения, а также наличием длинного шлейфа интенсивных поверхностных волн [241]. Записи однотипных землетрясений, зарегистрированных однотипной аппаратурой в одной и той же точке, но в различное время, очень похожи друг на друга и часто с точностью до деталей повторяют одна другую. Можно полагать, что вулканические землетрясения – следствие скачкообразного нарушения сплошности и смещения пород по образующимся разрывам. Поэтому анализ динамики сейсмической подготовки извержений позволяет судить о закономерностях развития деформационно-экструзивного процесса, предвещающего извержение. А выявление этих закономерностей открывает путь для прогноза активности вулкана.

Для исследования динамики бурных эксплозивно-экструзивных или эксплозивно-эффузивных кульминаций извержений большой интерес представляет изучение сопровождающего их непрерывно-спазматического вулканического дрожания. Это особенно необходимо в те периоды, когда визуальные наблюдения за развитием извержения невозможны. Эта дополнительная информация широко использовалась автором при реконструкции развития извержений вулкана в 1981 – 1987 гг. (см. раздел 1.2.4). При этом разработана простая, но, на наш взгляд, довольно эффективная методика. Ее суть можно охарактеризовать следующим образом.

Энергия низкочастотного дрожания определяется по формулам [29]

$$E(r)_R = \frac{4,48}{0,62^2} \pi \rho c_1^2 r e^{2k_1 r} \left(\frac{A_z^2}{T} \right)_{cp.} \Delta t \quad \text{для волн Релея}$$

$$E(r)_L = 4 \pi^3 \rho c_2 r H e^{2k_2 r} \left(\frac{A_y^2}{T} \right)_{cp.} \Delta t \quad \text{для волн Лява.}$$

Здесь ρ – плотность грунта; c – скорости распространения; k – коэффициент затухания; T – период волны; A – амплитуды смещения на вертикальной (A_z) и горизонтальной (A_y), перпендикулярной направлению волны, составляющих; Δt – интервал времени, для которого определяется энергия и на котором амплитуды и периоды колебаний неизменны; r – расстояние от точки регистрации до эпицентра источника дрожания; H – толщина слоя, в котором распространяется волна Лява.

Как видно из этих формул, определение абсолютных значений энергии вулканического дрожания представляет собой довольно сложную задачу. В то же время по своей точности эти формулы позволяют лишь оценить порядок величины энергии вулканического дрожания. Однако для установления его связи

с процессами, происходящими в этот момент на вулкане, вполне достаточно иметь представление об относительном изменении выделения сейсмической энергии в ходе извержения, а также возможность сравнивать сейсмическую энергию различных извержений между собой. При регист-

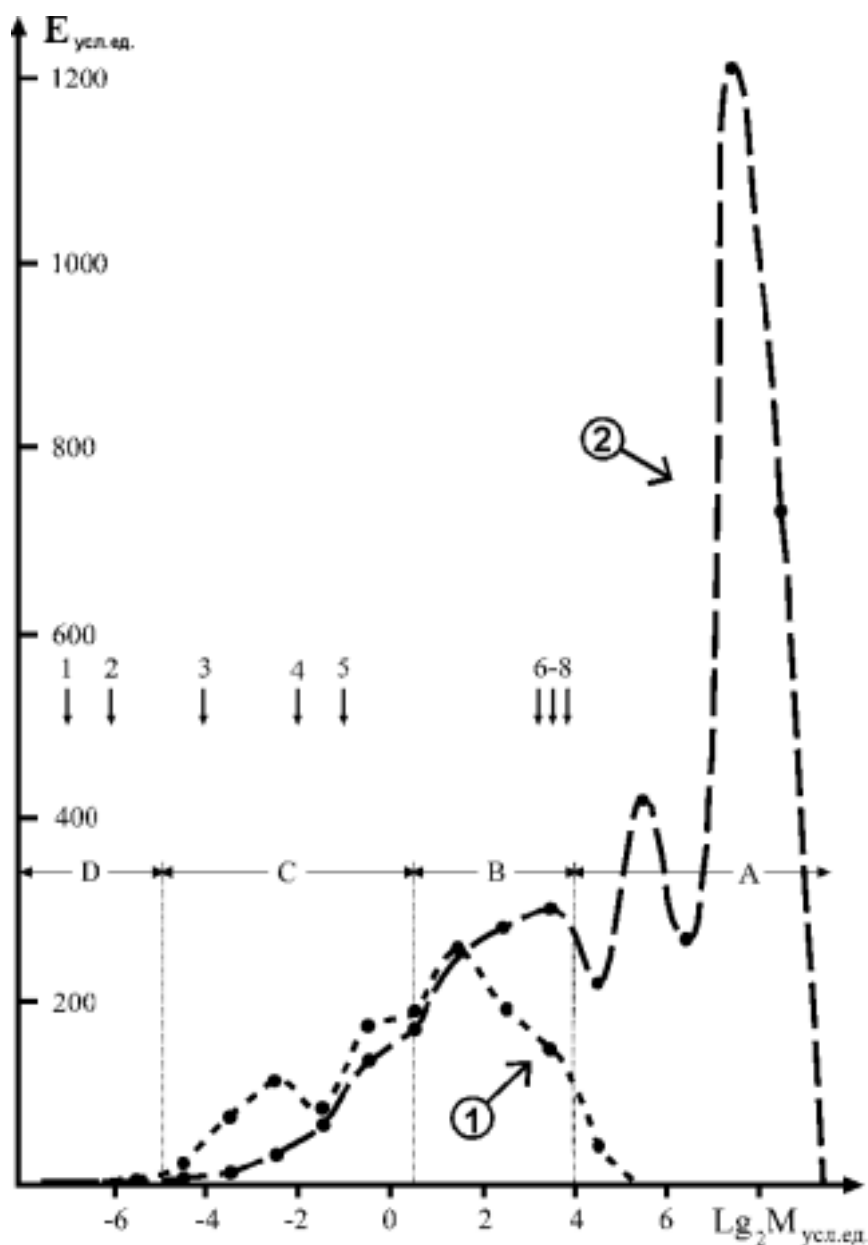


Рис. 10. Энергетические спектры сейсмического сопровождения кульминаций извержений осенью 1984 г. (1) и летом 1985 г. (2).

Вертикальными стрелки – уровни максимальной мощности сейсмического сопровождения обвальных лавин 12 и 18 июня 1985 г. (1–2), автоэксплозивных лавин 24–25 июня 1985 г. (3–5), пирокластических потоков 29 июня, утром 1 июля и утром 2 июля 1985 г. (6–8). Горизонтальные – диапазоны максимальной мощности сейсмического сопровождения, соответствующие спровоцированной пароксизмальной explosивности (A), формированию пирокластических потоков (B), автоэксплозивных (C) и обвально-каменных (D) лавин

рации вулканического дрожания от одного и того же источника в одной и той же точке можно перейти к относительным единицам и считать, что энергия и мощность дрожания пропорциональны отношению квадрата амплитуд колебаний грунта в пункте наблюдения к периоду колебаний.

При обработке результатов регистрации вулканического дрожания сейсмической станцией Апахончич мы использовали следующие допущения.

1. Провели поминутную обработку записей вулканического дрожания.
2. Изучали изменения мощности и энергии вулканического дрожания по волнам Лява (составляющая «Север-Юг» с/ст Апахончич), так как относительные изменения по мощности и энергии вулканического дрожания для волн Релея одинаковы.
3. В ходе обработки использовали максимальные амплитуды, так как, по мнению П.И. Токарева [236], *«для практических целей наиболее просто определять максимальные смещения в наиболее характерных цугах. При детальном анализе определяется среднеквадратичная амплитуда по записи около 1 мин. Обычно она составляет 0,25 – 0,5 максимальной амплитуды. Установив эту зависимость, в дальнейшем при рутинной обработке можно пользоваться максимальными амплитудами»*.
4. Колебания с максимальной амплитудой имеют период около 1 с, тогда как изменчивость квадрата максимальной амплитуды составляет несколько порядков (например, для извержения 13–14 октября 1984 г. – 4 порядка, для извержения 29 июня – 2 июля 1985 г. – 6 порядков). В связи с этим период колебаний мы рассматривали как величину условно постоянную, которая также исчезает при переходе к относительным единицам.

В конечном счете при обработке непрерывно-спазматического дрожания, сопровождавшего кульминации извержений Безымянного в 1981–1987 гг., за единицу мощности вулканического дрожания принята мощность дрожания, которая на с/ст Апахончич вызывает в течение минуты максимальное смещение грунта 1 μ по составляющей «Север-Юг». Применение этой простейшей методики отнюдь не исключает возможность перехода от условных единиц к абсолютным, если такая необходимость возникнет. Расчеты по общепринятым методикам (см. приведенные выше формулы) показывают, что одна условная единица мощности равна $7,1 \cdot 10^5 \text{ Вт}$, а в течение минуты вулканического дрожания такой мощности выделяется $4,2 \cdot 10^7 \text{ Дж}$.

Продемонстрируем возможности данной методики на следующем примере. Если по горизонтальной оси откладывать логарифм мощности вулканического дрожания в условных единицах ($M_{\text{усл.ед.}}$), а по вертикальной – вклад в сейсмическую энергию дрожания такой мощности ($E_{\text{усл.ед.}}$), то будем иметь энергетический спектр извержения (рис. 10). Сопоставляя подобные спектры для разных извержений, можно, например, сделать вывод о том, что, в отличие от извержения вулкана осенью 1984 г., в ходе эксплозивной кульминации извержения летом 1985 г. большая часть энергии выделялась при вулканическом дрожании повышенной мощности. В то же время различным формам извержения соответствует и разный уровень максимальной мощности сейсмического сопровождения. И, если нельзя однозначно определять по вулканическому дрожанию, какие процессы происходят в этот момент на вулкане, то уже достаточно уверенно можно судить о том, каких процессов в этот момент не было. Так, при анализе энергетических спектров (см. рис. 10) можно сделать вывод о том, что большая часть сейсмической энергии в извержении летом 1985 г. выделялась в области спровоцированной пароксизмальной эксплозивности, в то время как в извержении осенью 1984 г. вклад вулканического дрожания с такой мощностью мал, а в сейсмическом сопровождении остальных обработанных извержений (1981–1987 гг.) оно вообще отсутствовало.

1.2. Динамика извержений вулкана

Наблюдение за извержениями осложняется рядом факторов. Даже при круглогодичном нахождении в районе извергающегося вулкана без приложения дополнительных усилий и при отсутствии четко отработанной методики исследований так называемые визуальные наблюдения оказываются малоинформативными. Описанию извержений вулкана Безымянного посвящено большое количество работ, однако изложенный в них фактический материал в плане описания происходящих на вулкане процессов чрезвычайно разрознён, временами весьма скуден, отрывочен и субъективен и требует обобщения и сведения в единую систему. Поэтому автор счёл необходимым выполнить реинтерпретацию имеющегося материала, взяв за основу собственные наблюдения 1980 – 1987 гг.

С конца сентября 1955 г. постройка вулкана оказалась под воздействием мощного деформационно-экструзивного процесса, о чем свидетельствовала нарастающая интенсивность землетрясений с эпицентрами в районе вулкана. Ко второй половине октября в привершинной части постройки сформировалась ослабленная зона, через которую стал возможен прорыв летучих, в результате чего 22 октября 1955 г. усиливающимися газопепловыми выбросами началось первое историческое извержение вулкана. Достигнув максимума в первых числах ноября, эксплозивная деятельность стала снижаться и с декабря была представлена лишь одиночными газопепловыми выбросами и формированием автоэксплозивных лавин с растущей в кратере вулкана экструзии. 30 марта 1956 г. в результате продолжающегося деформационно-экструзивного процесса восточная часть постройки вулкана потеряла свою устойчивость и была разрушена мощным направленным эксплозивным извержением. Сразу после этого в образовавшейся кальдере вулкана начал расти экструзивный купол. Его непрерывный рост продолжался до начала 1957 г. С 1957 г. процесс извержений вулкана стал носить импульсный характер. Разделенные периодами покоя всплески эксплозивно-экструзивной активности вулкана имели место в феврале, июле и декабре 1958, в марте и октябре 1959, в апреле 1960 гг. Начиная с экструзивно-эксплозивного извержения вулкана в марте 1961 г., характер его активности несколько изменился и стал непрерывно-импульсным. После всплеска активности стабилизация вулкана происходила, как правило, при сохранении достаточно высокого уровня его экструзивной деятельности. Усиления активности вулкана, сопровождающиеся эксплозивной деятельностью преимущественно в виде нисходящих автоэксплозивных лавин и отдельных газопепловых выбросов, имели место в июне и декабре 1961, мае и декабре 1962, летом 1963, июле – сентябре 1964 гг.

В извержении вулкана в марте 1965 г. произошли первые крупные разрушения растущего в кальдере вулкана экструзивного купола. После этого извержения общий фон экструзивной деятельности повысился, а максимальный уровень всплеска активности, напротив, снизился. Характер активности вновь несколько поменялся с непрерывно-импульсного на непрерывный. Усиления активности вулкана сопровождались в основном увеличением интенсивности экструзивной деятельности, а также числа и мощности обвальных лавин. Эксплозивная форма деятельности проявлялась изредка и лишь в форме небольших автоэксплозивных лавин. Более сильная вспышка эксплозивной активности вулкана отмечена только в октябре 1969 г., когда еще раз произошли крупные разрушения растущей экструзии, обусловившие формирование более мощных автоэксплозивных лавин и небольших пирокластических потоков.

Непрерывный характер извержений вулкана сохранялся до второй половины 70-х годов. К концу этого периода в активности вулкана стала усиливаться роль эксплозивной формы деятельности в основном за счет явления автоэксплозивности при формировании обвальных лавин. В марте 1977 г. было довольно сильное извержение, в ходе которого произошли крупные разрушения постройки вулкана, спровоцировавшие бурную эксплозивную деятельность вулкана, а в образовавшуюся на восточном склоне купола Нового впадину излился первый для исторического цикла активности вулкана лавовый поток. С этого момента характер эруптивной активности вулкана вновь стал импульсным. Сильные эксплозивные извержения, предварявшиеся нарастающим развитием экструзивного процесса и сопровождающиеся излиянием лавовых потоков стали чередоваться с довольно длительными (до года и более) периодами спокойного состояния. После марта 1977 г. импульсы активности вулкана имели место в сентябре-октябре 1978, феврале и сентябре 1979, апреле и августе 1980, июне и декабре 1981, июне 1982, мае 1983, феврале и октябре 1984, июне – июле 1985, июне и декабре 1986 гг.

В восточном секторе купола благодаря сочетанию экструзивной и эффузивной форм деятельности вулкана стала формироваться структура, переходная от экструзивной к стратовулканической и из-за наличия субвертикальных и субгоризонтальных неоднородностей менее устойчивая. В результате для извержений вулкана стали нередки крупные разрушения постройки активного блока купола Нового. Наиболее крупные имели место в ночь на 1 июля 1985 г., что спровоцировало самое мощное после 1956 г. извержение вулкана.

В 80-е годы вновь стала прослеживаться тенденция к изменению характера извержений от импульсного через непрерывно-импульсный к непрерывному. С июня 1981 г. по июнь 1982 г. сохраняющаяся фоновая активность вулкана обусловила затяжное экструзивно-эффузивное извержение; во второй половине 1985 г. после летнего импульса активности вулкана продолжающийся деформационно-экструзивно-эффузивный процесс привел к формированию двух лавовых потоков в августе и декабре. Еще больше усилилась тенденция перехода к непрерывному характеру извержений во второй половине 80-х годов: после всплеска активности в декабре 1986 г. последовало затяжное экструзивно-эффузивное извержение, продолжавшееся более года; в аналогичное состояние перешел вулкан и после эксплозивной деятельности в августе 1989 г.

В целом в ходе исторических извержений вулкана происходит закономерная эволюция как форм извержений вулкана (с постепенным замещением экструзивного процесса эффузивным), так и его постройки (от экструзивного купола к стратовулкану), соответствующая эволюции вулкана в более ранних макроциклах (см. раздел 1.1.5). Еще одна характерная особенность извержений Безымянного – их полицикличность. Как при импульсном, так непрерывном режиме извержений, их развитие, как правило, осложняется кратковременными усилениями и ослаблениями активности, которые в свою очередь могут осложняться еще более мелкими неоднородностями.

1.2.1. Условия наблюдений

Вулкан Безымянный скрыт вершинами других сопков и наблюдать за ним невозможно практически из всех населенных пунктов, опоясывающих Ключевскую группу вулканов. Его вершина видна только из пос. Козыревска (45 км к западу от вулкана) и из д. Камаки (65 км к северо-востоку от вулкана). Благодаря этому, до начала своих исторических извержений о его существовании мало знали даже коренное местное население. Весь ход развития исторических извержений вулкана обусловил тот факт, что наиболее информативные наблюдения за вулканом возможны лишь с восточного и юго-восточного направлений. После локализации процесса извержений в пределах активного восточного блока вулкана наблюдениям с запада (из пос. Козыревска), стали доступны лишь парогазовые и газопепловые выделения над вулканом и их подсветка в ночное время.

Пункты наблюдений показаны на рис. 11. Основной из них – у окончания лавового потока Апахончич (16,5 км от вулкана), где в октябре 1960 г. была организована сейсмическая станция Апахончич (см. рис. 11, пункт 1). В конце 80-х годов в связи с переводом сети сейсмических станций на телеметрическую передачу данных с/ст Апахончич была законсервирована. Наблюдательный пункт у лагеря Карпинского (см. рис. 11, пункт 2) использовался лишь в начале исторических извержений вулкана. Серьезный недостаток этого пункта заключается в том, что процессы, происходящие в кальдере вулкана, не просматриваются из-за склонов сомма-Безымянного, над которыми видны лишь самые верхние части экструзивного купола и активного блока.

Вторым по значимости после с/ст Апахончич многие годы оставался лагерь Грива, расположенный в 3,5 км от центра вулканической постройки вблизи северо-восточного окончания стенок кальдеры (см. рис. 11, пункт 3). В середине 60-х годов здесь организовали временную сейсмическую станцию. Условия наблюдений из этого пункта были исключительно благоприятны, но, как показало дальнейшее развитие событий, далеко небезопасны: в 1985 г. два базовых домика, из которых собственно и состоял лагерь были сметены направленным извержением вулкана.

Поскольку подобное развитие событий летом 1985 г. ожидалось [149], то за ходом этого извержения следили из временного наблюдательного пункта, расположенного в 8,3 км от вулкана на северных отрогах Зиминых сопков (см. рис. 11, пункт 5). После разрушения лагеря Грива вторым по

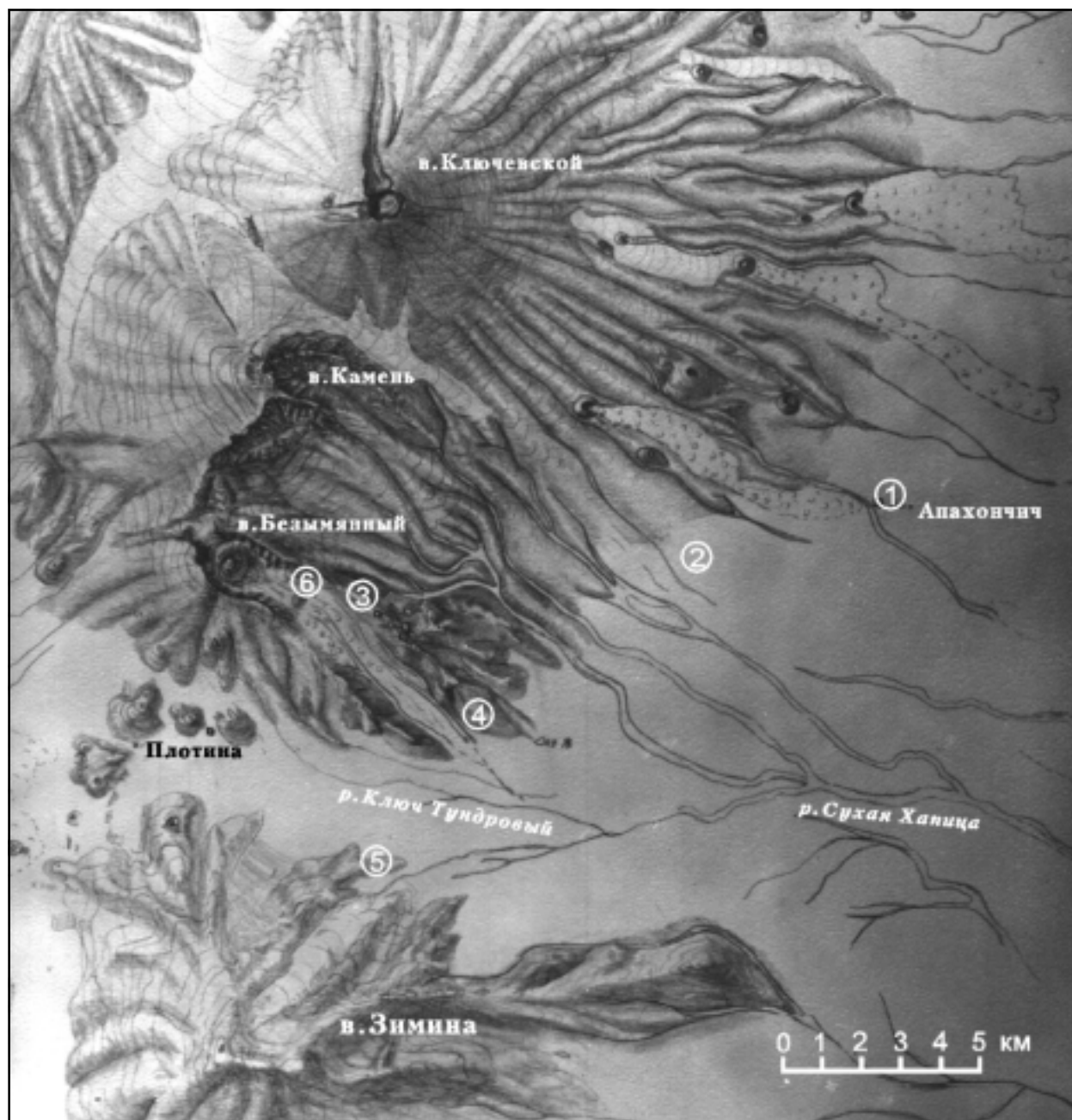


Рис. 11. Расположение основных пунктов наблюдений за извержениями Безымянного (цифрами обозначены наблюдательные пункты, см. текст).

значимости после с/ст Апахончич пунктом базирования стал лагерь Нижний (см рис. 11, пункт 4, рис. 12), расположенный в 7,4 км от вулкана и достаточно безопасный. Для проведения наиболее детальных наблюдений автор использовал смотровую площадку (см. рис. 11, пункт 6), расположенную у самого подножия активного восточного блока в зоне стыка северо-восточной части кальдеры и выходящего в этом районе из атрио вулкана каньона.

Восточно-юго-восточный сектор вулкана, где находятся основные пункты наблюдений, не населен, труднодоступен и отличается крайне неблагоприятным для наблюдений микроклиматом. По результатам многолетних наблюдений с сейсмической станции Апахончич вулкан бывает доступен для наблюдений не более 190–200 дней в году. Однако наблюдения и в эти дни далеки от идеала. Летом часто в самую хорошую погоду вулкан бывает открыт лишь в ранние утренние часы, после

Рис. 12. Базовый лагерь Нижний, использовавшийся автором при проведении наблюдений в 1985–1987 гг. (январь 1987 г.).



чего его быстро окутывают облака и наблюдения прерываются. Местные жители дали району Сухой Хапицы недобрые клички – «Гнилой Угол» и «Кислая Яма»: здесь стоит туман, даже когда кругом ясная погода. При низкой облачности автору иногда удавалось прорваться сквозь него, поднявшись еще на 300 – 400 м вверх по склону вулкана.

Лучше условия для наблюдений в зимний период, когда облачность скрывающая вулкан, отсутствует иногда целыми неделями. В то же время движение масс воздуха через перевал между Зимиными сопками и Безымянным обуславливает своеобразную ветровую специфику района. Сильные ветра зимой срывают снежный покров и переносят его вдоль поверхности земли, образуя при ясной погоде в 3–4-метровом слое воздуха своеобразную низовую пургу. Летом эти же ветра поднимают с поверхности пирокластических потоков пепел и песок. По самому полю этих потоков часто гуляют смерчи и вполне понятно, что проведение наблюдений в таких условиях весьма затруднительно.

Дополнительные трудности в этом плане создаются деятельностью самого вулкана. Как уже отмечалось, с начала его исторических извержений наблюдения за ним наиболее информативны из восточно-юго-восточного сектора, а в последние десятилетия, в связи с локализацией активности в пределах восточного блока, этот сектор стал единственным местом, откуда получают информацию о протекающих на вулкане процессах. Однако в хорошую погоду над Камчаткой господствуют ветра западных направлений, благодаря которым шлейф постоянных парогазовых (а при усилении активности вулкана – газопепловых) выделений вулкана сносится в восточном направлении, зачастую полностью скрывая от наблюдателей вершинную часть постройки вулкана.

Обратная ситуация возникает при смене направления ветра в верхних слоях атмосферы с западного на восточное. В этом случае, даже при высокой активности вулкана, – сильный ветер срывает с его поверхности завесу парогазовых и газопепловых выделений, обнажая мельчайшие детали строения активного блока и позволяя заглянуть в суть происходящих процессов. Но эта смена направления ветра – предвестник приближающегося циклона и резкого ухудшения погоды. Поэтому исключительно благоприятные для наблюдений периоды весьма кратковременны (не превышают суток) и редки (не более 2 – 3 в месяц) и бывает, что в течение многих месяцев нет никаких результатов лишь по той простой причине, что вулкан находится в состоянии покоя.

Все перечисленное выше можно рассматривать как совокупность объективных факторов, осложняющих выполнение наблюдений за извержениями вулкана Безымянного. В то же время большое влияние на получение сведений о развитии извержения имеет субъективный фактор, т.е. сама возможность восприятия развивающегося процесса наблюдателем. Дело в том, что процессы, протекающие на вулкане, имеют различные временные масштабы. Это далеко не способствует восприятию их человеком. В ходе медленно протекающих процессов вулкан день за днем, неделю за неделей

остается, казалось бы, в одном и том же неизменном состоянии. Накапливающиеся в ходе этих процессов плавные изменения оказываются за пределами восприятия человеческой психикой.

Другую крайность составляют такие быстро развивающиеся процессы, как движение пирокластических потоков, автоэксплозивных лавин, вулканических обвалов. При наблюдении за ними многие немаловажные детали попросту выпадают из восприятия, тем более, что внимание исследователя поневоле приковывают другие, зачастую второстепенные, детали: вспышки молний, треск грозových разрядов и все то грозное великолепие, которое сопровождает эксплозивные извержения.

Все это делает наблюдения за развитием процесса извержений не такой тривиальной задачей, как это может показаться на первый взгляд. Даже если круглогодично находиться в районе извергающегося вулкана, то без приложения больших дополнительных усилий и при отсутствии четко отработанной методики исследований уделом так называемых «визуальных» наблюдений в лучшем случае могут стать чисто внешние проявления активности вулкана: форма и размеры парогазовых или газопепловых выделений, наличие или отсутствие свечения в ночное время, звуки, доносящиеся со стороны вулкана. Суть происходящих на вулкане процессов подобными наблюдениями, как правило, не затрагивается.

1.2.2. Представительность наблюдательного ряда данных

Описанию извержений вулкана Безымянного посвящено большое количество работ [4, 5, 22, 26, 28, 34, 49, 50, 57–62, 66, 67, 74, 80, 81, 83, 97–100, 103–109, 117, 119–122, 144, 148, 149, 152, 160–163, 197, 204, 232, 241, 265, 266, 280], однако изложенный в них фактический материал в плане описания происходящих на вулкане процессов чрезвычайно разрознен, временами весьма скуден, отрывочен и субъективен.

22 октября 1955 г. началось первое историческое извержение вулкана и 28 октября в район вулкана выехала экспедиция под руководством Г.С. Горшкова. За две недели экспедиционных работ они могли наблюдать вулкан и поднимающуюся над ним эруптивную тучу лишь утром 30 октября в течение 2,5 ч и краткие мгновения после захода солнца 4 ноября. Все остальное время наблюдениям препятствовали плохая погода и частые пеплопады. После завершения этой экспедиции неоднократные попытки приблизиться к вулкану с востока успеха не имели.

Следующей опорной точкой в наблюдательном ряде данных стал выполненный 25 января 1956 г. облет вулкана. Безымянный в течение всего времени облета был спокоен и проявлял лишь фумарольную деятельность. Это позволило детально осмотреть строение вулкана, включая кратер.

4 февраля экспедиционная группа в составе Н.К. Классова, В.А. Бернштейна, каюров Н.В. Селиванова и А.В. Удачина достигла лагеря, расположенного у окончания лавового потока Апахончич. В течение пяти дней они наблюдали подъем клубов пепла, сопровождавших периодическое формирование автоэксплозивных лавин. Сами лавины из лагеря не просматривались, так как их путь был скрыт образующей конуса вулкана. Попытки осмотреть вулкан с запада в конце февраля и двадцатых числах марта оказались неудачны.

Направленное извержение вулкана 30 марта 1956 г. в силу своей мощи и прекрасной погоды наблюдали в той или иной форме из всех окрестных селений. Однако основные события в ходе извержения развернулись в юго-восточном секторе вулкана и лучше всего наблюдались из д. Камаки (В.П. Сорокиным), а также из пос. Ключи (Г.Е. Богоявленской).

23 – 28 апреля экспедиционная группа под руководством Г.С. Горшкова достигла лагеря у окончания лавового потока Апахончич, а затем прошла и в долину Сухой Хапицы. Густые облака паров и газов скрывали образовавшийся кратер вулкана и его строение не просматривалось. Основное внимание исследователей было направлено на изучение последствий извержения 30 марта.

В конце июня 1956 г. Н.К. Классову и А.В. Удачину удалось попасть в район среднего течения Сухой Хапицы. На фотографиях, сделанных Н.К. Классовым с расстояния 22 км, был зафиксирован растущий в кратере вулкана экструзивный купол.

22 июля, проводя полевые работы на южном склоне вулкана, Г.Е. Богоявленская наблюдала движение и подъем газопепловых облаков, сопровождавших формирование автоэксплозив-

ных лавин. Как и в феврале (наблюдения Н.К. Классова), источник их формирования и большая часть пути из точки наблюдения не просматривались, так как находились в северо-восточной части постройки вулкана за образующей склона.

С конца июля 1956 г. к востоку от вулкана Безымянного работала группа Г.С. Горшкова. Облака часто скрывали вулкан, а в редкие дни, когда он был виден, масса поднимающихся паров закрывала кратер. Тем не менее исследователи могли эпизодически наблюдать над экструзивным куполом подъем на небольшую высоту клубящихся газопепловых столбов. В конце августа, когда активность вулкана снизилась, Г.С. Горшков, Г.Е. Богоявленская, Н.К. Классов и Л.А. Тимошкин совершили первое восхождение к кратеру вулкана и осмотр экструзивного купола.

В конце октября 1956 г. вулкан был осмотрен с самолета. В конце апреля 1957 г. Г.С. Горшков, Г.Е. Богоявленская совершили второй подъем к кратеру вулкана. 31 июля И.И. Гуценко наблюдал с территории лесоучастка Борового (40 км к юго-западу от вулкана) подъем газопепловых столбов над постройкой вулкана. Осенью 1957 г. Г.С. Горшков повторил осмотр вулкана и не обнаружил каких-либо изменений в его постройке по сравнению с апрелем. Во время посещений вулкан находился в состоянии покоя.

Регулярные наблюдения за деятельностью Безымянного в 1958 г. не осуществлялись. 1–2 марта 1958 г. Г.Е. Богоявленская и О.Г. Борисов, побывав у подножия вулкана, обнаружили, что снег на склонах сопки покрыт тонким слоем свежего пепла. Они же в августе 1958 г. произвели замеры высоты вершины и основания купола и наблюдали лишь постоянную однообразную фумарольную деятельность (с некоторыми усилениями в отдельные дни).

28 марта 1959 г. к вулкану Безымянному выехала экспедиция в составе Е.К. Мархинина, В.Б. Пугач и каюров А.В. Удачина и А.А. Тимошкина и на следующий день из лагеря у кратера Карпинского наблюдала усиление его активности в виде подъема парогазовых и газопепловых столбов над западной (не просматривающейся из точки наблюдений) частью купола. При этом был слышен глухой громоподобный гул. 31 марта Е.К. Мархинин и В.Б. Пугач совершили подъем к кратеру вулкана, однако из-за тумана и снегопада вершины купола и западной части кратера видны не были.

В течение августа и сентября 1959 г. В.Н. Борисова вела систематические наблюдения за сопкой Безымянной из лагеря, расположенного на пирокластическом потоке 1956 г. в районе оз. Ледникового. Из 44 дней наблюдений кратер был открыт 27 дней. Весь этот период вулкан находился в состоянии покоя.

12 октября 1959 г. выполнили облет вулкана, в ходе которого над ним временами наблюдались газопепловые выделения.

26 октября 1959 г. в связи с появлением признаков усиления активности Безымянного в район вулкана выехала группа в составе геологов К.М. Тимербаевой и В.Н. Борисовой, каюра А.В. Удачина и шофера Ф.И. Жаркова. Базируясь в районе с/ст Апахончич, они оказались в зоне пеплопада и лишь в течение нескольких часов утром 30 октября могли наблюдать парогазовые и газопепловые столбы над вулканом.

18 апреля 1960 г., спустя пять дней после зарегистрированного по сейсмическим данным извержения, в район вулкана выехали П.И. Токарев и В.Н. Борисова. 20 апреля вулкан открылся, и они смогли наблюдать выделение из кратера (до высоты 5 – 6 км) густых клубов пара сизого и серого цвета и слышать грохот обвальных лавин. 6 мая они вторично посетили кратер вулкана. Однако вулкан в это время уже находился в спокойном состоянии. С начала летних полевых работ (июль) до конца года наблюдения из районов прямой видимости вулкана проводили более или менее постоянно, однако проявлений его активности зарегистрировано не было. Летом наблюдения проводила В.Н. Борисова, а в октябре 1960 г. была организована с/ст Апахончич, от дежурных операторов которой и стали поступать первичные данные наблюдений за состоянием вулкана.

После организации с/ст Апахончич информативность наблюдений за вулканом резко возросла, что сразу же сказалось на данных о динамике извержения вулкана в марте – апреле 1961 г. В период с 18 марта по 17 апреля операторы сейсмостанции Б.Н. Сушко и В.А. Аристархов регистрировали формирование над постройкой вулкана газопепловых столбов с четко выраженной куль-

минацией извержения 25 – 26 марта. После кульминации наряду с подъемом над постройкой вулкана пепловых столбов в ночное время регистрировалось свечение лавин раскаленных обломков.

В период с 18 по 28 июня 1961 г. на с/ст Апахончич зафиксировали над вулканом подъем (на высоту до 2 км) небольших пепловых облаков. В ночь с 22 на 23 июня Г.Е. Богоявленская, Ю.М. Дубик и А.М. Сапожникова находились у подножия вулкана в 3 км от кратера и наблюдали образование и движение обвальных лавин раскаленных обломков.

С конца ноября и всю первую половину декабря 1961 г. на с/ст Апахончич с различной частотой вновь стали регистрироваться газопепловые столбы, поднимающиеся на небольшую высоту над постройкой вулкана. В ночное время наблюдали свечение обвальных лавин. В ночь с 9 на 10 декабря Е.К. Мархинин и экспедиционный рабочий Я.Н. Чуркин поднялись к кратеру вулкана и наблюдали в непосредственной близости образование каменных лавин и связанных с ними газопепловых туч.

Следующая активизация вулкана имела место в период с 20 мая по 6 июня 1962 г. Из района с/ст Апахончич наблюдения за вулканом осуществляли оператор сейсмостанции Б.Н. Сушко (начальная стадия извержения), научные сотрудники А.Н. Сирин, О.М. Алыпova, Ю.М. Дубик, лаборанты В.Н. Бушин и Л.А. Семенов. Они регистрировали нисходящие автоэксплозивные лавины, вертикальные эксплозии, пеплопады, обвальные лавины раскаленных обломков и их свечение в ночное время.

Купол вулкана Безымянного был обследован в апреле 1963 г. И.А. Меняйловым, В.А. Ермаковым и Ю.М. Дубиком. И.А. Меняйлов и Ю.М. Дубик побывали на Безымянном вторично в начале августа. Во время обоих посещений вулкан был спокоен, однако в период между посещениями произошло очередное извержение вулкана, которое никем не зафиксировано.

В июне – июле 1964 г. наблюдения за очередным извержением вулкана Безымянного осуществляли И.А. Меняйлов и Л.П. Никитина. В августе – сентябре они были продолжены В.А. Ермаковым. В сентябре работы на экструзивном куполе проводила Н.А. Озерова. В этот период наряду с обычными обвальными каменными лавинами зарегистрировали автоэксплозивные лавины. 28 июля И.А. Меняйлов и Л.П. Никитина, находясь у подножия купола, наблюдали процесс зарождения небольших обвальных лавин.

В марте – апреле 1965 г. на с/ст Апахончич работал В.А. Широков. 9 и 10 марта 1965 г. он наблюдал только вспышки молний и звуки, напоминавшие взрывы. Лишь к утру 11 марта пепловая туча рассеялась и с 8 до 9 ч 11 мин марта он отметил три слабых пепловых выброса, а 12 марта с 9 ч 30 мин до 21 ч 20 мин он наблюдал скатывание с купола автоэксплозивных лавин (небольших пирокластических потоков).

10 марта с 15 ч 30 мин до 18 ч облет вулкана произвел В.А. Ермаков. Он зафиксировал поднимающуюся над вулканом эруптивную колонну. В третьей декаде марта Ю.М. Дубик, И.А. Меняйлов вели наблюдения из окрестностей вулкана. Они зарегистрировали формирование многочисленных лавин раскаленных обломков. 2 апреля с 13 до 15 ч П.И. Токарев участвовал в облете Северной группы вулканов и отметил подъем над вулканом клубов пепла. С.В. Попов 2 – 3 апреля из пос. Козыревска наблюдал подъем клубов пепла из кратера вулкана и свечение в ночное время. 3 и 8 апреля на с/ст Апахончич наблюдались пеплопады, других проявлений активности вулкана зарегистрировано не было.

В июле – августе 1965 г. спокойное состояние вулкана позволило И.Т. Кирсанову неоднократно побывать на склонах и вершине купола Нового, изучая его строение. В результате облета вулкана в марте 1966 г. зарегистрирован новый экструзивный блок. В апреле он был осмотрен Ю.М. Дубиком, июле – августе 1966, в июле – августе 1967 и в июле – августе 1968 гг. – И.Т. Кирсановым. В марте 1968 г. и конце апреля 1969 г. были выполнены два облета вулкана, в ходе которых осмотрели растущие экструзивные блоки. В июне 1969 г. при посещении вулкана получили сведения о его состоянии и строении растущей экструзии. 11 октября выполнен еще один облет, после которого характер извержения изучали непосредственно у подножия вулкана. Регистрировали обвальные каменные и автоэксплозивные лавины с одновременным подъемом на небольшую высоту пепловых столбов. 26–28 октября 1969 г. выполнен еще один облет вулкана, в ходе которого исследовали изменения в строении вулкана после его активизации в ночь с 24 на 25 октября.

В 1970 г. выполнили облет вулкана в конце апреля, а сам вулкан посещали в мае и июле. При этом наблюдали формирование каменных лавин, сопровождавшееся в мае свечением в ночное время. В 1971 г. операторы с/ст Апахончич наблюдали свечение каменных лавин в марте. Вулкан посетили и осмотрели в июле, когда он находился в спокойном состоянии. В течение 1972 г. на с/ст Апахончич по-прежнему регистрировали обвальные каменные лавины, сопровождавшиеся во время активизаций свечением в ночное время. 22 июля 1972 г. было совершено восхождение на экструзивный купол. Очередной облет вулкана выполнен в мае 1973 г., а в июле 1973 г. на вулкане побывала Г.Е. Богоявленская.

Основным источником информации о динамике извержений в 1974–1980 гг. по-прежнему оставались визуальные наблюдения дежурных операторов с/ст Апахончич. Как правило, они по мере возможности регистрировали внешние параметры поднимающихся над вулканом парогазовых и газопепловых выделений, обвальные каменные лавины, свечение постройки вулкана в ночное время и выпадение пепла в окрестностях вулкана. Особого упоминания заслуживают лишь выполненные в ходе экспедиционных работ наблюдения за извержением вулкана в период с 18 по 23 сентября 1980 г. [104]. Во время этого извержения удалось зафиксировать прохождение небольшого пирокластического потока в непосредственной близости. Ночью было видно, что вся поверхность потока усеяна раскаленными светящимися глыбами разных размеров.

С 1976 г. наряду с продолжающимися эпизодическими аэровизуальными осмотрами вулкана стала проводиться его аэрофотосъемка. Обработка материалов аэрофотосъемок позволила получить высокоточные количественные оценки изменений в строении вулкана по состоянию на 6 сентября 1976 г., 6 сентября 1977 г., 21 февраля и 20 октября 1979 г., 5 июля и 27 августа 1980 г.

С сентября 1980 г. к изучению вулкана Безымянного приступил автор. За семь лет наблюдений мне представилась возможность стать свидетелем последовательности из девяти сравнительно кратковременных эксплозивно-эффузивных и пяти затяжных деформационно-экструзивно-эффузивных извержений. В ходе исследований я пытался наиболее оптимально сочетать наблюдения из разных пунктов. При этом учитывал требования максимальной детальности в сочетании с безопасностью исследований.

Для устранения влияния субъективного фактора (см. предыдущий раздел) широко использована фоторегистрация как быстрых, так и очень медленных процессов, протекающих на вулкане. В последнем случае наряду с периодической фоторегистрацией изменений в постройке вулкана с фиксированных точек наблюдений практиковались наземная стереосъемка и теодолитные измерения параметров активного блока. В течение всего периода наблюдений события, происходящие на вулкане, соотносились с сейсмическими сигналами, регистрируемыми на с/ст Апахончич. Последствия извержений и формирующиеся отложения изучены в ходе маршрутных и экспедиционных работ.

В 1987 г. автор прекратил наблюдения за развитием извержений Безымянного. В последующие годы произошло резкое сокращение потока информации о его состоянии и извержениях. В конце 80-х годов в связи с переводом сети сейсмических станций на телеметрическую передачу данных была законсервирована с/ст Апахончич. Следовательно, прекратил свое существование единственный в юго-восточном секторе вулкана наблюдательный пункт, из которого десятилетиями круглогодично поступала первичная информация о состоянии вулкана.

Быстрое ухудшение экономического положения в стране далеко не способствовало проведению в районе вулкана экспедиционных работ и таких дорогостоящих видов наблюдений, как аэрофотосъемка и аэровизуальные осмотры состояния и изменений в постройке вулкана. Поэтому с конца 80-х годов получение информации об извержениях Безымянного стало возможным лишь при исключительно благоприятном стечении обстоятельств. Если судить по опубликованной информации, то такое уникальное стечение обстоятельств с конца 80-х годов имело место лишь однажды. В июле – августе 1989 г. Н.А. Жаринов и Ю.В. Демянчук при проведении полевых работ с базированием в районе лагеря Нижнего стали свидетелями эксплозивно-эффузивного извержения вулкана 2–3 августа 1989 г. Информация о процессах, протекавших на вулкане в последующие годы, практически отсутствует.

Наиболее детальные наблюдения получены для извержений в мае – июне 1962, в июне – сентябре 1964, в марте – апреле 1965 и октябре 1969 гг., т.е. в тех случаях, когда первичные наблюдения за вулканом осуществляли специалисты. Однако и в этих случаях исследователям не удавалось приподнять «пепловую завесу» над вулканом и проникнуть в суть происходящих событий. Частота аэровизуальных осмотров вулкана, аэрофотосъемок и проводившихся преимущественно в летний период времени экспедиционных работ была меньше или сопоставима с частотой ежегодных активизаций вулкана, что не позволяло в полном объеме отследить динамику его извержений.

Иногда были весьма субъективны и количественные оценки. Так, в ряде работ [27,117] приведены расчеты, согласно которым купол Новый к 1973 г. достиг объема $1,02 \text{ км}^3$, т.е. получалось, что не только восстановились произошедшие 30 марта 1956 г. разрушения постройки Безымянного (по приводящимся в тех же и более ранних работах данным – $0,8 \text{ км}^3$), но и на 25 % превысился объем этих разрушений. Правда, остается непонятным, как при подобных количественных характеристиках купол Новый по-прежнему (вплоть до настоящего времени находится) **внутри** кальдеры 1956 г., а не покрывает своим чехлом отложения сомма-Безымянного.¹

Низкая информативность первичных наблюдений за вулканом обусловила в 70-е годы некоторое снижение интереса к изучению процесса извержений вулкана. Его посещения специалистами становятся все более редкими и приурочиваются к периоду летних полевых работ (июль – август). Основным объектом внимания исследователей становится вещественный и фациальный состав продуктов извержений. Некоторый всплеск интереса к динамике извержений вулкана вызывает лишь появление во второй половине 70-х годов первых лавовых потоков. Однако и этот интерес угасает, как только лавовые потоки для извержений вулкана становятся обычным явлением.

Одновременно с падением интереса к динамике извержений вулкана в представлениях о протекающих на вулкане процессах стал усиливаться элемент парадигмальности. Собственно говоря, влияние этого элемента на восприятие событий, происходящих на вулкане, всегда было достаточно велико и сказывалось даже в используемой при наблюдениях терминологии. Любые пепловые выделения над постройкой вулкана автоматически именовались «газопепловыми выбросами» или «взрывами». И, хотя исследованиями П.И. Токарева, В.Н. Борисовой, А.Н. Сирина, И.А. Меняйлова, Ю.М. Дубика, В.А. Ермакова и других неоднократно устанавливалась генетическая связь пепловых выделений над вулканом с обвальными процессами, подобные «взрывы», а, следовательно, и обуславливающая их «эксплозивная деятельность» устойчиво возрождалась в последующих наблюдениях.

Еще хуже обстояли дела в те периоды, когда вулкан в силу плохой погоды или пеплопадов не был доступен для наблюдений. В этом случае любые низкочастотные звуки, доносящиеся с его стороны, автоматически отождествлялись с происходящими на вулкане «взрывами». Тем самым сразу генерировалась определенная картина развития извержения, далеко не всегда соответствующая действительности. Источником звуков (наряду с упоминавшимися обвальными процессами) могли быть и электрические разряды в пепловых тучах и даже снежные и каменные лавины с вулкана Камень, находящегося по соседству с Безымянным.

К середине 70-х годов, несмотря на явный дефицит информации о протекающих на вулкане процессах, сложились определенные достаточно устойчивые представления о развитии его извержений. Они дополнялись и совершенствовались за счет реконструкций развития извержений. Эти реконструкции выполнялись на основе изучения последствий извержений в ходе полевых работ, которые проводились иногда спустя несколько месяцев. В качестве примера можно привести представления о динамике извержения вулкана в марте 1977 г. [26]. Но если уж выполняется реконструкция хода извержения по его последствиям, то трудно рассчитывать, что подобные описания прольют дополнительный свет на процесс извержения вообще и на генезис вулканических пород в частности, так как в процессе реконструкции а priori уже закладываются некие представления о происходящем. По сути это порочный, тавтологически замкнутый круг, делающий практически невозможным получение сколько-нибудь объективных сведений о происходящих процессах. И после многократного

¹ По данным стереофотограмметрической обработки материалов аэрофотосъемок [186] объем разрушений постройки вулкана 30 марта 1956 г. оценивается в $0,738 \text{ м}^3$, а объем купола Нового по состоянию на 6 сентября 1976 г. – лишь $0,363 \text{ м}^3$.

Рис. 13. Развитие вулкана Безымянного в 1955–1957 гг.

использования этого подхода может оказаться, что «обычная для вулкана Безымянного серия газопепловых эксплозий вулканского типа» [26, с.17] обычна, скорее, для неких абстрактных представлений исследователей, но имеет мало общего с реальными процессами, протекающими на вулкане.

Тем не менее, накопленный за первые 25 лет исторических извержений вулкана большой фактический материал о протекающих на вулкане процессах требует обобщения и сведения в единую систему. Поэтому автор счел необходимым выполнить реинтерпретацию имеющегося фактического материала, взяв за основу собственный наблюдательный материал и имеющийся опыт. Большое значение для реинтерпретации имеет тот факт, что на протяжении ряда лет автор имел возможность оценить степень соответствия реального развития процесса с его описаниями в публикациях [98, 99, 109, 265, 266], освещавших состояние вулкана в тот же период времени. Это помогло проанализировать существующие расхождения и учесть их влияние в ходе реинтерпретации.

В связи с изложенным, все описание процесса исторических извержений Безымянного условно поделено на три части (см. следующие разделы). При этом период исследований автора (1980–1987 гг.) – как опорный для систематизации

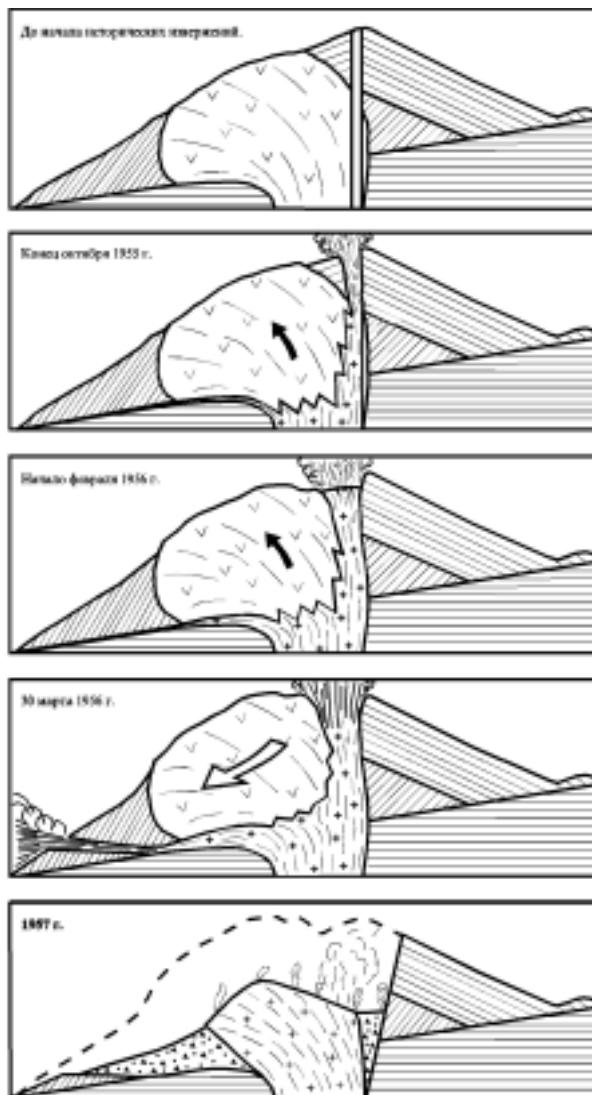


Рис. 14. Извержение сопки Безымянной 24 октября 1955 г., слева – вулкан Камень; вид с запада из Козыревска.

Фото Г.С. Горшкова [61]

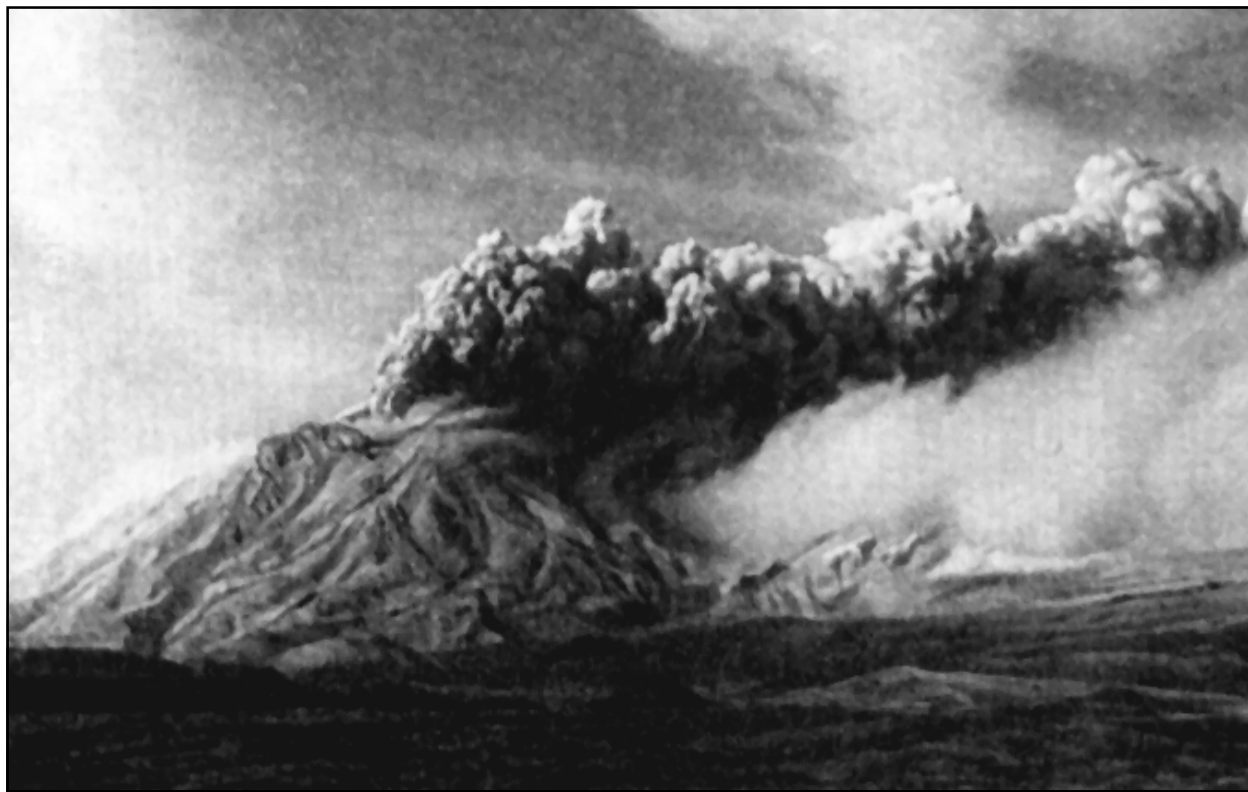


Рис. 15. Извержение Безымянного 30 октября 1955 г. Вид с востока из лагеря 1 (см. рис. 11).
Фото Г.С. Горшкова [61]

и обобщения наблюдений других ученых – проанализирован до мельчайших подробностей. К сожалению, объем работы не позволяет останавливаться на каждом из фактов, подвергнувшихся переосмыслению, и аргументировать его реинтерпретацию. Единственное исключение сделано для описания событий, произошедших на вулкане 30 марта 1956 г., в связи с их исключительной важностью и тем влиянием, которое они оказали на представления о направленных взрывах в современной вулканологии.

1.2.3. Извержения 1955–1980 гг.

Первые признаки пробуждения вулкана Безымянного после длительного периода покоя относятся к 29 сентября 1955 г. [57,61], когда на с/ст Ключи было зарегистрировано землетрясение со смещением почвы 11 μ с очагом под вулканом. После первого толчка хрупкое разрушение пород в пределах постройки вулкана и под ней стало лавинообразно нарастать. Вероятно, именно к этому времени относятся первые смещения погребенного в постройке вулкана древнего экструзивного купола под воздействием мощного магматического давления.

Близкое к экспоненциальному увеличение количества землетрясений и их суммарной энергии привело к тому, что уже с 11 октября смещение почвы в пос. Ключи стало превышать 100 μ , а с 19 октября ежесуточно регистрировали уже более сотни землетрясений. Первые (еще сравнительно небольшие) подвижки погребенного купола привели к созданию на границе этого купола со стратовулканическим комплексом ослабленной зоны для последовавшего прорыва летучих.

22 октября около 6 ч 30 мин через эту зону началось первое историческое извержение вулкана Безымянного (рис. 13). Вначале белые парогазовые выбросы быстро потемнели и вскоре вся южная часть горизонта (от Ключей) оказалась затянутой плотной пепловой дымкой. Затем пепловая мгла заволокла седловину между сопками Ключевской и Плоской. Во второй половине дня пелена пепла скрыла и вершину Ключевского вулкана. 24 октября над вулканом на

высоту до 2 км поднялся густой столб газов с пеплом, от которого к юго-востоку (в долину р. Сухой Хапицы) оттягивалась полоса пеплопада (рис. 14).

Именно в это время, т.е. спустя двое суток после начала извержения, напряженность его сейсмического сопровождения достигла максимума, соответствовавшего выделению энергии землетрясений $2,8 \cdot 10^{11}$ Дж/сут. В ночь на 25 октября прошел первый очень слабый пеплопад в пос. Ключи, а 27 октября – и на берегу океана в пос. Усть-Камчатске. 28 октября на расстоянии 25 км к востоку от вулкана мощность пепла достигла уже 2 см. В этот день из Козыревска при ясной погоде можно было наблюдать высокий столб густых клубов пепла – 4 км над кратером. Верхняя часть пеплового облака отклонялась к северу, а нижняя – к востоку в виде густой тучи.

Мощность сейсмического сопровождения снижалась и к 30 октября стабилизировалась на уровне $3,9 \cdot 10^{10}$ Дж/сут. К этому времени в районе границы древнего экструзивного купола и стратовулканического комплекса проработался новый кратер, диаметр жерла которого (если судить по размерам столба пепла) не превышал 250 м, а диаметр его гребня – 350 м. На общем фоне продолжающихся постепенных деформаций постройки вулкана происходило практически непрерывное выделение газопепловой взвеси (рис. 15). У самой кромки кратера газопепловая взвесь буквально вскипала, приобретая характерный облик типа «цветной капусты». Скорость подъема клубов пепла при наборе первых 300 м высоты составляла около 50 м/с. До высоты 600–700 м столб пепла поднимался почти вертикально, а затем начинал отклоняться по ветру, образуя плотный газопепловый шлейф. В периоды усиления деятельности вулкана высота столба увеличивалась до 2 км.

Относительно стабильное состояние вулкана продолжалось не более недели, и уже с 6 ноября мощность сейсмического сопровождения извержения вновь стала возрастать, достигнув к середине ноября уровня $1,2 \cdot 10^{11}$ Дж/сут. Одновременно происходило и усиление эксплозивной деятельности вулкана. 7 ноября было замечено некоторое расширение кратера вулкана в направлении погребенного экструзивного купола, вызванное все более заметным смещением последнего. Поздним вечером 8 ноября из экспедиционного лагеря 1 (см. рис. 11) над вулканом зарегистрировали слабое, но устойчивое тускло-красное освещение.

К середине ноября высота плотного газопеплового столба достигала иногда 7 км над вулканом. В его окрестностях проходили все более интенсивные пеплопады. 17 ноября самый сильный пеплопад с начала извержения наблюдался в пос. Ключи. Всего с начала извержения к 21 ноября (за месяц) в Ключах слой выпавшего пепла составил 22 мм ($14,42 \text{ кг/м}^2$), причем 75 % выпало за последнюю неделю, а 52 % – за одни сутки (16–17 ноября). В эти ноябрьские дни сильные пеплопады прошли повсюду вокруг вулкана. Темнота наступала даже в д. Еловке (100 км к северу) и пос. Усть-Камчатске (120 км к востоку).

После бурной эксплозивной деятельности 7–20 ноября сила извержения пошла на убыль. В окрестностях вулкана все еще проходили пеплопады, но уже не столь интенсивные. С 22 по 28 ноября за пять пеплопадов в Ключах в сумме выпало $1,13 \text{ кг/м}^2$ – слой около 2 мм. 30 ноября впервые вместо сплошной тучи, закрывающей весь небосвод, от Безымянного протянулась узкая (хотя все еще очень густая) полоса пепла. 1 декабря еще выпал пепел толщиной около 0,5 мм (345 г/м^2), но в дальнейшем пеплопады были уже более слабыми. Одновременное плавное снижение напряженности сейсмического сопровождения извержения привело к новой его стабилизации на уровне $2,3 \cdot 10^{10}$ Дж/сут. В этом режиме вулкан находился вплоть до своего пароксизмального извержения 30 марта 1956 г. Лишь трижды это стационарное состояние нарушалось более или менее существенными отклонениями, выразившимися в повышенной активности вулкана в середине декабря 1955 г. и некотором ее снижении в двадцатых числах января и во второй половине марта 1956 г.

Эта стабилизация извержения на новом, более низком уровне проявилась и в характере самого извержения. Продолжалось постепенное смещение древнего экструзивного блока и, как следствие – расширение расположенного между этим блоком и стратовулканическим комплексом кратера. К концу ноября последний имел диаметр 700–800 м и, будучи слегка удлиненным в широтном направлении, захватывал часть вершины древнего купола и весь западный кратер стратовулкана. С начала декабря 1955 г. (за исключением событий середины месяца) эксплозивная деятельность вулкана практически прекратилась.

Основным источником пепла для проходивших изредка в радиусе 50–60 км слабых пеплопадов стали пепловые тучи автоэксплозивных лавин. Их высота, как правило, не превышала 1–1,5 км над кратером. Чаше из кратера на высоту 1–2 км поднимались плотные снежно-белые клубы фумарольных газов без примеси пепла. По состоянию на 25 января 1956 г. кратер, несколько вытянутый в широтном направлении, имел диаметр около 1000 м и сравнительно небольшую глубину. Его дно в виде полого наклоненного, выпуклого щита было покрыто пирокластикой, из-под которой в 2–3 местах выступали острые скалы темной лавы. По краям купола на границе его со стенками кратера отмечены слабые взрывы, вероятно, обвального-автоэксплозивного генезиса.

Судя по всему, произошедшие во второй половине ноября плавное снижение активности вулкана и постепенный переход извержения в состояние стационарного развития соответствовали уменьшению газонасыщенности поступающего на поверхность ювенильного материала и началу формирования на вулкане Безымянном внутрикратерного экструзивного купола (см. рис. 13). В начале февраля материал автоэксплозивных лавин стал все больше распространяться за пределы кратера на южный склон вулкана (рис. 16). При формировании наиболее мощных лавин столбы пепла поднимались на высоту 2–3 км над кратером. 9 февраля одна из таких лавин достигла подножия вулкана за 50 с (50–60 м/с или около 200 км/ч при угле 35°).

Рост внутрикратерного купола сопровождался подвижками на юго-восточном склоне вулкана и теперь отчетливо выделялись древний купол и граница между ним и стратовулканом. Причем происходили не только местные подвижки, но и общий подъем древнего купола, слагающего эту часть массива. Величина подъема определялась приблизительно в 100 м, а с учетом осыпания перекрывавших его пород – около 230 м. Новая линия склона заметно передвинулась к юго-востоку. Вулкан как бы расширился, причем особенно бросающееся в глаза расширение вершины было обусловлено не только увеличением кратера, но в значительной мере и смещениями всего юго-восточного блока вулкана.



Рис. 16. Раскаленная лавина на склоне Безымянного 9 февраля 1956 г.
Вид с востока из лагеря 2 (см. рис. 11).

Фото Н.К. Классова [61]

Рис. 17. Извержение Безымянного 30 марта 1956 г. Вид из Козыревска.

Фото В.А. Шамшина [61]

Этот блок, состоящий в основном из древнего экструзивного купола, в целом испытывал не столько вертикальные, сколько горизонтальные смещения. Под воздействием мощного магматического давления блок как бы разворачивало от центра вулкана вокруг расположенной под юго-восточным склоном вулкана горизонтальной оси (см. рис. 13). Крутизна этой части склона заметно увеличилась – с 30 до 35°. Верхние 300 м были сложены массивным телом купола, а низ – рыхлой пирокластикой. Наряду со смещениями древнего купола продолжался и рост внутрикратерной экструзии. К концу марта интенсивность лавин настолько возросла, что 28 марта в Ключах после 50-дневного перерыва наблюдался слабый пеплопад, в ходе которого выпало 10,8 г/м² пепла.

В то же время быстро снизился уровень сопровождающей извержение сейсмичности. В последние две декады марта средняя частота регистрируемых на с/ст Ключи землетрясений уменьшилась по сравнению с предыдущим месяцем (1,7 и 3,5 землетрясения в сутки соответственно), снизилась их средняя энергия с $7,7 \cdot 10^9$ до $1,4 \cdot 10^9$ Дж. В результате среднесуточное выделение сейсмической энергии упало более чем на порядок (с $2,7 \cdot 10^{10}$ до $2,3 \cdot 10^9$ Дж/сут). Факт снижения сейсмичности на фоне усиливающейся активности вулкана свидетельствует о том, что на этой стадии извержения в охватившем постройку вулкана деформационном процессе падает доля дизъюнктивных дислокаций по сравнению с пластическими. Вероятно, этот феномен обусловлен тем, что в ходе мощного выжимания экструзивного купола произошли отрыв корней раскристаллизованного массива древнего купола и внедрение ювенильного материала под его основание (см. рис. 13). Высокотемпературный и газонасыщенный ювенильный материал, играя роль смазки, уменьшал долю хрупких разрушений в постройке вулкана и одновременно делал ее состояние все более неустойчивым.

30 марта 1956 г. произошло направленное извержение вулкана Безымянного (рис. 17). В результате вершинная часть вулкана была полностью разрушена на глубину до 1 км и на ее месте образовалась кальдера размерами 2,5 на 1,5 км (рис. 18). Общий объем разрушений 0,738 км³ [197]. Над вулканом на высоту 40 км поднялось эруптивное облако, которое сносилось ветром на северо-восток. Пеплопад прошел узкой полосой шириной 50 км и длиной 400 км. Количество пепла, выпавшего на этой площади, 0,2–0,3 км³ [28].

Большая часть материала разрушенной постройки была отложена в пределах узкого сектора подножия вулкана, покрыв площадь больше 60 км² и образовав поля островершинного холмисто-





Рис. 18. Плановые аэрофотоснимки в. Безымянного (слева – до извержения, справа – после) [61]

котловинного рельефа с относительными превышениями от 1–2 до 10–15 м. Материал распространился независимо от подстилающего рельефа: он выстилал понижения и речные долины, одновременно залегая на крутых склонах. Отложения представлены несортированным грубообломочным агломератом — песчано-алевролитовым материалом с большим количеством щебня и глыб, максимальный размер которых достигал 1–1,5 м.

В юго-восточном секторе от центра извержения песчаный и алевролитовый материал с рассеянным вулканическим гравием и сравнительно мелкими обломками размерами от 1–2 до 20 см в поперечнике образовал в наиболее удаленных (до 30 км) от вулкана частях так называемой области «направленного взрыва» отложения мощностью в первые сантиметры. Вблизи вулкана мощность отложений этого «песка направленного взрыва» достигала 60–70 см.

Вся растительность в этой зоне была высушена и местами обуглена. По мнению исследователей, пепел не падал спокойно сверху, а вырывался из кратера с колоссальной силой, подобно струе из пескоструйного аппарата. Базовый домик, расположенный в 12 км от вулкана, был буквально сметен, от него не осталось ни одной доски. На расстоянии до 25–30 км от кратера стволы деревьев и кустарников со стороны, обращенной к вулкану, были гладко ободраны, тогда как на противоположной стороне кора полностью сохранилась.

В юго-восточном направлении от вулкана на расстоянии до 18 км отложился материал пирокластических потоков, покрыв площадь около 30 км² и заполнив речные долины местами на глубину 60–65 м. Общий объем пирокластического материала этих потоков достигал 1 км³. Раскаленный материал отложился на площади около 500 км², и таяние снегов было очень бурным. В долине Сухой Хапицы и на склонах сопот Ключевской и Зиминной образовались бурные грязевые потоки (лахары), которые понеслись вниз, перенося крупные камни и сокрушая все на своем пути. Наиболее мощный грязевой поток прошел от конца пирокластического потока по р. Сухой Хапице, оставив после себя

отложения мощностью до 20 м. В районе протоки Чистой и оз. Урукулон, на расстоянии 80–85 км от вулкана, лахар впал в долину р. Камчатки. Озера Катлыныч и Бочкарево оказались целиком заваленными отложениями грязевого потока. В конце лахара в виде своеобразной конечной морены отложилась хаотическая смесь грязи, стволов и ветвей деревьев. Уровень р. Камчатки повысился на 35 см.

Общепринятая на данный момент точка зрения трактует это событие достаточно однозначно [22–24, 57–59, 61, 241]. Вершина вулкана взорвалась в буквальном смысле этого слова. Взрыв был направлен под углом 30–45°. При угле взрыва в 45°, определяющем максимальную дальность баллистических траекторий разлета продуктов взрыва в 30 км, максимальная начальная скорость оценивается в 500 м/с, а с учетом сопротивления воздуха даже до 600 м/с. Минимальная начальная скорость, требующаяся для транспортировки по воздуху на расстояние порядка 13 км основной массы разрушенной постройки вулкана, оценена исследователями в 360 м/с.

Вслед за направленным взрывом началась плинианская деятельность. Над кратером поднялось эруптивное облако на высоту 35–40 км – пеплопад прошел полосой шириной в 50 км и продолжался около 4 ч. Одновременно с образованием эруптивного облака через образовавшуюся брешь началось извержение пирокластических потоков, заполнивших долины рек подножия вулкана. Стремление максимально отодвинуть момент начала формирования пирокластических потоков и признать его наступление после образования эруптивной колонны еще более обозначилось в последних работах [23, 24], поскольку исследователи пытаются привести наблюдательный материал в полное соответствие с моделью Фишера [305], согласно которой сами пирокластические потоки могли возникнуть лишь как результат обвала (коллапса) уже сформировавшейся эруптивной колонны. Причем обвал краевых частей колонны, по их мнению, вызывает приземную пирокластическую волну, а коллапс центральной части – собственно пирокластические потоки. В процессе движения потока над ним образовалось пепловое облако, отложения которого залегают поверх пирокластики потока.

Однако приведенная выше схема противоречит фактическим данным. В частности, при переходе через звуковой барьер такого большого количества вещества должен был произойти поистине всеоглушающий звуковой удар, тогда как наблюдатели в лучшем случае регистрировали лишь легкое «давление на уши». Более того, по оценкам Г.С. Горшкова [61], выполненным на основании данной схемы, кинетическая энергия взрыва составила $1,2 \cdot 10^{17}$ Дж, тогда как энергия сопровождающего взрыв землетрясения на пять порядков меньше ($2 \cdot 10^{12}$ Дж по Г.С. Горшкову [61] или $1 \cdot 10^{12}$ Дж, согласно каталога П.И. Токарева [235]). С учетом законов сохранения (в частности – сохранения импульса), энергия взрыва и энергия вызванного им землетрясения должны соответствовать друг другу, по крайней мере, с точностью до порядка. Это естественно: «сильный выстрел» с необходимостью порождает и «сильную отдачу». Поэтому взрыв, одна только кинетическая энергия которого эквивалентна взрыву водородной бомбы мощностью около 25 мегатонн, должен сопровождаться землетрясением с $M \approx 8$. Удар этого землетрясения должен был бы ощущаться в радиусе тысяч километров, а на расстоянии первых сотен привести к катастрофическим разрушениям. В действительности землетрясение, сопровождавшее пароксизм 30 марта 1956 г., никем из наблюдателей не ощущалось и лишь ненамного превосходило наиболее сильные землетрясения из предшествовавших. В частности, 27 февраля и 11 марта 1956 г. зарегистрированы землетрясения с энергией $1,0 \cdot 10^{11}$ Дж, а 16 декабря $1,3 \cdot 10^{11}$ Дж.

Еще больше вышеприведенная схема противоречит прямым наблюдениям за развитием извержения. В частности, «одним из первых увидел извержение линейный монтер В.П. Сорокин из д. Камаки (65 км к юго-востоку от вулкана). Находясь в доме, он почувствовал «давление на уши», т.е. резкое изменение атмосферного давления, и сразу же понял – что-то случилось на вулкане. Выбегав на улицу, он увидел над вулканом Безымянным косо направленный к востоку (около 30° к горизонту) эруптивный столб, который был насыщен «искрами» и казался огненным (судя по скорости распространения взрывной волны, это было через 3–4 мин после начала извержения). Над этой «огненной струей» также косо, около 45° к горизонту, быстро росли клубы «дыма», которые через 1–2 мин закрыли вершины всех вулканов. Через 4–5 мин по долине р. Сухой Хапцы и у юго-восточного подножия Ключевской сопки стали подниматься светлые пары, причем по долине Сухой Хапцы они катились волнами и сопровождались «искрами» (это были пирокластические потоки). Вскоре

густое, черное эруптивное облако с мощным пеплопадом, которое быстро двигалось в сторону наблюдателя, скрыло ход дальнейших событий» [61, стр. 37].

Отметим наиболее существенную деталь этого описания, лежащую на самой поверхности. Подчеркнем, что спустя 8–9 мин после начала извержения В.П. Сорокин **видел** движущиеся потоки, а любой исследователь, имеющий опыт вулканологических наблюдений, знает, что даже слабое выпадение тончайшего пепла делает атмосферу полностью непрозрачной, а какие-либо наблюдения – невозможными. Тем более это должно было бы иметь место при выпадении из воздуха многометровых толщ пепла, песка и грубообломочных отложений с размерами глыб до 1,5 м. Как можно видеть на опыте направленных промышленных взрывов, тончайшая пыль продолжает оседать в течение длительного времени (до первых десятков минут) после выброса основной массы взорванного материала. Если бы выпадение больших объемов раскаленного материала из латерального облака направленного взрыва, движущегося со скоростью от одинарной до двукратной звуковой действительно имело место, то еще до того как В.П. Сорокин почувствовал давление на уши (скорость воздушной волны оценена в 295–333 м/с) на расстоянии до 30 км от вулкана уже должны были начаться фреатические взрывы, интенсивное таяние и испарение мощного снегового покрова.

В наблюдениях В.П. Сорокина нет ни малейшего намека на подобные явления. Атмосфера незамутненно чиста. И эта чистота с легкостью разрушает всю приведенную выше схему развития извержения. Наблюдения В.П. Сорокина можно было бы проигнорировать, если бы он был единственным свидетелем произошедших событий. Но аналогичная картина наблюдалась и из пос. Ключи самими исследователями. По данным Г.Е. Богоявленской [22] *«в момент взрыва над вулканом поднялось косо направленное к востоку эруптивное облако, которое быстро ширилось, росло и через несколько минут закрыло горизонт. В это же время с юго-восточного подножия Ключевской сопки (за которой был скрыт от наблюдателей вулкан Безымянный – прим. автора) в долине р. Сухой Хапицы появились темные облака, которые скатывались по склону волнами и сопровождались искрами. Эруптивная туча поднялась на высоту 34 – 35 км и имела типичный вид «цветной капусты».*

Четкая нижняя граница эруптивной тучи без малейших признаков размыва и намеков на осыпание и выпадение пирокластики просматривается и на фотографиях, приведенных в работах [57,61]. В связи с этим следует, что до прохождения пирокластических потоков не было никакого выпадения раскаленного материала из облака «направленного взрыва», точно также как не было и самого направленного «взрыва» вершины вулкана. И разнообразный фациальный состав отложений в 30-километровом секторе «отложений направленного взрыва», и все приписываемые «направленному взрыву» в этом секторе разрушения обусловлены самим движущимся вдоль поверхности земли потоком раскаленной пирокластики.

Однако вернемся к наблюдениям В.П. Сорокина как к наиболее подробным. Из них, в частности, следует, что спустя 8–11 мин поток раскаленной пирокластики находился в долине р. Сухой Хапицы на расстоянии 20 – 30 км от вулкана, т.е. значение средней скорости его продвижения попадает в интервал от 35 до 70 м/с. Это на порядок меньше по сравнению со скоростью взрывной воздушной волны (295–333 м/с) и соответствует диапазону скоростей движения пирокластических потоков и автоэксплозивных лавин как уже известных ко времени рассматриваемого извержения [171], включая наблюдения самих исследователей [61], так и более поздних (например [148, 343]) оценок.

В ходе исследования процесса извержения вулкана Безымянного осенью 1955 г. установлено [61], что максимальная скорость подъема газопепловой взвеси над постройкой вулкана составляла около 50 м/с. Близкие значения скорости подъема эруптивной тучи были получены и при изучении извержения вулкана Сент-Хеленс 18 мая 1980 г. (см. ниже). Скорости движения пирокластического потока и подъема эруптивной тучи имеют близкие значения. Поэтому нет ни малейших оснований рассматривать образование потока раскаленной пирокластики как следствие обвала эруптивной колонны. К моменту начала формирования пирокластического потока эруптивная колонна просто еще не могла сформироваться. Оба эти процесса начали развиваться практически одновременно. Таким образом, общепринятая на данный момент картина развития извержения вулкана Безымянно-

го 30 марта 1956 г. находится в полном противоречии с фактическими данными. Что же в действительности произошло на вулкане 30 марта 1956 г.?

Как было показано выше, извержению 30 марта предшествовало развитие мощного экструзивного процесса, в ходе которого происходило постепенное смещение пород юго-восточного блока постройки вулкана. Под воздействием мощного магматического давления блок как бы разворачивало от центра вулкана вокруг расположенной под юго-восточным склоном вулкана горизонтальной оси. При этом максимальные смещения как по вертикали, так и по горизонтали вблизи вершины блока к концу марта 1956 г. достигли величины от 100 до 200 м.

Подобный характер развития экструзивного процесса позволяет предполагать, что в основании юго-восточной постройки вулкана образовалась выклинивающаяся к его подножию зона дробления, заполненная субгоризонтальными инъекциями андезитовой магмы. При этом ювенильный материал играл роль смазки, все более уменьшая сцепление блока с оставшейся частью постройки вулкана. Вследствие продолжающихся деформаций положение всей юго-восточной части постройки вулкана становилось все более неустойчивым. Рано или поздно, но она должна была соскользнуть со своего основания, что и произошло 30 марта 1956 г.

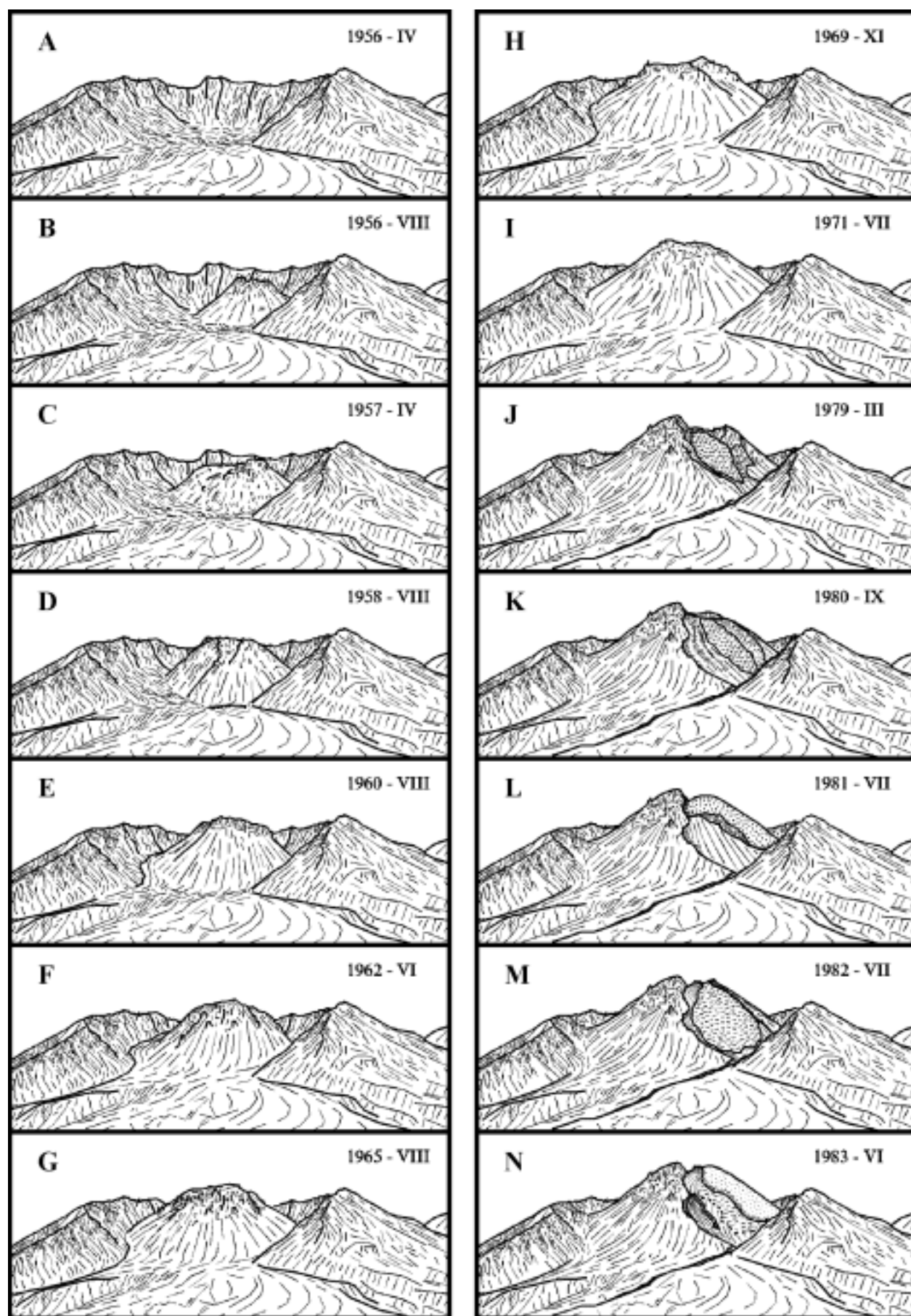
Развитие этого гигантского оползня сопровождалось интенсивным дроблением пород и резкой декомпрессией подстилающего их ювенильного материала. Благодаря интенсивному вскипанию последнего, сквозь оползающий блок рванулись струи раскаленной пирокластики, придавая оползню дополнительное ускорение и вынося на поверхность газонасыщенный автоэксплозивный материал. По своей сути на начальных стадиях процесс извержения можно рассматривать как сравнительно медленно развивающийся объемный взрыв извергаемого автоэксплозивного материала. По скоростям развития этот процесс можно сопоставить, скорее, с горением, чем с детонацией [3], так как интенсивные газоотделение, вскипание и дробление происходят не одновременно по всему объему извергающегося материала, а развивается в виде волн дробления, распространяющихся перпендикулярно поверхностям многочисленных уже возникших и вновь создающихся трещин, соответствующих поверхностям декомпрессии.

Расширяющийся ювенильный газ придавал определенное ускорение всей образующейся газопирокластической взвеси. Однако вполне естественно, что величина этого ускорения прямо пропорциональна доле газовой составляющей в этой взвеси. Наиболее легкие части взвеси, содержащие самую тонкую пирокластику, в виде упоминавшейся огненной струи сквозь трещины соскальзывающего блока рванулись практически перпендикулярно его поверхности, т.е. под углом 30–45° к горизонту. Вполне вероятно, что часть именно этой наиболее тонкой и быстро движущейся пирокластики достигла верхних слоев атмосферы и 1–2 апреля была замечена над Аляской, а 3–4 апреля – над Британскими островами. В то же время основная часть ювенильного материала в виде потока раскаленной пирокластики устремилась вниз по склону, придавая дополнительное ускорение породам гигантского оползня и вместе с ними сметая все на своем пути.

Процесс формирования и движения потока раскаленной пирокластики имеет ряд существенных особенностей (см. раздел 1.3.1), как правило, не учитываемых при реконструкциях хода извержения по комплексу образованных им пирокластических отложений. Это и обуславливает различного рода затруднения в подобных реконструкциях. Особенности близповерхностного движения потока раскаленной пирокластики в своем сочетании позволяют вполне корректно объяснить все последствия извержения вулкана 30 марта 1956 г. и в том числе все разнообразие фациального состава продуктов извержения, не прибегая ни к сверхзвуковым скоростям, ни к баллистике.

Что касается большей детализации событий, произошедших на в. Безымянном 30 марта 1956 г., то в этом плане безусловный интерес представляет возможность сравнения рассматриваемого извержения с извержением вулкана Сент-Хеленс 18 мая 1980 г. [343]. Они похожи друг на друга как две капли воды лишь с той небольшой разницей, что извержение Сент-Хеленс произошло на фоне затухающего развития экструзивного процесса, тогда как Безымянного – на фоне стабилизации и сохранения в течение четырех предшествовавших месяцев довольно высокого уровня активности.

Так как и само развитие извержения вулкана Сент-Хеленс 18 мая 1980 г. и его последствия были изучены более детально, то полученные на основании этого изучения данные могут быть ис-



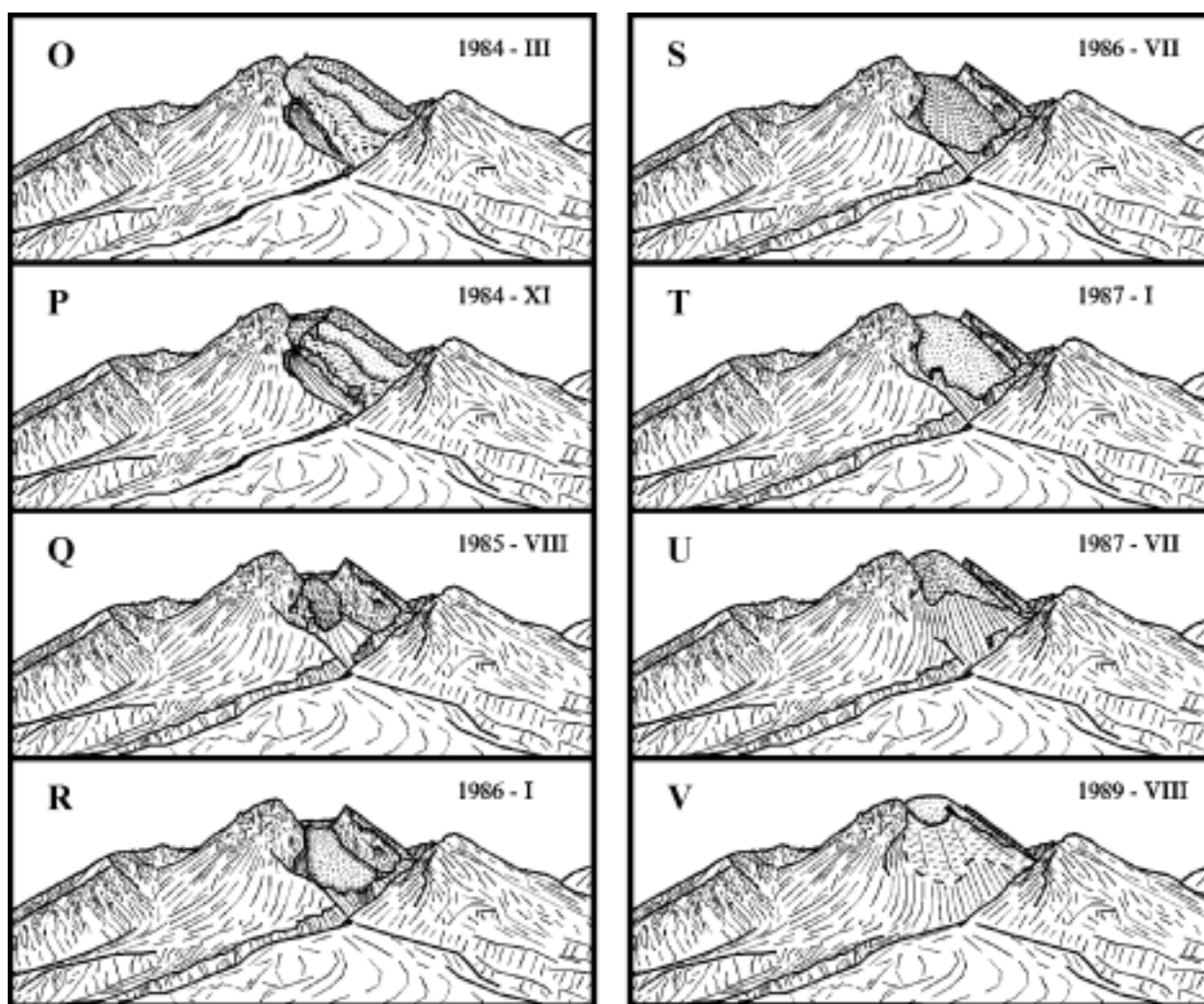


Рис. 19. Эволюция постройки Безымянного после извержения 30 марта 1956 г. Отрисовка выполнена относительно точки наблюдений в 1,5 км к юго-западу от лагеря Нижний (см. рис. 11, пункт 4).

Меняющимся крапом показаны лавовые потоки.

пользованы при воссоздании общей картины развития аналогичных событий на вулкане Безымянном. В частности, динамику общего развития процесса можно охарактеризовать следующими фактами и цифрами. По зарегистрированным в последовательности слайдов визуальным наблюдениям установлено [346], что первая часть гигантского оползня за первые 10 с движения набирает скорость от 50 до почти 80 м/с, затем скорость резко падает примерно до 35 м/с. До такой же скорости разгоняется и оставшаяся часть оползающего склона, стартуя при 20 м/с.

Скорость подъема эруптивной тучи над вулканом в первые 2–3 с достигает 100–140 м/с, затем резко падает до 50 м/с. В общей сложности за 30 с верхняя часть тучи достигает высоты около 1,6 км (средняя скорость немногим выше 50 м/с). Скорость подъема тучи над движущимся потоком раскаленной пирокластики в течение нескольких секунд сохраняется в пределах 100–130 м/с, а затем резко снижается до 30 м/с. В общей сложности за первые 30 с подъема вершина тучи достигает высоты около 1,2 км, что соответствует средней скорости подъема около 40 м/с. Что касается самого движущегося вдоль поверхности земли потока раскаленной пирокластики, то его начальная скорость меняется от 50 до 80 м/с (за 15 с около 1 км, что соответствует примерно 65 м/с) с общей тенденцией сначала к ускорению, а затем к снижению. Тенденция к ускорению опережающей основную массу потока более легкой пирокластики привела к ее разгону на первых 13 км в главном направлении движения ориентировочно до 140–150 м/с [333].

Извержение вулкана Сент-Хеленс произошло в воскресное утро. Стояла чудесная майская погода и в окрестностях, на первый взгляд, утихомирившегося вулкана находились отдыхающие. Поэтому в очевидцах произошедшего недостатка не было. Многие из них наблюдали разрушающее воздействие потока раскаленной пирокластики, некоторым довелось ощутить это воздействие, к сожалению, в прямом смысле этого слова, а кое-кому, как это ни печально, эти наблюдения стоили жизни. Но ни в свидетельствах очевидцев, ни в приведенных выше количественных оценках нет ни малейшего намека на сверхзвуковые скорости и баллистические траектории. Все это делает высказывания о том, что *«представления Г.С. Горшкова [58, 59] о существовании катастрофических направленных взрывов на андезитовых вулканах, высказанные им на основании изучения последствий извержения вулкана Безымянный, блестяще подтвердились непосредственными наблюдениями за извержением вулкана Сент-Хеленс» [23]*, не совсем уместными.

Ради объективности следует отметить, что задача интерпретации событий, произошедших на вулкане Сент-Хеленс, оказалась не такой уж простой и для американских исследователей. Мур и Сиссон [327] интерпретируют характер произошедших событий преимущественно как развитие пирокластической волны, Уайтт [349] – как развитие пирокластического плотного потока. Войт [347] пытается вычленить в самостоятельное событие процесс развития оползневой лавины. И только Хоблитт с соавторами [312] сочли возможным использовать термин «направленный вулканический взрыв» с той существенной оговоркой, что он относится ко всему комплексу произошедших 18 мая 1980 г. явлений и процессов, равно как и ко всей совокупности сформированных ими отложений. При этом (в отличие от работ [22–24, 28, 57–59, 61, 241]) нет ни малейшего намека на попытки выделения этого «направленного взрыва» в самостоятельную фазу извержения 18 мая 1980 г., а его отложений – в отдельные фации. Последняя точка зрения принципиальных возражений не вызывает. Однако, по мнению автора, при описании событий, подобных произошедшим на вулканах Безымянном 30 марта 1956 г. и Сент-Хеленс 18 мая 1980 г., все-таки более приемлемым представляется использование термина «направленное обвальное-эксплозивное извержение».

Сразу после направленного извержения вулкана 30 марта 1956 г. внутри образовавшейся кальдеры началась интенсивная экстрезивная деятельность. К 22 июня растущий купол уже достиг высоты около 300 м (рис. 19). Как свидетельствует сейсмическое сопровождение извержения, рост купола отличался крайней неравномерностью. После извержения вулкана 30 марта его сейсмическая активность быстро снижалась и в период с 4 по 8 апреля стабилизировалась на уровне $2 \cdot 10^7$ Дж/сут, а затем вновь начала возрастать, достигнув 19 – 20 апреля мощности $6 \cdot 10^9$ Дж/сут. Это более чем на три порядка превышало уровень предыдущего спада сейсмичности. Скорее всего, именно в третьей декаде апреля приращение объема экстрезии было максимальным.

На фоне общей тенденции к затуханию вспышки сейсмической и, вероятно, экстрезивной активности вулкана были в конце мая – начале июня и конце июля 1955 г. Кульминация последней из этих вспышек имела место 25 июля, а извержение в этот период вновь приобрело эксплозивные черты. Интенсивные обвалы с растущей экстрезии раскаленного и газонасыщенного материала неоднократно приводили к формированию небольших автоэксплозивных лавин, материал которых откладывался в пределах кальдеры у подножия экстрезии. Над постройкой вулкана на высоту до 10 км поднимались эруптивные облака с поверхностью типа «цветной капусты».

К двадцатым числам августа формирование автоэксплозивных лавин на куполе почти прекратилось. Теперь там происходили только обвалы, дававшие начало миниатюрным лавинам раскаленных обломков, спускавшимся по крутым склонам купола. На месте обвалов обнажалась свежая лава, которая некоторое время светилась в темноте тускло красным цветом. Судя по цвету, температура внешних частей купола не превышала 700°C . По оценкам Г.С. Горшкова [61], купол в это время достиг высоты 320 м. Его нижняя часть до высоты 180 м была покрыта обломочной мантией. Купол имел сдвоенную вершину с суммарным диаметром 320 м. На уровне основания мантии его диаметр достигал 620 – 650 м.

В конце августа 1956 г. имел место еще один, более слабый по сравнению с предыдущими, всплеск активности вулкана, за которым последовало плавное снижение активности в течение сентября и первой половине октября. После небольшого роя из пяти землетрясений в конце октября,

двух одиночных землетрясений в ноябре и одного – в декабре положение на вулкане окончательно стабилизировалось и наступил период покоя, продлившийся почти год. К апрелю 1957 г. (см. рис. 19, С) купол остыл с поверхности и, за исключением лишь самой верхней части, уже был покрыт снегом.

Практически весь 1957 г. вулкан находился в состоянии покоя. Чаше всего газовый столб поднимался на высоту 600–900 м. Иногда газовые выделения поднимались на высоту 2500–3000 м. Изредка (30 января, 1 марта, 31 июля) регистрировались поднимающиеся над вулканом столбы пепла и вулканокластической пыли, которые формировались, скорее всего, в ходе одиночных обвалов неустойчивых частей купола и стенок кальдеры. Рост купола почти прекратился: из верхних его частей на протяжении всего 1957 г. происходила спокойная эмиссия газов, а к осени по сравнению с апрелем никаких изменений в очертаниях и размерах купола не отмечено. Отсутствовали и местные землетрясения.

Лишь во второй половине ноября 1957 г. были вновь зарегистрированы одиночные землетрясения с эпицентром в районе Безымянного. После чего активность вулкана начала плавно возрастать и достигла максимума 13 февраля 1958 г. Во время кульминации извержение приобрело эксплозивные черты. 13 февраля в 9 ч утра в пос. Ключи наблюдатели заметили из-за склона Ключевской сопки белые клубы, которые держались в течение всего дня, а 14 февраля в пос. Боровом (40 км к юго-западу от вулкана) в течение всего дня шел пеплопад. После кульминации извержения активность вулкана стала быстро снижаться и к концу февраля вулкан вновь перешел в спокойное состояние.

Однако наступившее затишье на этот раз оказалось очень кратковременным и уже в апреле возобновился и стал усиливаться экструзивный процесс. Активность вулкана достигла максимума в период 26 – 28 июля 1958 г., когда был зарегистрирован рой землетрясений с эпицентрами в районе вулкана. К сожалению, наблюдения за ним в это время не проводились. Лишь 21 мая того же года из пос. Ключи из-за Ключевской сопки были видны серые облака. Скорее всего, их серый цвет был обусловлен вулканокластической пылью, поднимавшейся в ходе обвалов на интенсивно растущем куполе. Однако вполне вероятно, что во время пика активности вулкана 26–28 июля извержение приобретало эксплозивный характер.

К августу 1958 г. (см. рис. 19, D) купол вырос и внешний вид его изменился по сравнению с 1957 г. Большую часть площади кальдеры занимала вулканокластическая мантия купола. Монолитная лава экструзии обнажалась лишь в пределах верхних 50–70 м купола, образуя четко выраженный практически вертикальный уступ. Наступившее после июльского всплеска активности затишье продолжалось до второй половины октября, когда вновь появились и стали учащаться землетрясения в районе вулкана. Вероятно, стала повышаться и интенсивность экструзивного процесса. Нарастание активности вулкана достигло своего максимума 28 – 29 декабря, когда извержение вновь приобрело черты эксплозивной деятельности.

29 декабря 1958 г. утром в Ключах и его окрестностях на снегу был найден свежий пепел. Пеплопад в Ключах начался в ночь на 29 декабря и продолжался весь день. Одновременно зафиксировано большое число толчков с эпицентром в районе Безымянного. Вечером 29 декабря на территории вулканостанции собрали 21 г/м² пепла. Утром 31 декабря слабо-серый цвет поверхности снега отмечался даже в Эссо. По сообщениям метеостанции из Эссо, количество выпавшего пепла составило там 1 г/м². Судя по химическому составу, пепел принадлежал вулкану Безымянному. С 27 по 31 декабря 1958 г. зафиксировано около ста землетрясений. Максимальное число толчков (44) было 28 декабря.

В первых числах января 1959 г. состояние вновь стабилизировалось и признаки активности вулкана стали появляться лишь в конце февраля. Возобновились и стали учащаться землетрясения с эпицентром в его районе. Нарастал экструзивный процесс. В ходе обвалов все большее значение приобретало явление автоэксплозивности. Активность вулкана достигла максимума 28 – 29 марта 1959 г. В эти дни над вулканом почти все время поднимались небольшие эруптивные облака, высота которых достигала 3–3,5 км. 28 марта пепел вулкана был встречен уже в 20–25 км к востоку от пос. Ключи. 29 марта в районе западного склона купола происходило периодическое формирование небольших автоэксплозивных лавин из западной части купола через промежутки в среднем 30–40 мин. При этом слышался глухой громоподобный гул. Всю

ночь с 29 на 30 марта в окрестностях вулкана шел пеплопад. Палатки вулканологов в районе кратера Карпинского были покрыты слоем пепла толщиной около 5 мм. 31 марта выбросы пепла со стороны вулкана стали редкими. Воспользовавшись этим, Е.К. Мархинин и В.Б. Пугач совершили подъем к кратеру вулкана. Там толщина свежего пепла достигала 10 см.

Активность вулкана быстро падала и уже к середине апреля Безымянный вновь перешел в состояние покоя, которое продолжалось почти полгода. До конца сентября 1959 г. из его кратера спокойно выделялись пары и газы, иногда довольно обильные, и заполняли весь кратер. Наиболее интенсивные выделения были в западной (бывшей наиболее активной в ходе минувшего извержения) части кратера, откуда столб пара поднимался порой на 3,5 – 4 км.

С конца сентября из района вулкана вновь зарегистрированы сейсмические толчки. Активность вулкана нарастала в течение месяца, пока не достигла максимальных значений в период с 26 по 30 октября 1959 г. В общей сложности с 15 по 30 октября 1959 г. было зарегистрировано около 110 сейсмических толчков. Максимальное число толчков (46) было 29 октября. Во второй половине дня 26 октября из пос. Ключи за Ключевской сопкой (за которой был скрыт от наблюдателей Безымянный) заметили светло-серую полосу, протягивающуюся в восточном направлении. Первые следы пеплопада обнаружены приблизительно в 50 км к востоку от Ключей. В середине дня 29 октября у лагеря близ лавового потока Апахончич количество пепла составляло 4,3 г/м². Пеплопад здесь происходил и в ночь с 29 на 30 октября. Утром, когда рассеялся туман, отметили, что высота столба пара и пепла над кратером сопки Безымянной достигала около 2 км. В 11 ч дня пеплопад возобновился.

Затухание извержения было более быстрым по сравнению с предшествующей активизацией. Подъем над вулканом небольших столбов пара и пепла еще регистрировался в первых числах ноября. Утром 4 ноября один из таких паро-газопепловых столбов поднялся на высоту около 2 км над вулканом. Однако уже в середине ноября его состояние окончательно стабилизировалось.

После ряда землетрясений, связанных с извержением вулкана в октябре 1959 г., Безымянный не проявлял сейсмической активности до 23 февраля 1960 г., когда было отмечено первое землетрясение. Постепенно число толчков с очагом под вулканом увеличивалось. 6 апреля было отмечено уже пять землетрясений, 12 апреля – 21, а 13 апреля – 85. 13 апреля только за 1 ч (с 4 до 5 ч) было зарегистрировано 13 толчков. До этого дня среднесуточная энергия, выделяемая при землетрясениях, постепенно возрастала. После 13 апреля число толчков и их сила начали быстро убывать. Так, 14 апреля было отмечено 17 толчков, 15 – 8, 16 – 4. Непрерывное вулканическое дрожание имело место с 11 ч 13 мин апреля до 17 ч 14 апреля. Судя по сейсмическим данным, эксплозивная кульминация этого извержения имела место с 4 ч 13 апреля до 17 ч 14 апреля.

Во время извержения пеплопад прошел широкой полосой от южных склонов вулкана Плоского до вулкана Толбачик. Пепел выпал на площади не менее 1000 км². 20 апреля весь кратер был заполнен густыми клубами пара сизого и серого цвета, поднимавшегося на высоту 3 км над вулканом. Весь день из кратера слышался глухой грохот камнепадов. Часто каменные лавины поднимали клубы пепла, который вместе с парами разносился ветром по окрестностям вулкана. Слабый пеплопад наблюдался в ночь с 19 на 20 апреля и весь день 20 апреля.

Всю видимую часть кратера покрывал свежий пирокластический материал, который был отложен из автоэксплозивных лавин 13 – 14 апреля по двум руслам длиной 700 и 1700 м. Пирокластика представляла собой хаотическое нагромождение обломков лавы от 3–4 см до 6–7 м и пепла андезитового состава. На выходе из кратера отложения пирокластики дали начало грязевым потокам. Южный имел длину 8 км и ширину 25–30 м, а северный соответственно 4 км и 80–100 м. Грязевые потоки небольшой длины стекали также со средней части кратера.

Существенные изменения произошли на экстррузивном куполе. Значительно изменились его форма и размеры (см. рис. 19, Е) и увеличилось количество фумарольных полей на куполе, в кратере и на юго-восточном склоне вулкана (на выходе из кратера) образовались потоки свежего пирокластического материала. Абсолютная высота купола изменилась незначительно: увеличилась по сравнению с октябрём 1959 г. всего на 8–10 м. Однако ширина его стала намного больше. Рыхлый чехол стал тоньше и из-под него в ряде мест показались участки тела купола.

С конца апреля до конца 1960 г. землетрясений с очагом в районе вулкана не отмечалось. Все это время вулкан находился в спокойном состоянии. Лишь утром 5 декабря над кратером вулкана заметили небольшое пепловое облако. К полудню его размеры увеличились, а затем оно постепенно рассеялось. Вполне возможно, что это облако возникло в результате обвалов неустойчивых частей купола или стенок кальдеры.

В январе, феврале и первых числах марта 1961 г. какого-либо усиления активности вулкана визуально отмечено не было, хотя 9 февраля зарегистрировали первое землетрясение с эпицентром в районе вулкана, после чего сейсмическая активность стала быстро нарастать. Вероятно, в это же время возобновился и стал усиливаться обуславливающий ее деформационно-экструзивный процесс. Лишь 5 марта на общем фоне повышенной фумарольной деятельности с западной (теновой по отношению к наблюдениям из района с/ст Апахончич) стороны купола было зарегистрировано эпизодическое формирование парогазовых столбов белого цвета.

Одновременно с усилением сейсмической активности частота формирования столбов пара и газа стала возрастать, а высота их – увеличиваться. С 8 марта в парогазовых выделениях над вулканом постепенно увеличивалась доля пепла, цвет их темнел. В развитии обвальных лавин все большее значение начинал играть эффект автоэксплозивности. С 23 марта процесс обвалов стал практически непрерывным. С утра над кратером вулкана наблюдали светло-серое газопепловое облако. На следующий день цвет этого облака стал густо-черным.

25 марта нарастающая активность вулкана достигла своих максимальных значений. Как и накануне, в этот день над кратером вулкана с утра повисло густое черное облако газопепловых выделений. В 12 ч 50 мин произошло формирование первого пирокластического потока. Пепловая туча грибообразной формы поднялась на 6–7 км над вулканом. После этого наступило относительное затишье, продолжавшееся до 23 ч. Затем бурная деятельность вулкана возобновилась и продолжалась все дни 26 и 27 марта (68 % всех зарегистрированных землетрясений). С утра 26 марта в районе с/ст Апахончич отмечались непрерывный грохот извержения, интенсивное выпадение пепла, вспышки молний. Особенно усилилось извержение к 11 ч дня. В это время выбросы происходили практически непрерывно, форма туч менялась ежеминутно. Цвет туч был преимущественно черный, а высота достигала 8–9 км. Газопепловые облака относились ветром в северо-восточном направлении. В пос. Ключи с утра 26 марта наблюдался пеплопад, который усилился во второй половине дня и постепенно прекратился к вечеру. В Козыревске пепел выпал в ночь на 27 марта.

После кульминации извержения 25–27 марта его активность стала быстро снижаться. 28–29 марта наблюдателями регистрировались периодические выбросы газопепловых черных облаков на высоту 3–4 км в восточном направлении под углом 60–70° к горизонту, сопровождаемые громopodobным гулом. 30 марта наблюдались лишь интенсивная фумарольная деятельность и образование обвальных лавин раскаленного материала, сопровождавшихся в ночное время свечением. В начале апреля интенсивность обвалов постепенно уменьшалась, а последний раз свечение обвальных лавин было зарегистрировано 17–18 апреля 1961 г.

Однако наступившее на вулкане затишье было весьма относительным и условным. В отличие от всех предшествующих извержений, в 1958–1960 гг. состояние вулкана стабилизировалось при сохранении на достаточно высоком уровне его экструзивной активности. Уже в мае 1961 г. деформационный процесс стал вновь приводить к эпизодическому формированию небольших лавин холодных обломков с поверхности растущей экструзии. С течением времени обвалы происходили все чаще, вовлекая в процесс обрушения все большие объемы пород. Во второй половине июня отмечены в ходе обвальных процессов явления автоэксплозивности. 18 июня над вулканом отмечалось периодическое формирование небольших пепловых столбов – до 2 км. Их образование сопровождалось гулом, доносившимся до с/ст Апахончич. 20 июня зарегистрирован сильный пепловый выброс. Пепел выпал в районе Апахончич. Со стороны вулкана были слышны грохот и гул. 22 – 24 июня вечером и ночью с вершины купола часто скатывались лавины раскаленных обломков. Все лавины начинались в одном и том же пункте почти у самой вершины купола. К утру 23 июня активность вулкана несколько снизилась, лавины стали скатываться значительно реже. В последующие четыре дня эруп-

тивная деятельность вулкана постепенно ослабевала, раскаленные лавины скатывались все реже. 28 июня в 11 ч отметили формирование еще одной большой лавины раскаленных обломков.

В течение июля, августа, сентября и октября 1961 г. экструзивный процесс продолжался на фоне обычной сольфатарной деятельности. К ноябрю деформационно-экструзивный процесс стал усиливаться и на с/ст Апахончич стали все чаще регистрировать формирование над вулканом небольших газопепловых столбов. Активность вулкана еще более возросла в первых числах декабря. Интенсивность обвалов увеличилась. В ночное время они сопровождались свечением, судя по которому температура отдельных обломков в них достигала 900–1000 °С. Активность вулкана, постепенно ослабевая, к середине декабря снизилась до уровня августа – сентября и во второй половине декабря вулкан в основном проявлял лишь интенсивную сольфатарную деятельность. Во время усиления активности вулкана в июне и декабре 1961 г. изменений в уровне сейсмичности отмечено не было.

В январе – апреле 1962 г. вулкан по-прежнему находился в состоянии слабого развития деформационно-экструзивного процесса, протекавшего на фоне обычной слабой газовой эмиссии, временами усиливавшейся до умеренной. Активность его стала резко возрастать во второй половине мая. Сейсмической подготовки сейсмостанциями Ключи, Апахончич и Козыревск отмечено не было. Первые признаки начинающегося извержения были замечены на с/ст Апахончич в ночь на 21 мая, когда в теле внутрикратерного купола появились крупные раскаленные трещины. В 7 ч 45 мин зарегистрировали первый пепловый выброс высотой около 2 км.

Интенсивность извержения нарастала до 24 мая, после чего пошла на убыль. Для кульминационной стадии, продолжавшейся по 29 мая включительно, наиболее характерно образование нисходящих автоэксплозивных лавин, чередовавшееся с довольно сильными вертикальными пепловыми выбросами. То и другое происходило на фоне массового обрушения каменных лавин. В ночь с 24 на 25 мая отмечен наиболее сильный пеплопад. У подножия Безымянного на расстоянии 1,6 км выпало 113 г/м пепла, в районе с/ст Апахончич (16 км) – 62, в Козыревске (45 км) – 32, Ключах (42 км) – 23 г/м. Выпадение пепла произошло также во всех населенных пунктах, расположенных по р. Камчатке, на участках между Ключами и Козыревском. Материал автоэксплозивных лавин перемещался по нескольким руслам и откладывался на расстоянии до 4 км от вулкана. После 24 мая автоэксплозивность ювенильного материала постепенно снижалась. После 30 мая для вулкана были характерны в основном многочисленные каменные лавины обвального типа. Постепенно их частота и интенсивность снижалась. Свечение в ночное время становилось все более тусклым и к концу июня практически исчезло. Характерная черта этого извержения: процесс предкульминационного нарастания активности вулкана был существенно редуцирован во времени по сравнению с последующим затуханием.

Во второй половине 1962 г. (см. рис. 19, F) и весь 1963 г. вулкан сохранял слабый уровень деформационно-экструзивного процесса. Об этом свидетельствовали периодически происходившие близповерхностные землетрясения. Однако регулярные наблюдения за вулканом отсутствовали. В начале августа 1963 г. при подъезде к вулкану (в 30 км от него) обнаружили слой свежего пепла. Северная часть купола была сильно разрушена. От купола отходил короткий новый пирокластический поток, длиной 1500 м при ширине 150–200 м. Он заканчивался небольшим 20–30-метровым грязевым потоком. Все это свидетельствовало о том, что очередная активизация деформационно-экструзивного процесса с переходом извержения в эксплозивную форму произошла летом 1963 г. Вполне возможно, что подобная активизация также имела место и в декабре 1962 г. Эти вспышки активности, скорее всего, подобны предыдущим извержениям вулкана в июне и декабре 1961 и мае 1962 г.

В начале 1964 г. сейсмическая активность вулкана резко упала: в первое полугодие не зарегистрировано ни одного землетрясения. Однако в апреле над вулканом отмечался подъем небольших пепловых столбов от слабых обвальных лавин. После длительного перерыва, продолжавшегося около трех лет, в июне 1964 г. вновь зафиксированы более глубокие вулканические землетрясения (II типа, по П.И. Токареву [241]), связанные с деятельностью Безымянного. Первое довольно слабое землетрясение ($K=5$) было зарегистрировано на с/ст Апахончич 13 июня в 16 ч 22 мин по Гринвичу. С 18 июня землетрясения начали регистрироваться и на сейсмостанциях Ключи и Козыревск. В период с 18 июня по 13 июля они происходили редко, в среднем одно в 1–3 дня, затем их частота

возросла до 2–3 в сутки. С небольшими перерывами землетрясения продолжались до 30 октября; иногда их частота возрастала до 10–30 в сутки. Вулканическое дрожание в 1964 г. не отмечено.

В июне 1964 г. деятельность Безымянного выражалась преимущественно в выделении газовых струй белого цвета из западной части экструзивного купола. На склонах его парили фумаролы. Высота выделений, как правило, не превышала 400–500 м. Во второй половине июня появились и стали учащаться обвальные лавины с поверхности купола. В первой половине июля 1964 г. уже многочисленные каменные лавины спускались с восточного (особенно юго-восточного) его склона. От подножия до середины купола материал лавин образовал насыпной вал, а находившиеся здесь ранее обелиски разрушились. Первоначально холодный материал лавин в дальнейшем стал более нагретым, хотя количество самих лавин несколько уменьшилось.

Во второй половине июля, наряду с по-прежнему многочисленными каменными лавинами, стали регистрироваться обвалы, в процессе образования и развития которых все большее значение приобретало явление автоэксплозивности. Серия подобных автоэксплозивных лавин была зарегистрирована 24 – 25 июля. Их образование началось 24 июля в 11 ч 45 мин. В это время со стороны купола с расстояния 2,5 км послышался слабый шум. Вершина купола была в тумане, а по его юго-юго-восточному склону вниз катилась раскаленная лавина. Над лавиной по мере ее продвижения разрасталась ввысь и сносилась к северо-западу плотная клубящаяся туча из пепла и газов. Затем в течение 20 мин произошло формирование еще шести подобных лавин. Над ними на высоту 2–2,5 км поднимались пепловые тучи. Отложения последующих лавин накладывались на предыдущие, а тучи от них сливались в одну.

Когда эруптивное облако рассеялось, на юго-восточном склоне купола стала видна глубокая рытвина. Она начиналась не от вершины купола, а немного ниже по склону и не доходила до его основания. По рытвине вниз катились небольшие лавинки, которые достигали только нижнего ее конца. В ночь с 24 на 25 июля она светилась темно-красным цветом. 25 июля в 7 ч 15 мин в районе этой рытвины сформировалась новая автоэксплозивная лавина. Затем скатилось еще несколько подобных лавин.

Всю первую половину августа Безымянный продолжал находиться в состоянии, подобном описанному. На куполе продолжалось интенсивное формирование обвальных каменных лавин за счет интенсивного развития экструзивного процесса в пределах юго-восточной части купола. Высокая газонасыщенность ювенильного материала в случае крупных обвалов обуславливала эпизодическое образование серий автоэксплозивных лавин. Во второй половине августа активность вулкана несколько снизилась.

После непродолжительного затишья извержение Безымянного возобновилось 4 сентября. Утром усиление эруптивной деятельности выражалось в практически непрерывном формировании мощных обвальных лавин с одновременным подъемом грибообразных белых облаков на высоту 2–2,5 км над экструзивным куполом. С вулкана доносился непрерывный грохот. С этого дня на юго-восточном и восточном склонах экструзивного купола в отдельных точечных участках по ночам стало заметно свечение красного цвета. 5 сентября оно усилилось, увеличились размеры светящихся площадок. Все светящиеся участки служили центрами возникновения различных раскаленных лавин – обвальных и eksploзивных.

5 и 6 сентября эруптивная деятельность еще более усилилась и 7 сентября днем достигла максимума. Наряду с мощными автоэксплозивными лавинами зарегистрирована и чисто взрывная деятельность. Вертикальными взрывами из eksploзивных воронок на куполе выбрасывались газовые и газопепловые тучи на высоту 3–3,5 км. Обычный облик этих выбросов – гриб или пиния с высокой тонкой ножкой. Количество автоэксплозивных лавин увеличилось, а их материал откладывался на расстоянии до 4 км от купола. В ночь с 7 на 8 сентября размер участков свечения на куполе увеличился, периодически появлялись длинные светящиеся трещины, ориентированные в юго-восточном направлении.

Обычные лавины образовывались постоянно и часто предшествовали формированию крупных автоэксплозивных лавин. В течение пяти дней, с 4 по 8 сентября, в окрестностях Безымянного, на склонах вулканов Камень и Ключевской, в районах Апахончича, Ключей и Козыревска выпадал пепел. Он был связан с эпизодическими пеплопадами из отдельных эруптивных туч вертикальных

взрывов на вершине купола, а также из пепловых туч автоэксплозивных лавин. Мощность выпавшего пепла на с/ст Апахончич была 0,5 – 0,8 мм, в Козыревске – 0,5 мм, вблизи вулкана – 3–5 мм. С 8 сентября интенсивность извержения пошла на убыль. Сократились размеры светящихся участков. К 14–15 сентября они исчезли совсем и проявлялись на несколько секунд только при образовании редких раскаленных лавин. Уменьшилось количество автоэксплозивных лавин и их длина.

Эруптивная деятельность в 1964 г. в ходе всех этих событий связана с интенсивным экструзивным процессом, охватившим юго-восточную часть купола. Здесь происходили постоянное выжимание обелисков свежей лавы и их последующее разрушение в ходе обвальных и автоэксплозивных лавин. Северо-западная половина купола в 1964 г. практически не изменилась. С 1962 г. свежие следы лавинной деятельности там не обнаружены. Во время извержения в июле – сентябре рост купола происходил в основном за счет увеличения его диаметра в юго-восточном направлении. Высота купола практически не менялась.

С 23 сентября активность вулкана вновь резко возросла. Однако извержение уже никем не наблюдалось. Лишь во время облета 9 октября были замечены следы пеплопадов на небольшой территории, прилегающей к северо-западной части вулкана, а 18 и 25 октября пепел выпал на расстоянии 20–30 км к северо-востоку от вулкана. Во второй половине октября землетрясения в районе вулкана прекратились, а сам Безымянный к ноябрю перешел в спокойное состояние, в котором и находился до начала следующего цикла активности в первых числах марта 1965 г.

Первым признаком приближающегося извержения было усиление сейсмической активности. Первое землетрясение, относившееся к источнику под вулканом Безымянным, было зарегистрировано 1 марта 1965 г. С 5 марта на сейсмограммах начало появляться слабое прерывистое дрожание с амплитудами 0,1 – 0,4 μ , обусловленное, скорее всего, усиливающимся экструзивным процессом и происходящими на куполе крупными обвалами. Во второй половине дня 9 марта на сейсмограммах зафиксировано непрерывное вулканическое дрожание, отдельные цуги которого достигают максимальной амплитуды 0,6 – 0,7 μ . Со стороны вулкана доносился гул и грохот, наиболее сильные – в 2 ч ночи 10 марта. Все это время вулкан и долины рек Сухой и Большой Хапицы были закрыты пепловой тучей.

10 марта с утра эруптивная туча темно-серого цвета, закрывшая половину Ключевского вулкана и протянувшаяся в сторону хребта Кумроч, была видна из пос. Ключи. На с/ст Апахончич, находившейся в осевой части пепловой тучи, продолжался пеплопад, над вулканом сверкали молнии, но сам вулкан был закрыт. По наблюдениям из Козыревска (С.В. Попов) и с вертолета (В.А. Ермаков) над вулканом в это время возвышалась гигантская колонна серого цвета высотой до 7 км, состоящая из сильно сжатых газов, насыщенных пеплом. В верхней части колонна, расширяясь, превращалась в эруптивную тучу, которая сносилась к востоку.

Сама туча, достигнув к вечеру высоты 13 – 15 км, имела форму многоэтажного гриба. Ее нижнюю часть пронизывали черные языки свежих выбросов. Выделение пеплов и газа в основании колонны шло непрерывно. На этом фоне иногда происходили чисто газовые выбросы белого цвета, вероятно фреатические, высотой не более 2 км. Над восточным подножием вулкана поднимались серые газопепловые тучи, связанные с автоэксплозивными лавинами. К вечеру 10 марта из Ключей были видны отблески сильных электрических разрядов в темной газопепловой туче. В этот день произошло три толчка с эпицентрами в районе вулкана. Продолжалось вулканическое дрожание, амплитуда его то возрастала до 1 μ , то падала до 0,2–0,3 μ . К исходу суток дрожание ослабло и затем полностью прекратилось.

К утру 11 марта пепловая туча рассеялась. Установлено, что в ходе извержения происходило неоднократное формирование пирокластических потоков, материал которых отложился на расстоянии до 5 км от вулкана. Западная часть купола в ходе эксплозивной кульминации извержения была сильно разрушена. На западном склоне образовалось углубление до 50 м диаметром 150–200 м, ставшее главным источником газового и пеплового материала. Формирование небольших обвальных лавин здесь происходило практически непрерывно. Образующиеся при их формировании газопепловые тучи с небольшим содержанием пепла поднимались на высоту 1–1,5 км над вершиной купола. 12 марта в течение дня на куполе трижды регистрировалось формирование мощных автоэксплозив-

ных лавин, материал которых на выходе из кратера перемещался по трем руслам. Пепловая туча все дни сносилась ветром на восток. 10–12 марта в районе с/ст Апахончич наблюдались интенсивные пеплопады. Толщина слоя пепла, выпавшего за эти дни, достигла 14–17 мм.

В последующие дни активность вулкана значительно уменьшилась. Однако после этого извержения (как и после извержения в марте 1961 г.) стабилизация состояния вулкана произошла при сохранении довольно высокого уровня деформационно-экструзивного процесса. Вторую и третью декады марта на фоне интенсивной фумарольной деятельности на западном, юго- и северо-восточном склонах происходило эпизодическое формирование обвальных лавин раскаленных обломков. Распределение их во времени было неравномерным: как правило, после периода относительного покоя (несколько часов) наступал период, когда лавины следовали одна за другой. Такую периодичность, очевидно, следует связывать с неравномерным выжиманием ювенильного лавового материала. При движении каждой лавины образовывалось небольшое газопепловое облако, которое быстро рассеивалось; иногда в пределах кратера выпадало немного очень мелкой светло-серой вулканической пыли.

В последних числах марта интенсивность экструзивного процесса вновь стала быстро нарастать. Увеличилось количество лавин и их мощность. С вечера 30 марта активность вулкана несколько повысилась, что выразилось в увеличении объема газовых выделений и количества лавин; 1 и 2 апреля активность продолжала возрастать, обвалы стали автоэксплозивными, появились газопепловые выбросы, а над вершиной вулкана нависла эруптивная туча, медленно сносимая к северо-востоку. В период с 10 ч 2 апреля до 20 ч 3 апреля 1965 г. вновь зарегистрировано слабое непрерывное вулканическое дрожание. В это время обвалы на вулкане происходили непрерывно, а над кратером Безымянного поднимались клубы пепла серого цвета. Пепловая туча поднималась на высоту 1–2 км над кратером и сносилась ветром на юго-восток. При облете в самом кратере обнаружены свежие отложения автоэксплозивных лавин. Всю ночь со 2 на 3 апреля из Козыревска над кратером вулкана наблюдались мгновенные вспышки красного зарева, а в пос. Ключи в это время прошел слабый пеплопад.

В течение следующей недели активность вулкана характеризовалась преимущественно образованием лавин раскаленных обломков. 8 апреля наблюдался еще один слабый всплеск активности вулкана. На с/ст Апахончич в это время регистрировались слабые пеплопады. Затем начался окончательный спад активности. Обвальные лавины становились все более редкими и слабыми. К лету 1965 г. вулкан вновь перешел в состояние слабого развития деформационно-экструзивного процесса на фоне обычной фумарольной деятельности (см. рис. 19, G).

Весь остаток года на склонах купола наблюдались довольно частые обвалы и каменные лавины. В июне – августе породы в трещинах восточного блока были раскалены до красного свечения. Усиление сейсмической активности наблюдалось в августе и начале сентября 1965 г. Начиная с сентября усилилась фумарольная деятельность и участились обвалы.

Довольно высокий уровень деформационно-экструзивного процесса сохранился и в 1966 г. При облете вулкана в марте в западной наиболее разрушенной части купола на месте образовавшегося в марте 1965 г. углубления и несколько южнее было отмечено выжимание новой порции лавы. Вновь формирующийся купол в нижней части был монолитным и имел сглаженную поверхность, а в верхней – расщелился вертикальными трещинами и в виде веера слегка наклонялся к западу. Эта часть постройки купола не просматривалась со стороны с/ст Апахончич, поэтому наблюдения сопровождавших рост купола обвалов отсутствовали. Единственный признак их наличия – периодический подъем на небольшую высоту над постройкой вулкана серых газопепловых выделений.

В последующее время экструзия захватила почти всю западную и южную части вершины. Выжимающийся блок пород сплошным монолитом возвышался над остальной частью купола. В июле-августе 1966 г. вершина блока была разрушена и завалена крупными глыбами пород. В восточной и юго-западной частях его обломочный чехол прорезался мощными обелисками высотой 75 и 120 м соответственно. Общая площадь верхней части блока составляла примерно 0,1 км². В момент наблюдения глыбы и обелиски на поверхности имели температуру до 500–600°, но уже находились в твердом состоянии. Отдельные глыбы имели сглаженную поверхность с характерными штрихами, что указывало на пластичное состояние лавы в момент внедрения. В сентябре 1966 г. новое выжима-

ние лавы сопровождалось вулканическим дрожанием периодического характера (суммарное время 47 ч, $A=0,1-0,46$ м, $T\approx 0,6$ с).

В 1967 г. экструзивная активность вулкана продолжала сохраняться на довольно высоком уровне. При этом центр активности сместился в центральную и северную части купола, а сама экструзивная деятельность приобрела явно пластичный характер. В это время северный блок стал наиболее высокой частью купола. Его среднее превышение относительно границ с юго-западным блоком составило 93 м. В южной части северного блока выделялось плотное (по характеру расчленения поверхности), округлое в плане, куполообразное тело, представлявшее собой монолитное ядро экструзии. На его поверхности была заметна сеть характерных трещин, радиально расходящихся от наивысшей точки выжимающегося блока и всего купола на момент наблюдений (2787 м [197]). Вершина блока сравнительно пологая, северные и западные склоны крутые. Именно с них происходило постоянное обрушение обвальных лавин в атрио вулкана. Более пологие южные склоны были сложены массивными андезитами со скорлуповатой отдельностью. Высота выжимающегося блока в августе достигла 75–80 м.

Устойчивое развитие экструзивного процесса на Безымянном продолжалось весь 1968 и начало 1969 гг. При облете вулкана в марте отмечено, что наряду с общим выжиманием экструзивного блока в северной и северо-восточной частях его вершины появились два новых активных центра. На склонах купола обнаружены свежие осыпи и следы каменных лавин, спускавшиеся в северную часть атрио кратера. В июле–августе 1968 г. и позже на куполе вновь наблюдался единый центр выжимания пластичной лавы. Экструзивный блок значительно увеличился и занимал северо-западную, северную части и небольшой участок центра вершины, которая была неровной и сложена лавовыми обелисками и развалами глыб различного размера.

В нижней части блока, на его сглаженной боковой поверхности, наблюдались свежие светлые полосы шириной от 10 до 50 см, прослеживавшиеся параллельно рельефу вершины выжимающейся экструзии. Выше такие же полосы шириной от 5 до 150 см были загрязнены вулканической пылью и фиксировались только с близкого расстояния. По границам этих полос наблюдалось заложение поперечных трещин, которые с ростом купола постепенно деформировались, приобретали скорлуповатую и чешуйчатую отдельность. В сочетании с продольными они впоследствии разрушали верхнюю и боковые части экструзии на отдельные глыбы. Наличие полос различной ширины отражало неравномерность роста купола. Скорее всего, наиболее интенсивный рост экструзии происходил в периоды, когда сейсмическими станциями регистрировалось вулканическое дрожание. Судя по характеру сейсмической активности, в состоянии непрерывного экструзивного извержения вулкан находился до марта 1969 г.

В начале 1969 г. Безымянный был также в стадии чисто экструзивного извержения. Экструзивный блок к этому времени занял почти 2/3 вершины основной внутрикратерной экструзии – купола Нового. С марта 1969 г. центр экструзивной деятельности переместился в жесткую южную и юго-восточную части купола. Зона обвалов оказалась в пределах прямой видимости из района с/ст Апахончич. В привершинной юго-восточной части купола стали часто формироваться небольшие обвальные лавины. Возникавшие при их отрыве и движении небольшие пепловые столбы дежурными операторы принимали за слабые эксплозивные взрывы. Небольшое количество пепла, обычно образующееся в ходе обвалов, как правило, не распространялось за пределы постройки вулкана. Обломочный материал скапливался на склонах и в атрио кратера, причем из юго-восточной части атрио отдельные лавины стали выходить за его пределы.

В июне 1969 г. ранее активная часть экструзии полностью прекратила свой рост. Ее плоская вершина превратилась в нагромождение крупных глыб и обелисков и на больших участках покрылась снегом. Вновь выжимающийся жесткий блок андезитов был приурочен к южной, наиболее раздробленной части купола Нового. Общая высота его достигала 30–40 м, при диаметре основания 70 м. В самой верхней части блока находились два иглообразных обелиска высотой в 7–10 м. С севера и северо-запада экструзивный блок ограничивался рвом шириной в 20–15 м и глубиной до 50 м. Со стенок растущей экструзии периодически происходили отрыв и обрушение в этот ров свежего ювенильного материала с формированием обломочных лавин и небольших газопепловых столбов.

После относительного затишья во второй половине июля 1969 г. активность вулкана стала быстро нарастать. Экструзивная деятельность вулкана быстро усиливалась. Обвальные лавины становились все более частыми, их мощь нарастала. К концу июля наряду с обычными обвалами появились автоэксплозивные лавины и, вероятно, газопепловые выбросы. Извержение приобрело эксплозивные черты, чего не наблюдалось уже более четырех лет. В ночное время движение обвальных лавин сопровождалось свечением. Активность вулкана была максимальной 25 и 31 июля, затем начала быстро падать и уже к 8 августа состояние вулкана стабилизировалось.

Однако экструзивная деятельность сохранялась на довольно высоком уровне, существенно превышавшем уровень первого полугодия. В юго-восточной части купола стали отмечаться довольно крупные обвалы от 5 до 15 в сутки. Обвалы сопровождались выбросом небольшого количества пепла, который вместе с газами поднимался на высоту от 300 до 800 м и, в зависимости от ветра, изредка выпадал за пределами вулкана. Основная часть обломочного материала спускалась по юго-восточному склону в виде пепло-каменных лавин. Скатывание лавин фиксировалось по густой клубящейся пыли светло-бурой окраски. Высота ее над поверхностью в целом не превышала 50–100 м. В отдельных случаях (вероятно, в местах препятствий на пути лавин) наблюдались мощные завихрения пыли, по форме напоминавшие эруптивные тучи при вторичных взрывах.

11 октября при облете вулкана было отмечено, что вновь формирующаяся экструзия андезитов заняла почти всю южную и юго-восточную части вершины купола Нового и состояла из двух блоков, разделенных глубоким рвом, который на склоне переходил в юго-восточный желоб. Последний еще больше расширился и углубился. Вновь выжимающаяся экструзия значительно изменила морфологию купола Нового. В верхней части южного блока хорошо просматривались несколько иглообразных обелисков высотой до 70 м. У подножия обелисков с интервалом от 10–15 мин до 1 ч происходил отрыв блоков ювенильного материала с выбросом пепла и формированием каменных лавин, которые спускались с сильным грохотом и прослеживались по клубящейся пепловой взвеси над их поверхностью. Свечение в ночное время в этот период полностью отсутствовало.

Вулкан вновь активизировался в ночь с 24 на 25 октября 1969 г. Примерно в 19 ч до сейсморазведочного пункта, расположенного в 10 км от вулкана, донесся сильный грохот взрыва. Над юго-восточной частью купола Нового появилась плотная эруптивная туча, которая поднялась на высоту до 0,8 – 1,0 км и стала смещаться к востоку, северо-востоку. Склоны купола быстро заволокло пепловой пылью, основная масса которой двигалась в том же направлении. Гул различной силы слышался почти всю ночь. Утром в районе лагеря обнаружили большое количество пепла и чувствовался запах сернистых газов. Кроме того, выпадение пепла отметили на с/ст Апахончич, северо-восточном склоне Ключевского вулкана и западных отрогах хребта Кумроча.

Весь вечер 24 октября и ночь на 25 октября на с/ст Апахончич регистрировалось слабое непрерывно-спазматическое вулканическое дрожание. Длительность его менялась от 15 мин до 1 ч. В перерывах примерно такой же продолжительности четко проявлялось спазматическое дрожание (от 30 с до 5 мин) и поверхностные землетрясения. Преобладали колебания с периодом 0,5 – 0,6 с. Среднее смещение почвы на с/ст Апахончич колебалось от 0,2 до 1,2 м. На фоне постоянного нарастания сейсмической энергии в 23 ч 30 мин отмечен максимум извержения. После этого на сейсмограммах фиксировалось непрерывное вулканическое дрожание. Частота колебаний осталась той же, смещение почвы уменьшилось до 0,2 м. Постепенно затухая, сейсмические явления прекратились к 8 ч 25 октября.

При облете вулкана 26–28 октября отметили, что в результате ночных событий оказалась сильно разрушена значительная часть вершины и юго-восточного склона купола Нового (см. рис. 19, Н). Обломочный и пирокластический материал узким потоком с небольшими ответвлениями прошел расстояние 5,5 км. При движении пирокластических потоков и автоэксплозивных лавин с подножия купола частично был сметен и ранее накопленный материал. В отличие от июльской активизации вулкана, обусловленной усилением экструзивной деятельности, т.е. эндогенными причинами, октябрьский всплеск активности, скорее всего, спровоцирован потерей устойчивости сравнительно больших объемов вновь выжимающихся экструзий, т.е. экзогенными причинами.

В ноябре и декабре по-прежнему сохранялся довольно высокий уровень экструзивной активности. До конца года продолжались обвальные лавины, иногда автоэксплозивные, но в целом более слабые по сравнению с октябрьским извержением. Некоторые из них сопровождались скатыванием обломочно-го материала на юго-восточные склоны вулкана, что хорошо было видно из района с/ст Апахончич.

В 1970 г. экструзивный процесс на вулкане продолжался. После эруптивного цикла в июле – октябре 1969 г. вулкан несколько ослабил деятельность. В начале 1970 г. отмечалась относительно спокойная фумарольная деятельность и небольшие обвальные лавины, сопровождавшиеся формированием столбов пепла и вулканокластической пыли. До марта режим извержения имел сравнительно спокойный характер. С/ст Апахончич периодически регистрировала слабые землетрясения и непрерывно-спазматическое дрожание. В начале марта экструзивный процесс несколько усилился. Лавины участились и стали более мощными. На юго-восточном склоне экструзивного купола, где зарождалось большинство обвальных лавин, образовалась новая экструзия. В конце 1969 г. она была выражена лишь отдельными иглообразными обелисками. Над вулканом постоянно поднимался столб парогазовых выделений. Его изначально белый цвет периодически приобретал серый оттенок за счет примеси пепла и вулканокластической пыли обвальных лавин. Высота подъемов газов над вершиной менялась от 200 до 700 м, изредка до 1000 м. В таком режиме вулкан находился до конца месяца.

В начале апреля на вулкане вновь наступило относительное затишье. При облете его вершины в конце апреля было отмечено, что выжимающаяся экструзия уже заняла всю южную и частично восточную части купола Нового. Восточная ее часть выжималась монолитным блоком, западная представляла хаотическое нагромождение крупных глыб и обелисков. Высота блока в целом значительно превышала экструзивный блок 1967–1968 гг., который к этому времени полностью прекратил свой рост и был покрыт снегом.

С мая активность вулкана стала нарастать. Усилилась фумарольная деятельность. Увеличилось количество обвалов и из-за постоянной примеси пепла цвет выделяемых газов изменился от белого к бурому. Со второй половины мая на куполе стало регистрироваться свечение обвального материала и участков его отрыва от растущей экструзии. Последняя в мае 1970 г. имела высоту 80–100 м при диаметре 150–200 м и состояла из двух скорлупообразных блоков, обращенных друг к другу внутренними сторонами, между которыми находился иглообразный обелиск. Блоки выжимались толчками под углом 45–50° и имели четко выраженные зеркала скольжения. Температура поверхности экструзии достигала 85–100°C. У ее юго-восточного подножия сформировалось зеркало отрыва, с которого и зарождалось большинство обвальных лавин.

После некоторого ослабления экструзивной деятельности в летние месяцы с сентября вулкан вновь начал активизироваться. Как и в предыдущие периоды, повышение мощности экструзивного процесса сопровождалось увеличением частоты и силы обвальных лавин. Иногда в процесс обрушений вовлекались довольно большие объемы пород, а сами лавины становились автоэксплозивными. Гул и грохот обвалов временами были слышны на с/ст Апахончич (16 км). Наиболее сильные лавины регистрировались на с/ст Апахончич как поверхностные землетрясения. В ночное время отмечалось свечение. К концу года выжимающийся экструзивный блок приобрел скорлуповатое строение с монолитными иглообразными обелисками в центральной части. Высота блока достигала 150 м, диаметр основания – 300 м.

В 1971 г. вулкан был доступен визуальным наблюдениям в течение 194 дней. Усиление активности отмечалось в весенние месяцы. С марта увеличилось количество лавин, наблюдалось свечение купола, резко возросла фумарольная деятельность. В образовании и движении наиболее сильных лавин определенное значение играл эффект автоэксплозивности. Выжимающийся экструзивный блок к июлю 1971 г. (см. рис. 19, I) занял всю восточную часть вершины купола Нового. Он был представлен светло-серыми сильно трещиноватыми андезитами и резко контрастировал с коричневыми андезитами остальной части купола. В конце июля активность вулкана упала и до конца года экструзивный купол находился в стадии умеренной фумарольной деятельности. Спазматическое дрожание, связанное с активностью вулкана в 1971 г., было незначительным. Наиболее интенсивное зарегистрировано на с/ст Апахончич в январе и марте ($A = 0,3\text{--}0,8 \mu$; $T = 0,5\text{--}0,7 \text{ с}$). Наряду с поверхностными регистрировались и более глубокофокусные землетрясения (II–IV типов, по [241]).

В начале 1972 г. экструзивный процесс возобновился с новой силой. Однако центр его локализации несколько сместился и наиболее подвижной в 1972 г. стала юго-восточная привершинная часть купола Нового. Здесь в результате непрерывного выжимания андезитовой лавы продолжал расти новый блок, возвышаясь на 200–250 м над остальной частью купола. Он представлял собой хаотическое нагромождение андезитовых глыб с многочисленными газопроявлениями по трещинам. Именно отсюда брали начало все обвальные лавины, скатывавшиеся к подножию купола. Граница между новым блоком и старым куполом хорошо видна по резкой смене светло-серого новообразованного ювенильного материала на коричневатые андезиты старого купола.

В весенние месяцы появилось свечение купола, стали регистрироваться частые обвальные лавины и возрастала фумарольная деятельность. Максимума активности вулкан достиг в марте. В этот период зафиксировано наибольшее количество лавин. Отдельные стадии роста блока носили характер коротких пароксизмальных извержений, во время которых на куполе формировались серии автоэксплозивных лавин с выбросом довольно значительного количества пепла. Над вулканом почти постоянно был виден мощный столб серовато-коричневого пепла, поднимавшегося на высоту до 3,5–5 км. На этот же период приходилась и максимальная сейсмическая активность.

Хотя внешне уровень активности вулкана Безымянного в 1971 и 1972 гг. оставался приблизительно одинаковым, сейсмическая активность его с 1972 г. заметно снизилась. Количество поверхностных землетрясений, сопровождавших образование наиболее сильных раскаленных лавин, в 1972 г. по сравнению с 1971 г. уменьшилось. Практически отсутствовало в 1972 г. и вулканическое дрожание.

В 1973 г. вулкан Безымянный продолжал находиться в состоянии экструзивного извержения и в целом был более активен, чем в два предыдущих года. В начале года была наиболее активна северо-восточная часть выжимающегося экструзивного блока. Усиление активности вулкана, сопровождавшееся образованием обвальных лавин раскаленного материала с формированием небольших столбов пепла и вулканокластической пыли и свечением купола в ночное время, началось в весенние месяцы. В марте – апреле 1973 г. отмечена серия мощных автоэксплозивных лавин, одна из которых прошла ниже временной с/ст Безымянная (около 4 км от центра извержения). Пирокластический материал этих лавин откладывался по двум руслам. Часть автоэксплозивных лавин, включая упомянутую, двигалась вдоль хребта, ограничивающего поле отложения пирокластических потоков с севера. Другие лавины не вышли за пределы кратера, покрыв отложениями пирокластики центральную часть восточного склона купола.

В мае продолжала наиболее активно выжиматься северо-восточная часть купола, затем центральная и юго-восточная. Их вершины были засыпаны крупноглыбовым материалом. С восточной стороны в привершинной части купола сформировалось радиальное углубление, служившее путем спуска обвальных каменных лавин на склоны купола. В июне извержение вулкана вновь усилилось. 6 и 23 июня в районе с/ст Апахончич наблюдали выпадение пепла, высота пепловой тучи над вулканом достигала 2–4 км. 26 июня отмечено свечение всей верхней части купола. К этому времени высота выжимающегося блока достигла 300 м. При посещении вулкана в июле было установлено, что строение купола осталось прежним. Наблюдалось активное выжимание центральной части блока. В верхней его части отмечалось постоянное свечение пород и шло разрушение купола. Небольшие каменные лавины спускались по восточному склону, не распространяясь за пределы кратера.

В 1973 г. практически отсутствовало вулканическое дрожание, сравнительно глубокофокусные землетрясения под вулканом не отмечались, а поверхностные землетрясения, если и были, то весьма слабые. Выделить их на фоне интенсивной взрывной деятельности Ключевского вулкана не представлялось возможным. Таким образом, сейсмическая активность вулкана Безымянного, регистрировавшаяся на с/ст Апахончич, к 1973 г. упала до минимума, в то же время данные визуальных наблюдений за куполом показывали его возросшую внешнюю активность. Скорее всего, это было связано со смещением вулканической деятельности из более глубоких частей магматического канала в сам купол [55,56] и с увеличением пластичности ювенильного материала.

В 1974 г. продолжалось выжимание андезитов в восточном и юго-восточном секторах купола Нового. Выжимание сопровождалось разрушением купола с образованием обвальных лавин. Наиболее крупные обвалы приводили к формированию автоэксплозивных лавин, материал которых отла-

гался, как правило, в пределах кратера 1956 г. Наиболее интенсивные лавины отмечались в конце сентября, когда одна из лавин распространилась на расстояние около 2,5 км от центра извержения, сформировав отложения пирокластики вдоль русла шириной 40–50 м на протяжении около 1 км.

В начале 1975 г. весь восточный склон купола был лишен снежного покрова, несмотря на сплошной снеговой покров вулкана, и покрыт свежими шлейфами осыпей. На фоне умеренной фумарольной деятельности продолжалось спокойное выжимание жестких блоков андезитов, сопровождавшееся обвальными лавинами и формированием столбов пепла и вулканокластической пыли. В периоды повышения активности вулкана, когда процесс обрушений становился наиболее интенсивным, происходило формирование автоэксплозивных лавин, а эруптивный процесс приобретал черты эксплозивного извержения.

В конце января на куполе вулкана наблюдались небольшие обвальные лавины, а на с/ст Апахончич регистрировались поверхностные землетрясения IV типа (24 января их было около 20). 25 января, вероятно, прошла серия автоэксплозивных лавин. На с/ст Апахончич в течение 40 мин фиксировалось спазматическое вулканическое дрожание. Средняя амплитуда смещения составила 1 μ , максимальная 5 μ , средний период колебаний 0,5–0,7 с. После некоторого затишья активность вулкана в марте стала нарастать и достигла максимума в апреле, когда процесс обрушений на вулкане стал наиболее интенсивным, а на сейсмограммах за месяц было зарегистрировано около 1000 поверхностных землетрясений, связанных с наиболее сильными обвалами.

Довольно высокий уровень активности сохранялся весь май и июнь. Во втором полугодии активность вулкана несколько упала. На фоне обычной фумарольной деятельности над вулканом лишь изредка регистрировались небольшие столбы пепла и вулканокластической пыли. К концу года интенсивность экструзивного процесса вновь стала возрастать. Постепенно увеличивались частота и мощность обвальных лавин. С середины декабря наблюдались свечение лавин раскаленных обломков и участков их отрыва от выжимающегося экструзивного блока. В таком состоянии вулкан находился до первых чисел февраля 1976 г.

В феврале 1976 г. наблюдения за вулканом прекратились и возобновились лишь в мае. В это время вулкан находился в стадии постепенного уменьшения активности и затухания экструзивного процесса. Последние обвальные лавины зарегистрированы в конце июня, после чего вулкан перешел в состояние покоя и умеренной фумарольной деятельности. В ходе весенне-летнего периода активности в центре юго-восточной части купола образовалось экструзивное тело, имевшее относительно ровную сферическую поверхность. Его форма свидетельствовала о сравнительно более высокой пластичности выжимаемой лавы в момент формирования. Превышение этого экструзивного выжима над его основанием по состоянию на 6 сентября составляло 71 м, а абсолютная отметка наивысшей точки этого блока (вершина выжима) – 2882 м [197]. В декабре активность вулкана вновь повысилась. Наблюдатели из района с/ст Апахончич стали регистрировать формирование надстройкой вулкана столбов пепла и вулканокластической пыли и образование каменных лавин.

В 1976 г. сейсмических событий отмечено сравнительно мало. Поверхностные землетрясения практически отсутствовали. Однако суммарная сейсмическая энергия более глубокофокусных землетрясений за этот год была выше, чем в 1975 г. Наиболее сильные землетрясения с глубиной очага 5–10 км произошли в мае и июле под северо-восточным и юго-восточным подножиями вулкана.

После относительного затишья в конце 1976 г., с начала января 1977 г. деформационно-экструзивный процесс стал постепенно усиливаться. Первые очень слабые поверхностные землетрясения отмечены уже в начале января. Кроме них стали регистрироваться и более глубокофокусные землетрясения. Их очаги располагались либо в самой постройке вулкана ($H \leq 0$), либо на небольшой глубине непосредственно под ней ($H = 0–5$) к югу и юго-востоку от кратера. Наиболее сильное в этой серии землетрясений с $K=8$ и глубиной очага порядка 3 км произошло 23 января. К концу февраля глубокофокусные землетрясения практически прекратились. Однако к этому же времени частота поверхностных землетрясений, нараставшая в течение января-февраля, достигла уровня 20–50 событий в сутки. В этот период на вулкане происходили многочисленные обвальные лавины.

В первых числах марта активность вулкана несколько снизилась, затем вновь стала нарастать. К середине марта на фоне многочисленных обычных обвалов стали появляться все более мощные

автоэксплозивные лавины. В двадцатых числах марта купол вулкана уже был окутан плотной завесой пепла и вулканокластической пыли. На фоне продолжавшегося усиливаться деформационно-экструзивного процесса 25 марта в 00 ч 50 мин по гринвичскому времени в пределах постройки вулкана произошло крупное нарушение сплошности пород, сопровождавшееся землетрясением 7-го энергетического класса с очагом, находившимся выше уровня моря в вулканической постройке.

После этого события произошел обвал части восточного склона купола Нового. У его подножия с восточной стороны примерно на площади $0,3 \text{ км}^2$ отложился крупнообломочный материал, состоявший из монолитных глыб размером $2 \times 3 \text{ м}$ роговообманково-пироксеновых андезитов старого купола. В восточной его части образовалась глубокая впадина асимметричного строения, открытая на восток. Объем разрушений составил $3\,077\,000 \text{ м}^3$ [197]. Высота обрывистых стенок впадины изменялась от 15 до 70 м.

Одно из крупнейших, в истории купола Нового, разрушений его постройки спровоцировало бурную эксплозивную деятельность вулкана. Спустя 15 мин поднимавшееся над вулканом эруптивное облако уже достигло высоты около 5 км, а сила извержения продолжала нарастать. В это время в зоне разрушений происходило практически непрерывное истечение газо-пирокластической взвеси в форме пирокластических потоков и автоэксплозивных лавин. Поверхностные и происходящие в постройке вулкана землетрясения следовали так часто, что слились и перешли в спазматическое вулканическое дрожание, продолжавшееся около 2 ч. Это дрожание представляло собой непрерывные колебания амплитудой $0,2 - 0,5 \text{ м}$ с резкими всплесками амплитудой до 10 м, периодом 0,8 с и длительностью до 1,5–2 мин. Высота эруптивной тучи над вулканом достигла 10 км.

После этой кратковременной пароксизмальной стадии началось постепенное снижение активности вулкана. Извержение газо-пирокластической взвеси приобрело импульсный характер. После прекращения спазматического дрожания отдельные землетрясения в постройке вулкана продолжались еще несколько часов, а затем прекратились. Последние порции извергаемого ювенильного материала сформировали на дне впадины небольшой лавовый поток, мощностью от 5 до 16 м. Длина потока на 6 сентября составляла 300 м, площадь $35\,210 \text{ м}^2$, объем $352\,400 \text{ м}^3$. Это было первое историческое излияние лавового потока Безымянного.

В ходе пароксизмальной стадии извержения материал пирокластических потоков и автоэксплозивных лавин распространился на расстояние до 7,5 км от центра извержения и отложился на площади $3,34 \text{ км}^2$. Его объем составил $0,0136 \text{ км}^3$. Мощность отложений у подножия купола была минимальна, тогда как на расстоянии более одного километра от эруптивного центра отложения пирокластики образовали сплошной чехол шириной до 300 м и более и мощностью 3–5 м в пониженных участках рельефа. Горячий материал пирокластических потоков растопил снег на своем пути. Это в свою очередь привело к формированию лахаров, отложивших грязевые массы на расстоянии до 20 км от подножия купола.

Наступившее после излияния лавового потока затишье изредка нарушалось небольшими обвальными лавинами, сопровождавшимися формированием столбов вулканокластической пыли. По южной кромке впадины продолжала обрушаться в нее часть экструзии 1976 г. По сети поперечных трещин происходило постепенное обрушение и нижней части потока. Обвальные лавины формировались на вулкане до конца года. Наибольшее их количество зафиксировано в июне, октябре и ноябре. С конца марта до декабря 1977 г. и всю первую половину 1978 г. никаких существенных сейсмических событий на вулкане Безымянном больше не было.

Всю первую половину 1978 г. Безымянный находился в состоянии покоя и умеренной фумарольной деятельности. Лишь с июля над ним стал вновь наблюдаться подъем на небольшую высоту столбов вулканокластической пыли, сопровождавших движение обвальных лавин. Возобновившийся деформационно-экструзивный процесс был локализован в привершинной части впадины, возникшей в результате разрушений восточного склона вулкана в марте 1977 г. В августе он постепенно усиливался и к концу сентября достиг максимального для этого извержения уровня. Обвалы следовали практически непрерывно. В последних числах сентября появилось свечение материала обвальных лавин и участков их отрыва.

30 сентября зарегистрировали спазматическое дрожание длительностью 1 и 3 ч с перерывом в 10 ч, достаточно однородное, без резких перепадов амплитуд. На его фоне с амплитудой около 0,3 μ выделялись цуги с амплитудой колебаний до 4 μ и $T=0,7-0,8$ с. Скорее всего, именно в это время произошло формирование двух серий автоэксплозивных лавин, пирокластические отложения которых установлены аэровизуальными наблюдениями за 9 октября 1978 г. Значительная часть пирокластического материала отложилась у основания северных склонов кальдеры в атрио вулкана. Более подвижная часть пирокластики образовала поток на восточном склоне вулкана, фрагментарно наблюдавшийся на снимках.

В это же время благодаря повышенной пластичности и высокой температуре поступающего на поверхность ювенильного материала произошла плавная трансформация выжимавшегося экструзивного блока в лавовое вздутие, а затем в медленно передвигавшийся вниз по склону поток вязкой андезитовой лавы, т.е. произошел постепенный переход от экструзивной формы извержения к эффузивной. Процесс трансформации обеспечивался интенсивными обвалами как с выжимающейся экструзии, так и с поверхности лавового вздутия, а впоследствии – с фронта лавового потока. Образующиеся в ходе обвалов пепел и вулканокластическая пыль захватывались в столб фумарольных выделений и по шлейфу вулкана разносились на большие расстояния. На с/ст Апахончич в начале октября неоднократно отмечались слабые пеплопады.

Перемещения фронта лавового потока было максимальным в первых числах октября, затем замедлилось и во второй декаде октября стало практически неуловимым. О небольших подвижках лавового потока свидетельствовали лишь все более слабые обвальные лавины с его поверхности и фронта. В середине октября исчезло свечение обвального материала, а в конце октября практически прекратились и сами обвалы.

Наступившее на вулкане в ноябре 1978 г. затишье, было непродолжительным. Уже в двадцатых числах января 1977 г. над вулканом вновь стали отмечаться клубящиеся выделения вулканокластической пыли. С 5 февраля наряду с поверхностными землетрясениями начали регистрироваться и землетрясения в постройке вулкана и непосредственно под ним. В результате усиливавшегося деформационно-экструзивного процесса в восточном секторе привершинной части купола Нового произошло формирование экструзивного тела с близсферической поверхностью.

11 февраля благодаря нарастающей мощности экструзивного процесса произошли новые крупные разрушения восточного сектора вулкана, спровоцировавшие переход последнего в стадию бурной эксплозивной деятельности. Эксплозивная фаза извержения сопровождалась интенсивным спазматическим дрожанием, длившемся 2 ч ($A_{\max}=8$ μ , $T=0,8$ с) и по виду похожим на дрожание 1977 г. Высота эруптивной тучи достигала 7–10 км.

После обрушений и эксплозивной деятельности от сформировавшегося перед кульминацией извержения экструзивного тела остался лишь мощный сферический вал, окружавший с запада и юго-запада практически отвесными обрывами (до 79 м) зону разрушений (см. рис. 9, 16, J). Ранее существовавшая впадина в постройке вулкана значительно расширилась и углубилась. Как и прежде, она была вытянута в восточном направлении и имела длину до 400 м при ширине 260 м. Объем впадины увеличился до 0,0048 км³ [197]. В ходе пароксизмальной стадии извержения были разрушены и оба излитых в предыдущих извержениях лавовых потока.

В результате мощного эродирующего воздействия обвалов, автоэксплозивных лавин и пирокластических потоков на выходе из впадины (в ее нижней части) образовался каньон (или желоб). Он имел глубину от 20 до 40 м, ширину в верхней части у впадины – до 200 м, нижней (у стены кратера) – до 60 м. Далее каньон продолжался вдоль северо-восточного борта кратера до начала отложений пирокластического потока. Его глубина на выходе составляла 6 м.

Формировавшиеся в ходе обвалов и бурного истечения газо-пирокластической взвеси потоки раскаленной пирокластики покрыли склон вулкана на площади 4,81 км². Длина зоны отложений пирокластических потоков составила 6,7 км, средняя ширина – 1,0 км, максимальное удаление от центра извержения – 8 км. Общий объем отложенного в зоне аккумуляции резургентного и ювенильного материала составил 0,0170 км³. На с/ст Апахончич 11 и 12 февраля отмечено выпадение пепла.

Сразу после кульминации извержения активность вулкана стала снижаться. Истечение газопирокластической взвеси сначала приобрело импульсный характер, затем сменилось сначала автоэксплозивными, а потом обычными обвалами. 12 февраля в ночное время зарегистрировано интенсивное свечение материала обвальных лавин и расположенной в привершинной части впадины зоны их формирования. В последующие дни установлено, что в пределах впадины происходило медленное сползание вниз по склону потока вязкой андезитовой лавы. Таким образом, 11–12 февраля произошел быстрый и постепенный переход от эксплозивной формы деятельности вулкана к эффузивной.

Продвижение лавового потока продолжалось, по крайней мере, до конца второй декады февраля и сопровождалось интенсивными обвалами с фронта потока и его поверхности. По состоянию на 21 февраля лавовый поток имел площадь $44\ 100\ м^2$ и объем $485\ 100\ м^3$ [197]. Место его излияния 1979 г. строго совпадало с центром излияния потока 1977 г. Поднимавшиеся над вулканом пепел и вулканокластическая пыль переносились по парогазовому шлейфу вулкана на большие расстояния. На с/ст Апахончич временами регистрировался слабый пеплопад. К концу февраля поток окончательно прекратил свое продвижение. Однако все более редкое формирование над вулканом клубов вулканокластической пыли продолжалось в течение всего марта. Единичные слабые обвалы с поверхности лавового потока и с обрывистых стен впадины происходили также в мае и июле 1979 г.

С середины февраля до середины сентября в районе вулкана было зарегистрировано только два землетрясения ($K=6,3$ и $K=6,9$). Новое извержение началось без всякой сейсмической подготовки (по крайней мере, на уровне землетрясений с $K>5,5$). Начиная с августа возобновился и стал усиливаться деформационно-экструзивный процесс. Как и в двух предыдущих извержениях, он был локализован в привершинной части впадины, образовавшейся в результате разрушений восточного сектора купола Нового. Здесь над предполагаемым жерлом начал выжиматься локальный лавовый блок. К 3 сентября по данным аэросъемки [197] его размеры составляли $58 \times 180\ м$, а выдвинулся он на высоту 23 м.

Нараставшая активность вулкана достигла максимума в период с 17 по 23 сентября. В это время в результате все более интенсивных обвалов с поверхности выжимающегося блока произошла постепенная его трансформация сначала в лавовый купол с близсферической поверхностью, а затем – в сползающий вниз по склону лавовый поток. Раскаленный и газонасыщенный ювенильный материал обусловил автоэксплозивность наиболее крупных обвалов и извержение сначала приобрело эксплозивные черты, а 17–18 сентября на короткое время перешло в эксплозивную форму.

Кульминация извержения была представлена двумя сериями автоэксплозивных лавин и небольших пирокластических потоков, при формировании которых эруптивные тучи поднимались на высоту до 8 км. 17 сентября в течение 6 ч регистрировалось спазматическое дрожание. Как и в 1978 г., амплитуда колебаний изменялась в небольших пределах ($A_{\max}=1,2\ \mu$, $T=0,8\ с$). 18 сентября наблюдателями со станции Апахончич уже была замечена лава. В этот день снова в течение 8 ч с перерывами по 5–10 мин регистрировалось вулканическое дрожание ($A_{\max}=1,5\ \mu$, $T=0,7\ с$), которое затем постепенно перешло в землетрясения II – III типов.

После этого активность вулкана стала снижаться. Землетрясения продолжали происходить еще в течение 5 сут. В двадцатых числах сентября вниз от кратера по каньонообразному желобу, изредка проносились автоэксплозивные лавины. Во время сентябрьского извержения удалось наблюдать прохождение такой лавины в непосредственной близости [104]. Скорость ее в желобе на склоне купола составляла около 150 км/ч, на расстоянии 3 км от кратера – 50–60 км/ч. При движении над потоком поднимались газопепловые клубы высотой до 4 км. Ночью было видно, что вся поверхность потока усеяна раскаленными светящимися глыбами разных размеров. С 23 сентября автоэксплозивные обвалы сменились обычными. Последние, постепенно ослабевая, продолжались до конца октября. На с/ст Апахончич временами регистрировались слабые пеплопады. В ноябре 1979 г. состояние вулкана окончательно стабилизировалось и до весны 1980 г. на куполе Новом наблюдалась лишь умеренная фумарольная деятельность.

В результате извержения объем впадины в постройке купола Нового увеличился до $0,0052\ км^3$ [197]. В ней сформировался новый лавовый поток объемом $561\ 400\ м^3$. Поверхность пото-

ка относительно предыдущего поднялась в среднем на 53 м. Желоб, образовавшийся в результате выноса материала предыдущим извержением, стал вдвое длиннее и шире. Наименьшая глубина желоба – 15 м в районе выхода из него материала пирокластических потоков. Основная масса пирокластического материала была вынесена по желобу и распространилась в нижней части склона вулкана. Площадь потока $1,26 \text{ км}^2$, объем отложившейся пирокластики $0,0065 \text{ км}^3$, наибольшее ее удаление от центра извержения 5,5 км.

Весеннее извержение 1980 г. походило на извержения вулкана в марте 1977 и феврале 1979 гг. Первая вспышка активности была отмечена 18 апреля около 18 ч. В первой половине дня 19 апреля наблюдалась серия пирокластических потоков и мощных автоэксплозивных лавин, сопровождавшаяся газопепловыми выбросами. Высота эруптивной тучи над вулканом достигала 5–6 км. Каньон, по которому происходил снос материала предыдущих извержений, еще больше расширился и углубился. Этот прямолинейный желоб приобрел роль своеобразного транспортера, по которому основная масса пирокластики выносилась более чем на 1,5 км и откладывалась в нижней части склона на расстоянии до 8 км от центра извержения. В результате извержения излился пирокластический поток площадью $3,58 \text{ км}^2$ и объемом $0,019 \text{ км}^3$, объем впадины в восточном секторе купола Нового увеличился почти вдвое – до $0,0091 \text{ км}^3$. Дно воронки углубилось на 36 м по сравнению с наблюдениями в октябре 1979 г., что указывает на полное уничтожение взрывом не только оставшихся в воронке лавовых потоков, но еще и части купола под этими потоками. На дне воронки образовался новый лавовый поток площадью $49\,200 \text{ м}^2$ и объемом $590\,400 \text{ м}^3$. Его ориентировочные размеры $180 \times 270 \times 10 \text{ м}$.

Новый всплеск активности вулкана имел место во второй половине августа 1980 г. В общих чертах он был подобен извержению вулкана в октябре 1978 г. По данным с/ст Апахончич 21–22 августа наблюдалось свечение купола, образование лавин раскаленного материала. Над постройкой вулкана на небольшую высоту периодически поднимались столбы пепла и вулканокластической пыли. В результате этого извержения предыдущий лавовый поток был не уничтожен, а полностью перекрыт свежим. По состоянию на 27 августа [197] площадь поверхности нового лавового потока составляла $84\,310 \text{ м}^2$, а общий объем двух лавовых потоков последних извержений равнялся $0,0013 \text{ км}^3$. Объем впадины в восточном секторе постройки купола Нового увеличился до $0,0092 \text{ км}^3$. В последующие дни поток несколько изменил свои очертания, что связано с продолжавшимся выжиманием лавы из жерла, сползанием потока вниз по склону и обрушением его фронтальной части. Отдельные блоки и глыбы, отделившиеся от лавового потока, сместились почти до стенок кальдеры в атриум вулкана (см. 19, К). Мощность лавового потока в его нижней части достигла 21 м. К концу сентября вулкан перешел в состояние покоя и умеренной фумарольной деятельности.

1.2.4. Извержения 1981 – 1987 гг.

К началу рассматриваемого периода в Безымянный представлял собой вулканический аппарат сложного типа. Внутри кальдеры, образовавшейся в ходе направленного извержения вулкана 30 марта 1956 г., располагался купол Новый, сформировавшийся в ходе последовавших извержений. В свою очередь в строении купола Новый выделялись два блока: стабильный – западный, сформировавшийся за счет экструзивных пород наиболее ранних извержений и проявлявший в течение всего периода наблюдений только фумарольную активность, и активный – восточный, с которым связаны извержения как ряда предыдущих, так и всех последующих лет (см. рис. 9). Непосредственно перед началом извержения активная восточная часть вулкана представляла собой впадину в восточном секторе купола Нового объемом $0,0092 \text{ км}^3$ [197]. В эту впадину были излиты один на другой лавовые потоки двух предыдущих извержений (см. рис. 19 К, рис. 20).

После извержения вулкана в августе – сентябре 1980 г. он более полугода находился в состоянии покоя и умеренной фумарольной деятельности. С октября по март белоснежный покров вулкана ни разу не был нарушен следами обвалов и камнепадов. Однако к лету он вновь активизировался и 13–14 июня 1981 г. на вулкане произошло первое из наблюдавшихся автором эксплозивных извержений. В работе [98] его начало и кульминация отнесены к вечеру 12 июня. Это противоречит прямым наблюдениям как автора, так и других очевидцев (в частности Ю.Ф. Скуридина). Скорее всего, создавшаяся ситуация обусловлена не совсем корректной попыткой интерпретации данных сейсми-

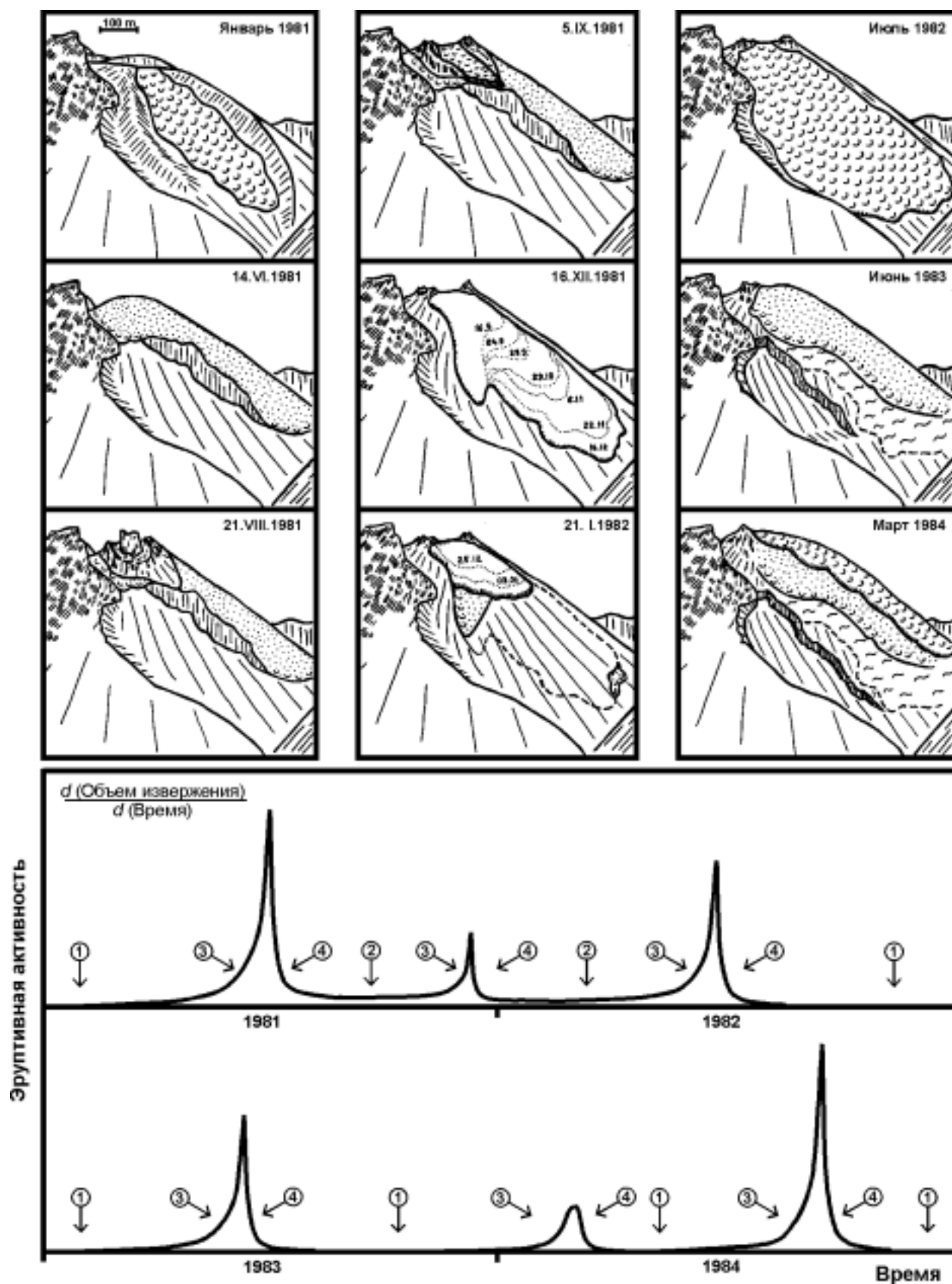


Рис. 20. Изменения восточного блока и динамика активности вулкана в 1981–1984 гг.

На рисунках меняющимся крапом обозначены лавовые потоки. На графике стрелками показаны состояния: 1 – покоя, 2 – стационарного развития, 3 – лавинообразной (чем больше, тем быстрее) активизации, 4 – лавинообразного (чем меньше, тем медленнее) снижения активности



Рис. 21. Эксплозивная деятельность в. Безымянного днем 13 июня 1981 г.
(фото Ю.Ф. Скуридина).

ческих наблюдений, которые выполняются в международном времени и смещены по отношению к местному на 12 ч назад. Во избежание подобных недоразумений здесь и далее хронометраж процессов дается в местном времени (международное время плюс 12 ч).

Начавшееся извержение было замечено оператором с/ст Апахончич В.И. Затонским в 6 ч 25 мин. В это время над вулканом на высоту около 5 км поднимался темный пепловый столб. Около 6 ч 40 мин произошло формирование небольшого пирокластического потока длиной около 3,5 км. После чего наблюдения за вулканом стали невозможны из-за проходившего в его окрестностях пеплопада. Около 9 ч пеплопад начался и в районе с/ст Апахончич.

Если судить по сейсмическому сопровождению извержения, то его первая фаза началась в 5 ч 03 мин. В 5 ч 58 мин и 6 ч 10 мин характер непрерывно-спазматического вулканического дрожания соответствовал формированию небольших пирокластических потоков (обвальных автоэксплозивных лавин) с нарастающей мощностью. Формирование упомянутого выше пирокластического потока в 6 ч 40 мин стало фактической кульминацией этой фазы извержения. После этого активность вулкана стала быстро снижаться и к 8 ч наступило относительное затишье.

В 14 ч затишье было прервано образованием наиболее мощного в ходе всего извержения пирокластического потока. Его отдельные рукава протянулись на расстояние 6–6,5 км от вулкана. К 14 ч 30 мин быстро поднимавшийся клубившийся пепловый столб достиг высоты 9 км над вулканом, а еще спустя час в районе с/ст Апахончич возобновился интенсивный пеплопад. В более благоприятных условиях для наблюдений оказался Ю.Ф. Скуридин, выполнявший во второй половине дня с наветренной стороны от вулкана подготовку к геодезическим исследованиям и имевший в своем распоряжении вертолет. Ему представилась возможность провести детальные наблюдения за развитием как этого пирокластического потока, так и последовавшего в 16 ч 10 мин более слабого, имевшего длину около 4,5 км (рис. 21).

Рис. 22. Свечение обвальных лавин в ночь на 5 сентября 1981 г.

Дальнейшее снижение мощности извержения привело к тому, что уже ранним утром 14 июня какие-либо признаки эксплозивной активности вулкана отсутствовали. Сохранявшийся слабый уровень сейсмического сопровождения, скорее всего, соответствовал затухавшей активности вулкана в экструзивной форме. Около 11 ч 30 мин слабый всплеск этой активности привел к формированию небольшого пирокластического потока (автоэксплозивной лавины) обвального генезиса. Фронт потока достиг расстояния всего 2–2,5 км от центра постройки вулкана. Во второй половине дня исчез и слабый фон сейсмического сопровождения извержения. Вулкан окончательно перешел в состояние умеренной и сильной фумарольной деятельности и, как показало дальнейшее развитие процесса, затяжного деформационно-экструзивно-эффузивного извержения.

В ходе извержения 13–14 июня и предварявшего его деформационно-экструзивного процесса строение восточного блока существенно изменилось (см. рис. 19–20). Поверхность блока оказалась приподнятой более чем на 80 м и покрытой лавовым потоком. Южная часть поднятия была срезана абразионным воздействием пирокластических потоков и последующими обвалами. В образовавшемся вследствие этих процессов уступе отсутствовало какое-либо проявление слоистости. Это позволило сделать вывод о полном разрушении лавовых потоков предыдущих извержений и, следовательно, о большем масштабе экструзивного подъема блока против кажущегося.

О том, что после своей бурной деятельности 13–14 июня 1981 г. вулкан не перешел в состояние покоя, а сохранял определенную активность, свидетельствовали периодические лавины раскаленных обломков из привершинной части восточного блока, сопровождавшиеся в ночное время ярко-красным свечением. Однако всю вторую половину июня и первую декаду июля это был практически единственный признак активности вулкана.

Лишь с середины июля стала заметной деформация привершинной части восточного блока, но уже в начале августа в результате резкой активизации экструзивного процесса произошел прорыв поверхности блока жесткой экструзией в форме обелиска. Аэрофотосъемкой, выполненной 31 июля [197], зафиксировано смещение блоков лавы над жерлом вулкана. Наибольшее смещение над поверхностью лавового потока составило 27 м. К середине августа обелиск достиг высоты около 80 м при диаметре основания 60 м (см. рис. 20). Активизация деформационно-экструзивного процесса сопровождалась усилением частоты и мощности обвальных лавин, в результате чего привершинная часть лавового потока к этому времени оказалась практически полностью обрушенной.

Достиг своей критической высоты и постепенно начал разрушаться и сам экструзивный блок. Со второй половины августа по периметру его основания стал выжиматься более пластичный лавовый материал. Эта зона служила основным источником раскаленного материала для обвальных каменных лавин и именно к ней было приурочено непрерывное точечное тускло-красное свечение в ночное время.





Рис. 23. Свечение обвальных лавин с фронта и поверхности лавового потока в ночь на 22 ноября 1981 г.

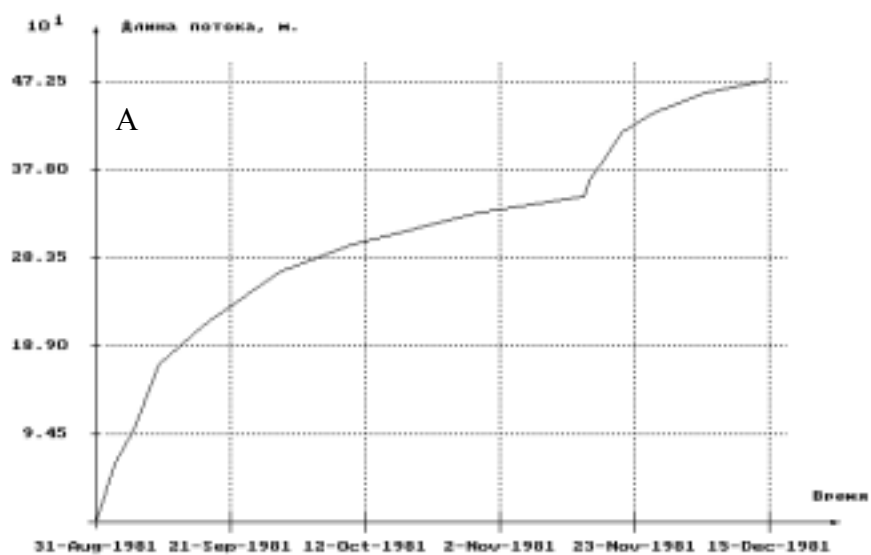
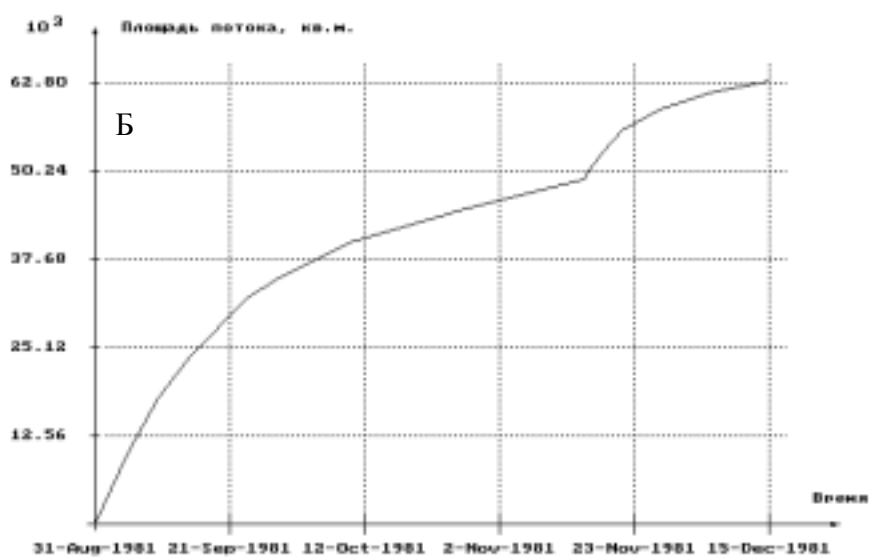


Рис. 24. Изменение длины (А) и площади (Б) лавового потока в сентябре – декабре 1981 г.



31 августа 1981 г. со стороны закрытого низкой облачностью вулкана периодически слышался отчетливый гул, а в ночь на 1 сентября сквозь туман в направлении вулкана наблюдалось непрерывное свечение. Подобные по мощности свечения были видны сквозь туман в ночи на 2 и 3 сентября. В ночь на 4 сентября в связи с улучшением погоды удалось установить, что это свечение обусловлено процессом обрушения лавин раскаленного материала с привершинной части активного восточного блока вулкана. В течение часа происходило обрушение 30 – 40 подобных лавин, что в ночное время обуславливало практически непрерывное свечение активного блока (рис. 22). Интенсивность обрушений значительно превышала уровень, имевший место непосредственно после извержения 13–14 июня 1981 г.

К 5 сентября стало очевидным, что мощные обвалы уничтожили остатки потерявшего свою устойчивость обелиска и на его месте из выжимающегося более пластичного ювенильного материала сформировалось лавовое вздутие. Дальнейшее выжимание на поверхность сравнительно пластичного вещества привело к тому, что южная граница лавового вздутия стала чрезвычайно медленно спускаться вниз по склону, формируя поток вязкой андезитовой лавы и засыпая обвальными лавинами абразионную впадину (см. рис. 20).

Наибольшую скорость продвижения этот лавовый поток имел на самой ранней стадии своего развития – в начале сентября. Однако и тогда его фронт продвигался не многим более чем на 1 м/ч. Столь медленные процессы практически не воспринимаются в ходе обычных визуальных наблюдений, поэтому их изучение стало возможным лишь благодаря теодолитным измерениям и постоянной фоторегистрации состояния активной части постройки вулкана с последующим анализом ее результатов.

Обвалы с фронта лавового потока в течение сентября полностью заполнили абразионную впадину в постройке вулкана. Во второй половине сентября наряду с выжимающимся пластичным материалом в северной части вершины восточного блока была выдвинута жесткая экструзия в форме обелиска высотой 23 м. Одновременно с продвижением лавового потока менялся и характер сопровождавшего этот процесс свечения обвальных лавин в ночное время. Оно также спускалось вниз по склону, оконтуривая фронт лавового потока (рис. 23). К 16 ноября фронт потока спустился по высоте на 247 м, а сам поток достиг длины около 360 м (динамику его движения см. на рис. 20).

Основная тенденция, доминировавшая в эффузивной деятельности вулкана в период с начала сентября по первую половину ноября, – гиперболическое снижение его активности (рис. 24). В результате к середине ноября скорость продвижения фронта лавового потока снизилась до 3–4 см/ч, т.е. почти в 30 раз по сравнению с началом его продвижения, а поступление на поверхность лавового материала соответственно упало с 15 до 0,9 тыс. т/ч.

Несмотря на практически непрерывное извержение, сейсмическая активность вулкана была очень слабая. Только с 15 ноября произошло некоторое увеличение количества землетрясений. Одновременно резко усилилась его эффузивная деятельность. Скорость продвижения фронта возросла до 0,8 м/ч, а поступление на поверхность лавового материала – до 10 тыс. т/ч. За этой скачкообразной активизацией в деятельности вулкана, как и в предыдущем случае, последовало постепенное, но сравнительно более быстрое снижение его активности по гиперболическому закону. К середине декабря лавовый поток прошел расстояние немногим более 500 м, средняя скорость его продвижения вновь упала до 3,5 см/ч, а поступление на поверхность ювенильного материала – до 0,6 тыс. т/ч. В ночь на 21 декабря продвижение потока было прервано бурной эксплозивной деятельностью вулкана.

Во второй половине декабря вновь появились и стали все чаще и чаще регистрироваться на с/ст Апахончич землетрясения, связанные с деятельностью вулкана. В ночь на 21 декабря количество землетрясений достигло максимума и активизировавшийся вулкан перешел в состояние бурной эксплозивной деятельности. Ее первый всплеск после получасового плавного нарастания активности произошел в 4 ч 30 мин, когда сейсмическая активность вулкана достигла уровня, соответствующего процессу формирования небольшого пирокластического потока (обвальной автоэксплозивной лавины). В течение последующих полутора часов активность вулкана сохранялась на постоянном,

но более низком уровне. Последовавшая за этим периодом новая волна активизации вулкана привела к формированию еще одного небольшого пирокластического потока в 6 ч 20 мин.

В 6 ч 30 мин оператор с/ст Апахончич В.П. Ханзутин заметил пепловое облако мощностью около 1 км, смещавшееся от вулкана по ветру в северном направлении вдоль склонов вулканов Камня и Ключевского. У подножия купола Нового с южной стороны его активного блока наблюдались клубящиеся пары – фреатическая деятельность при контакте раскаленного пирокластического материала со снежниками. Если судить по их расположению, то материал пирокластических потоков в 4 ч 30 мин и 6 ч 20 мин был отложен на расстоянии не более 2–2,5 км от центра извержения.

Однако кульминацией извержения стало, завершившее очередную волну активизации, формирование пирокластического потока длиной 4–5 км в 7 ч 11 мин. На фоне общей тенденции к затуханию извержения выделялся еще один небольшой пирокластический поток (обвальная автоэксплозивная лавина) в 8 ч 37 мин, сопоставимый с потоками, зарегистрированными в 4 ч 30 мин и 6 ч 20 мин.

Наступивший рассвет несколько улучшил условия наблюдения. Стал более отчетливо просматриваться простиравшийся на абс. высоте 3–5 км в северном направлении на расстояние 20–30 км газопепловый шлейф вулкана мощностью около 2500 м. Склоны Камня и Ключевского выше 2500 м были покрыты пеплом, смотревшимся на фоне снежной белизны практически черным.

В течение последующего времени содержание пепла в шлейфе вулкана быстро падало. К концу дня пеплопад из шлейфа наблюдался в основном в окрестностях вулкана на расстоянии не более 5 км. Однако газопепловый шлейф по-прежнему препятствовал наблюдениям за процессами, происходившими на самом вулкане. Над верхней границей шлейфа лишь изредка (например в 12 ч 10 мин и 13 ч 45 мин) просматривались вершины поднимавшихся над активным блоком пепловых столбов, вероятно, связанных с мощными обвалами раскаленного материала.

22 декабря над вулканом просматривались вершины белых парогазовых столбов, однако сам Безымянный по-прежнему закрывала дымка. В ночь на 23 декабря было зарегистрировано мощное свечение обвальных лавин раскаленного материала. Лавины в пределах восточного склона активного блока формировались практически непрерывно. Пепел, поднимавшийся в ходе обвалов, переносился по шлейфу вулкана на значительные расстояния. Утром 23 декабря газопепловый шлейф вулкана наблюдался на высоте около 1 км над поверхностью на расстояние около 25 км в направлении ЮВВ. С 12 ч в зоне очень слабого пеплопада оказалась и с/ст Апахончич. Наблюдения стали невозможны.

К вечеру 24 декабря шлейф вулкана развернуло на север. Стал просматриваться активный блок вулкана, на котором практически непрерывно (ежеминутно) формировались обвальные лавины раскаленного материала. К вечеру условия для наблюдения вновь ухудшились. Пошел снег. Утром 25 декабря сильный южный ветер разорвал низкую облачность и обнажил детали строения активного блока из-под пепловой завесы, формировавшейся в ходе частых обвалов. Стало очевидно, что в ходе извержения 21 декабря эксплозивной деятельностью была разрушена прикратерная часть прежнего лавового потока, и прямо по его поверхности стал столь же медленно изливаться новый лавовый поток (см. рис. 20). Именно его продвижение обусловило процесс формирования частых и мощных лавин раскаленного материала, засыпавших поверхность прежнего лавового потока обломочным материалом.

К 25 декабря лавовый поток имел длину около 200 м при мощности до 40 м. Средняя скорость его продвижения в этот период составляла около 2 м/ч, т.е. имела тот же порядок, что и у предыдущего лавового потока в моменты активизации. Однако уже к 4 января она упала до 0,2 м/ч. Одновременно произошло снижение частоты обвальных лавин при сохранении уровня их мощности. Так, 1–3 января регистрировалось обрушение лишь 1–2 лавин в час, т.е. почти на два порядка меньше по сравнению с их частотой 24 декабря 1981 г.

К середине января 1982 г. фронт лавового потока практически остановился, хотя активность вулкана (в том числе и по формированию обвальных лавин) несколько возросла, особенно в период с 9 по 16 января. 11 января лавины сходили практически непрерывно (в частности, с 15 до 16 ч

сходила одна мощная лавина). На сейсмограммах этому периоду соответствует вулканическое дрожание от Безымянного со смещением почвы в районе с/ст Апахончич порядка 0,1 μ .

Сползание лавового потока в этот период полностью компенсировалось обвалами на его фронте, вследствие чего сам фронт практически не менял своего положения. По сути лавовый поток в середине января 1982 г. напоминал функционирование гигантского транспортера. Видимая мощность лавового потока на его фронте в это время возросла до 50–60 м. 17–21 января частота и мощность обвальных лавин постепенно снижались, но свечение в ночное время по-прежнему сохраняло ярко-красный цвет, т.е. температура лавового потока держалась на достаточно высоком уровне.

Во второй половине января все большую активность приобретала привершинная часть лавового потока, тогда как обвалы с его фронта постепенно прекращались. В привершинной части лавового потока сначала формировалось лавовое вздутие высотой 30–35 м при диаметре основания около 120 м, которое к концу месяца стало приобретать все более ярко выраженные черты экструзивного купола (см. рис. 20). По сути произошел плавный переход от эффузивной деятельности к экструзивной.

В состоянии очень медленно затухающей экструзивной деятельности вулкан находился оставшуюся часть зимы и всю весну 1982 г. По крайней мере, до середины марта дежурными операторами с/ст Апахончич регистрировалось свечение обвальных лавин. И слабое тускло-красное свечение вершинной части активного блока и небольших обвальных лавин раскаленного материала было отмечено в ночь на 5 июня, т.е. сразу после возобновления наблюдений за вулканом автором этих строк. К 10 июня мощность лавин и интенсивность их свечения в ночное время существенно возросла. А ранним утром 11 июня произошло очередное эксплозивно-эффузивное извержение вулкана.

Начало плавного лавинообразного перехода вулкана от экструзивной деятельности к эксплозивно-эффузивной можно выделить лишь условно и отнести к 4 ч утра. Именно в это время началось быстрое усиление сейсмической активности вулкана, связанное с нарастанием интенсивности и мощности обвальных лавин. В 6 ч утра были замечены слабые газопепловые выбросы. К 8 ч утра на высоту 4–5 км над постройкой вулкана поднимался уже мощный газопепловый столб. На общем фоне плавного нарастания мощности процесса извержения в 6 ч 46 мин, 8 ч 07 мин, 8 ч 27 мин и 9 ч 10 мин выделялись отдельные импульсы ее повышения, соответствовавшие процессу формирования небольших пирокластических потоков длиной 2–2,5 км.

Своей кульминации извержение достигло в 9 ч 20 мин, когда сформировался пирокластический поток длиной 4–5 км (рис. 25). На общем фоне последовавшего плавного и быстрого затухания извержения в 9 ч 45 мин, 10 ч 30 мин и 12 ч 05 мин выделялись крупные автоэксплозивные обвалы. Со стороны вулка-



Рис. 25. Извержение Безымянного 11 июня 1982 г.

на в эти моменты слышался грохот. Вершина его к этому времени уже была прикрыта облачностью, но удалось наблюдать развитие направленных выносов пепла под углом 60° к горизонту в юго-восточном направлении от вулкана. Вероятно в эти моменты шло интенсивное излияние лавового потока, которым после извержения оказалась покрыта значительная часть активного блока (см. рис. 19–20).

Быстрое снижение активности вулкана привело к тому, что уже во второй половине дня вулкан окончательно перешел в состояние покоя и умеренной фумарольной деятельности, в котором и находился до следующего извержения. К осени остыл и лавовый поток. Выпадавший снег уже не таял на его поверхности и девственная белизна снежного покрова в пределах всей постройки вулкана до весны будущего 1983 г. опровергала тезис о том, что *«в течение года вулкан оставался в состоянии непрерывного экструзивного извержения, которое имело относительно спокойный характер и сопровождалось фумарольной деятельностью переменной интенсивности и выбросами пепла»* [109, с. 105–106].

Первые признаки возобновления активности вулкана в виде слабых проявлений деформационно-экструзивного процесса относятся к началу 1983 г. По данным аэросъемок [99], к 26 января в вершинной части активного блока образовалась система трещин и началось медленное выжимание лавовых блоков. К 22 февраля 1983 г. зона деформаций имела очертания, близкие к овалу размером 80×100 м. Один из блоков этой зоны был выдвинут по сравнению с январем на 5 м. Началось разрушение поверхности лавового потока в охваченной деформациями его привершинной части. Материал формировавшихся при этом небольших обвальных лавин откладывался непосредственно в зоне разрушений.

В апреле общая тенденция к лавинообразному нарастанию активности вулкана стала еще более отчетливой. К 30 апреля 1983 г. произошла постепенная трансформация зоны деформаций в экструзивный купол высотой 50–70 м. Отдельные обвальные лавины из зоны растущей экструзии достигали уже подножия активного блока в северо-восточной части атрио. Материал обвальных лавин стал постепенно засыпать поверхность лавового потока прошлого извержения.

Лавинообразное нарастание активности вулкана привели к эксплозивно-эффузивной кульминации извержения во второй половине дня 22 мая 1983 г. Погодные условия не благоприятствовали визуальным наблюдениям, которые в это время проводил Б.Б. Магуськин. Наблюдения за вулканом были возможны лишь утром. Но и тогда активный блок постройки вулкана был прикрыт дымкой, формировавшейся за счет пепла обвальных лавин. Над вулканом на высоту около 500 м поднимался белый парогазовый столб.

С 14 ч вулкан затянуло облаками. Постепенно их цвет изменился с белоснежного до серого. С 17 ч стали слышны гул и грохот, иногда похожие на отдаленные раскаты грома, хотя молний видно не было. К 21 ч тучи приобрели почти черный цвет с коричневатым оттенком. В ночь на 23 мая в восточном направлении от вулкана на расстоянии до 30 км прошел пеплопад. В районе с/ст Апахончич был зафиксирован слой пепла мощностью около 1,5 мм. Низкая облачность препятствовала наблюдениям всю ночь и весь последующий день, хотя еще до 12 ч 23 мая были слышны гул и грохот.

Лишь утром 25 мая улучшение погоды позволило вновь увидеть вулкан. С ослепительной белизной свежеснежного в районе вулкана снега резко контрастировала черная поверхность нового лавового потока (см. рис. 19–20), излитого в ходе прошедшего извержения на восточный склон активного блока вулкана. На фоне безоблачной голубизны неба на высоту до 1,5 км над вулканом поднимался чисто белый парогазовый столб. Какие либо признаки сохраняющей активности вулкана отсутствовали. В таком состоянии покоя и умеренной фумарольной деятельности он оставался до следующей своей активизации в начале 1984 г.

Некоторую дополнительную информацию о развитии извержения 22–23 мая 1983 г. дает изучение его сейсмического сопровождения. Во второй половине мая активная работа побочного прорыва вулкана Ключевского (прорыв Предсказанный) затрудняла регистрацию сейсмического сопровождения извержения Безымянного. На общем фоне вулканического дрожания от извержения побочного прорыва, составлявшим в районе с/ст Апахончич $0,25\text{--}0,30 \mu$, выделялись два периода непрерывно-спазматического дрожания от Безымянного с максимальным смещением почвы в районе станции до $2,0 \mu$: первый с 17 ч 00 мин до 20 ч 10 мин 22 мая и второй с

3 до 7 ч 23 мая. Для обоих периодов характерна максимальная активность вулкана в их начале с постепенным затуханием к концу.

Это затухание имело более плавный характер в первом периоде, причем в 17 ч 46 мин по уровню сейсмического сопровождения извержения было возможным формирование пирокластического потока длиной 4–5 км. Во втором периоде затухание активности вулкана шло неравномерно и осложнялось возможным формированием в 3 ч 15 мин, 4 ч 20 мин и 5 ч 34 мин небольших пирокластических потоков (обвальных автоэксплозивных лавин) с вероятной длиной 2–3 км. По результатам последующего осмотра материал пирокластических потоков этого извержения отложился по трем руслам длиной до 4 км, шириной от 50 до 200 м, мощностью от 1 до 12 м.

Благодаря мощному абразионному воздействию пирокластических потоков и активной сейсмической обстановке при их формировании в постройке вулкана вновь образовалась сравнительно небольшая абразионная впадина (см. рис. 19–20). Возникновению ее способствовала слабая связанность обвального и пирокластического материала, заполнившего предыдущую впадину. В уступе, ограничивавшем впадину со стороны активного блока вулкана, были вскрыты два лавовых потока извержений 1981 – 1982 гг., что позволило провести их осмотр (см. раздел 1.3.1).

Первые признаки новой активизации вулкана были выявлены в ходе аэрофотосъемок вулкана 21 января и 2 февраля 1984 г. [266]. Как и весной 1983 г. лавинообразное нарастание активности вулкана сопровождалось постепенным переходом от деформационного процесса к экструзивному. В результате в январе 1984 г. в вершинной части активного блока сначала образовалось сводовое поднятие, которое по мере роста покрылось трещинами. Начался и стал постепенно усиливаться процесс обрушений в приповерхностной части лавового потока 1983 г. По мере развития этого процесса растущее сводовое поднятие стало все больше преобразоваться в экструзивный купол.

5 февраля около 11 ч В.А. Аристарховым из района с/ст Козыревск наблюдался пепловый столб над вулканом. Вскоре в пос. Козыревске стал выпадать темно-серый вулканический пепел. В ночь на 6 февраля началась пурга, которая бушевала до 11 февраля. Поэтому повторить аэровизуальные наблюдения удалось лишь 13 февраля. Происходившие на вулкане процессы были отождествлены как «частые взрывы на высоту 200–300 м». 14 февраля была выполнена аэрофотосъемка. В течение 2 ч съемщики наблюдали, по их мнению, «взрывы» с последующим сходом обвальных каменных лавин. На фотографии, иллюстрирующей «пепло-газовый выброс» в работе [266], в действительности запечатлена типичная обвальная лавина вулкана.

В этом извержении, как и в предыдущем, вплоть до его кульминации около 14 ч 30 мин 16 февраля прослеживалась тенденция к нарастанию активности вулкана по принципу лавинообразности: чем выше была активность вулкана, тем быстрее происходила его дальнейшая активизация. По мере нарастания активности вулкана увеличивалась интенсивность экструзивного и соответственно обвального процессов. К 15 февраля высота формировавшихся при обвалах пепловых столбов достигла 3 км. Хотя основная масса вулканокластического пепла выпадала в пределах постройки вулкана, наиболее тонкие его фракции разносились по шлейфу вулкана на расстояние более 50 км.

К середине февраля появились и стали усиливаться в обвальном процессе признаки эффекта автоэксплозивности. Наибольшего развития это явление получило в ходе мощных автоэксплозивных лавин утром и днем 16 февраля, материал которых в виде небольших пирокластических потоков распространялся на 2–3 км от центра извержения в восточном, а затем в юго-восточном направлении. Наиболее мощные лавины отмечены около 14 ч 30 мин, когда в районе с/ст Апахончич было зарегистрировано смещение почвы до 1,5 м.

После некоторого снижения активности вулкана к вечеру 16 февраля началась новая более слабая волна ее подъема. Именно к этой активизации, по свидетельству К.С. Киришева, приурочено наблюдавшееся визуально начало излияния лавового потока по восточному склону активного блока. Дальнейшее развитие извержения характеризовалось быстрым снижением активности вулкана. Уже к вечеру 17 февраля излияние лавового потока и связанные с его продвижением обвалы прекратились и вулкан перешел в обычный для своего спокойного состояния режим умеренной и сильной фумарольной деятельности.

В результате этого извержения активный восточный блок вулкана был приподнят на 40–60 м, а лавовый поток, излившийся по его поверхности, прошел расстояние около 600 м (см. рис. 19–20). Произошло некоторое увеличение и абразионной впадины в постройке вулкана на границе стабильного и активного блоков вулкана.

Появление первых обвальных лавин, сопровождавших деформации восточного блока и свидетельствовавших о начале новой активизации вулкана в виде проявлений деформационно-экструзивного процесса нарастающей интенсивности, следует отнести к первым числам сентября 1984 г. Уже 8 сентября был обнаружен небольшой конус выноса свежего обвального материала в верхней части абразионной впадины и частичное заполнение последней. Первая лавина, которую непосредственно удалось наблюдать, обрушилась 24 сентября. В дальнейшем обвалы в районе активного блока происходили все чаще.

Наиболее существенные изменения строения восточного блока вулкана произошли 1, 5, 10 и 11 октября, когда грохот обвалов был слышен на расстоянии 16 км в районе с/ст Апахончич. Эти обвалы были связаны с усиливавшимися деформациями и разрушением нависающего над абразионной впадиной южного сектора активного блока. Хотя газопепловые выбросы отсутствовали вплоть до эксплозивной кульминации извержения 13–14 октября, в пределах постройки вулкана неоднократно выпадал пепел из газопепловых столбов, формировавшихся в результате обвалов.

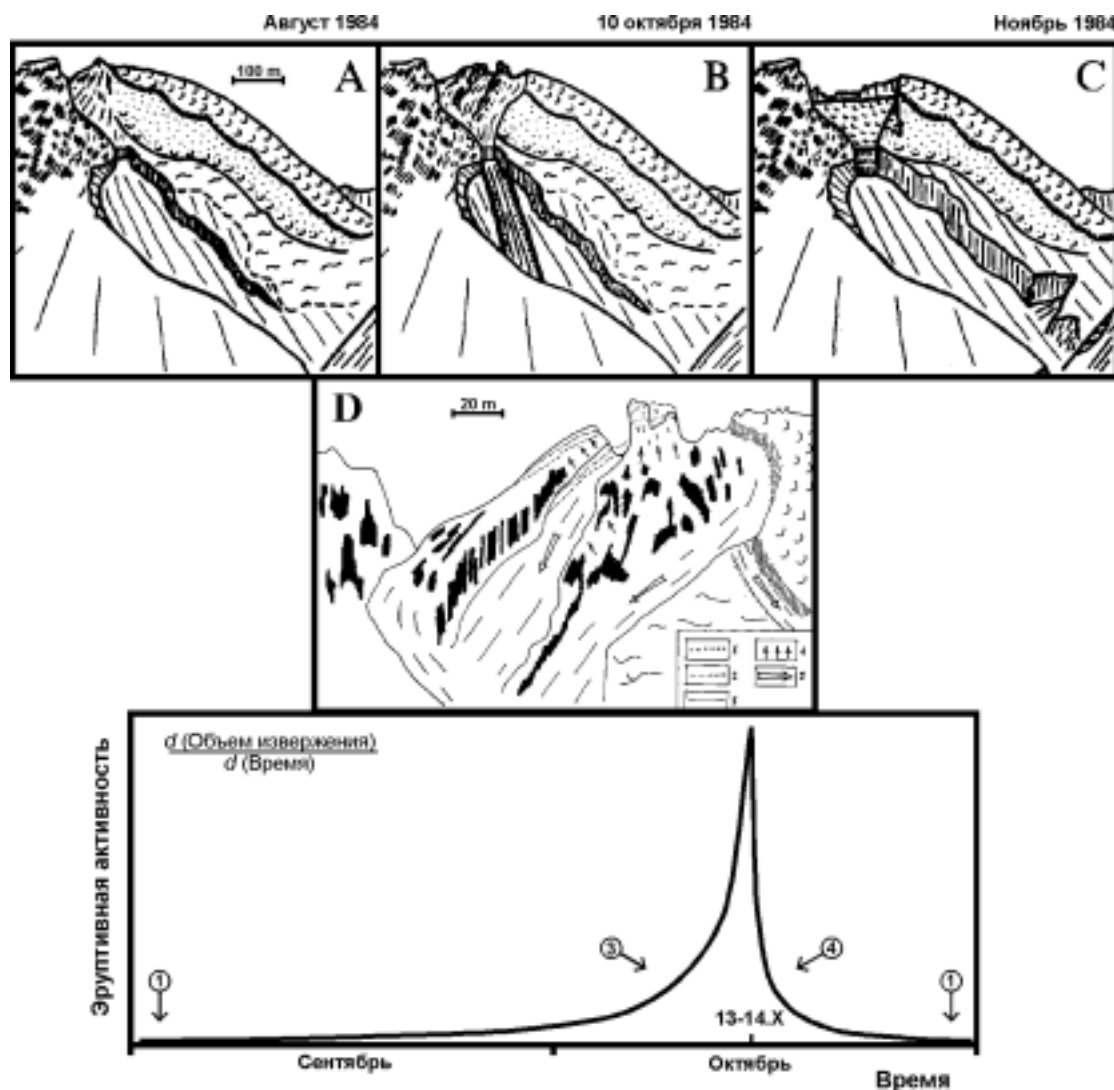


Рис. 26. Изменения восточного блока и динамика активности Безымянного в его осеннем извержении 1984 г.

На рисунке: 1–3 контуры активного блока соответственно на 7, 9 и 10 октября; 4 – направление деформаций; 5 – пути движения обвальных лавин; меняющимся крапом показаны лавовые потоки. На графике обозначения стрелками соответствуют рис. 20

Рис. 27. Эксплозивная деятельность вулкана днем 13 октября 1984 г.

Происходит практически непрерывное образование нисходящих автоэксплозивных лавин, фото А.И. Козырева.



В результате обвалов 1 и 5 октября был частично вскрыт образовавшийся в ходе предыдущего извержения лавовый некк. К 7 октября он был полностью отпрепарирован и имел видobelиска, расположенного в верхней части активного блока. Специфическое положение разрушающейся части восточного блока стало причиной движения обвального

материала по одному и тому же пути, в результате чего внутри абразионной впадины образовался каньон глубиной до 10 м при ширине 30 м (рис. 26, В).

Дальнейшее развитие экструзивного процесса было выражено в ростеobelиска и продолжающейся деформации пород сохранившейся западной привершинной части восточного блока вулкана (см. рис. 26, D). Блок как бы раскрывался изнутри, что свидетельствовало о большом магматическом давлении в преддверии эксплозивной кульминации извержения. В ночное время наблюдалось свечение вскрытых обвалами внутренних частей блока.

9 октября началась очередная активизация экструзивного процесса, в ходе которой некк сначала частично, а затем и полностью был разрушен. Своеобразие обрушений этого периода заключалось в появлении обвальных лавин с существенным эффектом автоэксплозивности.

13 октября, после небольшого периода относительного затишья началась кульминационная стадия извержения. В ночь на 13 октября наблюдалось свечение обломочного материала каменных лавин, а около 7 ч утра был замечен газопепловый шлейф вулкана Безымянного, протянувшийся на высоте 1,5–2 тыс. м над уровнем моря в направлении ЮВВ на расстояние около 40 км. В 9 ч утра в районе с/ст Апахончич начался слабый пеплопад выпадением тонкого слоя розоватого, а затем, вплоть до конца извержения, светло-серого (почти белого) пепла.

Судя по всему, кульминационная стадия извержения началась с постепенного нарастания интенсивности экструзивного процесса и вовлечения в обвалы все большего объема пород южной, как наиболее ослабленной, привершинной части блока. Переход извержения в эксплозивную форму произошел около 11 ч, когда над постройкой вулкана на абсолютную высоту около 5 тыс. м поднялся клубящийся газопепловый столб.

Активность вулкана достигла максимума около 12 ч, когда наблюдалось практически непрерывное образование пирокластических потоков и раскаленных лавин типа «палящих туч», сопровождавшихся интенсивно клубящимися пепловыми тучами с характерной поверхностью



Рис. 28. Свечение восточного блока в ночь на 22 октября 1984 г.

типа цветной капусты (рис. 27). Высота подъема эруптивных туч достигала 5 – 9 км. В этом режиме вулкан находился до 17 ч.

На общем фоне высокой активности вулкана выделялись пирокластические потоки в 12 ч 11 мин, 12 ч 24 мин, 13 ч 42 мин и 16 ч 05 мин. Их материал отложился на расстоянии до 6,5 км от вулкана, а в моменты их формирования на с/ст

Апахончич регистрировались колебания почвы с амплитудой 3–5 μ . Высокая активность вулкана привела к усилению пеплопада в районе сейсмостанции. Наибольшая его интенсивность наблюдалась с 12 до 14 ч. В общей сложности за этот короткий отрезок времени пепла выпало около 1,5 кг/м².

После 17 ч в деятельности вулкана наступил период относительного затишья, продолжавшийся до 21 ч. В это время активность вулкана упала до уровня, соответствовавшего его состоянию утром 13 октября, и выражалась в практически непрерывном формировании обычных обвальных лавин с некоторым (не очень высоким) влиянием эффекта автоэксплозивности. Шлейф вулкана становился все менее насыщенным пеплом. И в районе сейсмостанции пеплопад практически прекратился.

С 20 ч 45 мин началось быстрое нарастание активности вулкана. Спустя час извержение достигло своего максимального уровня, который сохранялся до 0 ч 14 октября. Возобновился пеплопад в районе с/ст Апахончич. Его максимальная интенсивность имела место с 22 до 24 ч, когда благодаря поднявшемуся ветру наблюдалась своеобразная пепловая пурга. Для непрерывно-спазматического вулканического дрожания в этот период была характерна сравнительная однородность. В течение 2 ч величина максимальных смещений почвы в районе сейсмостанции колебалась около 3 μ .

С 0 ч 14 октября прослеживалась общая тенденция к постепенному затуханию извержения. Она была осложнена некоторым всплеском активности вулкана в период между 10 и 11 ч, когда при формировании пирокластических потоков смещение почвы в районе сейсмостанции вновь достигло 3,5–4,5 μ . В это время газопепловый шлейф вулкана на высоте 3–3,5 км прослеживался в восточном направлении на расстояние более 50 км. Во второй половине дня направление ветра изменилось на северо-восточное и станция оказалась вне зоны пеплопада. К этому времени процесс извержений стал носить дискретный характер, благодаря чему удалось наблюдать формирование серии небольших пирокластических потоков (обвальных автоэксплозивных лавин) в 17 ч 20 мин, 19 ч 10 мин, 19 ч 25 мин и 19 ч 40 мин. Начальным моментам их движения соответствовали максимальные амплитуды непрерывно-спазматического вулканического дрожания в районе станции 2,0–2,8 μ , а основная зона аккумуляции пирокластического материала располагалась в атрио вулкана. Лишь незначительное количество этого материала отводилась по начинавшемуся в атрио каньону в юго-восточном направлении на 2–2,5 км.

В результате бурной эксплозивной деятельности вулкана на месте зоны разрушений в южном секторе привершинной части активного блока образовалась открытая на юго-восток чашеобразная воронка, дно которой покрыл свежий лавовый материал. Существовавшая ранее абразионная впадина была значительно расширена и углублена за счет пород как стабильной экструзивной, так и активной восточной частей вулкана (см. рис. 19, рис. 26). В общей сложности за время извержения в районе с/ст Апахончич пепла выпало 4,9 кг/м². Материал пирокластических потоков отложился по двум рукавам, фронтальная часть которых находилась на расстоянии соответственно 6,5 и 4 км от вулкана.

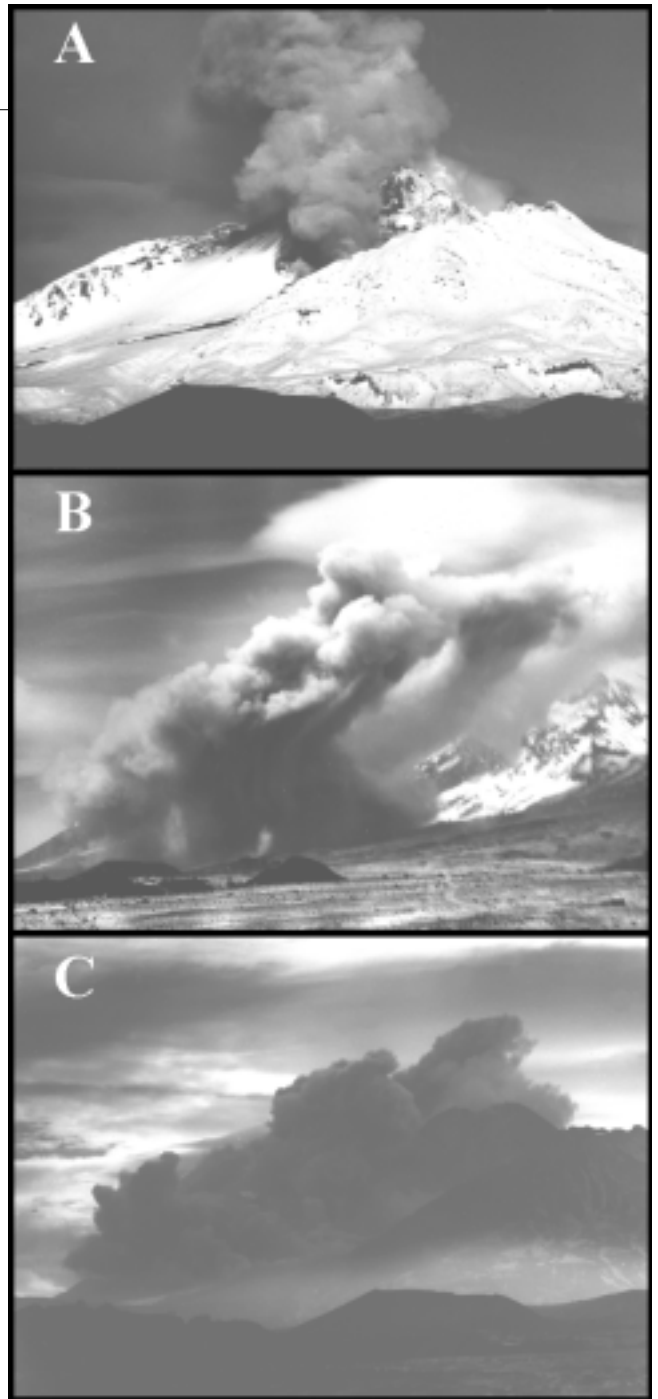
Рис. 29. Обвал на вулкане 12 июня (А) и автоэксплозивные лавины 24 (В) и 25 (С) июля 1985 г.

Почти полная дегазация во время бурной эксплозивной деятельности вулкана ювенильного материала в приповерхностной части магматического канала и постепенное снижение магматического давления обусловили переход извержения в фазу экструзивного процесса затухающей интенсивности. Внешне это проявлялось в постепенном снижении частоты и мощности обрушения каменных лавин, сопровождавшихся в ночное время свечением. Источником их служил медленно остывающий материал расположенного в вершинной воронке лавового потока. Явление автоэксплозивности практически отсутствовало. Точный момент окончания извержения, как и его начала, было трудно выявить. Последний раз обрушение раскаленного материала наблюдалось в ночь на 7 ноября, но еще долгое время сохранялось точечное свечение в районе уступа, разделявшего воронку и расположенную ниже абразионную впадину (28).

Первые признаки новой активизации вулкана были замечены 12 июня 1985 г. К этому моменту относится появление первых обвальных лавин (рис. 29, А), связанных с началом деформационно-экструзивного процесса в пределах взрывной воронки предыдущего извержения (см. рис. 26, С). Растущая экструзия первоначально имела вид хребта, вытянутого вдоль осевой линии взрывной воронки и равномерно приподнятого над ее основанием на 20 – 30 м (рис. 30). Однако в дальнейшем интенсивность экструзивного процесса в разных частях взрывной воронки стала неодинаковой. Возможность удаления части выжимающегося вещества вовлечением в обвалы привела к максимальному развитию экструзивного процесса в той части взрывной воронки, где она обрывалась в абразионную впадину.

В то же время северная часть экструзии, менее подверженная разрушению, теряла свою активность. Смещение направления максимального развития экструзивного процесса обусловлено тем, что в ходе обрушений постоянно вскрывался все более высокотемпературный, а, следовательно, и все более пластичный материал. Поэтому вновь поступающий материал выжимался именно в том направлении, по которому он встречал наименьшее сопротивление и по которому происходила наибольшая разгрузка. Это привело к преобразованию формы экструзии в расположенное внутри взрывной воронки секторное поднятие (см. рис. 30).

Однако изменение направления максимальной интенсивности экструзивного процесса на этом не остановилось. В дальнейшем экструзивный процесс приобретал все более существен-



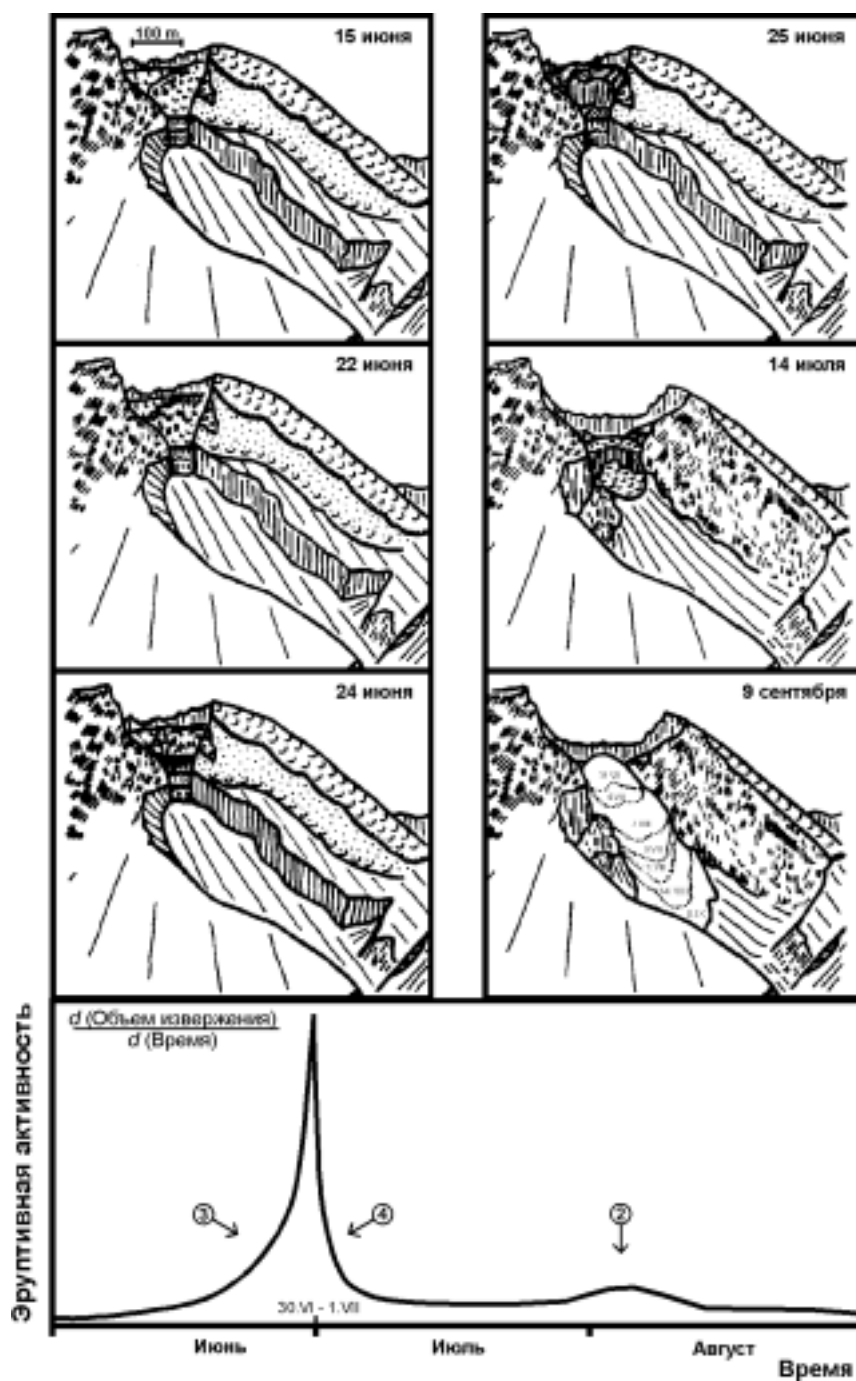


Рис. 30. Изменения восточного блока и динамика активности вулкана в извержении летом 1985 г.

На рисунке меняющимся крапом показаны лавовые потоки. На графике обозначения стрелками соответствуют рис. 20

ную горизонтальную составляющую. Это обусловило постепенное горизонтальное смещение экструзивного блока в направлении обрыва, разделявшего взрывную воронку и абразионную впадину. Нависание экструзивного блока над абразионной впадиной сделало возможным образование 24 июня первого крупного скола экструзии (см. рис. 30) и развития мощной обвальной лавины (см. рис. 29, В). Вечером 25 июня благодаря новым сколам (см. рис. 30) с фронтальной части экструзии сформировались еще две аналогичные, но менее мощные обвальные лавины (см. рис. 29, С). В отличие от обвалов, наблюдавшихся в этом извержении ранее, в механизме формирования и передвижения обвальных лавин, связанных со сколами экструзивного блока, большое значение имел эффект автоэксплозивности.

Таким образом, в начальную стадию извержения наблюдалось достаточно мощное развитие экструзивного процесса, который обязан был привести [149] и привел к крупным обвалам постройки вулкана. На общем фоне постепенного нарастания мощности процессов обрушения выделялись импульсы резкого их усиления. Повышенная интенсивность обвальных процессов наблюдалась с шестидневным периодом утром 12 июня, утром 18 июня, днем 24 июня. Более того, в этот же ряд периодичности процессов обрушения ложатся и крупные обвалы постройки вулкана вечером 30 июня и в ночь на 1 июля, приведшие к развитию эксплозивной стадии извержения по типу извержения Сент-Хеленса 18 мая 1980 г. [343].

Наблюдения за эксплозивной стадией извержения проводились П.П. Фирстовым, М.А. Алидибировым и автором этих строк с северных отрогов Зиминых сопков (абс. высота лагеря 1200 м, 8,5 км на ЮЮВ от вулкана). Эта точка наблюдений была оптимальной по условиям как безопасности (расположенные в 4 км от вулкана экспедиционные домики могли оказаться в зоне возможного поражения ожи-

давшимся направленным взрывом вулкана) так и по условиям наблюдений. Сам лагерь был расположен на небольшом хребте, на 30–40 м возвышался над полем пирокластических потоков извержения 1956 г. Отложения последних в районе лагеря практически отсутствовали, что давало определенные гарантии безопасности. Кроме того, существовала возможность экстренной эвакуации на обратный (теневого по отношению к вулкану) склон хребта.

Извержение перешло в взрывную форму вечером 29 июня. В это время лагерь находился в густом тумане. В 7 ч вечера (в работах [5, 83] хронометраж приведен в летнем времени) редкий и слабый грохот, доносившийся со стороны вулкана, стал быстро усиливаться и учащаться и к 7 ч перешел в непрерывный гул. В течение последующего часа гул опять перешел в грохот, который становился все реже и слабее. Утром 30 июня, когда туман несколько поднялся, был обнаружен свежий пирокластический поток длиной около 5 км.

В 4 ч 30 мин июля фон активности вулкана несколько снизился. Затем началось и продолжалось в течение последующих 15 ч плавное и устойчивое нарастание активности вулкана. Эту тенденцию к активизации вулкана по гиперболическому закону лишь подчеркивает, по всей видимости, случайное от нее отклонение в период с 13 ч 25 мин до 14 ч 00 мин. В это время прошла серия событий, по характеру сейсмического сопровождения соответствующих крупным обвальным автоэксплозивным лавинам с последующим их развитием в виде пирокластических потоков. В этот период времени максимальное смещение почвы в районе станции составило 2,6 м, а суммарная энергия сейсмического сопровождения – $1,3 \cdot 10^9$ Дж (0,56 % от сейсмической энергии всего извержения), что близко к среднему уровню формирования пирокластических потоков 29 июня. Однако в данном случае, как уже отмечалось, это было лишь случайное отклонение от общей тенденции, компенсированное некоторым снижением активности в течение последующих 1,5 ч.

В соответствие с дальнейшим нарастанием активности вулкана все более частыми становились мощные обвальные лавины, все большее значение в их формировании и последующем движении в виде небольших пирокластических потоков приобретал эффект автоэксплозивности. В 7 ч вечера мощность извержения превысила уровень, наблюдавшийся при формировании всех предыдущих пирокластических потоков этого извержения, и продолжала нарастать. Судя по сейсмическому сопровождению извержения процесс формирования мощных автоэксплозивных лавин с их последующей трансформацией в пирокластические потоки длиной до 5 км в это время стал практически непрерывным, а отдельные потоки стали все чаще превышать этот уровень, распространяясь все дальше и дальше. Гиперболическое нарастание активности вулкана достигло своей кульминации в 19 ч 10 мин, когда в районе станции было зарегистрировано смещение почвы 14 м. В целом суммарная энергия сейсмического сопровождения этой уникальной 15-часовой последовательности составила, включая кульминацию, около $6,9 \cdot 10^{10}$ Дж, или 30 % сейсмической энергии всего извержения.

Прямые наблюдения за вулканом в это время принесли лишь следующую информацию. Начиная с 16 ч грохот, доносившийся иногда со стороны вулкана, стал постепенно усиливаться и учащаться пока, наконец, к 19 ч не стал практически непрерывным. С 18 ч 30 мин появился и начал учащаться треск грозových разрядов. Высокая температура и большие объемы извергавшегося в этот момент ювенильного материала стали причиной образования в районе извержения микроклимата. В 19 ч 20 мин густой туман, до этого препятствовавший наблюдениям, мгновенно исчез. Этому способствовали уменьшение относительной влажности воздуха и вынос мощным потоком прогретого воздуха в верхние слои атмосферы. И перед лагерем во всем своем грозном величии развернулась грандиозная панорама уже остановившего свое продвижение, но еще живущего пирокластического потока (рис. 31).

Его фронт находился на расстоянии около 12 км от вулкана. Поток, миновав лагерь на расстоянии около 2 км и пройдя еще около 4 км, фактически оказался за нашими спинами. Хотя фронт потока остановился, пирокластический материал, по крайней мере, в течение первых десятков минут продолжал движение по его руслам. Об этом свидетельствовали как данные о сейсмическом сопровождении извержения, так характерное поведение сопровождавшей поток пепловой тучи. Ее интенсивно клубившаяся нижняя часть как бы стекала вниз по склону. По мере расширения и подъема пепловых клубов над потоком их движение под воздействием силь-



Рис. 31. Пирокластический поток вечером 30 июня 1985 г.

Съемка выполнена с небольшого холма (северные отроги Зиминых сопок). Сумерки скрывают рельеф и перспективу. Кратчайшее расстояние до потока – 2 км, а его фронт находится на расстоянии около 5 км.

ного встречного ветра сначала замедлялось, затем останавливалось и, наконец, они начинали стремительно сноситься вверх по склону. Этот ветер в лагере практически не ощущался

и был обусловлен создавшимися в районе извержения микроклиматическими изменениями.

В течение последующих 50 мин, когда выделилось еще $2,9 \cdot 10^{10}$ Дж (12,5%) сейсмической энергии, происходило быстрое снижение активности вулкана, и к 20 ч процесс извержения практически стабилизировался. Однако уровень установившейся фоновой активности вновь значительно возрос по сравнению с периодом, предшествовавшим гиперболической активизации вулкана. В частности, средняя мощность сейсмического сопровождения извержения увеличилась на порядок – с $8,4 \cdot 10^5$ Вт до $8,8 \cdot 10^6$ Вт. Соответствующим образом изменился и характер деятельности вулкана. Если прежнее стационарное состояние соответствовало практически непрерывным обвальным лавинам с эпизодическим формированием на их фоне автоэксплозивных лавин, то после 20 ч практически непрерывным стал процесс формирования небольших пирокластических потоков (обвальных автоэксплозивных лавин), на общем фоне которых выделялись отдельные более мощные.

Визуальные наблюдения в этот период пришлось проводить в условиях быстро сгущавшихся сумерек и глубокой ночью, темноту которой часто нарушали ослепительные вспышки молний. До 12 ч ночи удалось зарегистрировать четыре пирокластических потока длиной свыше 6,5 км (более короткие визуально выделить было невозможно). Эти потоки имели место по визуальным данным в 21 ч 40 мин (максимальное смещение 3,2 м в 21 ч 32 мин), в 22 ч 05 мин (3,3 м в 22 ч 05 мин), в 22 ч 50 мин (2,3 м в 22 ч 42 мин), и в 23 ч 25 мин (2,9 м в 23 ч 18 мин).

Начиная с 0 ч 15 мин вновь усилились гул и грохот обвалов, а в 0 ч 30 мин был зарегистрирован пирокластический поток, как по длине (около 10 км), так и по уровню сейсмического сопровождения (13 м в 0 ч 31 мин) резко отличавшийся от большинства предыдущих и лишь не намного уступавший потоку, зарегистрированному в 19 ч 20 мин 30 июня. За этим импульсом активности вулкана последовало плавное ее затухание в течение последующих 1,5 ч до прежнего уровня. В характере активности вулкана это затухание выразилось в общей тенденции к постепенному уменьшению расстояния, на которое распространялся практически непрерывно генерирующийся пирокластический материал. В целом в ходе этой последовательности снижения активности выделилось $2,4 \cdot 10^{10}$ Дж, или 10,4% всей сейсмической энергии извержения.

Однако своей наивысшей мощности извержение достигло около 2 ч ночи, когда в течение 15 мин (2 ч 10 мин – 2 ч 24 мин) выделилось 24% всей энергии сейсмического сопровождения извержения. Около 1 ч 20 мин грохот, доносившийся со стороны вулкана, перешел в сильный низкочастотный гул, отдаленно напоминавший работу реактивного двигателя. На фоне гула выделялись раскаты грома. Интенсивность гула менялась со временем. Так около 1 ч 50 мин отмечались периоды длительностью 30–40 с, в течение которых интенсивность звука была максимальной. Около 2 ч фиксировались вариации интенсивности звука с периодом 35–40 с. В 2 ч 15 мин был слышен сильный равномерный

гул длительностью около 140 с, а в 2 ч 18 мин перед лагерем на расстоянии около 1,5 км встала гигантская светящаяся изнутри занавесь, которая была не чем иным, как сопровождающей пирокластический поток пепловой тучей.

Высота зоны свечения достигала 1–2 км, а наблюдалось оно по фронту около 5 км. В зависимости от высоты над потоком менялись как цвет свечения, так и его яркость. Ярко-красное у основания тучи, оно с высотой постепенно переходило в тускло-багровое, а затем исчезало в пепловом мраке. Граница зоны свечения постоянно меняла очертания. Ее нижний край оставался неподвижным, центр сильным, встречным по отношению к пирокластическому потоку ветром, отгибался назад, а верхняя часть, сохраняя инерцию движения тучи, как бы нависала над лагерем. Дополнял эту грозную картину практически непрерывный блеск молний.

Сквозь призрачное свечение раскаленного пепла просматривались «внутренности» потока на расстоянии 5–6 км от его фронта. Отдаленно это напоминало плавное движение воды по отдельным руслам и ручейкам, если вместо воды представить раскаленные до светло-красного свечения и мерцающие в процессе движения угли. В действительности же эти «угольки» представляли собой глыбы раскаленного материала до 10 м в поперечнике. Однако продолжать наблюдения за этим редкостным явлением было возможно лишь в течение считанных минут.

Наблюдения пришлось прервать, когда спустя 10–15 мин лагерь внезапно накрыло плотной пепловой завесой, а еще через несколько минут по стенкам палатки ударили первые капли дождя. Вместе с ними стали выпадать гравитационно-аккреционные лапилли – сферические стяжения пепла на каплях дождя [152]. Стук лапилли, имевших размер до 5 мм, быстро нарастал. Однако стенки палатки выдержали, а сами лапилли разрушались при ударе. Выпадение их продолжалось около получаса, хотя дождь, перешедший из ливневого в моросящий, длился еще около 30 мин, после чего этот своеобразный пепловый дождь перешел в обычный пеплопад, который к рассвету также прекратился.

По сейсмическим данным, кульминация извержения имела место в 02 ч 24 мин (21 μ), т.е. тогда, когда перед лагерем стояла светящаяся занавесь, внутри которой просматривалось движение потока раскаленных глыб. После этого началось и продолжалось в течение последующих 29,5 ч устойчивое гиперболическое снижение активности вулкана. Соответствующим образом менялся и характер деятельности вулкана. Непосредственно после главного удара извержения процесс истечения пирокластического материала стал практически непрерывным. С течением времени постепенно сокращалось расстояние, которое проходили потоки пирокластического материала. На общем фоне этого плавного затухания активности вулкана несколько выделялись моменты формирования пирокластических потоков в 4 ч 30 мин (5,6 μ) и 13 ч 59 мин (3,1 μ).

Затем основной фон стал все больше соответствовать процессам формирования автоэксплозивных лавин и движению в виде коротких пирокластических потоков. Лишь некоторые из них могли преодолеть расстояние 4 км от вулкана. Сам процесс извержения становился все более дискретным (эпизодическим), а автоэксплозивные лавины – все более редкими и слабыми. И на конечном этапе основной формой проявления активности стало формирование обвальных лавин раскаленного материала. В целом за этот более чем суточный отрезок времени выделилось $3,0 \cdot 10^{10}$ Дж, или 13% всей сейсмической энергии извержения.

Наступивший рассвет высветил мрачную картину последствий ночного пеплопада. Все вокруг лагеря было покрыто сантиметровым слоем грязно-коричневого мокрого пепла. Такого же цвета были ранее белоснежные ледники Зиминых сопок. К этому времени грохот со стороны вулкана и треск грозových разрядов доносились все реже и реже, а к 8 ч утра практически исчезли. Но по-прежнему жило и грохотало огромное поле, на котором был отложен материал пирокластических потоков. Дело в том, что до извержения это поле пересекалось большим количеством временных водотоков – «сухих рек». В каньонах их русел, несмотря на разгар лета, до извержения находилось большое количество снежников. В результате таяния последних при контакте с раскаленным материалом пирокластических потоков начались фреатические взрывы.

Около 10 ч дня Е.Ю. Ждановой и П.Ф. Серветником со стороны с/ст Апахончич была сделана попытка на лошадях приблизиться к полю пирокластических потоков с востока. У них

сложилось впечатление, что ближайший к ним пирокластический поток все еще медленно передвигался. На поверхности этого потока во многих местах были видны языки пламени. Впоследствии вдоль этого пирокластического потока обнаружили очень много сожженной травы, а на его поверхности – обуглившихся веток кустарника.

Во второй половине дня, в результате таяния снега в горах, фреатические взрывы усилились. В спор за свои русла, занятые раскаленным пирокластическим материалом, вступила талая вода. Особенно мощная фреатическая деятельность наблюдалась в районе пересечения поля пирокластических потоков каньоном Ключа Тундрового (рис. 32, А).

К утру 2 июля вновь активизировался вулкан. В результате последнего всплеска его эксплозивной деятельности произошло формирование небольшого пирокластического потока длиной около 4 км. Во время его формирования в районе с/ст Апахончич зарегистрировано максимальное смещение почвы 3,1 μ в 7 ч 40 мин, а выделение сейсмической энергии составило $6,8 \cdot 10^8$ Дж, или 0,3% всей сейсмической энергии извержения. Продвижение потока происходило одновременно по двум параллельным руслам. После чего извержение перешло в форму медленной экструзивной деятельности.

Около полудня вновь усилились фреатические взрывы по руслам временных водотоков. На этот раз быструю и окончательную победу в борьбе двух стихий одержала вода. К вечеру огромное поле пирокластических потоков напоминало известную Долину Тысячи Дымов (см. рис. 32, В).

При изучении изменений, произошедших в ходе эксплозивной стадии извержения в постройке вулкана, необходимо сделать вывод, что значительному разрушению подвергся в основном активный

восточный блок вулкана. Причем его разрушение прошло с учетом именно тех ослабленных зон, которые указывались ранее [149], т.е. по линии, соединяющей в верхней части северное окончание взрывной воронки осеннего извержения 1984 г., а в нижней – отрог абразионной впадины. В результате как крупных обвалов, так и следовавших за ними периодов бурного развития извержения в восточной части постройки вулкана образовалась огромная впадина (см. рис. 19, Q, рис. 30). В ее вершинной части последними порциями ювенильного материала был сформирован рудиментарный лавовый поток. Визуальные наблюдения, изучение барограмм и сейсмограмм позволяют утверждать, что бурное развитие извержения после особо крупных разрушений постройки вулкана представляет собой достаточно длительный процесс. Поэтому более правильным было бы говорить не о направленном



Рис. 32. Фреатическая деятельность (1 июля – сверху) и парение (2 июля – внизу) поля отложений пирокластических потоков 1985 г.

Рис. 33. Остатки экспедиционных домиков, разрушенных направленным извержением вулкана в ночь с 30 июня на 1 июля 1985 г.



взрыве, а о взрывоподобном направленном истечении ювенильного материала.

Ориентировка образовавшейся в постройке вулкана впадины свидетельствует о том, что сверхмощное направленное истечение ювенильного материала после крупных разрушений постройки вулкана происходило в восточном направлении.

В этом же направлении на расстоянии 4 км от вулкана находились два экспедиционных домика, разрушенные направленным воздействием пирокластики (рис. 33). Об исключительной силе этого извержения свидетельствует хотя бы такой факт, что один из этих домиков выдержал не один десяток предыдущих извержений вулкана. Также были уничтожены расположенные в этом секторе пункты микротриангуляции. Отдельные пирокластические потоки этого извержения имели длину около 13 км, в то время как длина пирокластических потоков всех предыдущих извержений (за исключением извержения 30 марта 1956 г.) не превышала 8 км, что также свидетельствует об исключительной мощности этого извержения по сравнению с обычными.

Последовавший за бурным развитием извержения экструзивный процесс был локализован в верхней части образовавшейся в постройке вулкана впадины. Как видно из рис. 30, к середине июля этот процесс привел к образованию внутри впадины секторного поднятия, разделившего лавовый поток этого извержения на верхнюю и нижнюю части. Внешне процесс извержения в этот период выражался частыми небольшими обвалами раскаленного и светившегося в ночное время материала как с поверхности лавового потока, так и с обрыва восточного блока. Сам лавовый поток под воздействием обвалов постепенно разрушался. В конце июля началась резкая активизация процесса извержения с одновременным переходом от экструзивной деятельности к эффузивной. В результате на месте секторного поднятия сформировалось лавовое вздутие.

Утром 31 июля произошел достаточно большой обвал нижней части вздутия, после чего лавовый материал стал медленно спускаться вниз по склону, формируя вязкий лавовый поток. Эффу-



Рис. 34. Лавовый поток и свечение сопровождавших его обвальных лавин в августе 1985 г.

живная деятельность вулкана достигла максимума 4 августа, когда каждый час поток продвигался в среднем на 1,7 м, а на поверхность поступало около 28 тыс. т. ювенильного материала. Продвижение этого лавового потока (см. рис. 30, рис. 34), сопровождавшееся частыми небольшими обвальными лавинами раскаленного материала с его фронта, продолжалось в течение полутора месяцев. Лишь к середине сентября лавовый поток окончательно остановился и появились первые признаки его остывания.

Однако уже в октябре 1985 г., по наблюдениям Е.Ю. Ждановой, с плавно нарастающего деформационно-экструзивного процесса началась новая волна активности вулкана. Как и раньше, этот процесс был локализован в близвершинной части абразионной впадины в постройке вулкана, где вначале образовалось сводовое поднятие в привершинной части предыдущего лавового потока, с течением времени трансформировавшееся в экструзивный купол. С 15 октября в районе впадины стали вновь регистрироваться обвальные каменные лавины, а к началу ноября экструзивный купол транс-

формировался в лавовое вздутие. К 5 ноября регистрировали в минуту одну-две обвальные лавины его раскаленного материала.

С 7 ноября материал этого вздутия стал постепенно смещаться вниз по склону, формируя поток вязкой андезитовой лавы. Продвижение лавового потока, сопровождавшееся частыми обвальными лавинами раскаленного материала с его фронта, продолжалось по 14 декабря. К этому времени он практически покрыл дно всей абразионной впадины в постройке вулкана (см. рис. 19, Р, рис. 35). О переходе вулкана в состояние покоя свидетельствовали отсутствие обвальных лавин и появившиеся признаки начала остывания потока. К 20 декабря 1985 г. уже вся его верхняя часть была покрыта снегом.

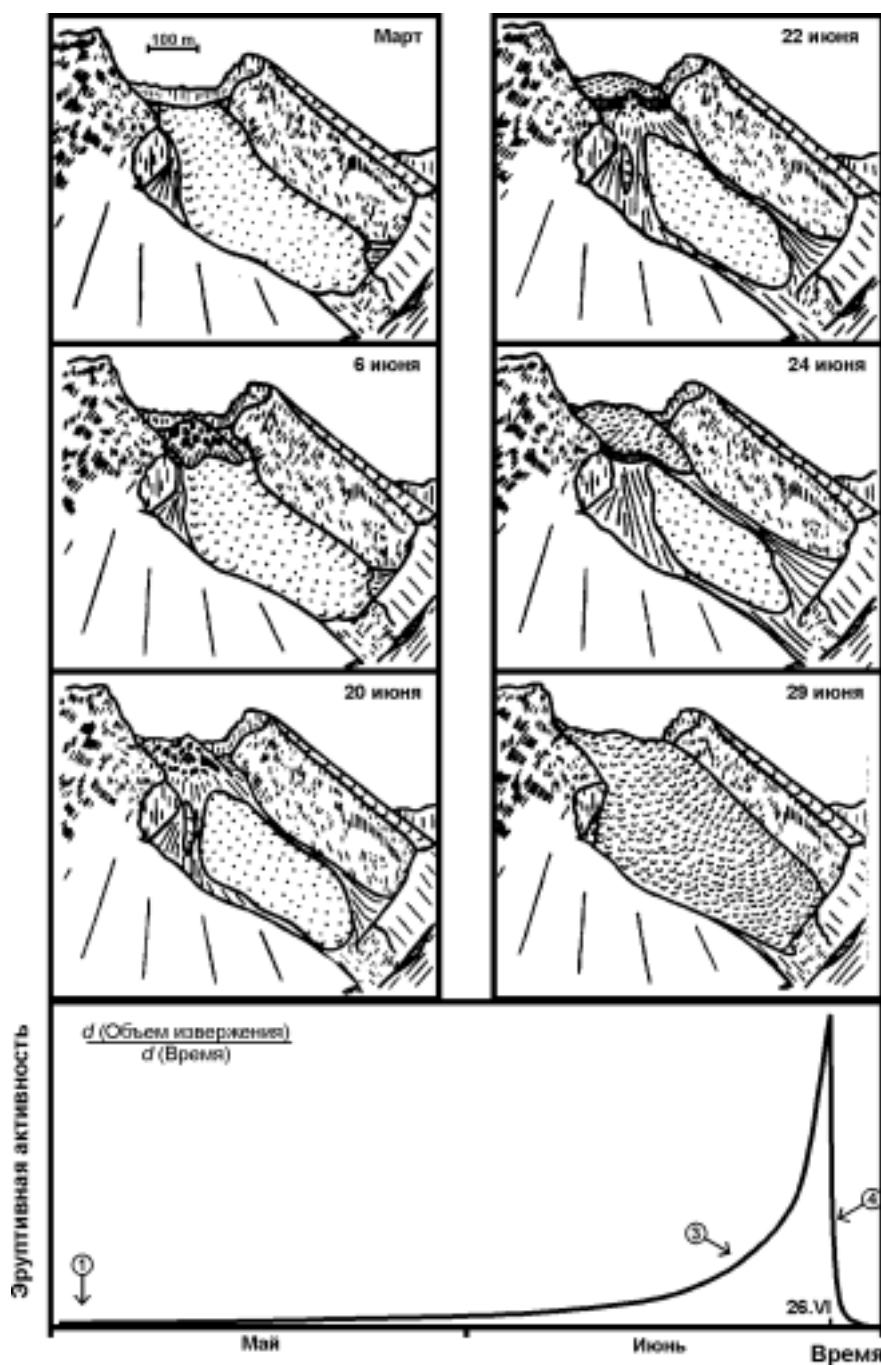


Рис. 35. Изменения восточного блока и динамика активности вулкана в весенне-летнем извержении 1986 г.

На рисунке меняющимся крапом показаны лавовые потоки. На графике обозначения стрелками соответствуют рис. 20

Первые месяцы 1986 г. [144, 148] для Безымянного характеризовались состоянием относительного покоя и фумарольной деятельностью, в ходе которой столб непрерывных парогазовых выделений в зависимости от погодных условий поднимался на высоту от 0,5 до 2,5 км над вулканом. Первые признаки активизации вулкана в виде появления спровоцированных возобновившимся экструзивным процессом обвальных каменных лавин зарегистрированы в конце марта. В результате дальнейшего развития экструзивного процесса на поверхности привершинной части лавового потока сформировалось куполовидное вздутие высотой около 50 м при диаметре основания около 150 м. Рост купола сопровождался постепенно усиливавшимися камнепадами с его поверхности.

К началу июня 1986 г. поверхность выжимающегося блока была практически полностью освобождена от остатков лавового потока (см. рис. 35). Часто выпадавший в горах в это время снег полностью покрывал склоны вулкана, но сразу же стаял с поверхности экструзивного блока, что свидетельствовало о повышенной температуре слагавшего его материала. Обвальные каменные лавины этого периода были сравнительно слабыми, а составляющий их обломочный материал аккумулировался непосредственно у подножия растущей экструзии.

В середине июня постепенное нарастание мощности экструзивного процесса привело к учащению обвальных лавин с поверхности экструзивного блока, росту мощности вулканокластических отложений у его подножия, постепенно перекрывавших лавовый поток прошлого извержения. К 20 июня отдельные обвалы достигали уже нижней части желоба, полностью перекрывая лавовый поток, а растущая экструзия достигла высоты около 100 м при диаметре 200 м (см. рис. 35).

В последующие два дня на фоне нараставшей активности процесса произошел плавный переход от экструзивной формы извержения к эффузивной. Выдвижение блока в этот момент полностью компенсировалось его разрушением в ходе обвалов каменных лавин, в результате чего высота экструзии оставалась неизменной и даже, по мере поступления все более пластичного материала, стала несколько уменьшаться вследствие эффекта растекания. К 22 июня (см. рис. 35) от экструзии сохранилась лишь его южная окраинная часть в виде небольшого обелиска, тогда как все остальное трансформировалось в лавовое вздутие.

Одновременно с трансформацией экструзии в лавовое вздутие и переходом процесса извержения в эффузивную форму стали появляться, наряду с обычными обвалами, лавины, сопровождавшиеся характерными интенсивно клубящимися пепловыми тучами типа «цветной капусты». Образование подобных лавин связано с появлением эффекта автоэксплозивности в ходе обвалов больших объемов газонасыщенного и высокотемпературного материала. В ночь на 23 июня было зафиксировано непрерывное ярко-красное свечение фронтальной части лавового вздутия, а 24 июня тускло-красное свечение обломков в обвальных лавинах наблюдалось уже днем. Пепел, поднимавшийся во время частых и мощных обвалов, распространялся в виде шлейфа в южном направлении на 30–40 км вдоль восточных склонов Зиминих сопок, где регистрировались небольшие пеплопады, несмотря на отсутствие на самом вулкане газопепловых выбросов.

К этому времени остатки экструзии были полностью разрушены и перекрыты вязким лавовым потоком, достигшим в длину около 120 м (см. рис. 35) и продвигавшимся со скоростью около 5 м/ч. В ночь с 24 на 25 июня произошла эксплозивно-эффузивная кульминация этого периода активности, выразившаяся в ускоренном продвижении лавового потока и формировании двух небольших пирокластических потоков длиной до 4 км. С точки зрения анализа выделения сейсмической энергии, все извержение сводится к двум очень кратковременным эпизодам формирования этих потоков. В период с 4 ч 50 мин до 4 ч 56 мин выделилось 35 % всей сейсмической энергии извержения, а с 7 ч 49 мин до 8 ч 01 мин – оставшиеся 65 %. По характеру сейсмического сопровождения образование этих потоков, скорее, соответствуют формированию мощных автоэксплозивных лавин вследствие особо крупных обвалов раскаленного и газонасыщенного ювенильного материала, произошедших при ускорении движения лавового потока.

К сожалению, наблюдениям за процессом извержения в это время мешали неблагоприятные погодные условия. Однако к исходу ночи на 26 июня сквозь просветы в облаках по свечению фронта лавового потока удалось установить, что его длина достигла 400–450 м. Средняя скорость продвижения лавового потока, таким образом, за этот период составила около 10 м/ч. Если судить по степени

заполнения желоба, суммарная мощность лавового потока и подстилающих его отложений обвальных лавин составила около 40–50 м, в то время как видимая мощность собственно лавового потока на его фронте не превышала 10–20 м.

Посткульминационное развитие извержения характеризовалось быстрым снижением активности вулкана. Лавовый поток, достигнув к 29 июня 1986 г. длины 500–550 м, прекратил свое продвижение (см. рис. 19, S, рис. 35). Обвалы и сопровождавшее их свечение становились все более редкими и слабыми и к 1 июля 1986 г. практически прекратились. Вулкан перешел в состояние покоя и умеренной фумарольной деятельности.

При анализе результатов фоторегистрации деформационно-экструзивного процесса было установлено, что в ходе весенне-летнего периода активности вплоть до его эксплозивно-эффузивной кульминации развитие процесса происходило по гиперболическому закону, что для приращения объема постройки вулкана привело к выполнению зависимости (рис. 36, а)

$$(1) \quad V = 2,3 \cdot 10^6 / (T - t + 0,4) \text{ м}^3,$$

где V – приращение объема постройки к моменту времени t , момент времени T соответствует кульминации извержения, а постоянная 0,4 и разность $T - t$ выражены в сутках. Этой зависимости соответствуют и объемы продуктов этого периода активности в целом.

Новый период активности вулкана, также как и предыдущий, начался с постепенного нарастания деформационно-экструзивного процесса. 17–18 октября автором был обследован расположенный в обвально-эксплозивном желобе лавовый поток весенне-летнего периода активности. Изменения его поверхности, в том числе и в привершинной части, обнаружены не были. Однако уже к 7 ноября в привершинной части лавового потока была зарегистрирована куполовидная деформация поверхности диаметром около 100 м при высоте 50 м (рис. 37). Этот деформационный купол рассекался вертикальной трещиной северо-западного простирания. Таким образом, первые импульсы деформационно-экструзивного процесса в этом периоде активности вулкана следует отнести к концу октября – началу ноября.

Дальнейшее развитие деформационно-экструзивного процесса в общих чертах аналогично предкульминационному развитию предыдущего периода активности. К 25 ноября куполовидная деформация поверхности привершинной части лавового потока достигла высоты 80 м при диаметре основания около 120 м (см. рис. 37). Значительно увеличились и размеры трещины, рассекавшей деформацию. В первых числах декабря начался процесс обрушения каменных лавин с поверхности

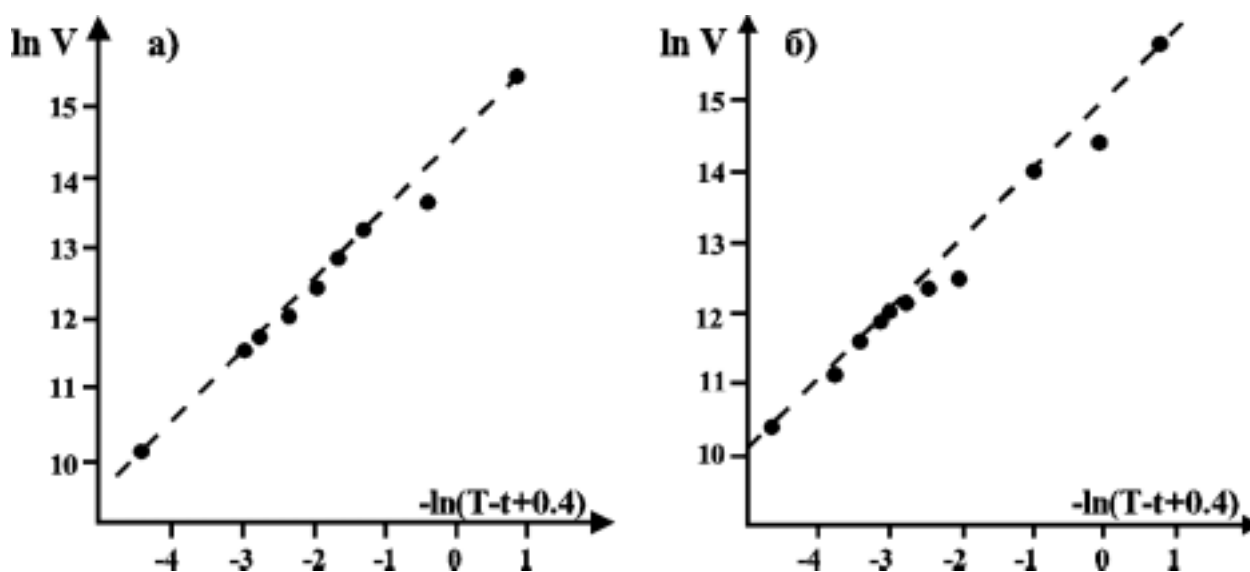


Рис. 36. Эмпирические зависимости приращения объема постройки вулкана V (м^3) от времени T (сут) в весенне-летнем (а) и осенне-зимнем (б) периодах эруптивной активности вулкана в 1986 г.

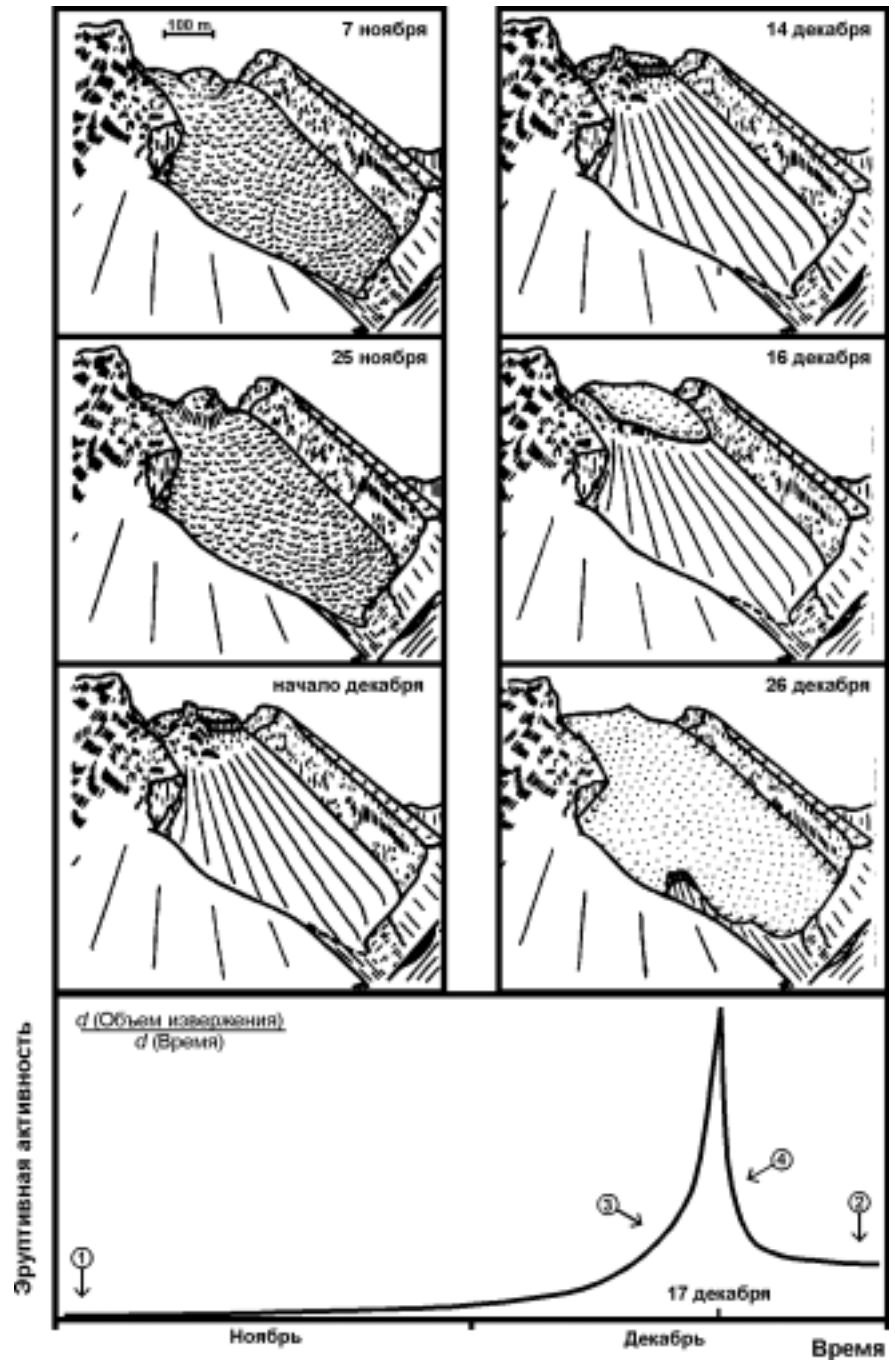
Рис. 37. Изменения восточного блока и динамика активности вулкана в осенне-зимнем извержении 1986 г.

На рисунке меняющимся крапом показаны лавовые потоки. На графике стрелками показаны состояния: 1 – покоя, 2 – стационарного разлития, 3 – лавинообразной (чем больше, тем быстрее) активизации, 4 – лавинообразного (чем меньше, тем медленнее) снижения активности

растущей экструзии. К 8 декабря выжимающийся блок был полностью освобожден от остатков лавового потока (см. рис. 37), а уже в ночь с 9 на 10 декабря впервые в этом периоде активности было зарегистрировано свечение обвальных каменных лавин.

Следующим этапом извержения стал процесс трансформации выжимающейся и одновременно разрушающейся экструзии в лавовое вздутие. Постепенно нарастали частота обвальных лавин, их мощность и интенсивность свечения в ночное время. К 14 декабря поверхность лавового потока весенне-летнего периода активности была полностью погребена под обломочным материалом (см. рис. 37). От экструзивного блока к этому времени сохранилась лишь его юго-восточная часть в форме обелиска высотой около 100 м при диаметре 80 м. Большую же часть площади бывшего блока занимало лавовое вздутие высотой около 60 м при диаметре 150–200 м.

15 и 16 декабря погодные условия, при которых проводились наблюдения, были неустойчивы. В частности, 15 декабря наблюдения за вулканом были возможны лишь с 16 ч 30 мин до 17 ч 45 мин. В это время имели место фумарольная деятельность и обрушения небольших каменных лавин, сопровождавшихся в сгущавшихся сумерках рубиново-красным свечением падающих обломков. Белый парогазовый столб высотой около 1200 м над вулканом периодически подкрашивался примесью пепла, поднимавшегося при обрушении лавин. В остальное время вулкан был закрыт низкой облачностью.



16 декабря наблюдения за вулканом были возможны с 9 до 10 ч, с 12 до 13 ч и с 17 до 21 ч. Парогазовый столб с небольшой примесью пепла обвального генезиса поднимался на высоту до 1500 м. На фоне частых обычных обвалов в 9 ч 20 мин и в 12 ч 30 мин были зарегистрированы мощные обвальные лавины, сопровождавшиеся характерными пепловыми тучами с интенсивно клубившейся поверхностью типа «цветной капусты». К ночи свечение обвалов стало практически непрерывным. Ярко-красный цвет свечения имели не только падающие обломки, но и в течение нескольких секунд места их ударов об осыпь, состоявшую из таких же разогретых обломков предыдущих обрушений. Падающие и скатывающиеся в каменных лавинах обломки нередко превышали в поперечнике 10 м.

Наиболее мощные обвалы сопровождались поверхностными вулканическими землетрясениями, регистрируемыми на с/ст Апахончич (16 км). Так обвалам в 20 ч 02 мин и 20 ч 08 мин соответствуют землетрясения с максимальным смещением почвы в районе сейсмостанции 0,52 м при периоде 0,6 с в первом случае и 0,60 м при периоде 1,0 с – во втором. Особенностью этих и некоторых других мощных обвальных лавин, имевших место вечером 16 и в ночь на 17 декабря, является специфика их свечения. В отличие от обычных каменных лавин багровым цветом светилась интенсивно клубившаяся пепловая туча, сопровождавшая обрушение. Свечение же отдельных обломков становилось заметным лишь после прекращения свечения пепловой тучи и ее частичного рассеивания. Генерация значительного количества раскаленного и, вследствие этого, светившегося пепла происходила непосредственно в ходе обрушения, что свидетельствует о появлении эффекта автоэксплозивности при обвалах больших объемов высокотемпературного и газонасыщенного материала.

Хотя предкульминационное развитие деформационно-экструзивно-эффузивного процесса в ходе этого периода активности (как и в предыдущем) происходило по гиперболическому закону, тем не менее эмпирическая зависимость приращения объема постройки вулкана от времени до кульминации в этом периоде несколько отличалась от зависимости 1 и имела вид (см. рис. 36, б).

$$(2) \quad V = 3,0 \cdot 10^6 / (T - t + 0,4) \text{ м}^3.$$

Как и в предыдущем периоде активности в эту зависимость хорошо вписались и объемы продуктов эксплозивно-эффузивной кульминации.

В ночь на 17 декабря наблюдения за вулканом были возможны с 0 ч 32 мин до 2 ч 15 мин. К этому времени остатки экструзии полностью разрушились. Медленное сползание вниз по склону материала лавового вздутия привело к формированию вязкого лавового потока, достигшего к рассматриваемому моменту времени длины 200–220 м (см. рис. 37). Именно его фронтальная часть служила основным источником обвальных каменных лавин. Непрерывное свечение сколов на фронте лавового потока позволяло оценить его мощность в 20–25 м.

Утром вулкан был закрыт низкой облачностью. Шел снег. Лишь к полудню погода стала постепенно улучшаться. В 12 ч 20 мин в просветах между облаками стал виден газопепловый столб, достигавший высоты 1700–2000 м над вулканом. У подножия вулкана на снежном фоне хорошо просматривалась узкая темная полоса отложений пирокластического потока, прошедшего от вулкана расстояние около 4,5 км. Образование этого потока, как показал впоследствии анализ сейсмограмм с/ст Апахончич, вероятнее произошло около 7 ч утра. Именно в это время увеличение амплитуды поверхностных вулканических землетрясений и их количества привело к появлению непрерывно-спазматического вулканического дрожания, которое обычно сопровождает формирование пирокластических потоков вулкана. Максимальная амплитуда дрожания имела место в 07 ч 07 мин и в районе сейсмической станции достигала 6,5 м при периоде 0,6 с.

К 12 ч 40 мин появилась возможность проводить наблюдения за процессами, происходившими на куполе Новом. Стало очевидным, что источник пепла – интенсивно клубившиеся тучи, сопровождавшие практически непрерывные обрушения. Начавшееся в 12 ч 47 мин быстрое нарастание мощности обвалов уже спустя две минуты привело к формированию пирокластического потока (рис. 38).

Наибольшей мощности извержение потока пирокластического материала достигло в 12 ч 49 мин. В это же время на с/ст Апахончич зарегистрирована и максимальная амплитуда сопровождавшего рассматриваемый процесс непрерывно-спазматического дрожания – 5,8 м. Общая про-

Рис. 38. Формирование пирокластического потока в 12 ч 50 мин 17 декабря 1986 г.

Расстояние от точки съемки (лагерь Нижний) до центра извержения 8 км.

должительность формирования пирокластического потока от начала резкого нарастания интенсивности обрушений до начала рассеивания пеплового облака составила около четверти часа.

В 13 ч со стороны вулкана стал слышен низкочастотный гул, который продолжался до 13 ч 15 мин. В 13 ч 08 мин на Зиминых сопках (10 км к югу от вулкана) начался пеплопад. В 13 ч 18 мин и 13 ч 35 мин произошло формирование еще двух пирокластических потоков. Динамика их развития была аналогична описанной выше и отличалась лишь количественно некоторым снижением мощности процесса, длины потоков (3,5 и 3,0 км соответственно) и зарегистрированных с/ст Апахончич максимальных амплитуд смещений вулканического дрожания (5,0 и 3,5 μ соответственно).

В 13 ч 50 мин возобновился и начал нарастать низкочастотный гул со стороны вулкана. К 14 ч 20 мин сквозь рассеивающуюся пепловую завесу стала просматриваться вертикальная эруптивная колонна высотой около 7 км над вулканом. Мощный и непрерывный выброс газопепловой взвеси происходил из «кратера» диаметром около 200 м (по основанию эруптивной колонны), расположенного в той вершинной части обвально-эксплозивного желоба, откуда ранее выдвигались экструзивные блоки. Одновременно в самом желобе сквозь пепловую завесу просматривалось медленное перемещение больших объемов изверженного лавового материала, сопровождавшееся обвалами и, несмотря на дневное время, тускло-багровым свечением. Этот процесс одновременного и непрерывного извержения вертикальной колонны газопеплового материала и лавового потока сопровождался поверхностными вулканическими землетрясениями. Наиболее сильные из них произошли в 14 ч 07 мин (2,1 μ), 14 ч 19 мин (4,6 μ) и 14 ч 27 мин (2,5 μ).

К 15 ч 35 мин гул постепенно затих и вновь появился в 15 ч 50 мин. К этому времени, по данным расположенной на юго-западном склоне вулкана Плоский Толбачик с/ст Водопадный, пепловый шлейф от вулкана протягивался в южном направлении на расстояние около 60 км. Начался пеплопад и в районе лагеря Нижний, откуда проводились наблюдения. К 16 ч 25 мин гул стих, а в пепловой туче стали появляться просветы.

В 17 ч 05 мин появилась возможность продолжить наблюдения за вулканом. К этому времени эксплозивная деятельность практически прекратилась. Белый парогазовый столб поднимался над вулканом на 1700 – 2000 м и образовывал на этой высоте шлейф в юго-восточном направлении. Над отложениями пирокластических потоков наблюдались парение и фреатические взрывы. В 17 ч 42 мин со стороны вулкана послышался кратковременный гул и грохот, сопровождавшийся в сгущавшихся сумерках свечением в нижней части желоба. Эти явления, вероятно, были связаны с обрушениями фронтальной части лавового потока, вызванными небольшими подвижками последнего.



18 ч 25 мин остатки пепловой мглы рассеялись окончательно. Над вершинной частью желоба стала заметна устойчивая подсветка основания парогазового столба на высоту до 100 м при диаметре около 200 м. Кроме этого наблюдалось свечение обломков в редких обвальных лавинах с поверхности и фронта лавового потока, прошедшего к этому времени расстояние 600–650 м и занимавшего практически всю площадь желоба (см. рис. 19, Т, рис. 37). В таком состоянии вулкан находился до 21 ч 30 мин, после чего его закрыла низкая облачность. Вновь наблюдения стали возможны около 23 ч. К этому времени высота парогазового столба снизилась до 1000 м, его подсветка отсутствовала. Днем 18 декабря 1986 г. высота уменьшилась до 700 м, к вечеру – до 500 м, а к ночи – до 300 м, что отражало постепенное снижение тепловой мощности процесса. Все более редкие каменные лавины с фронта лавового потока, сопровождавшиеся в ночное время свечением, наблюдались еще до 5 января 1987 г. После чего вулкан окончательно перешел в состояние умеренной фумарольной деятельности и затяжного экструзивного извержения.

Хотя внешние проявления активности вулкана после кульминации 17 декабря 1986 г. быстро сошли на нет и стали неуловимы невооруженным взглядом, анализ результатов фоторегистрации показал, что процесс извержения на вулкане практически не прекращался, так как уже к 26 декабря стали заметны деформации в вершинной части желоба в виде конуса высотой около 30 м при диаметре основания 60–80 м (рис. 39). К 7 января 1987 г. деформационный процесс распространился на площадь диаметром около 200 м, в результате чего практически вся вершинная часть лавового потока оказалась приподнята на высоту 40–60 м (см. рис. 39).

Во второй половине января вулкан внешне проявлял только обычную для

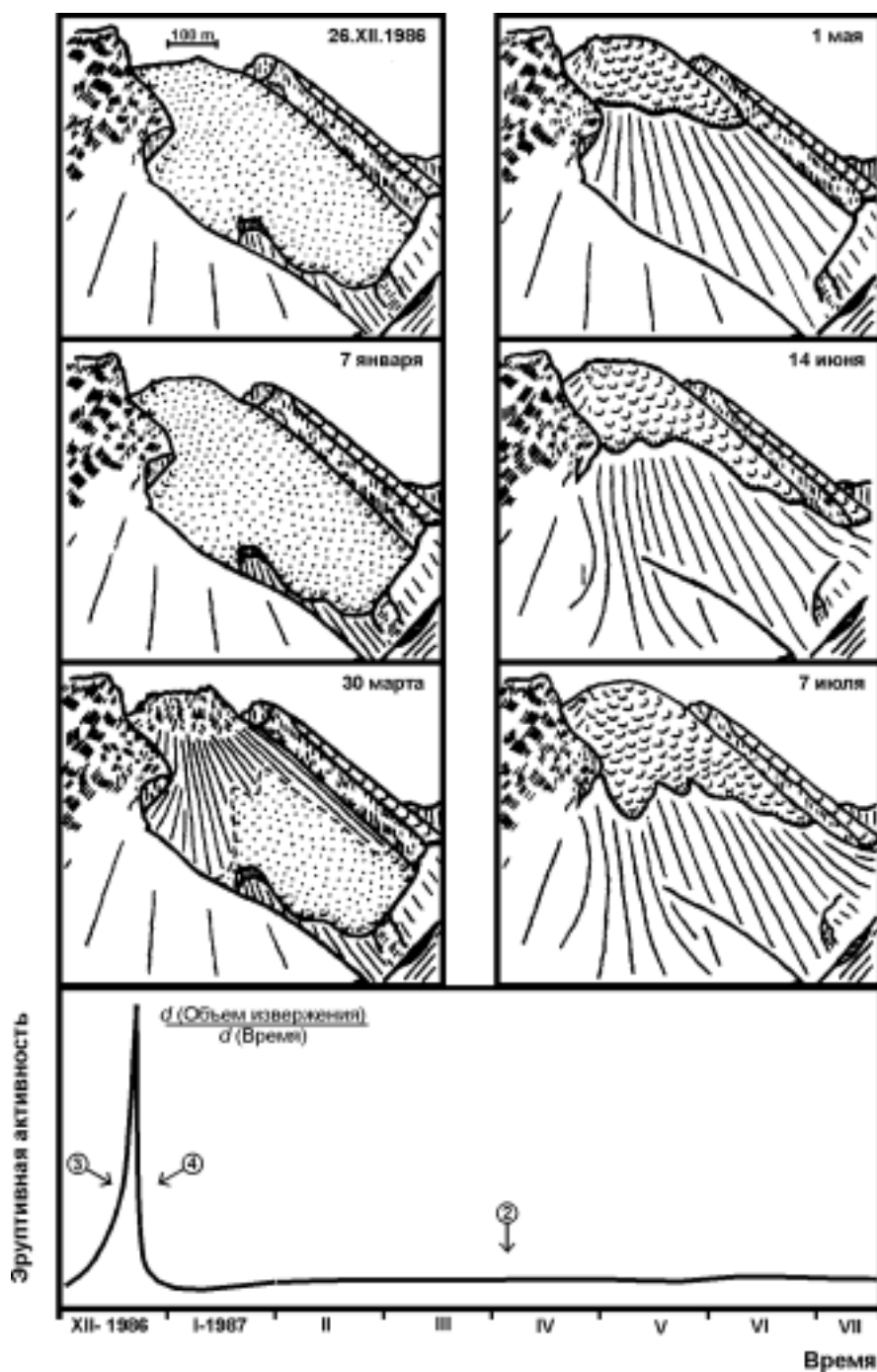


Рис. 39. Изменения восточного блока и динамика активности вулкана в январе-июле 1987 г.

На рисунке меняющимся крапом показаны лавовые потоки. На графике обозначения стрелками соответствуют рис. 37

своего спокойного состояния умеренную фумарольную деятельность. Несмотря на продолжающееся развитие деформационно-экструзивного процесса, характерные для него обвальные каменные лавины практически отсутствовали, так как состояние декабрьского лавового потока уже стабилизировалось, а деформируемая вершинная его часть еще не начала разрушаться. Но уже к началу февраля 1987 г. началось постепенное растрескивание и осыпание лавового материала с поверхности выдвигающегося блока. К концу февраля последний уже полностью был освобожден от поверхностного материала и представлял собой экструзию в виде усеченного конуса высотой около 100 м и диаметрами у основания и вершины соответственно 250 и 150 м.

По мере дальнейшего выдвижения блока стал усиливаться процесс его разрушения. Если в начале марта обломочный материал обвальных лавин аккумулировался непосредственно у основания экструзии, то уже к концу марта шлейф вулканокластического материала покрывал большую часть декабрьского лавового потока (см. рис. 39). Выдвигающийся и интенсивно разрушающийся блок к этому времени занимал площадь диаметром примерно 300 м и достиг своей критической высоты около 120 м.

В апреле 1987 г. произошел постепенный переход процесса извержения из экструзивной в эффузивную форму с трансформацией активно выдвигающегося блока в лавовое вздутие. В ночь на 15 апреля впервые после 5 января зарегистрировали свечение каменных лавин с его поверхности. Их обрушение к этому времени происходило с частотой порядка 20 в час, проявления автоэксплозивности отсутствовали и лишь наиболее сильные лавины сопровождалось свечением. В окрестностях вулкана временами выпадал пепел обвального происхождения, хотя большая его часть попадала в столб парогазовых выделений и в шлейфе разносилась далеко за пределы его постройки. Юго-восточная часть желоба постепенно заполнялась обвальным вулканокластическим материалом. К концу месяца отдельные каменные лавины стали перехлестывать через южный борт желоба и распространяться за его пределы на юго-восточный склон купола Нового.

К 20 апреля 1987 г. началось постепенное сползание выжимающегося лавового материала, и уже 25 апреля его фронтальная граница сместилась вниз по склону на 80–100 м (см. рис. 39). Скорость движения лавового материала, таким образом, составляла в среднем около 1 м/ч. В мае – июне 1987 г. медленное продвижение фронта лавового потока продолжалось преимущественно вдоль северо-западного края желоба. К 14 июня лавовый поток в этом направлении продвинулся примерно на 400 м (см. рис. 39). Его фронтальная часть непрерывно и интенсивно разрушалась. При этом большая часть изверженного материала аккумулировалась в виде отложений обвальных лавин, заполняя обвально-эксплозивную впадину извержения 1985 г.

В начале июля 1987 г. этот желоб с южной стороны оказался практически заполненным вулканокластической брекчией (см. рис. 19, U, рис. 39). Материал обвальных лавин распространялся на склоны юго-восточной части стабильного блока купола Нового. Это же направление стало преимущественным для продвижения фронта лавового потока. В подобном режиме активности вулкан находился до осени 1987 г., однако подробностями дальнейшего развития событий автор не располагает. В целом объем поступившего на этом этапе извержения ювенильного материала, несмотря на отсутствие эксплозивной кульминации, превысил объемы каждого из предшествовавших периодов активности 1986 г. и составил около 9 млн м³, что соответствует средней мощности извержения порядка 50 тыс. м³ в день.

1.2.5. Извержения 1988 – 2000 гг.

По данным осуществлявшихся из района с/ст Апахончич визуальных наблюдений [81] вулкан находился в состоянии затяжного экструзивно-эффузивного извержения до конца февраля 1988 г. Близкое к стационарному развитие процесса осложнялось чередовавшимися периодами усилений и ослаблений. 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 окончательно заполненной. Лишь по северной границе бывшей впадины на склоне вулка-

на сохранялся небольшой уступ, свидетельствующий о ее былом существовании (см. рис. 19, V). К весне 1988 г. вулкан окончательно перешел в спокойное состояние.

Наступившее на вулкане затишье оказалось довольно длительным. По крайней мере, в опубликованных данных [50,81] отсутствуют сведения о сколько-нибудь значительных проявлениях активности вулкана до лета 1989 г., когда произошел ее очередной всплеск. Как и во многих других случаях, активизация началась с постепенного нарастания деформационно-экструзивного процесса. В июле 1989 г. наблюдались слабая фумарольная активность вулкана и небольшие обвальные лавины в основном на границе между последним лавовым потоком и стабильной юго-западной частью купола. Кульминация извержения произошла 2 августа 1989 г. и наблюдалась сотрудниками Камчатской вулканологической станции Ю.В. Демянчуком и Н.А. Жариновым.

По наблюдениям Ю.В. Демянчука 2 августа 1989 г. с 5 ч утра изредка регистрировались поднимающиеся над вулканом столбы пепла с подсветкой. Скорее всего, их формирование было связано с обвалами раскаленных обломков вдоль упомянутого выше уступа в северо-восточной части купола Нового, не просматривавшейся из точки наблюдения. Ближе к 6 ч интервал между формированием пепловых столбов уменьшился. В южной части купола, на границе последнего лавового потока со старой стабильной частью купола (чуть ниже кратера) наблюдался раскаленный блок, от которого тоже иногда скатывались обвальные лавины раскаленного материала. С 6 ч активность вулкана стала быстро нарастать. В 6 ч 30 мин над куполом поднимался уже газопепловый столб высотой 0,8 км. Спустя 5 мин он уже достиг высоты 1,5 км, выделение газопепловой взвеси происходило почти непрерывно. К 7 ч в процессе извержения эксплозивные черты стали доминировать. С этого времени в течение последующих полутора часов (до 8 ч 35 мин) из вершинной части активного блока происходил непрерывный выброс газопепловой взвеси, которая в виде газопеплового столба поднималась на несколько километров над вулканом, а затем под воздействием ветра в виде шлейфа сносилась в западном направлении.

Все это время хорошо слышимый гул из кратера периодически повторялся, постепенно усиливаясь, по северному желобу купола вдоль упомянутого выше уступа постоянно скатывались автоэксплозивные лавины. В 8 ч 40 мин замечено темное пятно свежевыжатой лавы. К 10 ч режим эксплозивной деятельности вулкана изменился от непрерывного вертикального истечения газопепловой взвеси к дискретным, постепенно ослабевающим выбросам. К 10 ч 15 мин выбросы прекратились, в разрывах облаков темным пятном просматривалась свежевыжатая лава. Начиная с 11 ч 30 мин по северному желобу купола наблюдались короткие раскаленные лавины, овальное пятно свежей лавы увеличивалось на глазах.

По-прежнему дул восточный ветер, срывая с постройки вулкана завесу пепла и вулканокластической пыли и создавая исключительно благоприятные условия для наблюдений. Со стороны вулкана изредка доносился гул. В 16 ч произошло формирование мощной автоэксплозивной лавины (небольшого пирокластического потока), материал которой был отложен на расстоянии до 3 км от центра извержения. За этой лавиной в 16 ч 12 мин последовал пирокластический поток, распространившийся на расстояние до 4 км от вулкана, а спустя еще 8 мин эта нарастающая серия нисходящей автоэксплозивной деятельности вулкана достигла максимального уровня: в 16 ч 20 мин произошло формирование наиболее мощного пирокластического потока, имевшего длину 5,5 км. После этого небольшие потоки (автоэксплозивные лавины) извергались довольно часто, но их длина не превышала 2–3 км.

К 19 ч активность вулкана упала. В 5 ч 45 мин 3 августа наблюдательный пункт оказался в зоне интенсивного пеплопада. Наблюдения стали возможны лишь с 7 ч 10 мин после рассеивания облачности. В течение всего дня над куполом регистрировался подъем столбов пепла и вулканокластической пыли обвальных лавин. В зоне ЮЮВ контакта между последним лавовым потоком и стабильной частью купола в результате движения пирокластических потоков образовалась эрозионная впадина и заложился новый желоб купола вулкана. Дальнейшая активность вулкана проявлялась в медленном выжимании ювенильного материала. Пластичная лава в виде потока тремя языками медленно спускалась по склону купола. Продвижение потока сопровождалось многочисленными обвалами раскаленного материала преимущественно с фронтальной части лавового потока.

В конце 80-х годов произошло резкое сокращение потока информации о состоянии и извержениях вулкана. В связи с переводом сети сейсмических станций на телеметрическую передачу данных была законсервирована с/ст Апахончич, т.е. прекратил свое существование единственный в юго-восточном секторе вулкана наблюдательный пункт, из которого десятилетиями круглогодично поступала первичная информация о состоянии вулкана. Ухудшение общего экономического положения в стране также не способствовало проведению в районе вулкана экспедиционных работ и таких дорогостоящих видов наблюдений, как аэрофотосъемка и аэровизуальные осмотры состояния и изменений в постройке вулкана. В связи с этим информация о динамике извержений вулкана в 90-е годы практически отсутствует.

По данным работы [16] усиление активности вулкана произошло в начале 1990 г. В конце января 1990 г. появились первые признаки активизации в виде прогретого участка и небольших обвалов в юго-восточной части купола. В середине февраля в верхней части купола стали заметны новые обелиски. 9 марта наиболее крупные обрушения стали носить автоэксплозивный характер, а пепловые облака в ходе их формирования поднимались на высоту до 2 км. 10 марта нарастающая активность вулкана достигла максимума и извержение перешло в эксплозивную форму. В ходе эксплозивной деятельности вулкана сформировалась серия пирокластических потоков пеплово-глыбового типа, которые образовали два рукава протяженностью 5–6 км, а пепловое облако поднялось на высоту до 10 км над вулканом. Пирокластические потоки сходили по двум желобам на склоне купола – старому северо-восточному, прорезанному пирокластическими потоками 1984–1985 гг., и новому – юго-восточному, который начал формироваться в ходе этого извержения. В ходе или сразу после эксплозивной фазы произошло медленное выдавливание короткого (~100 м) лавового потока, который спустился на восточный склон купола.

В дальнейшем активизации экструзивно-эффузивной деятельности наблюдались в апреле, июне–октябре и в конце ноября–начале декабря [16]. Активизация 20 августа была наиболее значительной и сопровождалась серией эксплозий с образованием небольшого пеплово-глыбового пирокластического потока. Пепел этих эксплозий выпал в г. Ключи. Выжимание лавового потока наблюдалось в ходе редких посещений вулкана в феврале, апреле, июле – августе и ноябре – начале декабря 1991 г. Исследователи полагают, что слабая эффузивная деятельность продолжалась с короткими перерывами весь год. 27–29 ноября произошло несколько эксплозий, пепел которых был замечен на снегу охотниками в непосредственной близости от вулкана. 12–13 марта 1992 г. произошло слабое эксплозивное извержение, пепел его выпал в западном направлении. В пос. Козыревске количество пепла составило 4 г/м². Высота пеплового облака достигала 2 км. После этого происходило непродолжительное выжимание вязкого лавового потока.

Обзору деятельности вулкана в 1993–1995 гг. посвящена работа А.Б. Белоусова, П.П. Фирстова, Е.Ю. Ждановой [17]. В этот период существенная информация о деятельности вулкана имеется лишь для извержения, произошедшего в конце октября 1993 г. Поскольку наблюдения проводились из г. Ключи, то из всех проявлений активности вулкана Безымянного исследователи могли регистрировать и изучать лишь пепловые тучи, поднимавшиеся из-за склонов вулкана Ключевского. Первая эруптивная туча над районом вулкана была замечена вечером 21 октября 1993 г. около 16 ч (здесь и далее время местное). В 23 ч в с. Никольском (Командорские острова, азимут от вулкана Безымянный 97°, расстояние 515 км) началось выпадение тонкого пепла, которое продолжалось в течение 6 ч. 22 октября погода не позволяла вести наблюдения за активностью вулкана, поэтому были использованы данные о распространении эруптивного облака, полученные со снимка метеорологического спутника в 15 ч 25 мин, где отчетливо прослеживались три шлейфа. Два шлейфа (азимуты от кратера вулкана I – 100°, II – 150°) тянулись на расстояние более 300 км. Третий протяженностью ~100 км – по азимуту 170°. 23–24 октября с гидрометеопоста, расположенного на р. Хапице (30 км к востоку от вулкана) наблюдались отдельные пепловые выбросы, которые пробивались через облачность, закрывавшую вулкан, и поднимались на высоту 8–12 км. В последующие четыре дня погода не позволяла вести наблюдения за активностью вулкана, но извержение продолжалось, так как в г. Ключи 28 и 29 октября происходили слабые пеплопады. В дальнейшем вулкан проявлял слабую эксплозивную активность, которая прекратилась в середине ноября. Посещение вулкана

12 ноября показало, что юго-восточная часть купола частично разрушена, а на ее вершине происходило выжимание лавового потока.

Пирокластические потоки и волны этого извержения образовали у восточного подножия вулкана сложно построенное поле с преимущественным распространением пирокластики в трех направлениях: восточном (пройденное расстояние 2 км, площадь 0,25 км², объем 0,002 км³), юго-восточном (8 км, 3,5 км², 0,01 км³) и южном (4 км, 0,75 км², 0,008 км³). Общий объем пирокластических потоков оценивался в 0,02 км³. Образование трех ветвей связано с разделением изверженного пирокластического материала в процессе течения по склону вулкана. Северная ветвь сложена пирокластическим материалом, перемещавшимся по старому желобу. Материал центральной и южной ветвей пирокластического потока двигался сначала совместно по новому желобу, а затем разделялся в результате столкновения с Южной гриной. Каждая ветвь в свою очередь состояла из наложения нескольких порций пирокластических потоков, отложенных последовательно и имевших свои литологические особенности.

Следующие данные о состоянии вулкана имеются только для августа – октября 1994 г. В конце августа и начале октября при наблюдениях из пос. Козыревска над вулканом наблюдались небольшие пепловые облака. В начале сентября 1994 г. на вулкане происходило излияние нового лавового потока, который заполнил разрушенный северо-восточный сектор купола и узким языком спустился на 700 м вниз по склону, впервые перекрыв часть обломочной мантии купола. В конце сентября 1994 г. лавовый поток 1994 г. был перекрыт новым широким лавовым потоком неизвестного возраста, который в момент наблюдения уже остыл и покрылся снегом. 21 сентября в верхней части купола проходили слабые обвалы, которые свидетельствовали о начале новой активизации вулкана, завершившейся в октябре 1995 г. эксплозивным извержением.

Это извержение описано в работе [182]. Визуальные наблюдения, как и в ряде предыдущих извержений, проводили из г. Ключи, первые – 6 октября в 8 ч 25 мин (здесь и далее время местное), когда за вулканом Ключевским, перекрывавшим прямую видимость на Безымянный, была отмечена светло-серая газопепловая колонна. К 9 ч ее высота уже достигла 5 км. В 9 ч 30 мин в г. Ключи началось выпадение вулканического пепла. Примерно в 10 ч район вулкана Безымянного закрыли облака, это сделало невозможным наблюдение картины извержения. Несколько позднее (с 12 ч до 14 ч 20 мин) в г. Ключи значительно усилилась интенсивность пеплопада. Солнце с трудом пробивало серо-коричневую пепловую пелену, нависшую над городом. По словам очевидцев, стало темно, как поздним вечером. За несколько часов выпало ~ 2 мм светло-серого тонкого почти как пудры, очень легкого пепла, вес которого составил 700 г/м². Во второй половине 6 и 7 октября в городе продолжалось выпадение пепла, но интенсивность пеплопада значительно ослабла. Отсутствие видимости мешало вести прямые наблюдения. Исследователи сожалеют, что *«детальных вулканологических работ ни в ходе извержения, ни после его окончания провести не удалось, поэтому многие вопросы остаются неосвещенными»* [182].

Довольно скудная информация об активности вулкана в последние годы содержится в «Бюллетене всемирного вулканизма» («Bulletin of the Global Volcanism»), выпускаемом Смитсоновским институтом (<http://www.nmnh.si.edu>). Основным источником для нее служили сообщения группы KVERT (Камчатской группы реагирования на вулканические извержения – О.А. Чубарова, В.Ю. Кирьянов) и службы дистанционного наблюдения за вулканами Аляскинской вулканологической обсерватории (AVO – Т. Миллер). Вся информация, содержащаяся в выпусках Бюллетеня, носит предварительный характер.

Согласно сообщениям Бюллетеня, с 26 мая по 22 июля 1996 г. сейсмичность вулкана оставалась на нормальном или слегка повышенном уровне. Парогазовые выделения поднимались на высоту 100–300 м, а их шлейф распространялся по ветру на 2–7 км. 30 июня отмечалось некоторое повышение сейсмичности, возможно, связанное с процессами в активном блоке вулкана. Ученые, выполнявшие в районе вулкана полевые работы, наблюдали до шести холодных каменных лавин, которые были связаны с растущим экструзивным обелиском на куполе вулкана. На ближайшей к вулкану телеметрической сейсмической станции (14 км) зарегистрирован ряд местных землетрясений. 20–22 августа наблюдалась слабая фумарольная деятельность.

В течение 19–26 августа сейсмичность на вулкане была выше фонового уровня, постепенно повысились число и энергия землетрясений. 26–28 августа и 31 августа – 1 сентября зарегистрировано выжимание с вершины купола вязкого лавового потока при отсутствии пепловых эксплозий. По наблюдениям 8, 10 и 23 сентября, 9, 13, 16, 18, 20 и 21 ноября 1996 г. парогазовые выделения поднимались на высоту до 500 м над куполом вулкана, а затем сносились по ветру на расстояние до 40 км в северо-восточном и восточном направлениях. 5–6 и 17 декабря 1996 г., 4, 9 и 14–15 января 1997 г. над вулканом регистрировались фумарольные выделения на высоту до 100 м над вулканом, а их шлейф распространялся по ветру на расстояние до 10 км.

Хотя в мае 1997 г. произошло довольно значительное извержение вулкана, по сообщениям, поступившим в Смитсоновский институт от сотрудников Института вулканологии ДВО РАН (ИВ), деятельность вулкана в начале апреля ограничивалась слабой парогазовой эмиссией. Между 19 и 23 апреля телеметрические сейсмические станции Зеленая и Подкова, расположенные на расстоянии соответственно 14 и 23 км от вулкана, регистрировали очень слабое (до 1 μ) вулканическое дрожание. Сотрудники ИВ также сообщили, что в 5 ч 45 мин 9 мая над вулканом был замечен эруптивный столб высотой около 4 км, верхняя часть которого распространялась по ветру в юго-восточном направлении на расстояние до 40 км. В течение последующих двух часов активность вулкана несколько снизилась, но в ходе отдельных вспышек его эксплозивной активности эруптивный столб над вулканом поднимался на высоту до 3 км. В 13 ч 12 мин по наблюдениям из г. Ключи и пос. Козыревска активность вулкана резко возросла, и газо-пепловое облако поднялось над вулканом на высоту более 10 км.

Шлейф эруптивного облака изменил направление и стал смещаться в северо-северо-восточном направлении. В 16 ч 30 мин пеплопад начался в г. Ключи, где в течение 2 ч выпало около 180 г/м² пепла. В 20 ч 32 мин со спутников на разных высотах зарегистрированы два пепловых облака от вулкана Безымянного. Одно из них на момент наблюдений все еще примыкало к вулкану и распространялось на 500 км к юго-западу с небольшим смещением к северу. Другое облако находилось отдельно и выше, распространившись по центру Берингова моря на расстояние около 600 км от вершины вулкана. Час спустя (21 ч 32 мин местного времени; 9 ч 32 мин по Гринвичу) более низкое облако оторвалось и стало перемещаться к северу, более высокое облако охватило большую область и переместилось к северо-востоку, своим северным краем перекрыв материк.

Около 3 ч 00 мин, по наблюдениям сотрудников Института вулканической геологии и геохимии ДВО РАН (ИВГиГ), газопепловый столб над вулканом достигал высоты 6100 м, а его шлейф распространялся, по крайней мере, на несколько десятков километров в юго-восточном направлении. Они также сообщили, что уровень сейсмической активности вулкана несколько понизился по сравнению с уровнем сейсмического сопровождения наиболее мощных эксплозий, имевших место 9 мая. В 6 ч 00 мин, по данным спутниковых наблюдений, шлейф эруптивного облака распространялся на расстояние около 700 км в восточно-северо-восточном направлении.

По сообщениям авиации, 15 мая в 20 ч 15 мин над вулканом вновь зарегистрировали пепловое облако. Это подтверждено AVO и спутниковыми снимками. Однако уже на следующий день пепел вулкана на спутниковых снимках отсутствовал. В моменты наблюдений в июле над вулканом регистрировалась лишь парогазовая эмиссия. 14 июля парогазовый столб над вулканом поднимался на высоту 1 км, а шлейф парогазовых выделений сносился по ветру на расстояние 25 км в восточном направлении. 15–20 июля парогазовые выделения поднимались над вулканом на высоту 100–400 м и сносились по ветру на расстояние 5–10 км к востоку и юго-востоку. 21 июля они поднимались лишь на высоту 100 м, а 27 июля достигали высоты 300 м над вершиной вулкана и сносились по ветру на расстояние 20 км к западу. То есть регистрировалась обычная для вулкана в его спокойном состоянии умеренная и слабая фумарольная деятельность. Что же происходило на вулкане во время бурных майских событий остается лишь гадать.

Слабая фумарольная активность (50–100 м выше кратера) зарегистрирована 5–6 августа, 7, 15–16, 24, 25, 27 и 29 сентября, а также 8–9 октября. Большую часть времени вершину вулкана скрывала облачность. Слабая фумарольная деятельность отмечена также 21–26 октября 1997 г. 13 октября – 2 ноября сейсмичность вулкана была на фоновом уровне. В течение 3–9 ноября она

несколько увеличилась с одновременным усилением фумарольной деятельности. Парогазовый столб над вулканом поднялся на высоту до 1 км, а его шлейф 8–9 ноября распространился на 10–15 км в юго-юго-восточном направлении. Обычная слабая и умеренная фумарольная деятельность регистрировалась 12, 14–15, 18, 27 и 30 ноября. 3–4 декабря на спутниковых снимках службой дистанционного наблюдения AVO обнаружено растущее горячее пятно, которое не сопровождалось какой-либо необычной деятельностью. Предполагалось, что оно связано с небольшими обвальными лавинами с вершинной части купола. Визуальными наблюдениями в этот период времени зарегистрирован парогазовый столб над вулканом высотой около 500 м, а его шлейф смещался по ветру в юго-западном направлении на расстояние 15–20 км.

Эксплозивное извержение вулкана началось приблизительно около 6 ч 30 мин 5 декабря 1997 г. Никакой предварительной сейсмичности не было зарегистрировано, однако само начало извержения обозначено резким увеличением сейсмичности. В 8 ч 30 мин газопепловое облако над вулканом достигло высоты 6 км и распространилось к северо-востоку на расстояние до 20 км. В 12 ч 00 мин наблюдатели из г. Ключи и пос. Козыревск отметили увеличение в интенсивности извержения; по состоянию на 12 ч 15 мин группа KVERT оценила высоту пеплового облака в 9 км и его распространение на 50 км в северо-восточном направлении. Сейсмичность сохранялась на высоком уровне вплоть до 12 ч 00 мин, но эруптивная деятельность не уменьшалась. Спутниковые изображения в 13 ч 32 мин выявили газопепловый вынос на высоту 9–10 км, распространявшийся на 211 км при ширине облака до 63 км. Чуть позже, по сообщениям авиаторов, вынос пепла достиг высоты 12–13 км. Согласно спутниковым данным, активность вулкана снизилась в течение ночи с 5 на 6 декабря. 6 декабря в 8 ч 00 мин наблюдался лишь небольшой парогазовый вынос, практически не содержащий пепла. Его высота составляла 3,5–4 км, а протяженность – около 20 км. Местная сейсмичность была замаскирована интенсивными афтершоковыми толчками после землетрясения с $M=7,8$, произошедшего в ночь на 6 декабря к востоку от побережья Камчатки.

Что касается наземных наблюдений за вулканом в ходе извержения, то, как утверждают исследователи [15], *«об извержении вулкана 5 декабря 1997 г. пока известно только то, что высота пеплового облака составляла около 5 км над куполом. Вероятно, это обычное для Безымянного, относительно слабое извержение с образованием небольших пирокластических потоков. Характер и последовательность событий каждого извержения запечатлевается в его отложениях и в изменениях формы купола. Мы надеемся, что исследования летом 1998 г. с привлечением данных визуальных наблюдений и записей сейсмических волн помогут восстановить картину последнего извержения».*

7 декабря парогазовые выделения поднимались на высоту около 500 м над вулканом, 8–9 декабря – лишь на 50–100 м. К этому времени сейсмичность вулкана снизилась до обычного фонового уровня. 15–21 декабря вулкан был закрыт облаками, но сейсмичность оставалась на обычном уровне. 24 декабря парогазовые выделения над вулканом по-прежнему поднимались на высоту 50–100 м, что соответствовало слабой фумарольной деятельности, обычной для спокойного состояния вулкана. В январе 1998 г. он находился в спокойном состоянии; в те дни, его когда вершина была доступна наблюдениям из пос. Козыревска, регистрировалась лишь слабая фумарольная деятельность на высоту 50–100 м с последующим сносом по ветру на расстояние 3–5 км. Она несколько повысилась лишь 18 января, когда над вулканом был зарегистрирован парогазовый столб высотой 300 м со шлейфом до 20 км.

Вулкан продолжал находиться в состоянии умеренной и слабой фумарольной деятельности с февраля по апрель, не проявляя сейсмической активности. Однако спутниковые изображения в период с 1 по 10 июня в те моменты, когда вулкан не был закрыт облачностью, показали существование и медленный рост горячего пятна диаметром более чем 5 км (?). Эта термальная аномалия существовала до конца июня. Сейсмичность 1–10 июня и в последующие три недели сохранялась на фоновом уровне. Парогазовые выделения поднимались на высоту от 100 до 800 м и распространялись по ветру на расстояние до 10 км. Лавины и свечение купола вулкана наблюдались 20–22 июня 1998 г. Слабые и близповерхностные сейсмические события регистрировались в период с 22 по 29 июня. Фумарольная деятельность на высоту 50–100 м была зарегистри-

рована лишь 29 июня – 2 июля и 6–7 июля. Все остальные дни июля вулкан был закрыт облаками. Далее сведения о состоянии вулкана отсутствуют до конца 1999 г.

13–14, 19–20, 22, и 24–28 января 1999 г. над вулканом регистрировались столбы парогазовых выделений высотой несколько сотен метров с последующим сносом их в виде шлейфа на расстояние 10 км. 23 января была зарегистрирована максимальная высота – 1000 м над вершиной вулкана и шлейф на расстояние 15 км в направлении ЗСЗ. В остальное время вершина вулкана была закрыта облачностью.

В феврале было отмечено некоторое усиление сейсмической и эруптивной деятельности вулкана. В течение первых двух недель месяца под вулканом были зафиксированы многочисленные слабые землетрясения, тогда как парогазовые выделения по-прежнему поднимались лишь на высоту нескольких сотен метров над вершиной. Начиная с 15 февраля каждый день в течение недели регистрировалось 20–40 мелких землетрясений при сохранении прежнего уровня фумарольной деятельности. Спутниковые изображения в течение недели показывали постоянную тепловую аномалию, вероятно, связанную с развитием экстремизированного процесса.

25 февраля произошла взрывная кульминация извержения, когда в течение 6 ч регистрировалось непрерывно-спазматическое вулканическое дрожание. Был дважды отмечен подъем эруптивных туч на высоту до 5 км над вершиной вулкана. В то утро спутниковые изображения зафиксировали газопепловый вынос, верхняя часть которого сносилась на юго-восток. В последующие дни по спутниковым изображениям пепловое облако было прослежено на 1 500 км к ЮВ, где оно в начале 27 февраля окончательно рассеялось. После кульминации активность вулкана понизилась. 27–28 февраля сейсмичность была на упомянутом выше уровне подготовки. Продолжало регистрироваться слабое спазматическое дрожание. Утром 28 февраля высота парогазового столба над вулканом составила 300 м. В последующие дни вулкан был закрыт облаками.

В период с 31 мая 1999 г. до середины февраля 2000 г. вулкан проявлял лишь обычную для спокойного состояния умеренную фумарольную активность, проявления сейсмической деятельности отсутствовали. В течение недели 11–17 февраля семь мелких землетрясений были зарегистрированы ниже вулкана. 10–13 марта сейсмическая активность стала быстро усиливаться и 14 марта из района вулкана стали регистрироваться непрерывные вулканические сотрясения, которые иногда регистрировались на расстояниях до 100 км. В 04 ч 30 мин спутниковое изображение показало 4-пиксельную тепловую аномалию с температурой 50 °С и маленьким облаком пепла. В 07 ч 42 мин пепловое облако поднялось до 5 км и распространялось к западу; в 08 ч 15 мин пеплопад был зарегистрирован в Козыревске; в 11 ч 00 мин облако пепла закрыло Козыревск и распространялось до Срединного хребта, т.е. на расстояние 225 км. После 10 ч 00 мин сейсмическая активность стала падать и к 15 марта уменьшилась до уровня подготовки. Анализ спутникового изображения, принятого в 06 ч 30 мин 15 марта показал 6-пиксельную тепловую аномалию при отсутствии пеплового облака. Несколько часов спустя активность вулкана вновь возросла, так как, согласно спутниковым данным GMS-5 (Токио), между 09 ч 32 мин и 20 ч 32 мин 15 марта облако пепла дрейфовало поперек залива Шелехова в северо-западном направлении на высоте около 7 км.

Еще одна вспышка активности вулкана произошла ранним утром 16 марта. Спутниковое изображение, принятое в 05 ч 30 мин, показало 8-пиксельную тепловую аномалию и отдельное облако пепла, дрейфовавшее на ЮЗ. Его дальняя граница находилась на расстоянии около 140 км от вулкана. Группа KVERT обнаружила повышенную сейсмическую активность под вулканом, начавшуюся около 23 ч 50 мин 15 марта и продолжавшуюся до 09 ч 30 мин следующего утра.

Визуальные наблюдения в 21 ч 06 мин 18 марта из пос. Козыревска показали, что темный плотный столб поднялся над вершиной Безымянного до 5 км и распространялся к юго-западу более чем на 150 км. Сейсмичность, вернулась к фоновому уровню после 19 марта. Слабые обвалы на вулкане продолжались, но вулканическое дрожание уже не регистрировалось. 19–22 марта парогазовый столб поднимался на высоту 1–2 км выше вулкана, а затем в виде шлейфа сносился на северо-восток до 10 км. 23 марта высота парогазового столба составляла 200 м, однако анализ спутниковых изображений продолжил показывать тепловую аномалию, но уменьшенной интенсивности.

В течение последней недели марта и всего апреля под вулканом происходили мелкие землетрясения, связанные скорее всего с продолжавшимся экструзивным процессом, и регистрировалась умеренная фумарольная деятельность. Начиная с 28 апреля 2000 г. группа KVERT временно приостановила свою деятельность из-за недостатка финансирования.

На этом исчерпывается информация о динамике продолжающихся извержений вулкана Безымянного, имеющаяся в распоряжении автора к моменту написания этих строк.

1.3. Продукты извержений

По фациальному составу вулканиды Безымянного нами подразделены на массивную и клас- тическую группы. К первой отнесены экструзивные купола и лавовые потоки, второй – пироклас- тические и обвальнo-клас- тические фации. Обломочный материал, выпадающий из воздуха, причис- лен к группе тефры. Формирование тефровых отложений может происходить за счет золотой дифференциации как пироклас- тического, так и наиболее тонких фракций обвальнo-клас- тического материала. Пироклас- тические фации Безымянного представлены отложениями пироклас- тических потоков и пироклас- тических волн.

Процессы формирования экструзивных куполов и лавовых потоков связаны между собой по- степенными переходами, прослеживающимися в развитии как отдельных извержений, так и всего исторического цикла вулкана, в последнем случае – от роста экструзивного купола Нового к форми- рованию с середины 70-х годов (в пределах его восточного сектора) переходной структуры – между экструзивным куполом и стратовулканическим комплексом.

В развитии единичных извержений в 80-е годы обычна картина, когда в преддверии экспло- зивно-эффузивной кульминации происходила постепенная трансформация растущей экструзии в лавовое вздутие с последующим стеканием выжимающейся лавы вниз по склону. За вспышками бурной эксплозивно-эффузивной деятельности, как правило, следовала обратная трансформация — к затухающим экструзивно-деформационным подвижкам в вершинной части активного блока вулкана. Наряду с этим отмечались длительные периоды, в течение которых форма извержения имела промежуточный характер между экструзивной и эффузивной.

Большая часть клас- тического материала генерируется в процессах нисходящих перемеще- ний извергающегося материала. Эти процессы варьируют по мощности, газонасыщенности и ав- тоэксплозивности участвующего в обрушениях материала и составляют непрерывный спектр про- межуточных форм – от обвальных каменных лавин через автоэксплозивные лавины и пироклас- тические потоки до пароксизмальных направленных извержений вулкана.

Процессы формирования клас- тических фаций эволюционируют в ходе как одиночных из- вержений (переход от обвальных каменных лавин к пироклас- тическим потокам и обратно), так и в ходе всего исторического цикла активности вулкана. Последнее обусловлено эволюцией как постройки вулкана (предрасположенность к процессу разрушения переходной структуры активного блока от экструзивной к стратовулканической), так и вещественного состава (повышение с течением времени значения лавоклас- титовых отложений обвальных лавин в ходе затяжных эффузивных и эффузивно-экструзивных извержений). В свою очередь движение по- токов раскаленной пироклас- тики имеет ряд особенностей, обуславливающих дальнейшую эво- люцию и широкий спектр фациального состава.

По минеральному составу выделяются роговообманковые, роговообманково-пироксено- вые и двупироксеновые андезиты и, преимущественно, плагиоклазовые дациты. Широко раз- виты серийно-порфировые структуры, в некоторых случаях дающие практически непрерыв- ное распределение минеральных фаз по размерам. Отмечаются прямой, обратный и повторя- ющийся типы зональности. Химическая зональность дополняется наличием зон, содержащих большое количество включений стекла.

На начальной стадии исторического цикла активности среди темноцветных минералов доминировал ромбический пироксен. В пеплах извержения 30 марта 1956 г. роговая обманка и

ромбический пироксен встречаются примерно в одинаковых количествах, а в андезитах пирокластического потока этого извержения роговая обманка становится уже основным темно-цветным минералом. Содержание ее достигло максимума в породах 1957 г., причем наблюдалось реакционное замещение пироксена роговой обманкой. В ходе последующих извержений роговообманковые андезиты сменились роговообманково-пироксеновыми, а затем – двупироксеновыми. Наряду с изменениями минерального состава в ходе исторических извержений было зарегистрировано периодически повторяющиеся изменения структуры пород прежде всего за счет изменения степени раскристаллизованности основной массы.

При исследовании раскристаллизованности пород складывается впечатление, что в ходе кристаллизации имеющиеся в породе субфенокристаллы достигают размеров фенокристаллов и отождествляются с последними. Микролиты, дорастая, становятся субфенокристаллами, а увеличивающиеся в размерах кристаллиты – микролитами. Однако при всех этих плавных переходах сохранялись диагностируемые на качественном уровне разрывы в распределении минеральной фазы по размерам, что по сути соответствует неравномерностям в образовании центров кристаллизации с течением времени, т.е. чередующимся периодам повышенной и пониженной интенсивности формирования новых центров кристаллизации. По нашему мнению, это явление, как и сам факт существования серийно-порфировых структур, обусловлено наличием потенциального барьера при образовании центров кристаллизации.

В химическом составе продуктов исторических извержений с течением времени наиболее закономерно меняется содержание SiO_2 . С этой закономерностью сопоставима лишь прямая корреляция со временем содержания MgO . Слабая коррелируют со временем содержания Na_2O , Al_2O_3 и TiO_2 . Зависимость содержаний окислов железа, магния, кальция, калия и фосфора от времени не установлена. Также имеются признаки повышения содержаний SiO_2 на самых ранних этапах (до 30 марта 1956 г.) исторического цикла активности. Эволюция от более древних извержений к историческим в ходе мегацикла развития вулкана проявляется в смещении средних составов продуктов извержений (прежде всего повышении железистости) и сокращении диапазона вариаций химических компонентов в продуктах исторических извержений по сравнению с древними.

От степени активности вулкана или его отдельных блоков зависят соотношения газовых компонентов (увеличение соотношения S/Cl при активизации, его уменьшение при снижении активности), меняются состав возгонов и количество микрокомпонентов, выносимых летучими на поверхность. Летучие являются одним из основных факторов, определяющих форму извержения. Все разнообразие характера извержений Безымянного определяется, на наш взгляд, единственным фактором — режимом расширения летучих.

В деятельности Безымянного можно выделить четыре типа процессов газоотделения и освобождения энергии сжатых газов: 1 – дегазация ювенильного материала за счет миграции летучих по долгоживущим зонам повышенной трещинноватости в постройке вулкана; 2 – выделение и спокойное расширение летучих внутри магмы, ведущие к общему расширению объема системы и как следствие – к затяжным и сравнительно спокойным экструзивным, экструзивно-эффузивным или эффузивным извержениям; 3 – автоэксплозивность, т.е. лавинообразная дегазация ювенильного материала по автоэксплозивным (декомпрессионным) трещинам; 4 – спровоцированная эксплозивность, представленная процессами газоотделения, протекающими в условиях дополнительных механических воздействий (гравитационно-разгрузочных и ударно-механических). Соотношения между перечисленными выше типами дегазации ювенильного материала различаются на всех стадиях активности вулкана.

В целом развитие извержений с четко выраженной кульминацией соответствует лавинообразному предкульминационному усилению и посткульминационному ослаблению процессов дегазации ювенильного материала. Этот своеобразный газовый разряд происходит за счет летучих, находящихся под большим давлением, но рассеянных в порах близповерхностной части магматического канала. Развитие затяжных экструзивных, экструзивно-эффузивных и эффузивных извержений, напротив, соответствует спокойному выделению и расширению летучих в пределах (внутри) ювенильного материала.

1.3.1. Фациальный состав

В основу данного параграфа положены собственные наблюдения автора. Прежде всего, это касается описания процессов образования вулканических фаций. По мере необходимости они были дополнены опубликованными данными других исследователей. При описании морфологии доисторических экструзивных куполов и лавовых потоков использованы сведения из работы Г.С. Горшкова и Г.Е. Богоявленской [61].

По фациальному составу вулканы Безымянного мы можем подразделить на массивную и кластическую группы. К группе массивных фаций можно отнести экструзивные купола и лавовые потоки. Кластические фации, в свою очередь, нами подразделяются на пирокластические, происхождение которых обусловлено дроблением за счет расширения высокотемпературных ювенильных газов, и обвальнo-кластические, возникающие, в основном, за счет механического дробления лавового материала в ходе обрушений. Обломочный материал, выпадающий из воздуха, а, следовательно, в той или иной степени подвергнувшийся эоловой дифференциации, отнесен к группе тефры. Формирование тефровых отложений может происходить за счет эоловой дифференциации материала как пирокластического, так и наиболее тонких фракций обвальнo-кластического. В чистом виде, т.е. без влияния эоловой дифференциации, пирокластические фации вулканов Безымянного представлены преимущественно отложениями пирокластических потоков и пирокластических волн. По размеру обломочного материала в кластических фациях нами выделяются пепловая фракция с поперечным размером частиц менее 0,25 мм, песчаная (0,25 – 2 мм), гравийная (2 – 10 мм), обломочная (1 – 10 см), глыбовая (10 см – 1 м) и крупноглыбовая (более 1 м) фракции.

Массивные фации

Экструзивные образования. Среди экструзивных образований вулкана по условиям формирования выделяются две характерные группы – обычные экструзивные купола и экструзивные образования типа туюя. Если первые формировались в межледниковый и послеледниковый периоды, то вторые – во время последнего четверичного оледенения. Купола типа туюя представляют собой плосковершинные, более или менее изолированные вулканические сооружения, генезис которых связывается с вулканической деятельностью в пределах мощных ледников. К этой группе куполов относятся экструзивные образования Плотина, Ступенчатый, Двуглавый, Разлатый, Кулич. Это грубо округлые в плане, изолированные (Плотина) или примыкающие к основной постройке вулкана (Разлатый) столовые горы, имеющие высоту 100–250 м при диаметре основания 800 – 1500 м.

Наиболее характерный и крупный представитель куполов группы туюя – экструзия Плотина. Это сложное образование, представляющее собой четыре слившихся вместе экструзивных купола. Экструзия имеет столбчатую форму с крутыми и обрывистыми склонами, которые бронируются обнажающейся в их верхней части монолитной экструзивной лавой с вертикальной столбчатой отдельностью, местами переходящей в крупноглыбовую. Нижние части склонов экструзии примерно на две трети покрыты осыпью. Для постройки экструзии характерно наличие многочисленных экструзивных хребтиков и даек. Последние имеют такой же петрографический состав, как и купола, или представлены несколько более кислым роговообманковым андезитом. Дайки секут купола по радиальным направлениям или окаймляют их, залегают почти вертикально (с углом падения от 70 до 90°) имеют характерную столбчатую отдельность типа «поленницы», которая располагается вкрест простирания дайки.

Наиболее характерные представители группы обычных для Безымянного экструзивных образований – купола Экспедиции, Лохматый и Новый. Все эти купола имеют холмистую, увенчанную монолитами, обелисками, остроконечными гребнями вершину и крутые склоны, большая часть которых покрыта осыпью глыб всевозможного размера. Структуры выжимания лав крутонаклонны, почти вертикальны у вершины и пологонаклонны в нижних частях склонов. **Купол Экспедиции** расположен на южном склоне вулкана на высоте 1450 м и имеет диаметр основания 800 – 900 м при высоте 240–280 м. Его склоны на две трети покрыты мощной мантией осыпей, вершина увенчана множеством монолитов, глыб, обелисков. Обелиски иногда образуют хребтики, расходящиеся радиально от вершины. На самой вершине – небольшая впадина, окруженная венцом зубчатых скал. В

привершинной части крупные глыбы и монолиты имеют волнистую поверхность с широким развитием плитчатой отдельности. Породы купола представлены роговообманковыми андезитами. **Купол Лохматый** расположен на южном склоне вулкана на высоте 1800 м и имеет относительную высоту около 250 м при диаметре основания 700 – 800 м. По морфологическим особенностям и петрографическому составу пород он имеет много общего с куполом Экспедиции. С южной и восточной сторон купола обрывистые скалы окаймляют вершину, образуя корону высотой 20–30 м. Ниже очень крутые склоны покрыты осыпями. Вершина купола плоская, покрыта глыбами и монолитами лавы.

Сформировавшийся в ходе исторических извержений **купол Новый** представляет собой самое крупное экструзивное образование в районе вулкана. По аэрофотограмметрическим данным [197], в своем максимальном развитии, перед началом трансформации восточного блока в стратовулканический комплекс, купол к сентябрю 1976 г. имел объем 0,363 км³ и высоту около 500 м. Расположение его контролировалось воронкой направленного извержения 1956 г., что обусловило несколько асимметричную форму его основания, слегка вытянутую в юго-восточном направлении и имевшую размеры 1,0 × 1,5 км. Начиная с 1957 г. рост купола Нового имел блоковый характер. Дифференцированный рост различных частей купола происходил с некоторым отклонением от вертикали, иногда достигавшим 30–45°. Это сформировало слабую веерообразную структуру купола. Осева вертикаль роста была несколько смещена от центра воронки 1956 г. в северо-восточном направлении. Именно в этой части воронки в 1956 г. начался рост экструзивного купола. По этой же вертикали во второй половине 70-х годов произошло заложение в северо-восточной части его вершины центра экструзивно-эффузивной активности вулкана. Скорее всего, эта осевая вертикаль является и современной осью магмоподводящего канала под вулканом.

Лавовые потоки. Морфология и условия формирования лавовых потоков вулкана довольно разнообразны. Длина лавовых потоков варьирует от нескольких сотен метров до 3 – 4 км. Наиболее крупный лавовый поток основных двупироксеновых андезитов находится на юго-восточном склоне вулкана. Его длина достигает 4 км при средней ширине около 300 м и мощности 10 – 15 м. Поверхность потока имеет характерную крупноглыбовую отдельность. Наиболее крупные глыбы (до 10–15 м в поперечнике) приурочены к краевым частям потока образуют бортовые валы, на несколько метров возвышающиеся над основным руслом потока, сложенным более мелкими обломками. В привершинной части ширина потока составляет 60–100 м, а его русловые части – 20–30 м. По мере удаления от вершины вулкана начинают проследиваться несколько таких русловых единиц, а у подножия вулкана их количество еще увеличивается, формируя небольшое лавовое поле.

Очень сходны с описанными выше по составу и морфологии многочисленные лавовые потоки, спускающиеся по северо-западному и северному склонам вулкана на перевал к вулкану Камень. Такой же поток спускается и по южному склону вулкана, огибая с запада купол Лохматый. Кроме перечисленных лавовых потоков на южном склоне есть несколько коротких, но более мощных лавовых потоков длиной не более 500 м при мощности 20–30 м и более. В бортах потоки сложены очень крупными глыбами андезитовой лавы, внутренние части разреза лавового потока имеют некоторую слоистость, параллельную склону, на котором лежит поток. По составу лавы этих потоков, по сравнению с описанными выше, соответствуют несколько более кислым двупироксеновым андезитам, иногда со спорадической роговой обманкой.

Длина лавовых потоков исторических извержений не превышает 600 м, однако по условиям формирования (а следовательно, по морфологическим и текстурным особенностям) эти потоки варьируют в довольно широких пределах. Прежде всего это касается их реологии. При одной и той же крутизне склона в 45–50° распространение потока вниз по склону на 600 м может продолжаться от нескольких десятков часов (извержение 17 декабря 1986 г.) до нескольких месяцев (излияние лавового потока в сентябре – декабре 1981 г.). Как правило, продвижение наиболее быстрых лавовых потоков сопровождается бурной эксплозивной деятельностью вулкана, тогда как для движения более медленных характерны обвальные лавины раскаленных обломков с фронта потока и его поверхности.

Характер движения и условия формирования лавовых потоков накладывают отпечаток на их морфологию. Как правило, вязкие и медленно продвигающиеся имеют большую мощ-

ность, достигающую 20–30 м и более, иногда до 60 м, пластичные и быстрые лавовые потоки на фронте нередко имеют мощность всего 10–15 м. Все потоки имеют крайне неровную форму поверхности, в которой нередки трещины отрыва. Наряду с последними для более пластичных лавовых потоков вполне обычны крупномасштабные структуры смятия. Эти структуры возникают при замедлении или остановке фронта лавового потока на фоне сохраняющейся подвижности его центральной части. В результате в нижней части потока крупноглыбовая поверхность потоков осложняется валами, имеющими высоту в несколько метров при поперечных размерах в первые десятки метров и ориентированными субпараллельно фронту потока. Эти макроструктуры смятия придают поверхности потока характерный фестончатый облик.

Для всех исторических лавовых потоков характерна высокая пористость. Обычны текстуры сообщающихся между собой пустот, насквозь пронизывающих лавовый материал. В трещинах потоков наблюдается постепенный переход от более плотных внутренних частей потока к более пористой краевой зоне, мощностью 1–2,5 м. Наиболее существенны различия в текстурах лав на поверхности потоков для крайних разновидностей лавовых потоков. Для наиболее медленных характерна «песчанистая» текстура, в которой «песчинки», представленные фенокристаллами и субфенокристаллами плагиоклаза и пироксена, заключены в вулканическое стекло, пронизанное многочисленными, сообщающимися между собой порами.

Если во взаимоотношении между лавой и пронизывающими ее пустотами для более медленных лавовых потоков доминирует все-таки лава, то в текстурах поверхности лав быстрых потоков главная роль принадлежит пустотам. Облеченные в тонкую пленку стекла «песчинки» кристаллической фазы связаны между собой лишь тонкими и хрупкими иголочками стекла (аналогами волос Пеле) нередко длиной 5–7 мм. Субпараллельная ориентация этих иголочек отражает условия бурного отделения летучих при образовании этих лавовых потоков и формирует своеобразные текстуры, названные нами пировойлочными. Более подробно условия отделения летучих и пировойлочные текстуры будут рассмотрены в разделе 1.3.4.

Взаимоотношение между экструзивной и эффузивной формами деятельности. Экструзивная и эффузивная формы деятельности вулкана связаны между собой постепенными переходами. Эти переходы, точнее – трансформации этих форм прослеживаются в развитии как отдельных извержений, так и всего исторического цикла вулкана. В последнем случае имеет место переход от роста экструзивного купола Нового к формированию с середины 70-х годов в пределах его восточного сектора структуры, переходной между экструзивным куполом и стратовулканическим комплексом. В этой структуре привершинная часть формирующегося стратовулканического комплекса периодически вовлекается в возобновляющийся экструзивный процесс. Поэтому наряду с субгоризонтальными неоднородностями, характерными для стратовулканических комплексов, в формирующейся структуре большое развитие получают субвертикальные неоднородности, свойственные экструзивным куполам. В целом все это делает формирующую структуру крайне неустойчивой и способствует крупным разрушениям постройки вулкана в ее пределах. На месте разрушений вновь начинает формироваться стратовулканический комплекс. В конечном итоге, на фоне общей тенденции к переходу от извержений в преимущественно экструзивной форме к извержениям преимущественно эффузивным происходит не пассивное наложение стратовулканического комплекса на перекрываемую им экструзию, а активная переработка части экструзивной постройки вулкана с ее заменой на все более четко выраженный, а следовательно, и все более устойчивый стратовулканический комплекс.

Переходное состояние вулкана от экструзивной формы деятельности к эффузивной находит свое отражение и в текстурах пород, а именно в широком распространении упоминавшихся выше пировойлочных текстур. А. Ритман [193] отмечал, что развитие подобных каркасных текстур взаимопроникновения лавы и пронизывающих ее пустот возможно только в достаточно узком интервале вязкости расплава, так как ни для более жидких, ни для более вязких магм подобное не может иметь места.

Наряду с существующей в ходе исторических извержений общей тенденцией к замене экструзивной формы деятельности вулкана на эффузивную постепенные взаимные трансформации этих форм многократно регистрировались автором в развитии единичных извержений.

В 80-е годы была довольно обычна картина, когда в преддверии эксплозивно-эффузивных извержений происходила постепенная трансформация деформационно-экструзивного процесса в эффузивный и преобразование растущей экструзии в лавовое вздутие с последующим стеканием выжимающейся лавы вниз по склону. За вспышками бурной эксплозивно-эффузивной деятельности вулкана, как правило, следовала трансформация форм извержений в обратной последовательности: на общем фоне затухания извержения происходил быстрый переход от эффузивной деятельности вулкана к затухающим экструзивно-деформационным подвижкам в вершинной части активного блока вулкана. Наиболее отчетливо подобная последовательность событий была прослежена в октябре 1984 г., в июне–июле 1985 г., июне и декабре 1986 г.

При непрерывном и непрерывно-импульсном характере извержений вулкана в 80-е годы отмечались длительные периоды, в течение которых форма извержения вулкана была промежуточной между экструзивной и эффузивной. Наиболее показательны в этом отношении извержения в начале 1982 г. и весной и летом 1987 г. В этих случаях некоторое смещение выжимающейся лавы на расстоянии 100–200 м вниз по склону от вершины вулкана полностью компенсировалось ее обвалами по фронту (границе) структуры, сохранявшему неизменное положение. В результате в вершинной части активного блока формировалась своеобразная экструзивно-эффузивная структура куполовидной формы, функционировавшая, по сути, как транспортер лавового материала для формирующихся у подножия активного блока мощных отложений лавокластита.

Кластические фации

Обломочный материал – источник для кластических фаций – образуется в процессе дробления ювенильного материала, которое происходит за счет как внешних механических воздействий, так и энергии расширяющихся ювенильных газов. Большая часть обломочного материала генерируется в процессах нисходящих перемещений извергающегося материала. Эти процессы варьируют по мощности (объемам извергаемого материала), газонасыщенности и автоэксплозивности участвующего в обрушениях материала и составляют непрерывный спектр промежуточных форм – от обвальных каменных лавин до мощных направленных эксплозивных извержений вулкана (ниже следуют описания этих процессов по мере нарастания их мощности).

Обвальные каменные лавины. Формирование обвальных каменных лавин представляет собой наиболее распространенную форму активности вулкана в ходе затяжных экструзивно-эффузивных извержений. Рассмотрим ее на примере состояния Безымянного в сентябре 1981 г. В это время над вулканом в зависимости от погодных условий (прежде всего от скорости ветра и влажности атмосферного воздуха) на высоту от нескольких сот метров до 3 км поднимался белый столб парогазовых выделений, слегка подкрашенный примесью пепла. Над активной частью постройки периодически на высоту до 400 м поднимались столбы чаще светло-серого, иногда серо-коричневого, пепла.

Областью, служившей источником пепла для поднимающихся столбов, был южный склон активного блока вулкана. При более внимательном рассмотрении можно было установить, что эти пепловые столбы генерируются обвальным процессом. Огромные валуны размерами в десятки кубометров неслись вниз по склону со скоростью 15–20 м/с, пролетали по воздуху до полусотни метров, ударялись об осыпь еще горячих обломков предыдущих лавин, иногда дробились на более мелкие и вновь подпрыгивали словно мячики. Вслед за ними с несколько меньшей скоростью двигалась основная масса обвальной лавины, состоящая из более мелких обломков, и из каждой точки соприкосновения этих обломков с осыпью поднимались клубы вулканокластического пепла. Сливаясь, эти клубы образовывали клубившийся светло-серый пепловый столб, поднимавшийся над склоном вулкана.

В моменты наиболее сильных обрушений (как в ночь на 1 сентября), грохот обвальных лавин слышался на расстоянии до 20 км от вулкана, тогда как звук обычных обвалов был отчетливо слышим лишь в радиусе 4–6 км. Особенно эффектен процесс развития обвальной лавины в ночное время. Если в дневное время движение лавины большей частью скрывается за поднимающейся завесой пепла, то ночью пепел практически не мешает наблюдать за свечением раскаленных обломков. Как правило, каждый обвал начинается с появления участка очень яркого светло-красного свечения в

привершинной части купола на месте скола и отрыва блоков раскаленной лавы. Следующая, иногда даже более яркая, вспышка происходит спустя несколько секунд в районе первого удара лавины о склон купола. В этот момент происходит дробление блока на множество раскаленных обломков, сопровождающееся свечением как самих обломков, так и подсветкой поднимающегося при ударе пепла. Раскаленные обломки, двигаясь по расходящимся траекториям, вновь и вновь ударяются об осыпь, дробятся и вызывают новые вспышки свечения с подсветкой пепловых клубов. При этом некоторое время светятся и участки удара обломков об осыпь. Вслед за первой волной наиболее крупных и наиболее ярко светящихся обломков движутся более мелкие, светящиеся тускло красным светом, обломки. Иногда, при наиболее крупных обвалах, светясь тускло багровым светом, в движение приходит вся осыпь. После чего свечение постепенно затухает до нового обвала.

В зависимости от мощности обвала весь процесс его развития занимает от 1 до 10 мин. Все это происходит на первых порах практически бесшумно. Лишь спустя некоторое время из-за различия в скоростях света и звука появляется и все более нарастает характерный грохот обвала. Если на мгновение забыть, что перед нами грозное явление природы, то с большого расстояния ночью все описанное выше очень напоминает праздничную иллюминацию рождественской елки, периодически загорающейся от вершины до основания красными огнями.

Отложения. Большая часть поднимающегося при обрушениях пепла в виде небольших пеплопадов выпадает тут же, в районе самого купола Нового, меньшая, содержащая более тонкие фракции, захватывается в столб парогазовых выделений вулкана и по его шлейфу разносится на расстояние до 30 км. Гораздо большее значение имеют грубообломочные отложения лавокластита. Значение этих отложений для формирования современной постройки велико. По объему эти отложения, переслаивающиеся с лавовыми потоками, сопоставимы с объемами последних или даже превышают их. Как правило, лавокластитовые отложения формируют мощные осыпи на склонах купола ниже растущей экструзии или движущегося лавового потока. В отложениях доминирует грубообломочный материал. Поверхность осыпи состоит из слабо связанных между собой полуокатанных обломков с преобладающим размером в 30–40 см. Более крупные обломки не могут задержаться на склонах с уклоном в 40° и скатываются вниз, аккумулируясь в атрио вулкана и у подножия купола. Более мелкая фракция проваливается между обломками, заполняя нижние уровни отложений лавокластита.

Благодаря слабой связанности и высокой подвижности отложений лавокластита, значительная их часть может захватываться, транспортироваться и переотлагаться на больших площадях пирокластическими потоками. Эти же свойства лавокластитовых отложений обуславливают многократное возрождение впадин в постройке вулкана, которые в ходе последующих извержений вновь заполняются отложениями лавокластита.

Обвальные автоэксплозивные лавины. Следующую градацию в ряду нарастания мощности процессов, связанных с нисходящим перемещением извергающегося материала, представляют обвальные автоэксплозивные лавины. Поставить четкую границу между этими про-



Рис. 40. Развитие автоэксплозивной лавины 10 октября 1984 г. Расстояние от точки съемки до центра извержения – 4 км, интервал между снимками – 10–15 с

цессами и обвальными каменными лавинами довольно трудно, так как промежуточные по мощности процессы могут с равным успехом рассматриваться и как мощные каменные, и как слабые автоэксплозивные лавины. Наиболее существенные различия между обычными обвальными лавинами и автоэксплозивными обусловлены повышением роли летучих и появлением при формировании лавин эффекта автоэксплозивности.

При импульсном характере эруптивного процесса автоэксплозивные лавины, как правило, непосредственно предшествуют вспышкам высокой эксплозивной активности вулкана и завершают их. В извержениях вулкана в 80-е годы, по наблюдениям автора, появление первых автоэксплозивных лавин обычно происходило на стадии начала трансформации растущего экструзивного купола в лавовое вздутие. Сам факт их появления довольно однозначно свидетельствовал о предстоящем переходе извержения в эксплозивную стадию, что неоднократно использовалось автором для прогноза дальнейшего развития извержения. В 60-е и 70-е годы при непрерывном и непрерывно-импульсном характере эруптивного процесса эпизодическое, но довольно частое формирование автоэксплозивных лавин на общем фоне многочисленных обвальных каменных лавин нередко наблюдалось в течение довольно длительных периодов, оно сопровождало интенсивный рост купола Нового.

Процессу формирования автоэксплозивных лавин (рис. 40) свойственны следующие характерные особенности: обильное выделение пепла по трещине в момент отрыва обрушающегося материала; большое количество пепла, выделяющееся в процессе движения лавины, и, в связи с этим, — темно-серый (почти черный) цвет формирующегося пеплового облака; его интенсивно клубящаяся

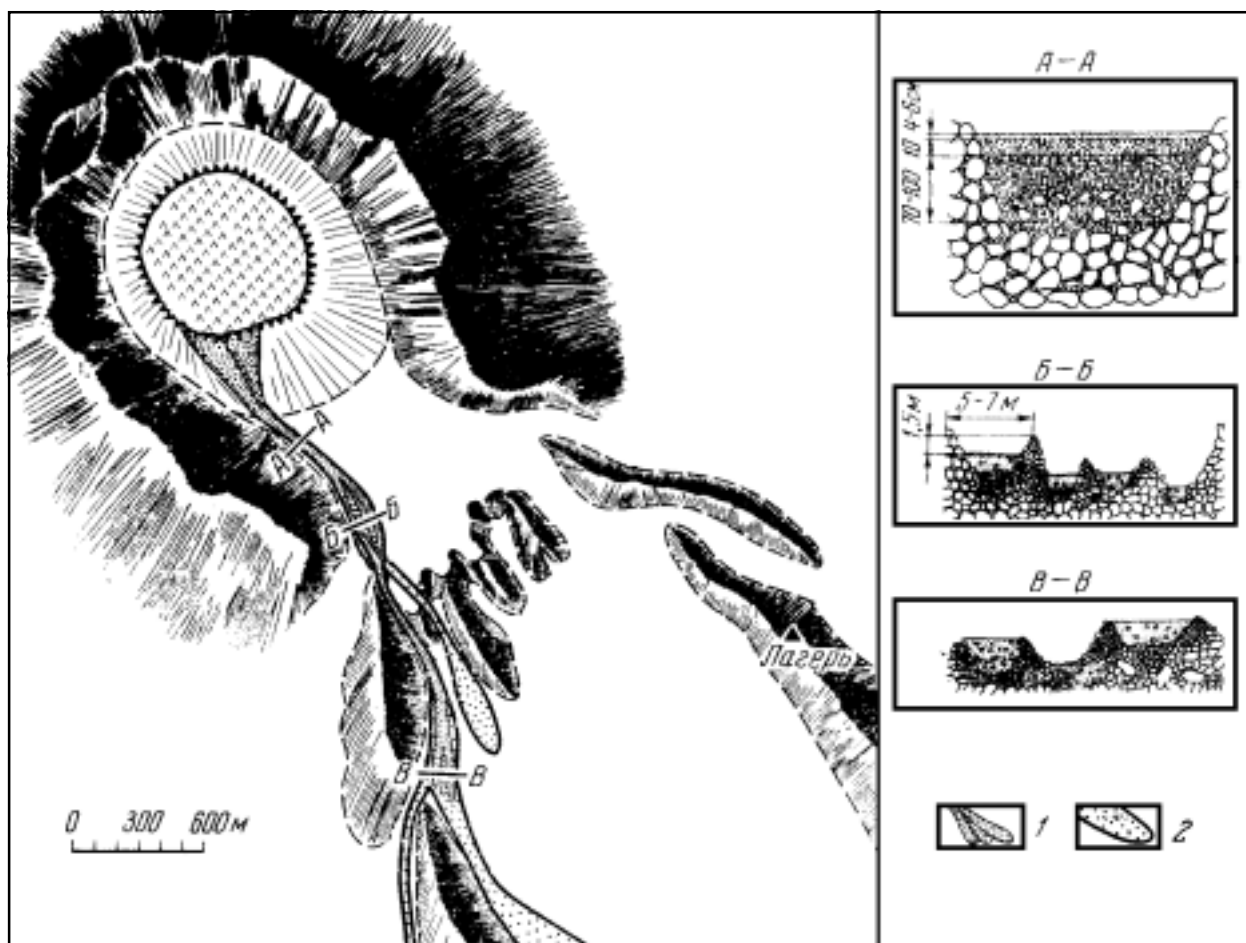


Рис. 41. Отложения автоэксплозивных лавин, сформировавшиеся 8–12 октября 1969 г. (по [121] с изменениями).

1 — отложения автоэксплозивных лавин 8–12 октября, 2 — отложения пирокластического потока 24–25 октября

поверхность (типа «цветной капусты»); движение отдельных обломков уже не просматривается сквозь пепловое облако лавины; напротив, облако лавины имеет четко выраженный интенсивно клубящийся фронт, способный (см. рис. 40) преодолевать препятствия высотой до нескольких десятков метров; меняется характер свечения лавины – движение отдельных обломков не просматривается и в ночное время, цветом от ярко-красного до тускло-багрового светится все сопровождающее лавину пепловое облако; многие исследователи отмечают, что во время движения лавины грохот обвалов со стороны вулкана резко уменьшается и переходит в низкочастотный гул. Все перечисленные особенности движения подобных лавин свидетельствуют о большом значении в процессе их формирования эффекта автоэксплозивности.

Отложения. В 80-е годы автоэксплозивные лавины либо предшествовали бурным эксплозивным извержениям вулкана, либо формировались на стадии затухания этих извержений. И в том, и в другом случае отделить отложения автоэксплозивных лавин от отложений кульминационных пирокластических потоков весьма затруднительно. Как выше упоминалось, автоэксплозивные лавины были основной формой эксплозивной деятельности вулкана в конце 60-х – начале 70-х годов, поэтому наиболее характерные черты их отложений приводятся ниже с использованием данных из работы [120]. В октябре 1969 г. материал обвальных каменных лавин, образовывавшихся в результате затяжного и достаточно мощного экструзивного извержения вулкана, отлагался в виде нескольких продольных и дугообразных валов в шарре юго-восточного склона купола и атрио вулкана. При фор-

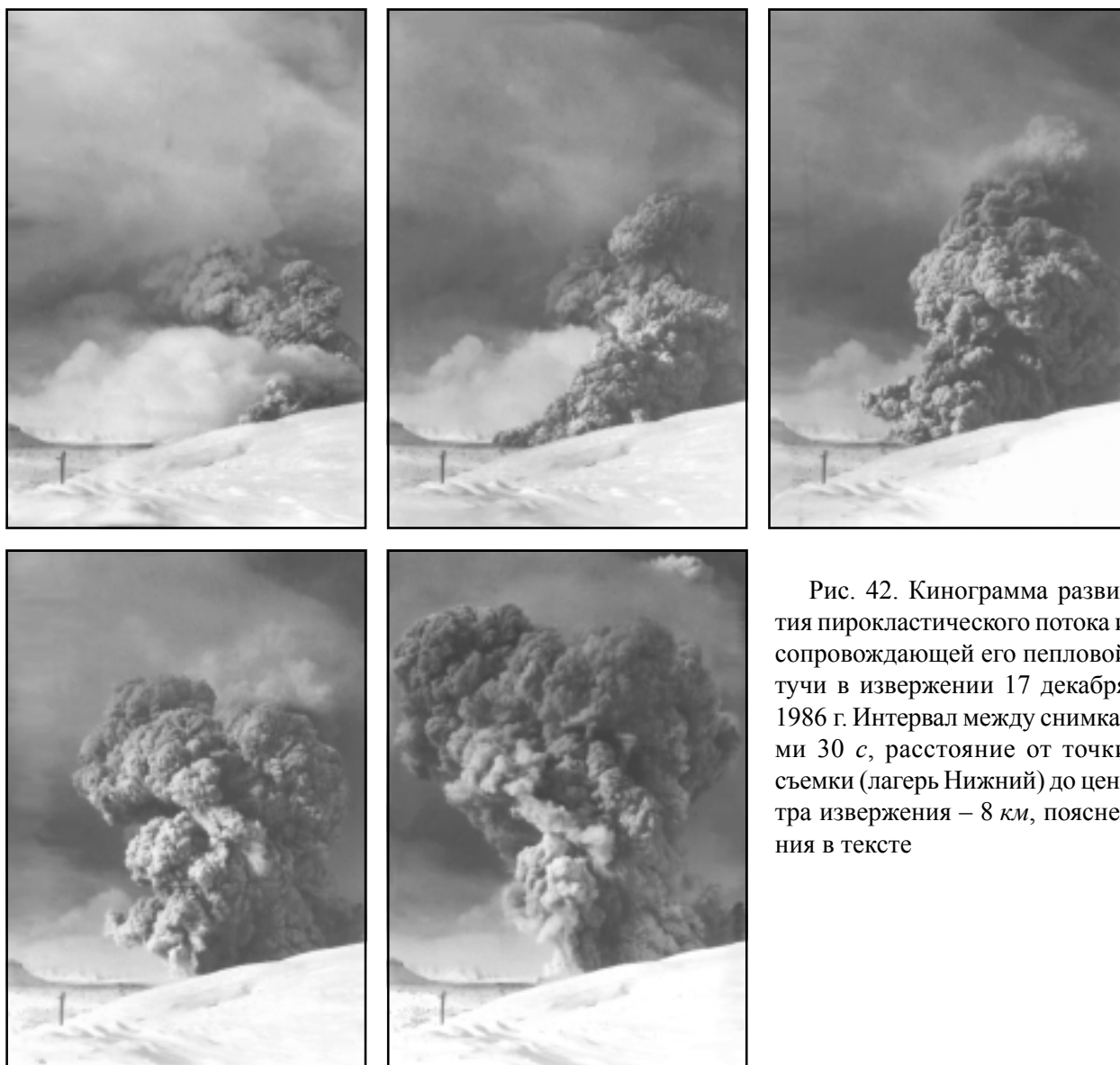


Рис. 42. Кинограмма развития пирокластического потока и сопровождающей его пепловой тучи в извержении 17 декабря 1986 г. Интервал между снимками 30 с, расстояние от точки съемки (лагерь Нижний) до центра извержения – 8 км, пояснения в тексте

мировании автоэксплозивных лавин этот материал захватывался и, попав в глубокий желоб у подножия купола, объединялся в единое русло с четко выраженными бортовыми валами высотой от 1 до 1,5–2 м. Борты были сложены глыбовым и крупноглыбовым материалом с обломками диаметром до 3 м. В верхней части желоба ширина русла 7–8 м, в средней – 50–70 м. Отложения здесь распространялись за пределы желоба и на их поверхности отмечалось до 4–5 бортовых валов меньшей высоты, сложенных обломками от 0,7 до 1,5 м. Валы ограничивали более старые русла; новое русло, по которому в момент наблюдений шли лавины, имело ширину 5–7 м и прослеживалось до подножия активно растущего экструзивного блока.

На резком перегибе рельефа все русла сливались в единый поток, который ниже, на сравнительно выровненной поверхности, вновь разделялся на несколько рукавов, перекрывавших друг друга. Строение отложений автоэксплозивных лавин на разных расстояниях от вулкана показано в разрезах на рис. 41. В момент наблюдений русловая часть отложений была сложена вулканическими песком и пеплом, в матрице которых более крупные обломки (до 0,7 м в поперечнике) находились как бы во взвешенном состоянии. При малейшем нарушении сплошности потока (провал ноги, падение обломка) материал начинал «течь», причем на ровном месте он в виде узкого языка проходил расстояние 1,5–2 м, при уклоне поверхности 2–3° – около 3–4 м. При этом вместе с мелкой фракцией «плыли» и крупные обломки. На поверхности потока имелись многочисленные (10–15 на 1 м²) воронки диаметром 1–5 см, образовавшиеся за счет выделения газов. Все это свидетельствовало о высокой газонасыщенности отложений. Мощность отложений на максимальном удалении от вулкана варьировала от 1,5 до 3 м. По мере приближения к вулкану она возрастала примерно до 5–6 м. Общая площадь отложений по оценкам исследователей на момент наблюдений – 0,085 км², объем – 0,004 км³.

Пирокластические потоки. Характерные для Безымянного пирокластические потоки образуются при более мощном, по сравнению с автоэксплозивными лавинами, – «обрушении – стекании» вниз по склону вулкана газонасыщенного, высокотемпературного и автоэксплозивного ювенильного материала. Некоторые количественные характеристики процесса формирования пирокластических потоков, приводимые ниже, определены в результате анализа кинограммы, полученной при фоторегистрации с 5-секундным интервалом пирокластического потока 17 декабря 1986 г. Фотосъемка произведена из лагеря Нижнего с расстояния 8 км. В сокращенном варианте (30-секундный интервал) эта кинограмма приведена на рис. 42.

Фоторегистрация пирокластического потока была начата, когда его фронт находился на расстоянии 2,8 км от центра извержения. Скорость его движения в этот момент и в последующие 15 с составляла около 45 м/с (160 км/ч). Дальнейшее быстрое падение скорости движения фронта пирокластического потока привело к его остановке на расстоянии 4,0 км от вулкана спустя 45 с после начала фоторегистрации. После остановки фронта сопровождавшая его пепловая туча стала стремительно отступать вверх по склону со скоростью около 10 м/с. При этом материал, отложенный на фронте пирокластического потока, продолжал выделять клубившуюся газопепловую взвесь.

Клубы этой взвеси под воздействием сильного ветра, имевшего в окрестностях пирокластического потока скорость не менее 20 м/с и абсолютно не ощущавшегося в районе лагеря Нижний, сносились вдоль поверхности потока вверх по склону, что и обусловило кажущееся впечатление отступления фронта пирокластического потока. Появление и локальный характер распространения ветра обусловлены самим процессом формирования потока, а именно – прогревом и выносом в верхние слои атмосферы части воздуха и возникновением за счет этого резко пониженного атмосферного давления. Следует отметить, что подобный ураганный ветер нередко оказывался спасительным для очевидцев, случайно оказывавшихся в непосредственной близости от фронта пирокластического потока (например при извержении вулканов Мон-Пеле в 1902 г. и Сент-Хеленс в 1980 г.).

Несмотря на остановку фронта потока, пирокластический материал продолжал поступать вниз по склону, отлагаясь на расстоянии 3,0–3,5 км от вулкана. Об этом свидетельствовало поведение сопровождавшей его газопепловой взвеси. Она как бы стекала по склону, устремляясь вверх лишь над областью аккумуляции пирокластики. За счет некоторой инерции ее подъем происходил под углом 70° к горизонту в направлении от центра извержения. Скорость подъема

пеплового облака над зоной аккумуляции пирокластики составляла 10–12 м/с. Такую же скорость подъема имела и пепловая туча, формировавшаяся непосредственно над вулканом. Основным источником пепла для нее стал район удара о склон кальдеры скатывавшегося с купола Нового ювенильного материала. Своей максимальной высоты (9 км) пепловое облако достигло спустя 15 мин после начала формирования пирокластического потока.

Отложения. В процессе движения потоки раскаленной пирокластики могут оказывать как эрозирующее, так и аккумуляционное воздействие на окружающий рельеф. Основная масса пирокластики откладывается по пути движения на достаточно большом удалении от вулкана. На более близких к центру извержения участках пирокластические потоки способны оказывать сильное эрозирующее воздействие на подстилающие породы, выпахивая в процессе движения абразионные желоба в куполе вулкана и каньоны непосредственно у его подножия. По мере удаления от центра извержения снижается транспортирующая возможность расширяющихся магматических газов и начинают преобладать процессы аккумуляции. У окончания потока на его границах отмечаются нагромождения (концевые и бортовые валы), состоящие преимущественно из валунов и глыб. Такие гряды встречаются в осевой части потока, свидетельствуя о неоднородности отложения пирокластического материала.

Для отложений пирокластических потоков характерна крайняя неоднородность материала по размеру – от крупных глыб 2–3 м в диаметре до пылеватых частиц. Повсеместно обломки, валуны, глыбы слегка окатаны, погружены в светло-серый пылевой материал заполнителя. Обломки лавы, как правило, представлены двумя разновидностями. Часть из них представлена плотным грубо окатанным обломочным, глыбовым и крупноглыбовым материалом лавокластита, захватываемым из постройки вулкана благодаря эрозирующему воздействию пирокластических потоков на постройку вулкана. Другая часть обломочного материала представлена обломками ювенильного андезита. Для нее характерна грубо сферическая или каплевидная (для наиболее крупных обломков) форма (рис. 43). Для обломков характерна высокая пористость, в крупноглыбовом материале наряду с обильными контракционными трещинами присутствуют трещины автоэксплозивного отделения летучих (см. раздел 1.3.4). Некоторые крупные глыбы, разрушаясь из-за высокой трещиноватости на месте остановки, образуют развал более мелких глыб с остроугольной не окатанной поверхностью.



Рис. 43. Крупная глыба ювенильного андезита каплевидной формы с контракционными и автоэксплозивными трещинами в отложениях пирокластического потока 11 июня 1982 г.

На обломках ювенильного материала часто встречаются борозды, отражающие движение пирокластических потоков, распространены текстуры смятия и пирокластического выветривания. Последние достигают максимального развития в тех случаях, когда обломки ювенильного материала оказываются неподвижными в движущемся потоке пирокластического материала (например, оказываясь прижатыми к более крупным глыбам). Интенсивное воздействие на обломки газо-пирокластической взвеси стачивает с поверхности обломков, возможно, еще не до конца затвердевшую основную массу. Крупные кристаллы плагиоклаза, бронирующие находящуюся под ними основную массу, оказываются приподнятыми над оставшейся поверхностью на высоту 1–3 мм, образуя характерную шипастую форму поверхности. Подобные текстуры могут рассматриваться, с одной стороны, как критерий ювенильности материала в данном обломке, а с другой – как диагностический признак фациальной принадлежности отложений. Количественное соотношение ювенильной и резургентной составляющей в обломочном материале зависит от мощности взрывной фазы извержения и степени разрушения постройки вулкана эродирующим воздействием пирокластических потоков.

Приведем в качестве примера несколько описаний пирокластических потоков.

В ходе извержения вулкана **13–14 октября 1984 г.** материал пирокластических потоков распространялся по двум направлениям. У своего окончания каньон, по которому распространялся материал всех пирокластических потоков извержения, резко менял направление с юго-восточного на юго-западное. В этом направлении и распространялась большая часть пирокластики потоков. Дальнейший путь ее пролегал вдоль хребта, ограничивающего Долину пирокластических потоков с юга. По этому пути пирокластический материал распространился на расстояние до 8 км от вулкана, сформировав в полосе шириной до 500 м отложения со средней мощностью 2,5 м.

Поверхность отложений была осложнена многочисленными валами крупноглыбовых отложений, отражавшими сложный характер, а, возможно, и многоактность формирования отложений. Площадь распространения потока – 2,7 км², объем отложений – 0,012 км³ [49]. В соответствии со строением долины наибольшая мощность потока отмечена у ее южного борта (5–6 м), мощность северной части не превышала 0,2–0,3 м. Отложения пирокластического потока были представлены песчано-пылеватым заполнителем (песком средней крупности) и многочисленными обломками серых плотных и пористых лав андезита размерами от первых сантиметров до глыб 2–3 м в диаметре.

Меньшая часть пирокластики, преодолев 4–6 метровый уступ на участке поворота каньона, продолжала двигаться в юго-восточном направлении. По этому пути пирокластический материал распространился на расстояние 4,5 – 5 км от центра извержения, сформировав отложения пирокластики мощностью 1 – 1,5 м в полосе шириной до 50 м. По сравнению с главными отложениями материала пирокластических потоков эта их часть представлена более легкой пирокластикой: крупноглыбовый материал в этих отложениях практически отсутствовал, понижено было в них содержание крупных обломков и гравийной фракции. С поверхности эти отложения представлены большей частью мелким песком без обломков. Обломки, не превышавшие размером первые десятки сантиметров, встречались на глубине около 1 м в центральной части потока и на глубине 10–15 см в его краевых зонах. Отложения занимали площадь 0,075 км² [49], объем материала – 0,0002 км³. В целом эта часть отложений пирокластики более мелкозерниста, значительно лучше сортирована и представлена мелкими песками.

В ходе **июньского извержения 1986 г.** материал пирокластических потоков был отложен по двум руслам длиной до 4 км. Отложения в северном русле представлены полуокатанными обломками размером до 3–4 м, погруженными в заполнитель – гравийно-песчано-пепловую смесь. Среди обломков преобладают глыбы размером 30–40 см, что по размеру и степени окатанности соответствует аккумулирующемуся на склонах купола лавокластиту обвальных лавин. Содержание заполнителя соответствовало примерно 20–30 %. Ширина этого русла достигала 100 м. Фронт крутой, почти нацело сложенный из крупных обломков. Мощность отложений достигала 6 – 7 м. В отложениях южного рукава заполнитель составляет 60–70%, а размер глыб уменьшился до 1–2 м. Ширина рукава около 50 м. Пирокластический материал перемещался в основном по каньону у подножия купола и, миновав каньон, продвинулся от него на расстояние порядка 500 м, пройдя от кратера путь около 4 км.

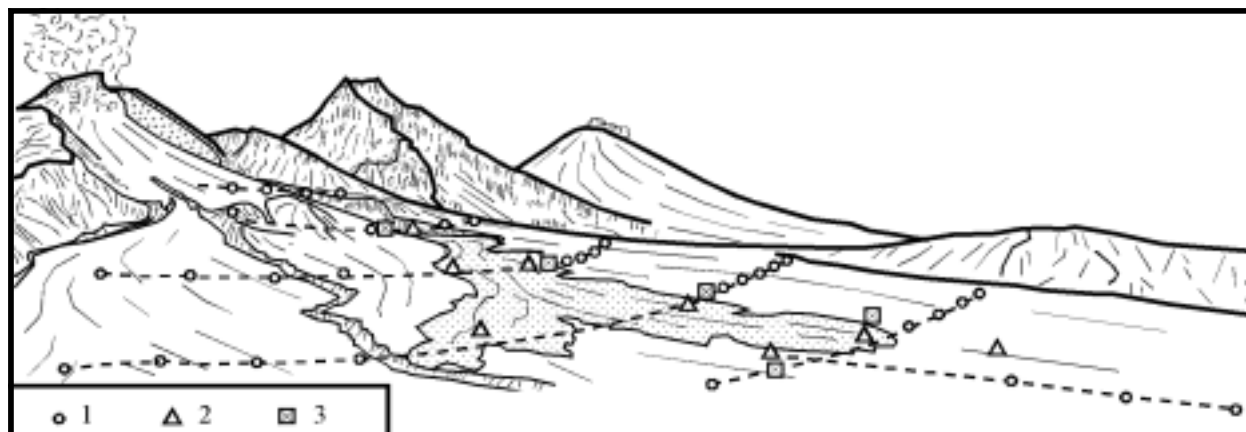


Рис. 44. Профили исследования гранулометрического состава пирокластических и тефровых отложений извержения 17 декабря 1986 г.

1–3 – точки опробования соответственно тефровых отложений, заполнителя пирокластического потока и отложений пирокластических волн.

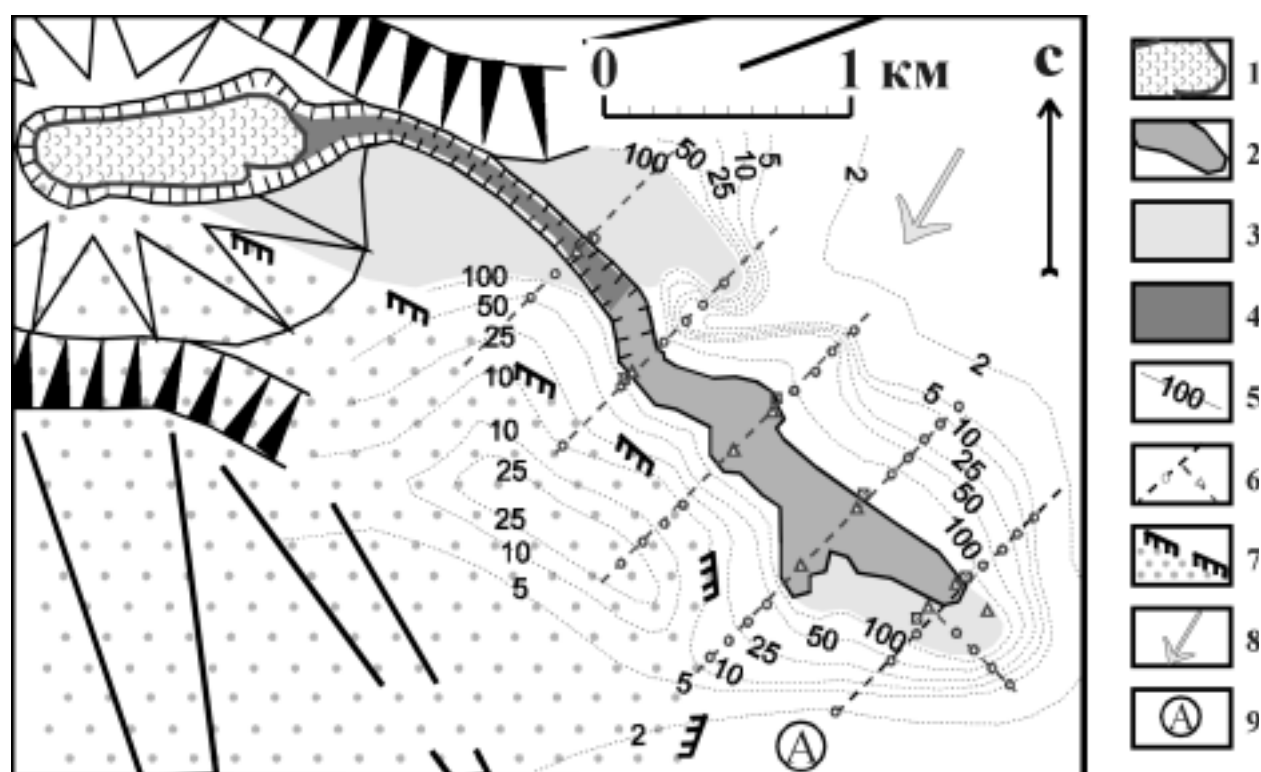


Рис. 45. Продукты извержения 17 декабря 1987 г.

1 – лавовый поток, 2 – пирокластический поток, 3 – тефровые и пирокластические отложения с признаками водного (лахарного) переотложения, 4 – отложения обвальных каменных и автоэксплозивных лавин завершающей фазы извержения, 5 – изопахиты тефровых отложений, 6 – профили гранулометрического опробования, 7 – район выпадения аккреционных лапилли и его граница, 8 – направление ветра во время извержения, 9 – точка обзора для рис. 44

Более детально исследованы отложения пирокластики, сформировавшиеся в извержении 17 декабря 1986 г. В ходе этого извержения сложились более благоприятные условия для изучения всего спектра пирокластических отложений, образывавшихся при формировании пирокластических потоков. Определенные трудности возникают при изучении пирокластики, генетически связанной с формированием пирокластических потоков, но образующей маломощные отложения за преде-

Рис. 46. Изменения гранулометрического состава пирокластических и тефровых отложений.

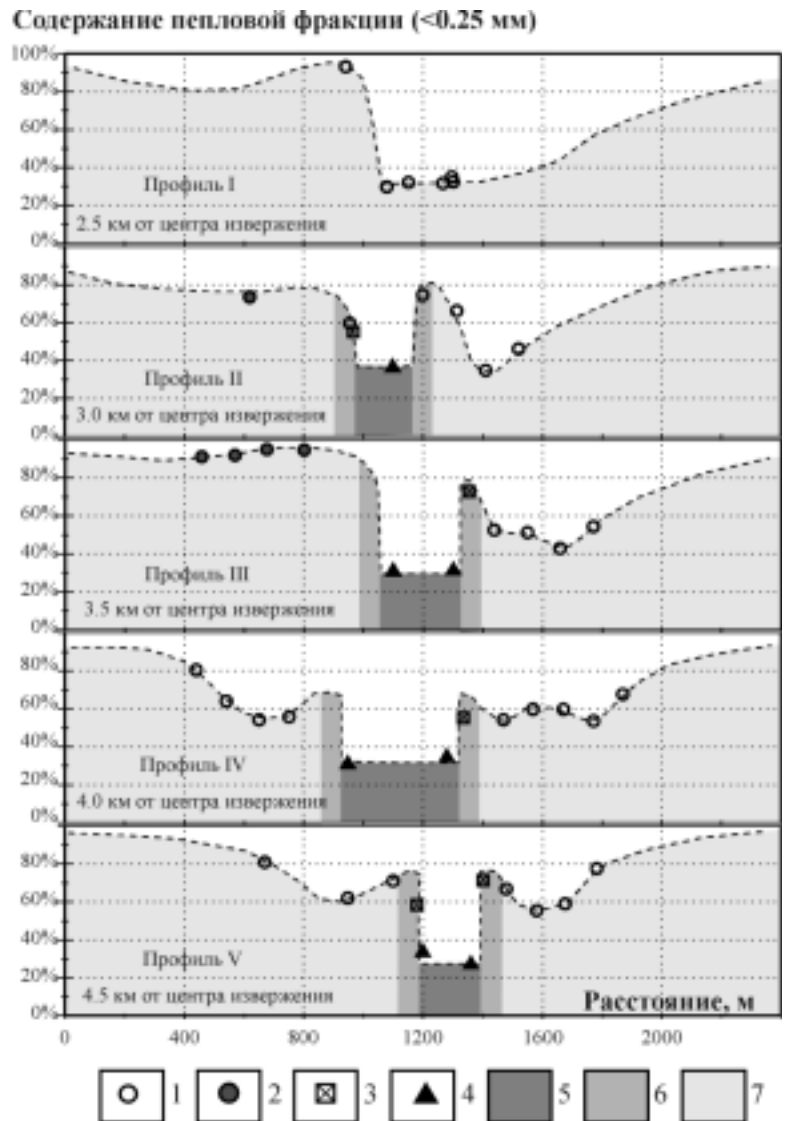
1–4 – точки гранулометрического опробования соответственно тефровых отложений, отложений, состоящих исключительно из аккреционных лапилли, отложений пирокластических волн, заполнителя пирокластического потока, 5–7 – зоны отложений соответственно пирокластического потока, пирокластических волн и тефры

лами его основных отложений. Как правило, подобные отложения сложно диагностировать из-за их сходства по вещественному и гранулометрическому составу с материалом предыдущих извержений, с которым они очень быстро смешиваются.

К моменту рассматриваемого извержения в районе вулкана уже образовался устойчивый снежный покров и отложение горячей пирокластики и тефры происходило прямо на поверхность снега. Подтапливание поверхности снежного покрова и ее последующее замерзание вместе с тефровыми и пирокластическими отложениями способствовали временной консервации последних и создавали благоприятные условия для исследований фациального и гранулометрического состава маломощных отложений в окрестностях пирокластического потока. В ходе маршрутных полевых работ, начатых сразу после окончания извержения, выполнено исследование фациального и гранулометрического состава этих отложений по одному продольному и пяти поперечным профилям (рис. 44).

При анализе распределения мощностей тефровых и пирокластических отложений (рис. 45) и вариаций их гранулометрического состава (рис. 46) прежде всего следует отметить резко асимметричное строение тефровых отложений по разные стороны от пирокластического потока. К северо-востоку от пирокластического потока они имеют в своем составе довольно большое количество песчаного и гравийного материала, тогда как к юго-западу от потока в отложениях доминирует пепловая фракция. Наибольшее развитие асимметрия имеет в непосредственной близости от вулкана (профиль I) и становится все менее выраженной по мере удаления от него.

Эта асимметрия обусловлена спецификой условий формирования пирокластических и тефровых отложений в рассматриваемом извержении (см. рис. 42). Исходное движение пирокластического материала во время извержения было ориентировано в восточном направлении. Лишь после удара о стенки кальдеры наиболее тяжелая часть пирокластики отклонялась к югу и формировала отложения пирокластического потока в юго-восточном направлении. Сравнительно более легкие верхние части газовой-пирокластического облака по инерции продолжали двигаться в восточном направлении, но при этом оказывались под воздействием встречного северо-восточного ветра. В результате



наиболее тонкий пирокластический материал частично сносился в юго-западном направлении, что в итоге и обусловило асимметрию гранулометрического состава тефровых отложений.

Эти же факторы обусловили асимметрию фациального состава тефровых отложений, проявившуюся в распространении к юго-западу от пирокластического потока зоны отложений, представленной исключительно аккреционными лапилли (рис. 47). В зоне отложений материала пирокластического потока и предшествовавших ему автоэксплозивных лавин происходили интенсивное таяние снега и парообразование. Пары воды и конденсировавшиеся из них капли сносились по ветру, оказываясь именно в той части пеплового облака, которая была наиболее обогащена пепловой фракцией, что создавало благоприятные условия для образования и выпадения аккреционных лапилли.

Еще одна существенная особенность пирокластических и тефровых отложений в окрестностях пирокластического потока, выявленная при изучении отложений рассматриваемого извержения, – зональное строение этих отложений. Пирокластический поток извержения 17 декабря 1986 г., как и все подобные образования, имел мощность 3–5 м и ограничивался бортовыми валами высотой 4–6 м, содержащими по сравнению с внутренними частями повышенное количество материала обломочной и глыбовой фракций. Подобные же валы и гряды этого материала встречались и в пределах отложений пирокластического потока, что свидетельствует о сложной и длительной истории формирования результирующих отложений. Заполнитель пирокластического потока был достаточно однороден и содержал от 27 до 35 % пепловой, от 35 до 47 % песчаной и от 12 до 25 % гравийной фракций.

Гранулометрический состав отложений резко менялся за пределами бортовых валов пирокластического потока. В средней и наиболее удаленной от вулкана частях пирокластического потока к его бортовому валу примыкала зона сравнительно хорошо сортированных песчано-пепловых отложений, мощность которых вблизи пирокластического потока иногда достигала 1 м. По составу отложения этой зоны на 60–70 % состояли из пепла, остальная часть была представлена преимущественно песком, гравийная фракция практически отсутствовала. Эта зона наиболее развита вдоль северо-восточного борта отложений пирокластического потока. Здесь песчано-пепловые отложения образовывали характерные заплески и некоторое подобие дюнного рельефа. С юго-западной стороны пирокластического потока эти формы практически отсутствовали и мощность отложений была ниже.

По специфическому составу и морфологии эти отложения мы рассматриваем как отложения пирокластических волн – более легких и соответственно более быстрых частей потока раскаленной пирокластики, которые, обгоняя основную массу обломочного материала потока и двигаясь в меньшей зависимости от рельефа, отлагаются первыми, подстилая и оконтуривая основную массу отложений этого материала. По мере удаления от бортовых валов потока мощность отложений пирокластических волн быстро уменьшалась до 5–10 см. Тепла пирокластического материала уже было недостаточно, чтобы полностью растопить подстилающий снежный покров.

На удалении в несколько десятков метров от бортовых валов пирокластического потока начала проявляться общая тенденция к сравнительному уменьшению сортированности отложений и их разгрублению. В отложениях уменьшалось количество пепловой составляющей и вновь

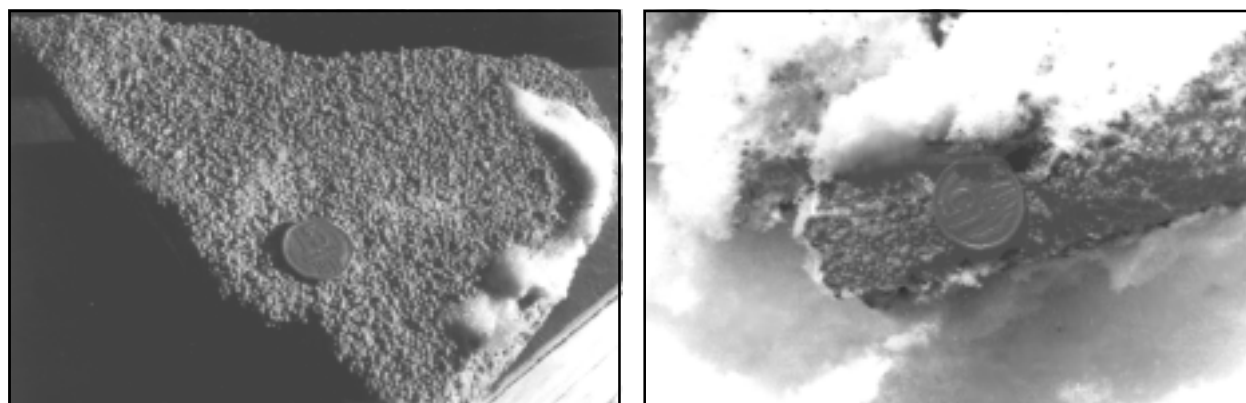


Рис. 47. Отложения тефры, состоящий исключительно из аккреционных лапилли

появлялась гравийная фракция. Эта тенденция достигала максимума на расстоянии 200–400 м от бортов пирокластического потока. На этом участке содержание пепловой фракции снизилось до 40–60 %, а количество гравия временами достигало 4–5 %. Одновременно замедлялась тенденция к снижению мощности по мере удаления от пирокластического потока и даже прослеживалось некоторое увеличение мощностей отложений.

По нашему мнению, в этой полосе шириной 200–400 м происходил постепенный переход от отложений преимущественно пирокластических волн к преимущественно тефровым отложениям, в формировании которых ведущую роль играла эоловая дифференциация. Над основными отложениями пирокластического потока даже спустя длительное время после завершения процессов их формирования господствовали восходящие потоки воздуха. Поэтому вполне естественно, что наиболее благоприятные условия для выпадения материала из поднимавшейся над пирокластическим потоком пепловой тучи были на некотором удалении от потока. По мере улучшения условий для выпадения материала из пепловой тучи возрастала роль и эоловой дифференциации – из пепловой тучи происходило выпадение наиболее грубого материала. Отсутствие признаков разгрубления материала в юго-западной части II и III профилей (см. рис. 45–46) не только не опровергает эту закономерность, а, напротив, лишь подчеркивает ее, так как здесь доминируют отложения аккреционных лапилли, дающие четко выраженный максимум мощности тефровых отложений на расстоянии 500–600 м от пирокластического потока. По мере дальнейшего увеличения расстояния от пирокластического потока мощность отложений вновь начинала снижаться, а в тефре доминировали все более тонкие фракции.

В заключение описания кластических отложений извержения 17 декабря 1986 г. следует отметить наличие двух зон с признаками водного переотложения материала. Первая из них расположена в непосредственной близости от центра извержения. Здесь повсеместное распространение на расстоянии до 3 км площадного стекания водо-насыщенного пепла свидетельствовало о его высокой температуре в момент отложения. Вторая зона отложений с признаками водного переотложения образовалась перед фронтом пирокластического потока за счет формирования на начальных стадиях эксплозивного извержения небольшого грязекаменного потока, прошедшего по каньону до извержения основной массы пирокластического материала.

Пароксизмальные направленные извержения. В ночь на 1 июля 1985 г. произошло пароксизмальное направленное извержение вулкана, наиболее мощное после извержения 30 марта 1956 г., имевшее с последним ряд общих черт. В ходе его была разрушена значительная часть юго-восточного сектора купола Нового, а материал пирокластических потоков распространился на расстояние до 13 км от центра извержения. Кульминация извержения произошла около 2 ч 18 мин, когда перед лагерем на расстоянии около 1,5 км встала гигантская светящаяся изнутри занавесь, которая была не чем иным, как сопровождающей пирокластический поток пепловой тучей. Высота зоны свечения достигала 1–2 км, а наблюдалось оно по фронту около 5 км. Сквозь призрачное свечение раскаленного пепла просматривались «внутренности» потока на расстояние 5–6 км от его фронта. Отдаленно это напоминало плавное движение воды по отдельным руслам и ручейкам, если вместо воды представить раскаленные до светло-красного свечения и мерцающие в процессе движения угли. В действительности же эти «угольки» были глыбами раскаленного материала до 10 м в поперечнике.

Прекращение фреатических взрывов на пирокластических потоках позволило вечером 2 июля совершить их предварительный осмотр. К этому времени в результате ночных дождей большая часть поверхности пирокластических потоков оказалась покрыта глинистой корочкой толщиной 2–3 см, образовавшейся в результате воздействия воды с поверхности на наиболее тонкую фракцию пирокластики. Существование этой корочки затруднило выделение ювенильных газов из более глубоких слоев пирокластики, что в свою очередь позволило наблюдать интересное явление ее вторичного вскипания и течения.

На глубине 25–30 см от поверхности пирокластического потока его температура превышала 300 °С (наблюдалось обугливание ткани), а материал потока вел себя как псевдожидкость с очень небольшой вязкостью. По крайней мере визуально, его текучесть значительно превышала текучесть воды. На этой глубине материал пирокластического потока образовывал идеально ровную горизон-

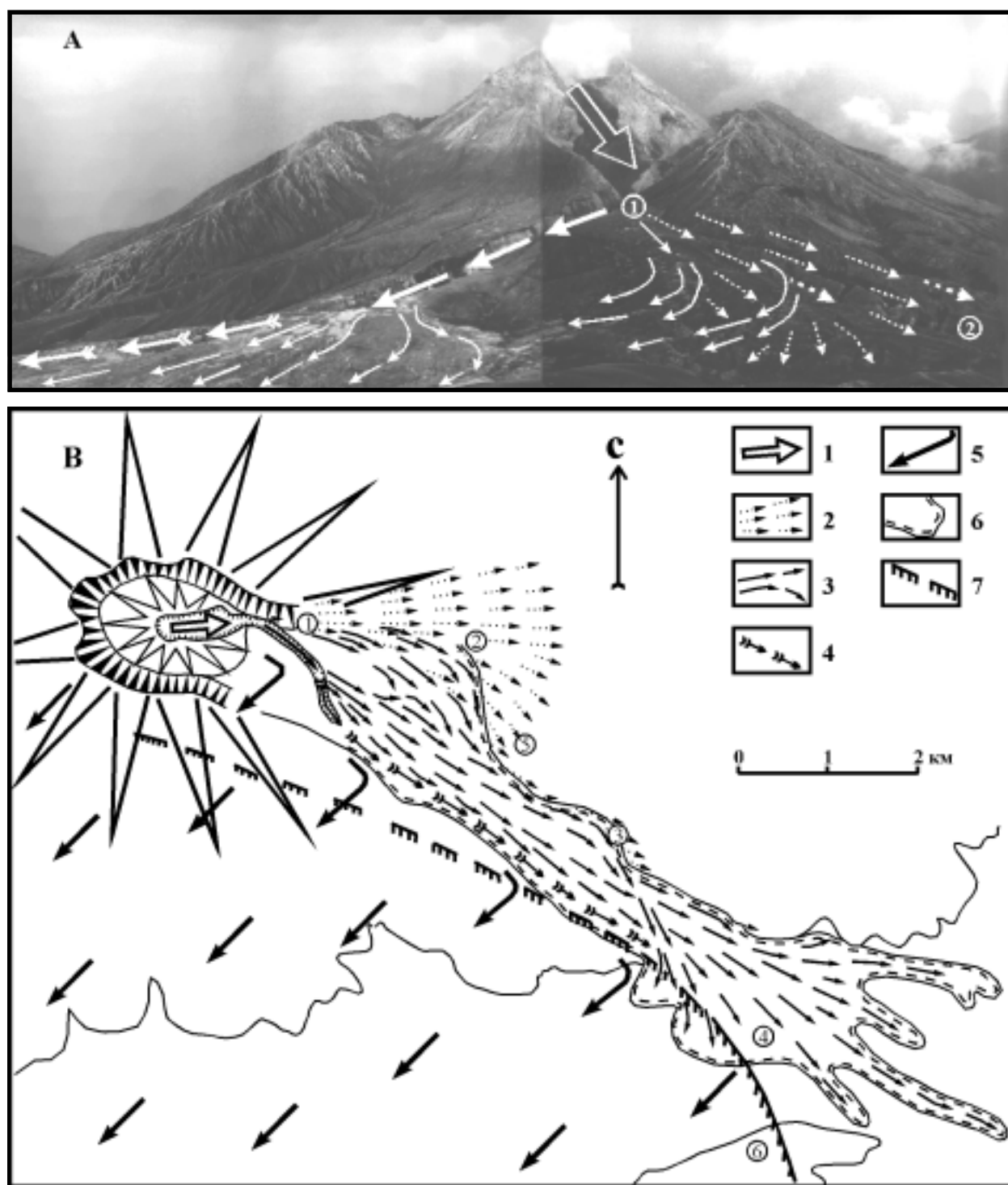


Рис. 48. Формирование отложений пирокластики 30 июня – 1 июля 1985 г.

Условные обозначения: 1 – начальное направление сверхмощного истечения раскаленной пирокластики, 2–4 траектории движения соответственно наиболее легкой пирокластики, пирокластических потоков, обогащенных легкой фракцией, и наиболее «тяжелого» потока, транспортировавшего большую часть обвально-глыбового материала, 5 – направление сноса пепловой тучи извержения, 6 – область отложения материала потоков раскаленной пирокластики, 7 – граница области выпадения гравитационных лапилли;

Цифры в кружках: 1 – положение разреза, приведенного на рис. 49; 2 – место нахождения разрушенных извержением экспедиционных домиков (см. рис. 33); 3 – точка съемки рис.50; 4 – положение разреза пирокластических отложений в Ключе Тундровом (рис. 51); 5 – точка обзора для рис. 48, А; 6 – наблюдательный пункт за развитием извержения и точка съемки рис. 32.

тальную поверхность, попытки нарушения которой приводили к интенсивному вскипанию пирокластики. В результате этого процесса верхняя часть пирокластики прогрессивно обогащалась наиболее тонкой ее фракцией, в то время как более крупный материал (обломки размером до 5 см), хоть и вовлекался в процесс течения и кипения, но поверхности никогда не достигал. В потоке кипение продолжалось 10–15 с, после чего зеркально ровная поверхность пирокластики вновь восстанавливалась. В небольшой емкости (0,5–1 л) ее интенсивное кипение пирокластики сохранялось в течение 2–3 с, после чего объем пирокластики уменьшался на 10–15 %. Описанное явление наглядно демонстрирует реологию пирокластических потоков.

Ориентировка образовавшейся в постройке вулкана впадины свидетельствует о том, что сверхмощное направленное истечение ювенильного материала в процессе крупных разрушений постройки вулкана происходило в восточном направлении. В этом же направлении на расстоянии 4 км от вулкана находились два экспедиционных домика, разрушенные направленным воздействием пирокластики (см. рис. 33). Первым препятствием на пути движения ювенильного материала стали склон кальдеры и северо-восточная стенка каньона. При встрече с этим препятствием палящая туча разделялась на две части (рис. 48). Нижняя, более тяжелая, была отражена склоном кальдеры и направлена по каньону, в то время как верхняя, состоящая из пирокластического материала, обогащенного легкой фракцией, продолжала свое стремительное движение в восточном направлении. На «теневых», со стороны вулкана, участках склона кальдеры происходило отложение пирокластики, грубозернистой в периоды активизации эксплозивной деятельности вулкана и более тонкой в периоды относительного затишья.

В разрезе (рис. 49) выделялись три мощных слоя грубозернистой пирокластики, между которыми располагались пачки тонкого переслаивания грубозернистой и мелкозернистой пирокластики. Мощным слоям грубозернистой пирокластики можно поставить в соответствие три этапа крупных разрушений постройки вулкана со следующим за каждым актом разрушения сверхмощным направленным истечением ювенильного материала. В свою очередь в пачках переслаивания отражена деятельность вулкана между этими этапами. По гранулометрическому составу пирокластика мощных слоев занимала промежуточное положение между заполнителем пирокластических потоков и «песком направленного взрыва», обнаруженного в районе разрушенных экспедиционных домиков, существенно отличаясь от них обоих.

Путь дальнейшего продвижения палящей тучи, преодолевшей препятствие в виде кальдеры и восточного борта каньона, трассировался холмами, выделявшимися более светлой, чем окружающий фон, окраской (см. рис. 48, А). Их светлый оттенок определялся более высокой температурой пирокластики и, следовательно, более быстрым просыханием их поверхности после дождей и снегопадов. Расположение холмов с наибольшей мощностью отложений пирокластики убеждает в том, что в процессе движения палящие тучи каждого из периодов сверхмощного истечения ювенильного материала начинают самопроизвольно разделяться на более легкую и более тяжелую части. При этом облегченная часть палящей тучи продолжает свое прямолинейное



Рис. 49. Отложения грубозернистой пирокластики на склоне кальдеры у подножия восточного блока

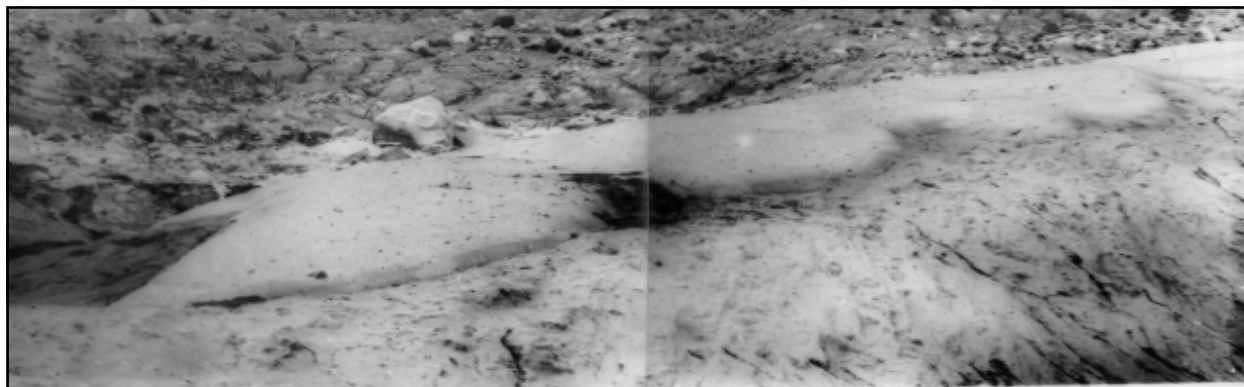


Рис. 50. Песчано-пепловый заплеск, переходящий в небольшой пирокластический поток

движение, в то время как более тяжелая начинает отклоняться вниз по склону, образуя обогащенные тонкой фракцией пирокластические потоки. Этот процесс, происходивший на всем пути палящей тучи, в итоге привел к отложению из ее прямолинейно движущейся части «песка направленного взрыва» в районе разрушенных экспедиционных домиков.

Большая часть потока раскаленной пирокластике, отразившись от склона кальдеры, продолжила свое движение по каньону длиной около 1,5 км и глубиной 30–40 м. Этот каньон, начинавшийся между восточным блоком и северо-восточной частью кальдеры, играл роль своеобразного транспортера, по которому материал пирокластических потоков этого и предыдущих извержений отводился сначала в юго-западном, а затем в южном направлении. Пирокластический материал, отраженный кальдерой и направленный по каньону, в той части, где каньон резко менял направление с юго-восточного на южное, вновь подвергся разделению. Наиболее легкая часть пирокластике, преодолев борт каньона, продолжала прямолинейное движение на юго-восток, образуя обогащенные песчано-пепловой фракцией пирокластические потоки, а более тяжелая отводилась по каньону в южном направлении. В этом случае (как и предыдущем) каньон работал как гигантский гравитационный сепаратор.

С северо-востока и юго-запада распространение пирокластических потоков на протяжении около 6 км ограничивалось субпараллельными хребтами, расположенными на расстоянии 1–1,5 км друг от друга. Передвижение пирокластике, прошедшей по всему руслу каньона, происходило вдоль юго-западного хребта. Эти потоки транспортировали основной объем разрушенной части постройки вулкана и на своем пути оказывали мощное воздействие на подстилающие отложения материала предыдущих извержений. Наряду с крупными глыбами андезитовой лавы потоки транспортировали крупные блоки спрессованного и сцементированного вечной мерзлотой материала из мантийного чехла купола Нового и северо-восточного склона кальдеры. Разрушаясь, эти блоки формировали характерные островершинные конусообразные холмы обломочного материала.

Пирокластические потоки, обогащенные песчано-пепловой фракцией, двигались по центру Долины потоков и вдоль северо-восточного хребта. При их продвижении также происходило постоянное самопроизвольное разделение пирокластике на более легкую и тяжелую части. Если продвижение последней происходило строго согласно рельефу, то более легкая ее часть имела тенденцию двигаться прямолинейно, преодолевая на своем пути небольшие препятствия. Благодаря этой тенденции на склонах северо-восточного хребта широко распространены своеобразные песчано-пепловые заплески. В некоторых местах они имеют характерную дюнную поверхность. В момент остановки легкая фракция пирокластике теряла способность к прямолинейному движению, но еще какие-то мгновения сохраняла способность течь, подчиняясь рельефу. Этот процесс привел к образованию своеобразных коротких песчано-пепловых пирокластических потоков. В одном случае песчано-пепловый заплеск с дюнным рельефом непосредственно переходит в песчано-пепловый пирокластический поток длиной около 30 м (рис. 50).

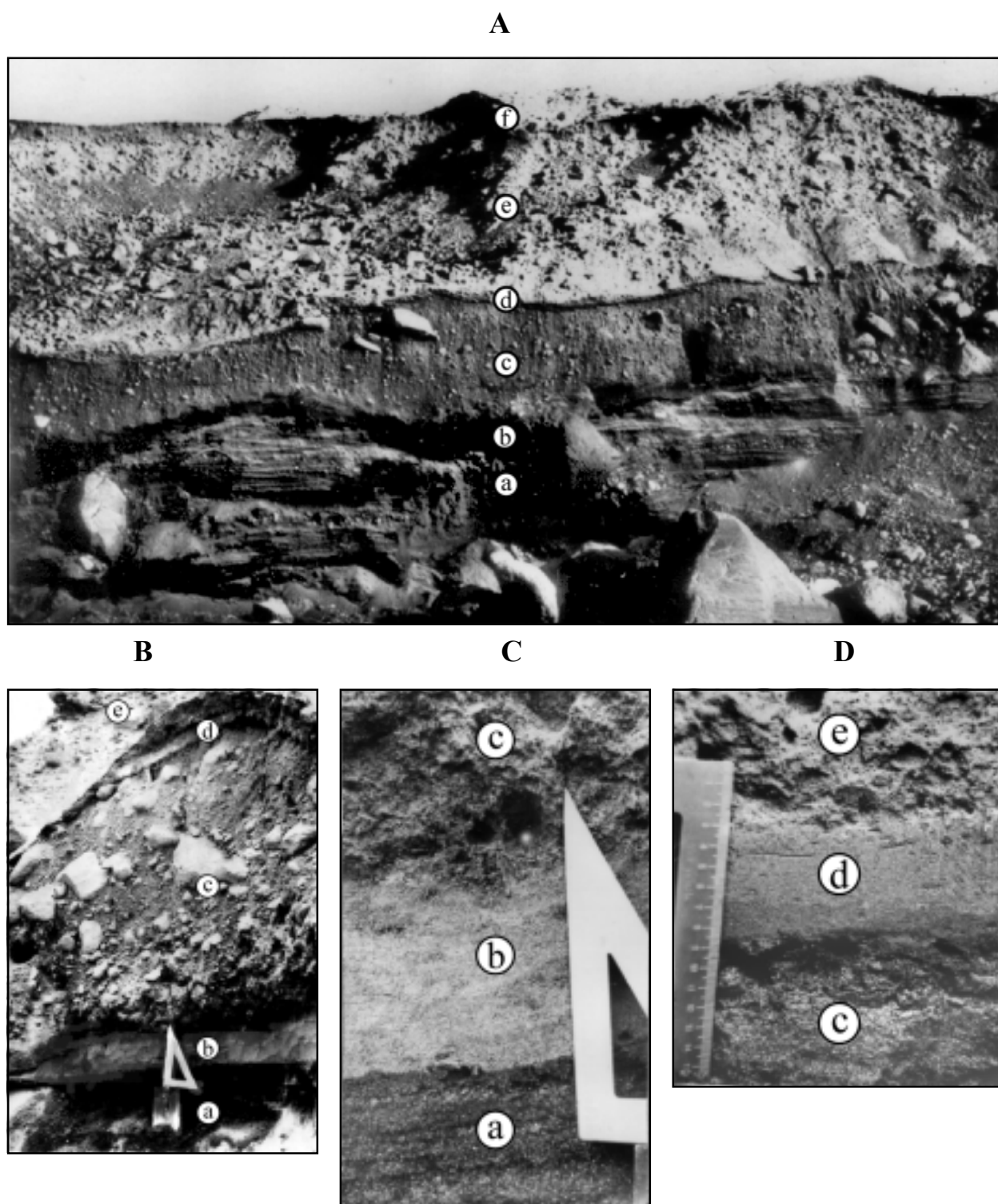


Рис. 51. Разрез пирокластических отложений по руслу Ключа Тундрового
(А – общий, В – средний, С и D – крупный план).

a – почвенно-пирокластический чехол (пролювиальная переработка продуктов извержения 1956 г.);
b и *c* – отложения соответственно пирокластической волны и материала пирокластического потока, сформировавшиеся в 19 ч 20 мин 30 июня 1985 г.; *d*, *e* – то же для пирокластической волны и материала пирокластического потока – около 2 ч ночи 1 июля; *f* – отложения пеплопада, прошедшего во вторую часть ночи 1 июля 1985 г. (пепловая корка мощностью 20–25 мм)

Если в ближайшей к вулкану части поля пирокластических потоков широкое распространение получила площадная изменчивость отложений пирокластики, то в более удаленной его части установлена вертикальная неоднородность. В разрезе по руслу Ключа Тундрового (рис. 51) наблюдалось подстиление материала пирокластического потока песчано-пепловой пирокластикой. По этому участку пирокластические потоки по визуальным данным проходили дважды: около 8 ч вечера 30 июня и в 3 ч ночи 1 июля. Мощность более раннего нижнего 0,8–1,5 м, верхнего – 1,5–3 м. Оба потока подстилались тонкой пирокластикой мощностью 5–10 см. Представляется вполне естественным, что более легкая часть пирокластики двигалась быстрее пирокластических потоков и отлагалась первой. Влияние рельефа в этой части поля было незначительно, поэтому отложение как легкой пирокластики, так и материала пирокластических потоков происходило на одной и той же площади. И лишь впоследствии ее догонял и перекрывал более грубообломочный материал пирокластического потока.

Самое существенное различие в гранулометрических составах пирокластики этого извержения заключается в изменчивости содержания наиболее легкой ее фракции. Если за основу взять гранулометрический состав отложений палящей тучи в непосредственной близости от вулкана (обнажение на рис. 49), то по мере удаления от вулкана двигавшаяся прямолинейно легкая пирокластика оказывается все более обогащенной тонкой фракцией, в то время как в соответствующих пирокластических потоках содержание тонкой фракции несколько уменьшается (рис. 52–53). Наибольшего развития этот процесс достиг в самой удаленной от вулкана части поля пирокластических потоков (обнажение на рис. 51). Наличие непрерывной серии переходных форм в отложениях пирокластики делает применение каких-либо жестких классификационных рамок весьма затруднительным.

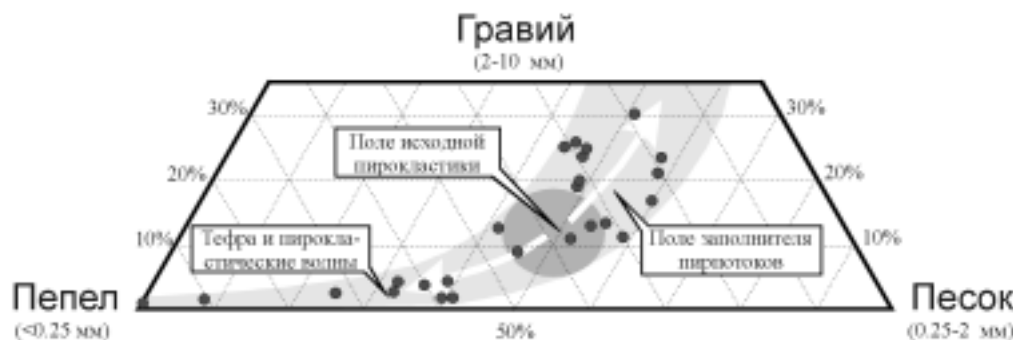
Как можно видеть, процесс движения потоков раскаленной пирокластики имеет ряд особенностей, которые, как правило, не учитываются в попытках реконструкции развития этих процессов по результирующим отложениям. Эти особенности свойственны и автоэксплозивным лавинам, и пирокластическим потокам, но за счет масштабного эффекта более отчетливо прослеживаются в ходе направленных пароксизмальных извержений, таких как извержения 30 июня – 1 июля 1985 г. и тем более 30 марта 1956 г.

Одной из наиболее существенных особенностей движения потоков раскаленной пирокластики является уже упоминавшаяся дифференциация движущейся пирокластики по гранулометрическому составу и скорости движения. При движении вдоль поверхности земли более легкая пирокластика обладает большей подвижностью, большей способностью к ускорению под воздействием расширяющихся газов, и поэтому в виде так называемых пирокластических волн обгоняет фронт основного пирокластического потока. И лишь во втором эшелоне этого потока постепенно подтягивается крупноглыбовый материал, включая основную массу пород оползневой лавины. Близкую картину развития процесса автор наблюдал сквозь призрачную завесу раскаленной пирокластики во время направленного взрыва вулкана Безымянного в ночь на 1 июля 1985 г. [5].

Именно эта непрерывно происходящая субгоризонтальная дифференциация движущейся пирокластики одновременно по гранулометрическому составу и скорости движения делает не совсем корректными попытки [23] рассматривать сводный разрез всех типов отложений в долине р. Сухой Хапицы как последовательную летопись хода извержения 30 марта 1956 г. Так как различные по составу и скорости движения части потока раскаленной пирокластики оказываются в некоторой удаленной от вулкана точке в разное время, то образующийся в этой точке разрез в значительной степени отражает эволюцию пирокластического материала в процессе движения. И чем больше путь, пройденный потоком пирокластики от центра извержения, тем ярче в образуемых им отложениях отражена общая тенденция к разделению пирокластического материала по скорости и гранулометрическому составу.

Вторая особенность движения потоков раскаленной пирокластики – непрерывная субвертикальная дифференциация материала в движущемся потоке. С одной стороны, под воздействием силы тяжести, происходит непрерывное перемещение более тяжелых обломков и частиц в нижние части потока. С другой, навстречу этим обломкам за счет энергии расширяющихся раскаленных газов (в том числе и вновь образующихся за счет явления автоэксплозивности) происходит непрерывный

А. Извержение 30 июня - 1 июля 1985 г.



В. Извержение 17 декабря 1986 г.

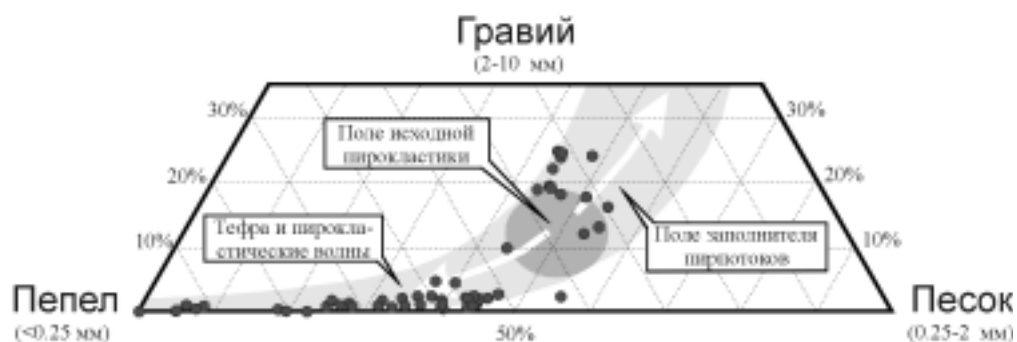


Рис. 52. Эволюция гранулометрического состава пирокластических и тефровых отложений по мере удаления от центра извержения.

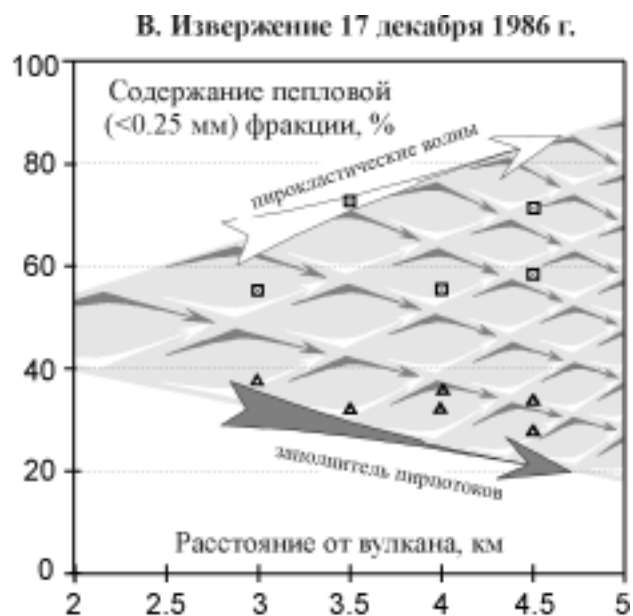
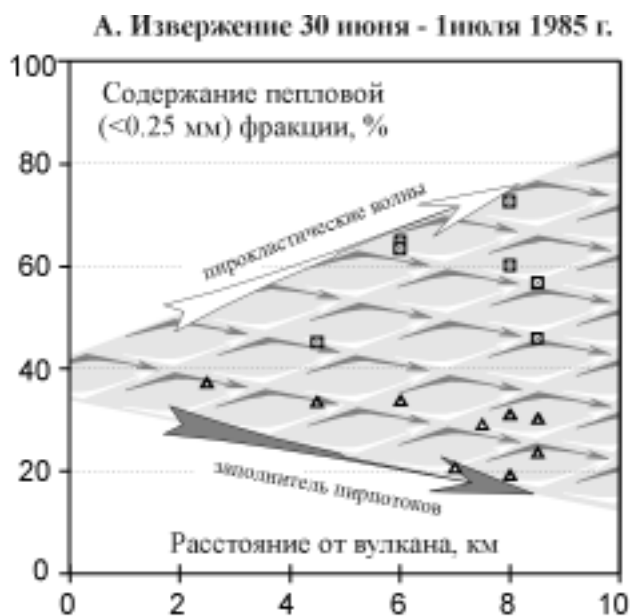


Рис. 53. Изменение содержания пепловой фракции в пирокластических отложениях по мере увеличения расстояния от центра извержения. Усл. обозн. см рис. 44

вынос более легких частиц. Эти частицы, оказываясь над потоком, попадают под воздействие субгоризонтальной дифференциации по скоростям (см. выше), ускоряются, обгоняют фронт самого потока и, оказываясь в области аккумуляции раньше, залегают в разрезе под самым пирокластическим потоком. Эти отложения обычно отождествляются с приземной пирокластической волной (ground surge), впервые выделенной Спарксом и Уолкером [338]. Но и эти отложения, и подстилающая их поверхность могут быть глубоко эродированы подтягивающимся во вторых эшелонах грубообломочным материалом. Обычно принято считать, что несмотря на непрерывный обмен между пирокластическим потоком и сопровождающей его пепловой тучей, между ними очень быстро образуется такая же четкая граница, как между кипящей водой и находящимся над нею паром. Пирокластический поток, как правило, рассматривается как поток псевдожидкости. Это удобная для применения законов гидродинамики модель, но ее абсолютизация была бы грубой ошибкой. Пирокластический поток – это поток дробленого материала, угловатых частиц, которые соприкасаются друг с другом на довольно небольшой площади. Он отличается от воды тем, что у воды есть смачивание и поверхностное натяжение. В результате даже при кипении у воды образуется пленка поверхностного натяжения. Это та граница, которая и разделяет газ и жидкость. Если же через пирокластический поток проходит газ, то эта граница тут же теряется. Точки соприкосновения между частицами исчезают, и частицы оказываются как бы подвешенными в газе.

В связи с непрерывной и интенсивной субвертикальной дифференциацией движущегося пирокластического материала следует подчеркнуть, что в потоке раскаленной пирокластики четкая граница между более тяжелой его нижней частью, под которой обычно понимается собственно пирокластический поток, и более легкой верхней, обычно именуемой сопровождающей пирокластический поток пепловой тучей, отсутствует. Поэтому имеет смысл говорить лишь о более или менее выраженном субвертикальном градиенте потока раскаленной пирокластики по плотности. В начале движения пирокластики этот градиент минимален и постепенно возрастает в процессе эволюции потока с течением времени, и лишь спустя достаточно длительное время после остановки потока этот градиент достигает максимума и локализуется в виде субгоризонтальной поверхности, разделяющей основную массу пирокластического материала и находящееся над ним пепловое облако. Отложения последнего обычно отождествляются с волной пеплового облака (ash cloud surge) [305] пирокластического потока.

Еще одна особенность движения потока раскаленной пирокластики является его специфическая реакция на рельеф, выражающаяся в том, что более тяжелые части потока движутся в полном соответствии с рельефом местности, а более легкие этот рельеф игнорируют, причем возможность движения как с учетом рельефа, так и при его игнорировании реализуется практически одновременно. Это обусловлено, во-первых, очень высоким верхним уровнем (границей) распространения раскаленной пирокластики в движущихся потоках, вертикальные параметры которых на несколько порядков превосходят мощности образующихся после их остановки отложений пирокластики

(рис. 54), а во-вторых – наличием упомянутого выше субвертикального градиента распределения пирокластики в движущемся потоке.

Наиболее тяжелые части потока испытывают тенденцию к как движущаяся впереди и над основной массой потока более легкая пирокластика может как перехлестывать через встречаю-



Рис. 54. Фронт пирокластического потока 13 июня 1981 г. (фото Ю.Ф. Скуридина)

щиеся препятствия, так и проносятся над ними, продолжая прямолинейное движение. В случае движения потока раскаленной пирокластики вкрест простирания основных форм рельефа, встречающиеся на его пути препятствия срабатывают как гигантский гравитационный сепаратор, разделяя поток на отклоняющуюся по рельефу сравнительно более тяжелую и продолжающую двигаться прямолинейно более легкую части. Обе эти части продолжают двигаться самостоятельно, и каждая из них обладает всеми перечисленными выше особенностями, включая непрерывную плотностную и скоростную дифференциацию, а также возможность повторного (многократного) деления каждой из них встречающимися на пути препятствиями. Как из отклонившейся по рельефу более тяжелой части потока сразу же начинается выделение более легкой и быстрой пирокластики, так и в процессе движения более легкой части потока в ее основании начинает сразу же аккумулироваться более грубообломочный материал. Именно последнее обстоятельство, а не сверхзвуковое выпадение пирокластического материала из воздуха по баллистическим траекториям, скорее всего, в 1956 г. стало причиной формирования отложений самостоятельных пирокластических потоков, не имеющих видимой связи с отложениями главного потока [58].

Последней из наиболее существенных особенностей движения потоков раскаленной пирокластики является наличие достаточно длительного интервала времени, в течение которого продолжается извержение (истечение) потока раскаленной пирокластики с общей тенденцией к уменьшению общего количества извергающегося материала, увеличению в нем доли ювенильной составляющей и уменьшению газонасыщенности последней. Чаще всего эта тенденция реализуется через последовательность затухающих пульсаций, а отложения финальных порций раскаленной пирокластики все больше приобретают характерный облик пемзовых пирокластических потоков, резко контрастируя с первичными отложениями катастрофического потока раскаленной пирокластики. При извержении вулкана Сент-Хеленс 18 мая 1980 г. это пульсирующее затухание истечения пирокластики продолжалось в течение 9 ч [334].

Газопепловые выбросы. В период наблюдений автора в 80-е годы газо-пепловые выбросы были не столь распространены, как это принято считать. Они характерны для импульсного режима деятельности вулкана и происходили исключительно в кульминационные фазы наиболее мощных извержений вулкана, следуя друг за другом практически непрерывно и формируя над вулканом вертикальную эруптивную колонну. Фактически в эти периоды из кратера в вершинной части Восточного блока происходило непрерывное вертикальное истечение-выбрасывание газо-пирокластической взвеси. Наиболее отчетливо эта форма деятельности вулкана прослежена автором в ходе извержения вулкана 17 декабря 1986 г. и Ю.В. Демянчуком [50] 2 августа 1989 г. В периоды более низкой активности вулкана в ходе затяжных экструзивно-эффузивных извержений газопепловые выбросы полностью отсутствовали.

Однако для проявлений активности вулкана в конце 50-х – начале 60-х годов, по наблюдениям Е.К. Мархинина, Ю.М. Дубика, А.Н. Сирина [80, 161–163, 204], напротив, были вполне обычны дискретные вертикальные газопепловые выбросы, пепловые тучи которых имели характерную грибообразную или пиниеобразную форму. Эти выбросы сопровождали как затяжные экструзивные извержения вулкана, так и кратковременные импульсы его высокой активности в виде мощных эксплозивно-экструзивных извержений, при которых выбросы учащались и нередко становились непрерывными, формируя пиниеобразную эруптивную колонну.

Наличие одиночных газопепловых выбросов на ранних этапах исторической деятельности вулкана и их отсутствие в 80-е годы, скорее всего, обусловлены наблюдающейся в историческом цикле развития вулкана эволюцией вещественного состава продуктов его извержений и связаны с изменением пластичности поступающего на поверхность ювенильного материала. Однако при дискретных газопепловых выбросах, и при практически непрерывном вертикальном истечении-выбрасывании газо-пирокластического материала для исторических форм извержения вулкана Безымянного, на наш взгляд, совершенно неправомерно использование термина «вулканический взрыв». Нам представляется, что наиболее приемлема здесь точка зрения М.А. Алидибирова [3, 4], согласно которой сравнительно высокая в случае Безымянного вязкость ювенильного материала препятствует формированию в канале вулкана сколько-нибудь существенного газового объема, имеющего значительное давление, как это имеет место при химических взрывах конденсированных взрывчатых веществ и, на-

пример, как это может иметь место для более пластичных базальтовых лав. Освобождение энергии вулканических газов реализуется в более медленном процессе – волны дробления (более подробно этот вопрос будет рассмотрен в разделе 1.3.4).

Отложения. Как отмечалось, формирование тефровых отложений в большей или меньшей степени сопутствует всем процессам, приводящим к образованию кластических фаций. В связи с этим вопросы генезиса данных отложений частично уже затрагивались ранее. Однако при газопепловых выбросах тефра представляет собой единственный тип отложений и именно поэтому рассматривается здесь. Как и в случае тефровых отложений в ближайших окрестностях пирокластических потоков по мере удаления от вулкана в составе отложений прослеживается определенная зональность.

Наиболее детально эти вариации изучены Ю.М. Дубиком и И.А. Меняйловым [74]. По их данным, кумулятивные кривые не дают четкого представления о характере эоловой дифференциации. В ходе гранулометрического анализа тефры по 40-километровому профилю установлено, что для каждой отдельно взятой фракции по мере удаления от вулкана существует зона отчетливо выраженного максимума, охватывающего полосу в 6–8 км, где выпадает подавляющая часть тефры данного размера. В пределах профиля отслежены последовательные максимумы для фракций 0,5, 0,2, 0,1 мм. Величина сдвига соседних максимумов достигала 10–15 км. Материал более мелких фракций был вынесен дальше – за пределы изученной зоны.

Эти специфические особенности эоловой дифференциации отражаются не только на их гранулометрическом составе, но и на минеральном и химическом составе пеплового материала. В непосредственной близости от вулкана содержание отдельных компонентов как в химическом, так и в минеральном составе резко колеблется. Главная масса выпадающего здесь пепла представлена материалом крупных фракций (до 0,5 мм); влияние удельного веса минералов сказывается слабо. Далее вдоль оси пеплопада процесс дифференциации минералов по удельному весу проявляется четко: закономерно увеличивается содержание наиболее легких пепловых частиц, представленных пористым стеклом и, наоборот, содержание пироксенов и плагиоклаза заметно снижается. Размер частиц сильно влияет на минеральный состав; например, содержание *Pl* в одной и той же пробе увеличивалось почти вдвое при уменьшении размера частиц в 2 раза. Выпадение материала из пепловой тучи сопровождалось отчетливой дифференциацией его по размерам частиц. На расстоянии 30–40 км от вулкана наблюдался максимум выпадения пепла размером 0,1 мм, именно в этой фракции резко уменьшилось содержание стекла, а отсюда и SiO_2 .

Таким образом, по данным Ю.М. Дубика и И.А. Меняйлова, в процессе переноса пеплового материала происходит его заметная эоловая дифференциация, вызванная не столько простым различием минералов по удельному весу, сколько неравномерным распределением их в различных фракциях и определенными закономерностями распределения материала по размеру в зоне пеплопада. Суммарный эффект этих явлений приводит к резким колебаниям в содержании отдельных компонентов пеплов, причем колебания эти неоднозначны.

В результате проводившегося в разные годы детального изучения морфологии пепловых частиц исследователи неоднократно отмечали их «резurgentный» облик [48, 49, 68, 74, 135]. Частицы пепла, представленные минералами-вкрапленниками и их обломками, обычно имеют правильную, четко очерченную форму. Частицы представлены стеклом изометрической формы с неровными краями и характеризуются высокой пористостью. Лишь в последние годы [48] в пепловом материале стали появляться «полуокатанные» частицы – сростки минералов в своеобразных «рубашках» стекла, поверхность которых в разной степени эродирована.

1.3.2. Минеральный состав

Впервые детальное петрографическое описание пород Безымянного было выполнено А.Н. Заварицким [85, 86, 87, 88] на основании обработки образцов Эрмана, С.А. Конради, А.Г. Трошина, Г.А. Дягилева, К.И. Богдановича и других исследователей. Краткую петрографическую характеристику пород вулкана давали в своих работах В.И. Влодавец [43] и Б.И. Пийп [187]. Наиболее детальные исследования петрографии и минералогии пород древней части постройки вулкана выполнены

Г.Е. Богоявленской [21, 22]. Минеральный состав исторических извержений затрагивался в разное время Г.С. Горшковым, Г.Е. Богоявленской, О.Н. Волинцом, Ю.М. Дубиком, В.А. Ермаковым, Б.В. Ивановым, И.Т. Кирсановым, А.Н. Сириным и другими исследователями [25–28, 61, 62, 73–75, 96, 102, 111, 204]. Этот раздел написан в основном как обобщение литературных данных за исключением количественных характеристик серийно-порфировых и порфировых структур, выполненных автором на базе анализа распределения площадей сечений внутри одних и тех же минеральных фаз.

Среди пород постройки вулкана по минеральному составу выделяются роговообманковые, роговообманково-пироксеновые и двупироксеновые андезиты и преимущественно плагиоклазовые дациты.

В породах широко развиты серийно-порфировые структуры, в некоторых случаях дающие практически непрерывное распределение минеральных фаз по размерам. Это делает деление структуры породы на вкрапленники и основную массу весьма условным и проблематичным. В то же время разные размерные генерации кристаллов иногда довольно резко различаются между собой по составу минеральных фаз. Возможно именно этим обстоятельством, а также наличием определенного диапазона изменчивости минерального состава даже в пределах одной структуры, объясняется тот факт, что имеющиеся описания [61, 77, 111] количественно-минералогического состава пород и химического состава отдельных минеральных фаз далеко не всегда соответствуют, а иногда и прямо противоречат друг другу даже в пределах одной и той же структурной единицы. Рассмотрим наиболее общие черты минерального состава пород Безымянного.

Среди минеральных фаз доминирует плагиоклаз. Его количество колеблется от 20 % в стекловатых разностях до 50–60 % в наиболее раскристаллизованных породах. Отдельные кристаллы плагиоклаза, обычно толстотабличного облика, достигают 2–3 мм. Распространены двойники по карлсбадскому, альбитовому, реже по манебахскому законам. Отмечаются прямой, обратный и повторяющийся типы зональности. Химическая зональность дополняется наличием зон, содержащих большое количество включений стекла (рис. 55). Как правило, эти зоны приурочены к контактам химической зональности, к центру кристаллов и очень редко к их внешнему окаймлению. Развитие зональности в плагиоклазе варьирует в широких пределах: иногда зональные кристаллы редки, чаще, напротив, составляют подавляющее большинство вкрапленников плагиоклаза.

Подчиненное значение имеют темноцветные минералы. Однако именно их взаимное соотношение является наиболее характерным признаком, позволяющим подразделять породы среднего состава. Если в роговообманковых андезитах роговая обманка доминирует над пироксенами (прежде всего во вкрапленниках), то в роговообманково-пироксеновых андезитах их содержание сопоставимо, а в двупироксеновых андезитах преобладают пироксены, тогда как роговая обманка представлена лишь единичными, нередко полностью переработанными в ходе опацизации и гранулярной диссоциации, кристаллами.

Роговая обманка наиболее характерна для андезитовых экструзий, где ее кристаллы достигают 3 мм, а содержание во вкрапленниках – 14% (купол Экспедиции по [111]). В очень небольших количествах отмечается в дацитах. Кристаллы роговой обманки обычно имеют вытянутые формы и обнаруживают хорошо развитые грани (110) и слабее (010). Длина призм обычно в 3–6 раз превышает ширину. В лавах Безымянного выделяются два типа роговых обманок: обыкновенная (зеленая, зеленовато-бурая) и окисленная (красно-бурая).

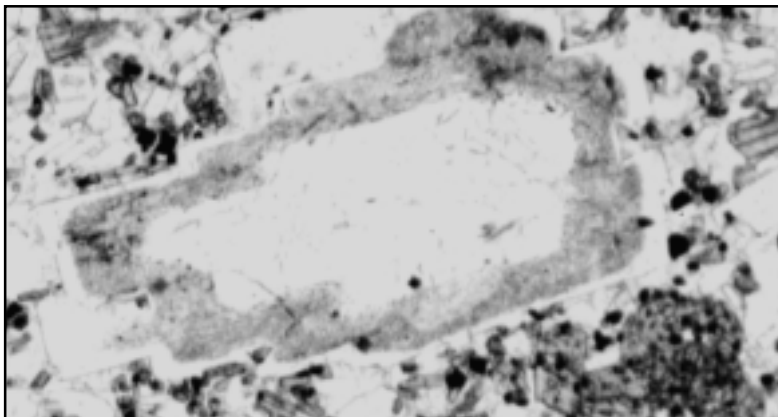


Рис. 55. Один из видов зональности вкрапленников плагиоклаза, выраженный в наличии зон с большим количеством включений стекла (х 40)

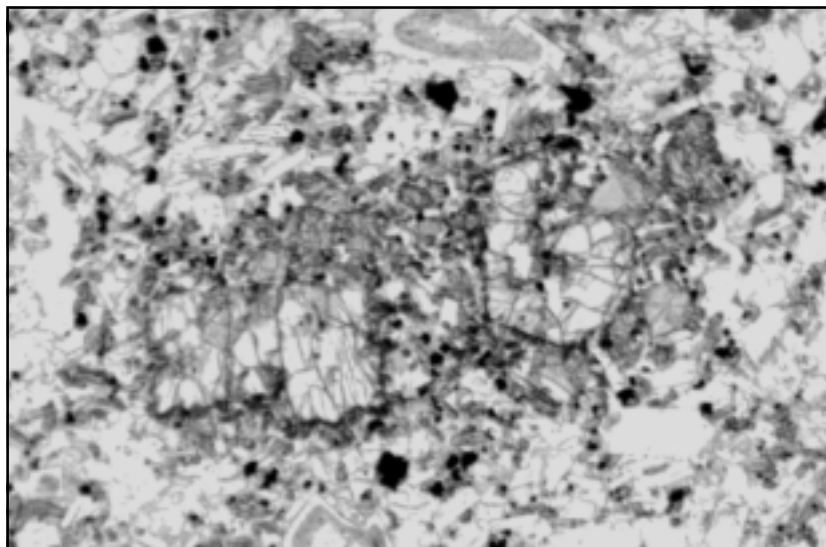


Рис. 56. Гломеропорфировое выделение клинопироксена в породе с преимущественным развитием гиперстена в основной массе (х 40).

Содержание ромбического пироксена во вкрапленниках и микролитах варьирует от 7 % в стекловатых разностях пород до 18 % в наиболее раскристаллизованных. Кристаллы чаще вытянутой формы по (001) с хорошим развитием пи-

накоида (010), менее развиты грани призмы (110). Величина кристаллов в отдельных случаях достигает 1,5 мм. По оптическим свойствам минерал относится к гиперстену. Некоторые вкрапленники имеют зональное строение.

Моноклинный пироксен обычен в виде отдельных изометричных кристаллов и гломеропорфировых сростков. Его содержание в породах варьирует от 3 до 15 %. Размеры отдельных зерен изредка достигают 1,5 мм, но обычно более мелкие – 0,2–0,3 мм. Кристаллы пироксена слегка зеленоватые, имеют различного совершенства огранку, иногда зональны. Фенокристаллы короткопризматической формы с хорошо развитыми гранями (110) и наряду с (100) и (010) характеризуются обычной спайностью. По оптическим свойствам моноклинный пироксен относится к авгиту и диопсид-авгиту.

В большинстве пород, особенно среди роговообманковых и роговообманково-пироксеновых андезитов, ромбический пироксен доминирует над моноклинным. Иногда встречаются чисто гиперстеневые разности пород. Среди двупироксеновых андезитов и андезитобазальтов нередко орто- и клинопироксены присутствуют в сопоставимых количествах или даже несколько преобладает клинопироксен. Не остаются постоянными и соотношения между размерами пироксенов. В некоторых случаях выделения ромбического пироксена гораздо крупнее по сравнению с моноклинным, иногда, напротив, моноклинный пироксен встречается лишь в виде крупных одиночных кристаллов и гломеропорфировых сростков, тогда как все субфенокристаллы и микролиты пироксена представлены гиперстеном.

Содержание рудного минерала в породах доисторических извержений Безымянного колеблется от 0,5 до 2 %. Обычно он рассредоточен в основной массе в виде мелких, (30–50 мкм) правильных кристаллов, или же в виде более крупных неправильной формы выделений, пространственно ассоциирует с вкрапленниками пироксенов. В продуктах извержений Безымянного наряду с магнетитом установлены титаномagnetит, титаномagnetит и ильменит [25].

Ксенолиты вулкана представлены рядом пироксенит – габбро – амфиболит, причем подавляющее число ксенолитов это амфиболит – сланцевый амфиболит (роговообманковый сланец) [96].

В породах наблюдаются следующие реакционные взаимоотношения [61, 111]:

- коррозионные границы и следы оплавления отдельных крупных зон плагиоклазов первой генерации, обильные включения стекла внутри или по границам зон;
- коррозия редких зерен оливина и обрастание их каймой гиперстена;
- реакционное замещение зерен орто- и клинопироксена роговой обманкой;
- два типа реакции разрушения роговой обманки: опацизация с образованием каймы, переполненной мелкими выделениями магнетита, и гранулярная диссоциация на агрегаты зерен плагиоклаза, пироксена и магнетита.

В ходе исторических извержений минеральный состав пород не оставался постоянным. В пеплах, предшествовавших катастрофическому извержению вулкана 30 марта 1956 г., среди темноцветных минералов доминировал ромбический пироксен в виде неправильных зерен и обломочков кристаллов. Роговая обманка отмечалась лишь в очень небольших количествах в виде обломков кристаллов изометрической или вытянутой формы. В пеплах извержения 30 марта 1956 г. роговая обманка и ромбический пироксен встречались примерно в одинаковых количествах, а в андезитах пирокластического потока этого извержения роговая обманка была уже основным темноцветным минералом. Содержание роговой обманки достигло максимума в породах 1957 г. [75] и представлена она была не зеленой, а бурой разновидностью. Призмочки гиперстена в этих образцах имели покрасневшие края и наблюдалось реакционное замещение пироксена роговой обманкой, а часть микролитов гиперстена была замещена магнетитом [62, 75].

В ходе последующих извержений роговообманковые андезиты сменились роговообманково-пироксеновыми, а затем – двупироксеновыми. Вкрапленники роговой обманки практически исчезли уже в лавах извержения 1961 г., подвергшись интенсивной гранулярной диссоциации с образованием агрегатов *Pl*, *Px* и *Mt*. Роговую обманку в качестве главного темноцветного породообразующего минерала в это время сменил ромбический пироксен. Однако роговая обманка в виде единичных кристаллов, в значительной степени подвергнувшись реакционной переработке, продолжала встречаться в породах Безымянного все последующие годы.

Характерно, что в продуктах исторических извержений во многих случаях микролиты основной массы и субфенокристаллы пироксена представлены только гиперстеном, тогда как моноклинный пироксен встречается исключительно в фенокристаллах в сопоставимых с гиперстеном количествах – или представлен крупными одиночными кристаллами или гломеропорфировыми сростками, достигающими размеров 4 мм (рис. 56).

Наряду с изменениями минерального состава в ходе исторических извержений были зарегистрированы периодически повторяющиеся изменения структуры пород. В первые годы после извержения 30 марта 1956 г. произошло увеличение микролитов основной массы: переполненное плохо развитыми кристаллитами стекло андезитов 1956–1957 гг. сменилось чистым стеклом в андезитах 1961 г. и последующих лет. В первое десятилетие исторических извержений вулкана увеличилась степень кристалличности лав. Количество основной массы (микролитов и стекла) резко снизилось от 65 % в 1956 г. до 34–40 % в последующие годы. Наиболее характерная особенность лав этого периода – появление субфенокристаллов плагиоклаза и пироксена второй генерации. За 8–10 лет их количество, постоянно возрастая, достигло 40% общего объема породы. Именно за счет второго поколения вкрапленников росла кристалличность лав, количество фенокристаллов плагиоклаза и пироксена I генерации изменялось мало.

В 1965 г. произошло скачкообразное уменьшение кристалличности лав. Возможно, это было связано с первыми крупными разрушениями растущей экструзии и поступлением на поверхность более высокотемпературного, а следовательно, и менее раскристаллизованного ювенильного материала. Лавы второго этапа формирования экструзии (1965–1975 гг.) по характеру кристаллизации сходны с породами первого этапа формирования купола Нового. Для андезитов этого извержения характерно увеличение основной массы до 50 %. В основной массе отмечались четко ограненные кристаллы плагиоклаза и пироксена размером до 100 μ ; во вкрапленниках наблюдалось более низкое содержание плагиоклаза и ромбического пироксена II генерации, роговая обманка составляла 1–2 %. В последующие годы, как и в предыдущее десятилетие, степень кристалличности лав стала быстро возрастать. Одновременно субфенокристаллы II генерации достигли размеров вкрапленников I генерации. Характерно присутствие в пироксенах обеих генераций включений апатита; в зональных кристаллах эти включения концентрируются на границе зон. Основной массы мало (30–35 %), стекло чистое, много кристобалита, роговая обманка диссоциирует и исчезает.

С 1977 г. для извержений вулкана вновь стали свойственны крупные разрушения постройки купола Нового, в результате чего на поверхность опять стал поступать более высокотемпературный и менее раскристаллизованный ювенильный материал. В качестве примера пород следовавших извержений можно привести описание состава продуктов извержения 1985 г. [5]. Породы этого извержения имеют серийно-порфировую структуру. Вкрапленники представлены плагиоклазом (*Pl*), орто- и клинопироксе-

Таблица 2.

Количественно-минералогический состав андезитов извержения 1985 г.

Андезиты	Вкрапленники, %							Основная масса, %
	<i>Pl I</i>	<i>Pl II</i>	<i>Pl III</i>	<i>OPx</i>	<i>CPx</i>	<i>Mt</i>	<i>Amf</i>	
Ювенильные	21,00	13,30	16,10	10,50	4,90	3,50	0,70	30
	20,46	11,16	11,60	8,06	4,96	3,72	2,48	38
Резургентные	19,85	16,90	9,10	5,85	6,50	5,20	2,60	35
	17,55	14,30	13,65	5,20	5,85	4,55	3,25	32

Примечание. Ювенильные андезиты – свежий материал, поступивший на поверхность в извержении 1985 г. Резургентные андезиты – материал постройки купола Нового.

нами (*OPx*, *CPx*), магнетитом (*Mt*), редкими кристаллами роговой обманки (*Amf*) и единичными зернами оливина (*Ol*). Количественно-минералогический состав показан в табл. 2.

Плагноклаз. Выделяются три его генерации. Плагноклазы первой генерации (*Pl I*) имеют диаметры зерен 1,5 – 3,0 мм и состоят из достаточно однородного ядра (*An* 65–70 %) и нескольких зон. Первая от ядра – менее кальциевая зона (*An* 56–60 %) содержит включения стекла и пузырьков газа. Вторая характеризуется циклической зональностью, где содержание *An* изменяется от 40 до 72 %. Краевая кайма более кислая – *An* 25–32 %. Границы второй зоны неровные, резорбированные. Вкрапленники *Pl II* имеют диаметры 0,5–0,6 мм, причем ядра их по морфологии и составу соответствуют вторым зонам *Pl I*. Наконец, вкрапленники *Pl III* (субфенокристы) диаметром 0,1–0,2 мм близки по составу краевым оторочкам *Pl I* и *Pl II* (*An* 22–47 %).

Пироксен. Для орто- и клинопироксенов отмечаются две генерации. *Opх I* представлен вытянутыми призмами размером 0,7–1,5 мм. По оптическим свойствам минерал относится к гиперстену с составом *En* 52–76 %. Встречаются зональные зерна с более магнезиальным ядром, отмечается обрастание этого минерала моноклинным пироксеном и магнетитом. *Opх II* образует мелкие изометричные призмы и таблички размером 0,1–0,3 мм с содержанием *En* 68–75 %. *CPx I* встречается в виде четко ограненных призм и округленных зерен размером 0,7 – 1,2 мм. Вокруг отдельных зерен наблюдается тонкая оторочка магнетита. *CPx II* представлен изометричными кристаллами диаметром 0,1 – 0,3 мм. Отмечается обрастание им гиперстена, замещение роговой обманки. Кристаллы *CPx I* и *CPx II* зональны, по оптическим свойствам относятся к авгиту.

Магнетит. Образует ксеноморфные кристаллы размером 0,3 – 0,5 мм, приуроченные к вкрапленникам пироксенов, а также в виде идиоморфных выделений замещает ортопироксены, роговую обманку и т.п.

Роговая обманка. Обыкновенная роговая обманка изредка встречается почти во всех разновидностях пород в виде опацизированных в разной степени бурых кристаллов размером 0,8–2,5 мм. Часто полностью или частично замещена агрегатами плагноклаза, пироксенов, магнетита. Иногда отмечаются отдельные кристаллы базальтической роговой обманки более темной окраски.

Оливин. Встречается в виде единичных зерен округлой формы диаметром 0,4–0,5 мм. Вокруг зерен по неровной границе развивается ортопироксен.

Структура основной массы гиалопилитовая, местами интерсерральная. В чистое прозрачное стекло погружены многочисленные микролиты плагноклаза, пироксенов, магнетита. Как можно видеть из приведенного выше описания, количество генераций плагноклаза в породах этого извержения возросло до четырех (*Pl I*, *Pl II*, *Pl III* и микролиты) по сравнению с двумя генерациями в породах 1956–1957 гг. (*Pl I* и микролиты) и тремя – в породах 1965 г. (*Pl I*, *Pl II* и микролиты).

В процессе единичного извержения структура пород также не остается постоянной. В частности, зарегистрированы [74] факты снижения количества вкрапленников I генерации (фенокристаллов) на фоне возрастания количества стекла и вкрапленников II генерации (субфенокристаллов). Также отмечено [26] общее уменьшение раскристаллизованности основной массы в более поздних продуктах извержения. Не остается постоянным и минеральный состав: для более поздних продуктов в извержении 1965 г. [74] характерно появление в основной массе

микролитов апатита. Некоторые выделения апатита достигали 100–150 μ . В этом же извержении [73] составы *Pl* обеих генераций параллельно изменялись от более кальциевых в ранних продуктах извержения к менее кальциевым – в поздних.

В ходе проведенного Ю.М. Дубиком и О.Н. Волинцом [73] большого статистического исследования плагиоклазов установлено, что средние составы *Pl* I и *Pl* II генерации различаются существенно – на 17–19 % *An*, причем это значение разницы выдерживается для лав всех изученных извержений. Изменение средних составов *Pl* по генерациям носит следующий характер: высокое значение *An* в лавах ранних извержений (1956–1957 гг.) сменяется минимальным в лавах извержения 1961 г., а затем снова увеличивается в лавах более поздних извержений. При этом средние составы *Pl* каждой генерации в лавах извержения 1965 г. достигают таковых в лавах 1956–1957 гг. Фактически имеет место параллельное изменение составов обеих генераций вкрапленников.

При исследовании раскристаллизованности пород складывалось впечатление [28, 75], что в ходе кристаллизации имеющиеся в породе субфенокристаллы достигают размеров фенокристаллов и отождествляются с последними. Микролиты, вырастая, становятся субфенокристаллами, а увеличивающиеся в размерах кристаллиты становятся микролитами. Однако при всех этих плавных переходах сохранялись диагностируемые на качественном уровне разрывы в распределении минеральной фазы по размерам, что по сути соответствует неравномерностям в образовании центров кристаллизации с течением времени, т.е. чередующимся периодам повышенной и пониженной интенсивности формирования новых центров кристаллизации.

В связи с изложенным интересные результаты дает применение количественного анализа к изучению распределений площади сечений по размерам внутри одной и той же минеральной фазы. Считается, что возможности количественно-минералогического анализа в этом плане ограничены. В частности, один из основоположников количественно-минералогического анализа Ф. Чейз [279] по результатам изучения гранитов считал, что применение этого метода для изучения распределения кристаллов внутри каждой из минеральных фаз ограничено значительным развитием скелетных форм роста кристаллов в изучавшихся породах. Для лав Безымянного это возражение снимается, так как минеральные фазы имеют, как правило, четко выраженную кристаллическую форму.

Для обоснования еще одного возражения против применения количественного анализа в исследованиях серийно-порфировых и порфировых структур А. Ритман [193] приводит следующий пример. Пусть имеется ящик, заполненный шарами одинакового размера. Если этот ящик рассечь плоскостью произвольной ориентировки, то в полученном сечении можно встретить круги любой площади от нуля до максимально возможного сечения шаров. Нам представляется, что это возражение не является серьезным препятствием для построения количественных распределений встречаемости сечений различного размера внутри одной и той же минеральной фазы. Нетрудно показать, что в действительности для примера А. Ритмана появление в плоскости сечения кругов произвольного размера далеко не равновероятно. В частности, математическое ожидание этого распределения сечений по площади будет равно $2/3$ от максимального значения площади. Однако наиболее отчетливо эта генерация шаров диагностируется при использовании логарифмического масштаба. Расчеты показывают, что суммарная площадь сечений размером от $S_{\max}$ до $S_{\max}/2$ составит 88,4 % от общей площади всех сечений, от $S_{\max}/2$ до $S_{\max}/4$ – 9,0 %, от $S_{\max}/4$ до $S_{\max}/8$ – 2,0 %, от $S_{\max}/8$ до $S_{\max}/16$ – 0,5 % и так далее с быстрым падением практически до 0.

Более того, мы можем даже усложнить пример А. Ритмана, смоделировав стабильность условий кристаллизации, т.е. постоянство скоростей образования центров кристаллизации и последующего роста кристаллов. В этом случае ящик с равной плотностью вероятности заполнится шарами произвольного размера от $S_{\max}$ до 0. Расчеты показывают, что и в этом случае в логарифмическом масштабе возникает хотя и более пологое, но монотонно убывающее распределение. Суммарная площадь сечений с размером от $S_{\max}$ до $S_{\max}/2$ составит 46,7 % от их общей площади, от $S_{\max}/2$ до $S_{\max}/4$ – 31,0 %, от $S_{\max}/4$ до $S_{\max}/8$ – 13,0 %, от $S_{\max}/8$ до $S_{\max}/16$ – 5,4 % и т.д. Таким образом, для снятия возражения А. Ритмана при построении количественных распределений рассматриваемой минеральной фазы достаточно использовать логарифмический масштаб по размерным интервалам площади сечений.

В конечном счете, нам представляется возможным утверждать, что генерации выпуклых многогранников, которыми в подавляющем большинстве и являются реальные кристаллы в породах Безымянного, способны давать лишь монотонно убывающие (с уменьшением размера) распределения суммарной площади сечений рассматриваемой минеральной фазы по размеру. Наличие в реальных распределениях чередующихся точек перегиба и тем более нескольких максимумов может свидетельствовать лишь о неравномерностях в самом кристаллизационном процессе, т.е. об изменениях в скорости роста кристаллов и (или) в скорости образования центров кристаллизации. Тем самым появляется возможность, с одной стороны, перевода описаний порфировых и серийно-порфировых структур с субъективного качественного на объективный количественный уровень, а с другой – получения новой информации, позволяющей пролить дополнительный свет на проблемы генезиса вулканических пород.

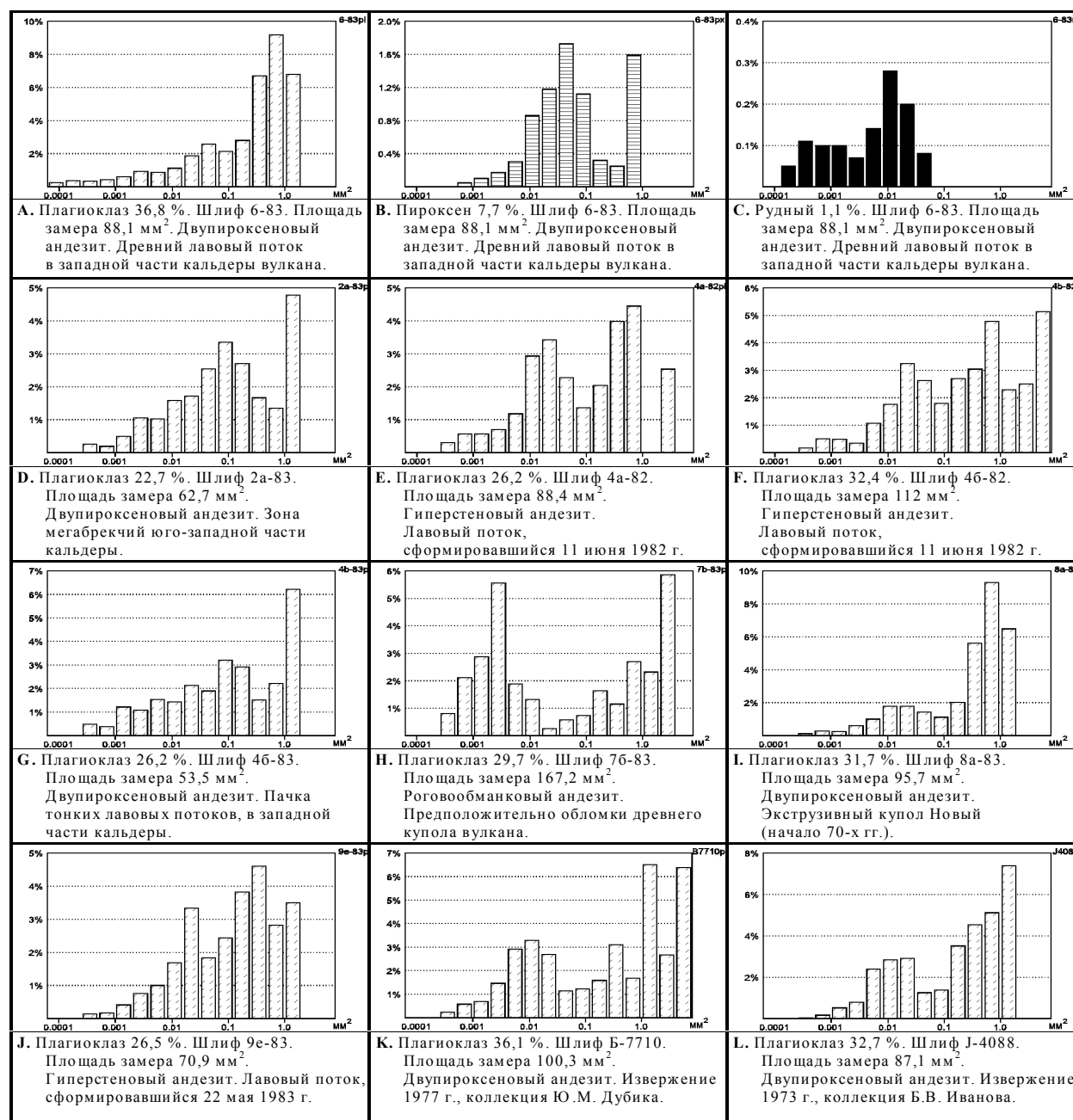


Рис. 57. Серийно-порфировые структуры пород Безымянного. По оси абсцисс в логарифмическом масштабе отложена площадь сечений (мм²), по оси ординат – их содержание в шлифе.

Результаты применения количественно-минералогического анализа к изучению распределения площади сечений по размерам внутри одной и той же минеральной фазы приведены на рис. 57. Как можно видеть, в логарифмическом масштабе в распределениях четко прослеживаются от двух до четырех крупных максимумов. Причем факт наличия нескольких максимумов устанавливается одновременно для всех присутствующих породообразующих минералов (см. рис. 57, А–С). Во многих случаях в распределениях прослеживаются неоднородности второго порядка в виде чередующихся точек перегиба и менее выраженных и более близко расположенных максимумов. Различия между порфиоровыми (см. рис. 57, Н) и серийно-порфиоровыми (см. рис. 57, А–Г, I–L) структурами с точки зрения количественно-минералогического анализа оказываются весьма условными. По сути, для пород Безымянного они сводятся лишь к увеличению дистанции между крупными максимумами в распределениях площадей сечений по размеру внутри одной и той же минеральной фазы.

При изучении минерального состава исторических извержений неоднократно [73–75, 111] подчеркивалась его связь с состоянием летучих компонентов и, как следствие – с режимом самих извержений. В частности, предполагается [102], что последовательное излияние роговообманковых, роговообманково-пироксеновых и двупироксеновых андезитов в течение одного извержения отражает возрастание температуры и снижение концентрации воды в магме с глубиной в ходе ее кристаллизации до извержения. При этом отмечается определенное подобие процессов кристаллизации расплавов в ходе одного извержения и всего эруптивного цикла [73]. Однако связь состояния летучих с минеральным составом рассматривается, как правило, через влияние общего их содержания на процессы кристаллизации.

По нашему мнению, эти представления необходимо дополнить за счет учета высокой изменчивости внутриматрического давления. Сам факт извержений свидетельствует, что это давление далеко не всегда соответствует литостатическому. В ходе сильных извержений происходит резкий сброс давления, тогда как в разделяющие извержения периоды покоя – его постепенное нарастание. Именно эта изменчивость внутриматрического давления благодаря наличию потенциального барьера на образование центров кристаллизации, скорее всего, является причиной формирования серийно-порфиоровых структур (более подробно этот вопрос рассматривается в следующей главе).

1.3.3. Химический состав

Химический состав пород Безымянного с разной степенью детальности рассматривался в работах [22, 26–28, 39, 49, 50, 61, 74, 77, 204]. Наиболее детально проблему эволюции вещественного состава пород в ходе исторических извержений Безымянного изучали А.Н. Сирина [204], Г.С. Горшков и Г.Е. Богоявленская [61]. Они пришли к выводу, что в петрохимическом плане продукты извержения 1956 г. и последующих извержений (до 1963–1964 гг.) практически идентичны. В 1974 г. В.А. Ермаков [75], оперируя данными 12 из 26 известных к этому времени химических анализов делает заключение о том, что в ходе исторических извержений Безымянного более поздние извержения являются более основными с одновременным повышением содержания магния. В 1976 г. по 6 (из 28) анализам был вновь сделан вывод [27] о том, что химический состав остается достаточно постоянным в течение всех лет извержения. Этот же вывод на базе 8 (из 37) химических анализов высказано в 1981 г. в статье [28], посвященной 25-летию исторических извержений вулкана.

После завершения этих работ появилась новая информация по петрохимии Безымянного. В частности, О.А. Гириной [49, 50] приведены данные большого количества химических анализов для извержений вулкана в 80-е годы, а О.А. Брайцева с соавторами [39] опубликовали ценную информацию и обобщения по эволюции химизма продуктов древних извержений. Все это позволяет дать корректную количественную оценку существующим тенденциям в эволюции вещественного состава извержений Безымянного, тем более, что эволюция химического состава в ходе исторических извержений с течением времени просматривается все отчетливее.

Табл. 3 содержит опубликованные к настоящему времени химические анализы пород Безымянного. Для удобства обработки они сгруппированы по фациальному составу. К группе монокристаллических фаций (лавы – Л) мы относим анализы пород лавовых потоков и экструзивных куполов. К группе тефры (Т) вместе с анализами тефры и пеплов исторических извержений причис-

Таблица 3.

Химический состав вулканитов Безымянного в пересчете на сухое вещество

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Дата	Фация	Образец
1	52,67	0,63	20,58	3,76	5,95	0,13	3,77	8,43	2,99	0,85	0,23		Л	1537 [39]
2	54,28	1,00	19,53	2,14	5,33	0,12	4,54	8,08	3,46	1,27	0,24		Т	81021/2 [39]
3	54,35	0,96	17,43	4,50	4,02	0,16	4,59	9,25	3,58	1,16			Т	Б-30/6 [39]
4	54,37	0,60	18,73	2,18	6,04	0,17	5,17	8,23	3,05	1,20	0,26		Л	БІ-8-84Б [39]
5	54,40	0,77	17,46	2,69	5,69	0,15	5,60	8,84	3,01	1,20	0,18		Л	Б-1556 [39]
6	54,51	0,72	17,39	2,00	5,06	0,15	7,68	8,01	3,01	1,25	0,23		П	А-1486 [39]
7	54,67	0,57	17,71	2,57	5,60	0,19	5,85	8,37	2,99	1,25	0,23		П	А-1487 [39]
8	55,00	0,94	17,22	1,97	6,00	0,17	5,47	8,89	2,97	1,15	0,22		Л	БІ-1476 [39]
9	55,30	0,49	19,38	4,30	3,91	0,17	3,18	8,00	3,69	1,30	0,27		Л	1472 [39]
10	55,32	0,98	17,45	2,10	5,87	0,08	5,17	8,33	3,07	1,25	0,36		Л	БІ-1447 [39]
11	55,50	0,55	17,66	2,22	5,49	0,11	5,51	8,51	3,02	1,25	0,18		П	А-1564 [39]
12	55,59	0,87	19,21	6,58	2,85	0,21	3,09	7,48	3,27	0,84			Г	19 [205]
13	55,67	0,44	19,55	2,94	4,25	0,13	3,34	7,93	3,85	1,66	0,26		Л	00584Б [39]
14	55,77	0,79	17,24	2,30	5,91	0,21	4,99	8,26	3,01	1,26	0,26		Л	БІ-1478 [39]
15	56,03	0,83	17,21	2,43	4,84	0,10	4,88	8,80	3,15	1,63	0,21		Л	БІ-81017 [39]
16	56,05	0,81	15,71	3,72	5,03	0,17	5,65	8,53	3,03	1,14	0,16		Т	БІ-30/13 [39]
17	56,09	0,86	19,26	5,75	2,20	0,16	3,54	7,50	3,61	1,02			Л	11 [61]
18	56,20	0,86	17,33	2,84	5,08	0,19	4,87	8,16	3,02	1,21	0,34		П	А-1484 [39]
19	56,35	1,22	18,99	3,24	4,33	0,15	3,79	6,98	3,96	1,01			Л	1 [61]
20	56,36	0,53	20,66	3,09	2,48	0,13	4,02	7,36	4,44	0,85	0,08		Т	Б-27/2 [39]
21	56,57	0,71	17,93	4,50	2,79	0,15	4,83	8,05	3,21	1,36			Л	9М1 [39]
22	56,59	1,13	17,41	2,40	5,04	0,18	4,33	7,41	3,72	1,79			Л	13 [61]
23	56,73	0,52	18,35	3,15	4,06	0,09	4,84	7,77	3,03	1,26	0,19		Л	БІ-1592 [39]
24	56,73	0,74	16,86	5,76	3,89	0,14	3,14	8,71	2,69	1,34			Л	12 [61]
25	56,87	0,92	19,58	3,68	3,15	0,16	3,26	7,20	3,88	1,30			Л	2 [61]
26	57,15	0,90	15,85	3,44	5,04	0,20	4,60	8,29	3,25	1,28			Т	Б-31/12 [61]
27	57,29	0,55	18,04	2,38	4,83	0,10	4,09	8,15	3,11	1,26	0,19		Л	БІ-1589 [39]
28	57,41	0,52	17,85	4,90	2,51	0,09	4,45	8,04	2,90	1,14	0,18		П	А-1563 [39]
29	57,75	0,69	17,04	3,85	3,90	0,13	3,80	7,62	3,78	1,43			Т	БІ-13/5 [39]
30	57,92	0,54	19,73	3,52	3,66	0,11	2,25	7,11	3,66	1,20	0,29		Л	1561 [39]
31	57,99	0,62	17,48	1,90	4,59	0,15	5,36	6,84	3,33	1,50	0,23		Л	БІ-1422 [39]
32	58,15	0,49	18,30	2,51	4,21	0,07	4,07	7,44	3,22	1,34	0,18		Л	1516 [39]
33	58,19	0,63	17,65	2,34	3,96	0,15	4,89	6,78	3,50	1,63	0,29		Л	БІ-1455 [39]
34	58,42	0,77	18,04	3,79	3,28	0,16	4,03	6,81	3,41	1,29			П	5 [39]
35	58,45	0,41	17,65	2,90	3,81	0,12	4,64	6,84	3,37	1,55	0,26		П	БІ-36М [39]
36	58,68	1,02	18,03	2,33	3,92	0,10	4,03	6,89	3,57	1,41			П,Л	14 [61]; БІ-134 [39]
37	58,69	0,77	17,39	2,55	4,58	0,13	4,09	6,91	3,28	1,39	0,21		Л	1452 [39]
38	58,74	0,74	17,74	4,39	2,47	0,14	3,96	7,60	2,95	1,26			П	4 [61]
39	58,79	0,69	17,91	3,31	2,85	0,23	3,96	7,03	3,89	1,32			П	3 [61]
40	59,14	0,72	17,19	2,00	4,36	0,15	4,42	6,87	3,40	1,54	0,22		Л	БІ-1459 [39]
41	59,31	0,76	17,22	2,53	3,56	0,17	3,88	7,13	3,52	1,59	0,32		Л	БІ-1419 [39]
42	59,35	0,52	19,41	3,30	1,37	0,08	2,60	7,63	4,14	1,60			Л	9 [39]
43	59,47	0,57	18,49	1,99	4,03	0,11	2,15	8,12	3,51	1,34	0,21		Л	Б-1518 [39]
44	59,83	0,61	17,23	3,24	3,53	0,17	2,63	7,44	3,81	1,45	0,06		Т	БІ-16/7 [39]
45	59,97	0,51	17,96	2,11	4,08	0,18	3,26	6,65	3,64	1,46	0,18		Л	Б-1469 [39]
46	60,07	0,96	18,11	2,16	3,74	0,14	3,77	6,19	3,70	1,16			Л	15 [61]
47	60,09	0,63	18,41	2,96	3,61	0,19	1,53	6,84	3,95	1,40	0,37		Л	1456 [39]
48	60,10	0,57	16,83	3,86	3,63	0,12	2,35	7,49	3,77	1,29			Л	6 [61]
49	60,13	0,56	15,60	5,97	3,64	0,10	1,96	6,96	3,68	1,39			Л	17 [61]
50	60,24	0,65	18,98	2,70	2,39	0,08	2,76	6,67	3,80	1,73			Т	81031 [39]
51	60,33	0,70	17,20	3,18	2,94	0,13	3,88	6,48	3,51	1,65			П	БІ-46М/4 [39]
52	60,33	0,70	18,47	2,24	3,32	0,12	2,85	6,91	3,59	1,47			П	9М2 [39]
53	60,33	0,64	17,17	4,44	1,64	0,15	4,04	6,22	3,68	1,68			Л	18 [61]
54	60,51	0,50	17,71	2,25	3,52	0,08	2,99	6,84	3,59	1,84	0,17		Л	1599 [39]
55	60,55	0,57	18,67	4,16	1,89	0,14	3,44	6,10	3,09	1,21	0,18		Т	БІ-13/7 [39]
56	60,60	0,96	17,34	3,17	2,95	0,13	2,80	6,24	4,63	1,19			Л	20 [39]; Б-120 [39]
57	60,64	0,70	18,33	3,48	2,85	0,21	2,12	6,05	4,00	1,62			Л	19 [61]
58	61,20	0,58	17,07	4,04	3,31	0,17	2,51	5,62	3,61	1,70	0,19		П	БІ-1500 [39]
59	61,37	0,61	16,83	3,34	2,78	0,14	3,71	5,93	3,50	1,61	0,18		Т	БІ-14/11 [39]
60	61,52	0,79	18,07	2,76	3,79	0,14	1,76	5,22	4,27	1,68			Л	21 [61]
61	61,66	0,67	17,36	3,49	2,54	0,10	2,51	6,01	3,61	1,85	0,19		Т	БІ-13/2 [39]
62	61,93	0,56	17,65	2,64	2,81	0,13	2,47	6,25	3,67	1,70	0,20		Л	БІ-1464 [39]
63	62,44	0,27	17,66	2,27	3,07	0,10	2,40	6,11	3,43	2,06	0,17		П	А-9М [39]
64	62,52	0,40	19,70	1,81	2,52	0,11	0,92	5,86	4,40	1,50	0,25		Л	1524 [39]
65	62,66	0,74	17,76	2,73	2,12	0,09	1,98	6,12	4,01	1,79			Т	79003/3 [39]
66	63,04	0,78	21,03	1,06	0,61	0,10	2,28	5,72	4,18	1,22			Л	16 [61]
67	63,90	0,96	18,15	2,44	2,20	0,14	1,31	5,13	4,23	1,54			Л	7 [61]
68	63,97	0,40	18,52	2,13	3,04	0,11	0,73	6,36	3,49	1,24			Л	8 [61]; 126 [39]

Часть 1. НАБЛЮДЕНИЯ

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Дата	Фация	Образец
69	65,95	0,30	18,34	1,71	1,54	0,15	1,21	4,55	4,25	1,99			Л	9 [61]; 128 [39]
70	66,18	0,37	17,81	2,84	1,05	0,10	1,15	4,58	4,00	1,93			Л	10 [61]
71	58,26	0,96	19,89	2,86	2,81	0,10	3,32	7,02	3,50	1,29		25-X-1955	Т – 42,5	29 [61]; 1 [205]
72	59,94	0,73	18,23	3,17	2,90	0,13	3,97	7,04	3,25	0,63		25-X-1955	Т – 16	30 [61]; 2 [205]
73	59,05	0,83	18,36	2,99	3,31	0,18	3,86	6,93	3,83	0,65		23-III-1956	Т – 12	31 [61]; 3 [205]
74	59,23	0,66	18,46	4,27	1,73	0,19	3,91	6,55	3,53	1,46		30-III-1956	П	22 [61]; 5 [205]
75	59,75	0,63	17,61	3,48	3,34	0,16	2,81	7,19	3,73	1,29		30-III-1956	П	8 [205]
76	59,76	0,89	17,38	3,79	3,15	0,12	2,82	7,16	3,67	1,27		30-III-1956	Т	32 [61]; 4 [205]; Б-56т [39]
77	60,05	0,88	17,60	3,18	3,23	0,14	2,82	6,98	3,81	1,32		30-III-1956	П	1 [27]; Б-56-1 [39]; 23 [61]; 6 [205]
78	61,53	0,72	16,70	2,72	3,83	0,14	3,60	6,24	2,90	1,61		30-III-1956	П	24 [61]; 7 [205]
79	60,13	0,57	17,27	3,72	3,37	0,13	2,82	6,91	3,75	1,33		VIII-1956	Л	25 [61]
80	60,34	0,85	17,30	3,55	3,34	0,14	2,82	6,94	3,48	1,24		VIII-1956	Л	782А [22]; 9 [205]
81	59,78	1,30	18,08	2,98	3,56	0,18	2,98	6,90	3,10	1,14		III-1958	Л	10 [205]
82	60,07	1,14	17,76	4,35	2,75	0,18	2,79	6,79	2,83	1,33		III-1958	Л	11 [205]
83	61,22	0,85	20,32	1,22	2,73	0,26	1,85	6,50	3,68	1,36		XII-1958	Т – 42,5	33 [61]; 12 [205]
84	59,92	0,54	19,00	4,32	2,58	0,27	2,35	6,42	3,79	0,81		III-1961	Т – 42,5	14 [205]
85	62,29	0,67	17,67	3,98	2,26	0,26	2,62	5,47	3,86	0,91		III-1961	Т – 42,5	13 [205]
86	62,73	0,69	16,47	4,40	1,49	0,21	2,70	6,75	3,70	0,85		XII-1961	Т	15 [205]
87	58,91	0,61	18,08	4,17	2,60	0,21	3,03	7,00	4,37	1,01		V-1962	Т – 16	16 [205]
88	58,68	0,57	18,36	4,04	2,80	0,19	3,08	7,00	4,24	1,05		V-1962	П	27 [61]; 17 [205]
89	58,97	0,68	17,99	3,71	3,50	0,21	3,11	7,49	3,46	0,89		VI-1962	Л	26 [61]; 18 [205]
90	58,35	0,71	16,98	4,51	3,22	0,17	4,07	7,16	3,62	1,21		VII-1963	П	1266 [74]
91	58,83	0,76	16,61	5,02	3,34	0,17	3,41	6,81	3,79	1,27		VII-1963	П	20 [205]; 126а [74]; 2 [27]; Б-65 [39]
92	59,33	0,74	17,60	3,05	3,35	0,13	3,73	6,89	3,85	1,33		IX-1963	Л	28 [61]; 21 [205]
93	58,23	0,60	17,74	2,98	4,57	0,00	3,41	7,74	3,63	1,11		III-1965	П	583 [74]
94	58,86	0,72	17,79	2,53	4,28	0,16	3,37	7,10	3,64	1,34	0,22	VII-1966	Л	3 [27]
95	59,12	0,71	17,43	4,03	3,18	0,14	3,02	7,20	3,67	1,33	0,19	VII-1969	Л	4 [27]
96	59,23	0,66	16,35	2,77	4,68	0,14	3,46	7,65	3,55	1,25	0,27	VIII-1970	П	2129 [77]
97	57,57	0,76	18,07	4,21	3,30	0,08	3,25	8,10	3,41	1,26		VII-1973	Л	5 [27]
98	57,88	0,71	16,21	3,57	4,51	0,14	3,50	8,31	3,62	1,37	0,18	VII-1974	Л	6 [27]
99	56,95	0,72	17,24	3,75	4,01	0,17	3,75	7,80	3,93	1,44	0,25	III-1977	Т – 6	2ПБ [26]
100	57,09	0,76	17,32	4,07	3,73	0,15	3,80	7,65	3,81	1,40	0,21	III-1977	П	6НПП [26]
101	57,16	0,75	17,91	3,32	4,29	0,18	4,00	7,40	3,40	1,39	0,21	III-1977	Т	А107В1 [26]
102	57,96	0,84	16,95	2,89	4,95	0,19	4,20	6,67	3,53	1,60	0,23	III-1977	П	А115В1 [26]
103	57,98	0,84	16,96	4,95	2,86	0,17	4,17	6,98	3,45	1,43	0,22	III-1977	Л	А124В1 [26]; Б-77 [39]
104	58,30	0,78	16,94	2,66	4,87	0,17	4,04	6,98	3,64	1,41	0,21	III-1977	Л	А117В1 [26]
105	58,98	0,98	15,23	5,29	3,51	0,19	4,52	6,06	3,39	1,62	0,24	III-1977	Л	А121В1 [26]
106	59,53	0,92	15,30	3,15	5,07	0,19	4,42	6,06	3,48	1,65	0,23	III-1977	П	А105В1 [26]
107	56,47	0,83	18,07	5,90	1,82	0,18	4,42	7,31	3,48	1,30	0,23	V-1979	Л	Б-79 [39]
108	57,05	0,74	18,11	3,78	4,30	0,11	3,95	7,19	3,51	1,24		VI-1982	П	МА3-82
109	57,48	0,74	18,01	3,98	4,14	0,14	3,78	7,20	3,29	1,24		VI-1982	П	МА1-82
110	57,85	0,85	16,63	4,31	4,24	0,12	4,50	6,92	3,33	1,25		VI-1982	П	МА2-82
111	57,92	0,73	17,83	3,50	4,47	0,13	3,63	7,00	3,53	1,25		VI-1982	П	МА4-82
112	56,47	0,72	18,54	2,55	4,44	0,17	4,97	7,67	3,16	1,25	0,06	X-1984	П	Б10 [49]
113	56,81	0,63	18,85	3,26	3,75	0,15	4,32	7,67	3,23	1,25	0,08	X-1984	П	Б12 [49]
114	56,88	0,65	19,17	3,27	3,39	0,19	4,27	7,70	3,16	1,19	0,12	X-1984	П	Б4 [49]
115	56,90	0,62	18,70	2,37	4,44	0,15	4,59	7,45	3,23	1,30	0,25	X-1984	П	Б97 [49]
116	57,29	0,77	18,53	3,94	3,85	0,19	4,35	6,59	3,15	1,29	0,07	X-1984	П	Б22 [49]
117	57,44	0,75	18,24	3,37	3,95	0,17	4,05	7,17	3,24	1,38	0,23	X-1984	П	Б99 [49]
118	57,48	0,66	18,54	3,00	3,85	0,19	4,10	7,82	3,05	1,20	0,10	X-1984	П	Б21 [49]
119	58,31	0,79	18,56	4,13	3,03	0,12	4,29	6,32	2,92	1,26	0,26	X-1984	П	7С [49]
120	58,72	0,76	18,22	3,96	3,11	0,13	4,27	6,15	3,12	1,33	0,24	X-1984	П	2С [49]
121	60,07	0,65	17,35	4,03	2,60	0,08	2,88	7,03	3,63	1,53	0,16	X-1984	Т	Б5 [49]
122	60,62	0,57	17,77	3,45	2,61	0,13	2,51	6,83	3,46	1,58	0,47	X-1984	Т	Б24 [49]
123	61,05	0,58	16,93	3,33	2,90	0,15	3,28	6,11	3,70	1,78	0,20	X-1984	Т	Б19 [49]
124	62,23	0,48	18,03	2,97	2,24	0,12	2,24	6,16	3,46	1,73	0,33	X-1984	Т	Б20 [49]
125	55,59	0,83	18,74	4,69	3,34	0,09	4,07	8,11	3,13	1,16	0,25	VII-1985	П	Б/н [50]
126	57,15	0,83	18,64	2,34	4,46	0,17	4,00	7,43	3,41	1,35	0,20	VI-1986	П	Б-86 [39]
127	56,11	0,31	19,36	5,62	2,32	0,11	3,85	7,31	3,54	1,30	0,18	VIII-1989	П	Г12 [50]
128	57,28	0,74	19,16	2,64	4,56	0,11	3,71	7,34	3,10	1,21	0,16	VIII-1989	Л	Г32 [50]
129	57,39	0,28	17,53	6,32	2,02	0,16	3,61	7,62	3,60	1,30	0,18	VIII-1989	П	Г17 [50]
130	58,50	0,81	18,94	2,41	4,29	0,11	3,20	7,17	3,15	1,27	0,16	VIII-1989	Л	Г33 [50]
131	58,82	0,29	17,64	6,36	1,48	0,15	3,47	6,77	3,53	1,31	0,18	VIII-1989	П	Г15 [50]
132	58,83	0,30	16,90	2,78	4,88	0,15	4,15	6,98	3,53	1,31	0,18	VIII-1989	Л	Г30 [50]
133	58,96	0,30	17,54	2,79	4,84	0,18	3,82	6,69	3,52	1,30	0,17	VIII-1989	П	Г37 [50]
134	61,86	0,23	18,22	2,71	2,04	0,10	2,63	6,42	3,77	1,89	0,13	VIII-1989	Т – 3,5	Г23 [50]
135	62,01	0,23	17,81	4,97	0,44	0,15	2,11	6,55	3,87	1,68	0,17	VIII-1989	Т – 5	Г20 [50]
136	62,39	0,78	17,65	3,12	1,82	0,09	2,33	6,46	3,51	1,69	0,17	VIII-1989	Т	Г29 [50]

Таблица 4.

Результаты статистической обработки изменчивости главных химических компонентов пород Безымянного.

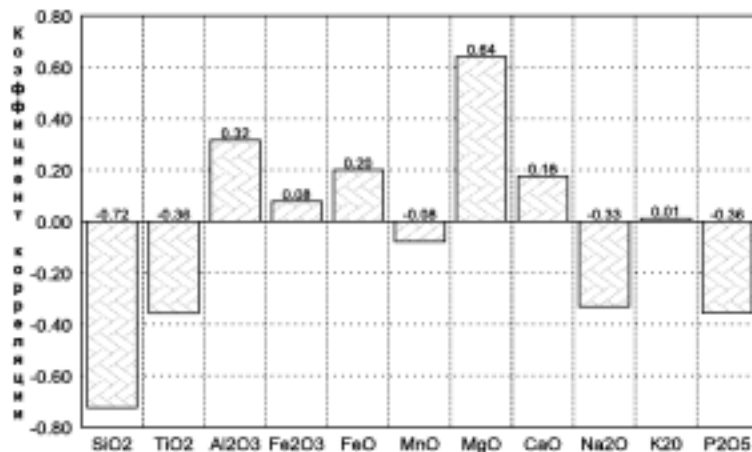
Показатель	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Исторические извержения											
Среднее содержание	58,281	0,717	17,730	3,728	3,661	0,151	3,760	7,123	3,433	1,301	0,190
Стандартное отклонение	1,224	0,192	0,922	1,015	0,871	0,037	0,551	0,515	0,278	0,135	0,056
Коэффициент вариации	0,021	0,267	0,052	0,272	0,238	0,242	0,146	0,072	0,081	0,104	0,296
<i>по отношению ко времени</i>											
Коэффициент корреляции	-0,724	-0,357	0,316	0,078	0,200	-0,079	0,642	0,176	-0,331	0,012	-0,356
Константа регрессии	64,065	1,164	15,832	3,211	2,527	0,170	1,455	6,530	4,035	1,290	0,444
Коэффициент регрессии	-0,077	-0,0059	0,0251	0,0068	0,0150	-0,0002	0,0305	0,0079	-0,0080	0,00013	-0,00309
Ошибка коэффициента регрессии	0,011	0,0023	0,0111	0,0129	0,0109	0,0005	0,0054	0,0065	0,0033	0,00172	
Ошибка регрессии	0,862	0,183	0,894	1,033	0,872	0,037	0,431	0,518	0,268	0,138	
Процент улучшения	41,94	4,81	3,16	0,00	0,00	0,00	27,62	0,00	3,74	0,00	
<i>по отношению к SiO₂</i>											
Коэффициент корреляции		0,183	-0,506	-0,179	-0,038	0,138	-0,592	-0,569	0,143	0,243	0,300
Константа регрессии		-0,954	39,955	12,391	5,224	-0,089	19,269	21,078	1,542	-0,259	-0,764
Коэффициент регрессии		0,029	-0,381	-0,149	-0,027	0,004	-0,266	-0,239	0,032	0,027	0,017
Ошибка коэффициента регрессии		0,023	0,096	0,120	0,105	0,004	0,053	0,051	0,033	0,016	
Ошибка регрессии		0,192	0,812	1,020	0,889	0,037	0,453	0,433	0,281	0,134	
Процент улучшения		0,00	13,52	0,00	0,00	0,00	21,44	19,03	0,00	0,92	
Древние извержения											
Среднее содержание	58,651	0,675	18,045	2,964	3,735	0,138	3,582	7,138	3,526	1,414	0,236
Стандартное отклонение	2,927	0,199	0,958	1,042	1,279	0,036	1,417	1,050	0,435	0,246	0,055
Коэффициент вариации	0,050	0,295	0,053	0,352	0,342	0,263	0,396	0,147	0,123	0,174	0,233
<i>по отношению к SiO₂</i>											
Коэффициент корреляции		-0,323	-0,024	-0,184	-0,759	-0,203	-0,788	-0,893	0,664	0,600	-0,144
Константа регрессии		1,963	18,500	6,814	23,186	0,286	25,954	25,930	-2,264	-1,546	0,414
Коэффициент регрессии		-0,022	-0,008	-0,066	-0,332	-0,003	-0,381	-0,320	0,099	0,050	-0,003
Ошибка коэффициента регрессии		0,009	0,044	0,047	0,038	0,002	0,040	0,022	0,015	0,009	
Ошибка регрессии		0,192	0,975	1,043	0,848	0,036	0,888	0,481	0,332	0,201	
Процент улучшения		3,80	0,00	0,00	50,86	0,32	59,52	118,27	31,32	22,76	
Сравнение древних и исторических извержений											
Сокращение диапазона (отн.)	2,391	1,039	1,039	1,027	1,469	0,993	2,574	2,038	1,564	1,828	0,974
Смещение средних составов (абс.),	-0,370	0,043	-0,315	0,764	-0,074	0,013	0,178	-0,015	-0,092	-0,113	-0,046
Смещение средних составов (отн.),	-0,64	5,94	-1,78	20,49	-2,02	8,31	4,83	-0,20	-2,69	-8,72	-24,15

лены выделяемые О.А. Гириной [49] пеплы пирокластических потоков. К группе пирокластики (П) отнесены анализы обломков и заполнителя пирокластических потоков, агломератовый туф (обломки, лава, дайки) [39] и пирокластический песок [49]. В отдельную группу (Г) выделен анализ гомеогенного включения в лаве купола Нового (№12).

В ходе исследования исторической эволюции вещественного состава следует учитывать элемент неоднозначности при отборе образцов из отложений пирокластики. Пирокластические потоки в той или иной степени всегда содержат примесь обломочного и пирокластического материала предыдущих извержений. Захват и переотложение пирокластического чехла более ранних извержений неоднократно регистрировался в ходе полевых исследований. Поэтому трудно согласиться с утверждениями о том, что химический состав заполнителя пирокластического потока отражает средний состав продуктов извержения [49, 50]. Нельзя также исключить возможность и вариаций химического состава в развитии единичного извержения, поскольку вещественный состав в ходе извержения не остается постоянным [74]. Кроме того, было установлено, что в конечных продуктах извержения 1965 г. [74] происходит смена ролей окисного и закисного железа. Если в более раннем материале обычно главную роль играет окисное железо, то в более позднем – закисное.

Все сказанное выше обуславливает использование статистических методов при изучении петрохимической изменчивости и эволюции пород Безымянного. При статистической обработке данных не учитывалась группа тефры, так как минеральный, а следовательно и химический состав пепловых отложений обладает высокой степенью изменчивости [74, 271], зависящей от условий транспортировки и отложения.

Рис. 58. Значения коэффициентов корреляции содержаний главных химических компонентов по отношению ко времени



Результаты применения корреляционного и регрессионного анализов к изменчивости главных химических компонентов приведены в табл. 4. Как можно видеть на рис. 58, по отношению ко времени для исторических извержений наиболее сильна обратная связь в изменчивости содержания SiO₂. По величине с ней сопоставима лишь прямая корреляция со временем содержания MgO. Слабая корреляция со временем имеется в изменениях содержаний Na₂O, Al₂O₃ и TiO₂. Остальные химические компоненты от времени практически не зависят. Тем самым подтверждается вывод В.А. Ермакова об общей тенденции к повышению основности продуктов исторических извержений вулкана при почти полной компенсации снижения содержаний SiO₂ ростом количества MgO.

Регрессионный анализ показывает, что историческая эволюция химического состава для Безымянного в первом приближении соответствует зависимости (рис. 59):

$$\{\text{SiO}_2\} = (-0,077 \pm 0,011) \times t + 64,065 \text{ мас. \%},$$

где размерность времени [t] = 1 год. То есть имеется достаточно хорошо выраженная тенденция к ежегодному снижению содержания SiO₂ на 0,077 мас. %. Практически столь же хорошо выражена лишь тенденция к ежегодному увеличению на 0,030 ± 0,005 мас. % в содержании MgO.

Наряду с общей тенденцией к повышению основности извергаемого в ходе исторических извержений материала имеются признаки повышения содержаний SiO₂ на самых ранних этапах исторического цикла активности. Несмотря на «эоловую» дифференциацию, которая для Безымянного делает химический состав, как правило, более кислым по сравнению с одновременными пирокластикой и лавами (см. рис. 59), пеплы, предшествовавшие извержению 30 марта 1956 г., содержат существенно меньше SiO₂ по сравнению с материалом этого извержения и первыми лавами купола Нового.

Поскольку в наибольшей степени коррелирует со временем содержания SiO₂, то наибольший интерес среди межкомпонентных корреляций представляют собой связи между изменчивостью в содержаниях SiO₂ с вариациями остальных компонентов. Эти корреляции для исторических и древних извержений несколько различаются. В общем случае химические компоненты древних извержений более сильно коррелируют с изменением содержания SiO₂, что, скорее всего,

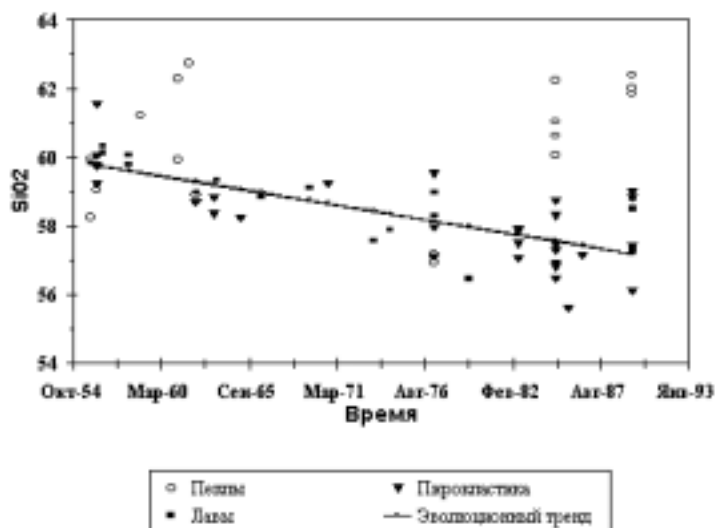


Рис. 59. Изменение содержания SiO₂ в ходе исторического цикла эволюции Безымянного

связано с более широким диапазоном изменчивости составов. Максимальная корреляционная зависимость – между содержаниями SiO_2 и CaO .

К наиболее существенным различиям в межкомпонентных корреляциях исторических и древних извержений относится различие в связи между SiO_2 и FeO : если для древних извержений эта связь является одной из наиболее сильно выраженных, то для исторических извержений она практически отсутствует. Возможно, этот факт обусловлен глобальной эволюцией вещественного состава Безымянного. Другими проявлениями этой эволюции от более древних извержений к историческим в ходе мегацикла развития вулкана следует рассматривать смещение средних составов продуктов извержений и сокращение диапазона вариаций химических компонентов исторических извержений по сравнению с древними.

Наиболее резким различием в составах древних и исторических вулканитов является значительное (на 0,76 мас. % в абсолютном выражении и на 20,5 % по отношению к среднему содержанию) повышение количества Fe_2O_3 в продуктах исторических извержений. Наряду с этим, средний состав исторических извержений отличается более низким содержанием SiO_2 , глинозема, щелочей (прежде всего K_2O) и более высоким – магния и титана. Следует отметить и относительное снижение почти на четверть среднего содержания фосфора. Что касается сокращения диапазонов изменчивости химических компонентов, то наиболее сильное сокращение (в 2,6 раза) имело место для содержаний MgO . В пределах от 2,5 до 1,5 раз сократились интервалы вариаций для SiO_2 , CaO , K_2O , Na_2O и FeO . При этом абсолютно не изменились диапазоны вариаций для TiO_2 , Al_2O_3 , MnO и, что особенно показательно, для Fe_2O_3 и P_2O_5 . Последнее обстоятельство подчеркивает объективность выявленного по данным окислам смещения средних составов пород исторических извержений по сравнению с древними.

1.3.4. Летучие

Состав

С начала исторических извержений Безымянного исследованиям состава его вулканических газов было посвящено большое количество работ [12–14, 30–33, 74, 106, 107, 123, 160–162, 173–178, 202]. Состав летучих компонентов на начальных этапах исторического цикла активности вулкана исследовала Л.А. Башарина. Ее работы продолжены в исследованиях О.Г. Борисова, Т.П. Кирсановой. Детальные исследования газового состава фумарол купола Нового, их конденсата и минералогии образующихся возгонов выполнены в 1966–1967 гг. Е.К. Серафимовой. Большой вклад в изучение фумарольной деятельности вулкана внесли И.А. Меняйлов, Л.П. Никитина, В.Н. Шапарь.

О составе эруптивных газов, выделяющихся непосредственно в ходе извержения, судить сложно. Непосредственное их опробование невозможно и некоторое представление о качественном составе и количественных соотношениях летучих компонентов в момент извержения можно получить лишь при исследовании водных вытяжек из пеплов и газового состава фумарол пирокластических потоков. Первые оценки состава эруптивных газов Безымянного выполнены Л.А. Башариной [12]. По изучению водных вытяжек из пеплов в составе газа пепловой тучи (извержение 30 марта 1956 г.) из кислых компонентов определены CO_2 , HCl и SO_2 . Максимальную концентрацию имел углекислый газ, а SO_2 преобладал над HCl .

Впоследствии установлено [178], что фумарольные газы из горячих отложений пирокластических потоков обеднены H_2O , CO_2 , HF , HCl и резко обогащены H_2 , SO_2 , H_2S , CO , CH_4 , Ar , т.е. имеет место преобладание относительно плохо растворимых в магме компонентов. При изучении водных вытяжек из пепла пирокластических потоков и сопровождающих их пепловых туч извержения вулкана в 1965 г. отмечен [74] факт противоположных соотношений серы и хлора в вытяжках из пеплов пирокластических потоков ($\text{S/Cl} = 4,1 - 4,8$) и сопровождающих их пепловых туч ($\text{S/Cl} = 0,15 - 0,73$). Согласно [174], это следствие гравитационной дифференциации газов в пепловой туче, а по [206], что, по нашему мнению, более корректно, – результат разной степени десорбции пеплов в пирокластических потоках и маломощных пепловых отложениях. В целом, судя по химическому составу газа, газового конденсата, водных вытяжек из пепла и атмосферных осадков, эксгаляции вулкана

Безыманный во время извержения имеют весьма сложный состав [74, 177]. В них преобладают сернистые газы, большую роль играют галоиды и среди них фтор; присутствуют бром, йод, углекислый газ, водород, аммоний, бор и фосфор.

Однако интенсивное выделение летучих на вулкане Безыманном происходит и в периоды его сравнительно спокойного состояния. Мощная струя белых парогазовых выделений нередко поднимается на высоту до 2–3 км над вершиной вулкана, а газовый шлейф обычно распространяется по ветру на десятки километров. Благодаря возможности непосредственного опробования фумарол, по их газовому и конденсатному составам и минералогии образующихся возгонов накоплено довольно большое количество информации, особенно в 60–е годы, когда вершина купола Нового была сравнительно доступна.

Самые высокотемпературные фумаролы, содержащие наибольшее количество вулканических газов и имеющие максимально высокую минерализацию газовых конденсатов, приурочены к активным блокам купола Нового. Температура газов, выходящих по трещинам растущих обелисков, нередко достигает 700 °С, а внутри этих трещин иногда даже днем можно наблюдать ярко-красное свечение. Интенсивная фумарольная деятельность наблюдается и по периметру растущих экстрезивных блоков, на более стабильных участках вершины вулкана – в зонах повышенной трещиноватости, в различных направлениях рассекающих постройку купола Нового. Температура газовых выходов по этим трещинам достигает 400–500 °С. Обычны фумарольные площадки с температурой газовых выходов 100–300 °С. Поверхность этих площадок покрыта пеплом, сцементированным возгонами сульфатов, опала и серы. На склонах купола интенсивность фумарольной деятельности быстро падает от вершины к основанию, где в развалах глыб отмечаются лишь редкие пароводяные выделения с температурой, не превышающей 100 °С.

В газах фумарол много воздуха. Исследователи объясняют этот факт раздробленностью купола, позволяющей воздуху и вадозным водам проникать на значительную глубину [33], а также непрерывным подсасыванием воздуха и невозможностью тщательного каптажа выходов газа при отборе проб [176]. При этом отмечается избыток азота по отношению к кислороду, что, по мнению исследователей [202], отражает восстановительную обстановку на куполе Новом. В составе фумарольных газов практически всегда доминируют пары воды (H_2O), содержание которых достигает 16–80%. Процент собственно вулканических газов редко превышает единицу. Вторым по значимости компонентом является двуокись углерода (CO_2), затем следуют серные газы (SO_2 , SO_3 , H_2S), галогеноводороды (HCl , HF). В периоды усиления активности вулкана в составе фумарол отмечалось [106, 107, 177] появление горючих газов (H_2 , CH_4).

Соотношения между сернистыми и галоидными соединениями в газе и газовом конденсате различно, что объясняется [33, 202] неполной растворимостью газа SO_2 в конденсате. Поэтому часто в составе газа присутствуют только SO_2 и CO_2 , в конденсате – хлор- и сульфат- ионы. В то же время необходимо отметить, что в конденсате нет кремнекислоты, тогда как на фумарольных площадках присутствует большое количество новообразованного опала. Е.К. Серафимова [202] объясняет этот факт появлением в ходе взаимодействия между сернистыми соединениями элементарной серы, которая в свою очередь способствует быстрой коагуляции $SiO_2 \cdot n H_2O$ и выпадению ее из парогазовой фазы. Обильные в привершинной части вулкана возгоны являются дополнительной составляющей для характеристики фумарольных газов, так как в виде возгонов фиксируются соли с температурой кипения равной или превышающей температуру несущих газов.

Среди возгонов, кроме упомянутых выше опала и серы, в ходе исследований Е.К. Серафимовой были установлены: из окислов – гематит Fe_2O_3 , окись ванадия V_2O_5 ; из гидроокислов – сассолин $B(OH)_3$; хлоридов – галит $NaCl$, молизит $FeCl_3$; фторидов – а-ральстонит $Na_x(Mg_xAl_{2-x})(F,OH)_6 \cdot yH_2O$, фторид алюминия AlF_3 ; сульфатов – тенардит Na_2SO_4 , ангидрит $CaSO_4$, афтиталит $2Na_2SO_4 \cdot K_2SO_4$, миллозивечит $[(Fe)Al]_2(SiO_4)_3$, сульфат алюминия; водные сульфаты – гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, алуноген $Al_2(SiO_4)_3 \cdot 18H_2O$, галлотрихит $FeAl_2(SO_4)_4 \cdot 22H_2O$, астраханит $Na_2Mg(SO_4)_2 \cdot 4H_2O$, эпсомит $MgSO_4 \cdot 7H_2O$. Наибольшее распространение среди возгонов имеют опал, сера, сульфаты кальция и алюминия, гематит, меньшее – сассолин, фториды и хлориды. К наиболее редким минеральным об-

Таблица 5.

**Условия образования и типы минеральных агрегатов возгонов
(по Е.К. Серафимовой)**

Минералы	Условия образования	Тип агрегатов
Сера	Открытые площадки, мелкие трещины, $t = 40 - 130\text{ }^{\circ}\text{C}$	Мелкозернистые агрегаты, тонкоигольчатые, призматические кристаллики, дендровидные пластинки.
Гематит	Стенки высокотемпературных трещин, $t = 300 - 700\text{ }^{\circ}\text{C}$	Мелкочешуйчатые образования в виде тонко распыленной примеси в возгонах. Глобулы на поверхности микроканальчиков в пористых сульфатах
Окись ванадия	Стенки высокотемпературных трещин, $t = 300 - 700\text{ }^{\circ}\text{C}$	Агрегат тонко игольчатых кристаллов, дендровидной формы при больших увеличениях
α -Кристаллит	Стенки высокотемпературных трещин, $t = 300 - 700\text{ }^{\circ}\text{C}$	Отдельные зерна микроскопических размеров
Опал	Открытые площадки, пустоты в измененных породах, мелкие трещины, $t = 50 - 150\text{ }^{\circ}\text{C}$	Рыхлые землистые массы, плотные корочки с сосцевидной поверхностью, тонковолокнистые образования с перламутровым блеском
Гипс	Открытые площадки, мелкие трещины, $t = 60 - 100\text{ }^{\circ}\text{C}$	Пластинчатые кристаллики, образующие радиально лучистые агрегаты. Минерал, характерный для пирокластических потоков.
Ангидрит	Стенки высокотемпературных трещин, t до $700\text{ }^{\circ}\text{C}$	Мелкозернистые кристаллики в массе возгонов пеноподобных сульфитов, отдельные глобулы полупрозрачные
Сульфаты в высокотемпературных фумаролах	Стенки высокотемпературных трещин, $t = 900 - 700\text{ }^{\circ}\text{C}$	Пеноподобные, пористые образования, иногда плотные с волнистой «дюновидной» поверхностью
Воднорастворимые сульфаты	Дневная поверхность, $t = 60 - 100\text{ }^{\circ}\text{C}$	Тонковолокнистые, рыхлые шестоватые агрегаты, тонкоплочные налеты
Хлориды железа	Дневная поверхность, стенки трещин $t = 60 - 500\text{ }^{\circ}\text{C}$	Тонкоплочные налеты на поверхности минеральных агрегатов
Фториды	Только на дневной поверхности, $t = 100 - 500\text{ }^{\circ}\text{C}$	Тонкоплочные налеты, скорлуповатые образования с почковидной поверхностью, рыхлые землистые массы

разованиям среди возгонов следует отнести окись ванадия, афтиталит, миллозивечит, астраханит и эпсомит. Типы минеральных агрегатов возгонов и условия их образования приведены в табл. 5.

Вулканическими газами в больших количествах выносятся редкие элементы. Как показывают результаты спектрального анализа [74, 160, 176, 177, 202], содержание многих редких элементов превышает таковое в породах вулкана в десятки и сотни раз (табл. 6). Спектральными методами обнаружено [177] присутствие в возгонах платины. Анализ сухих остатков газового конденсата [160] дал содержания $\text{Mn} \approx 0,1\%$, $\text{Pb} \approx 0,1$, $\text{Ga} \approx 0,003$, $\text{Mo} \approx 0,003$, $\text{V} \approx 0,0009$, $\text{Cu} \approx 0,006$, $\text{Cr} \approx 0,03$, $\text{Ag} \approx 0,009$, $\text{Zr} \approx 0,3$, $\text{Ti} \approx 0,03$, $\text{Co} \approx 0,006$, $\text{Ni} \approx 0,06$, $\text{Zn} \approx 0,03\%$.

Газовый состав, минерализация и содержание редких элементов существенно зависят от температуры фумарол и их расположения. Причем, как показали детальные исследования Е.К. Серафимовой [202], в этих зависимостях температура не является определяющим фактором. При опробовании привершинных фумарол купола Нового она установила, что соотношения газовых компонентов в значительной степени зависят от степени активности тех блоков купола, к которым приурочены фумаролы. Если для стабильных блоков купола характерен резко галоидный состав газовых выделений ($\text{SO}_3/\text{Cl} = 0,12 - 0,33$) с большим количеством фтора, то для находившегося в то время в стадии экструзивного роста блока «Чинь-Чинь» – резкое преобладание соединений серы ($\text{SO}_3/\text{Cl} = 3,75$). В привершинной части склонов купола в составе вулканических газов доминируют галоиды. Однако ближе к основанию купола на общем фоне резкого снижения концентрированности вулканических газов в газовых выходах роль серы вновь возрастает. В целом это отражает общую тенденцию отделения летучих при остывании лавового материала.

Наиболее концентрированные выходы газа расположены на вершине купола, где минерализация достигает 33–37 г/л. В средней части склонов минерализация составляет 0,3–1,15 г/л, а паровыводящие фумаролы подножия имеют минерализацию всего 0,03–0,04 г/л. К наиболее активным блокам приурочены обильные выделения самородной серы, тогда как среди возгонов более стабильных частей купола доминируют сульфаты. Отмечается пространственная зависимость и в распределении

Содержание редких элементов в породах и возгонах вулкана Безымянного.

Элемент	Содержание, (%)		Элемент	Содержание, (%)	
	в возгонах	в породах купола		в возгонах	в породах купола
Mn	До 0,9	0,05-0,20	Ni	До 0,01	До 0,007
Co	До 0,01	0,001 – 0,003	Ti	До 1	0,06 – 0,3
V	До 5	0,01-0,004	Cr	До 0,01	—
Mo	До 0,1	—	W	До 0,05	—
Zr	До 0,05	—	Cu	До 0,7	0,0005 – 0,001
Pb	До 1	следы	Ag	До 0,007	—
Bi	До 0,05	—	As	До 0,7	—
Zn	До 0,4	—	Cd	До 0,05	—
Sn	До 0,01	—	Ga	До 0,01	0,002-0,003
Sc	До 0,005	—	Sr	До 0,12	—
Ba	До 0,12	0,1 – 0,01	Y	До 0,01	0,001-0,003
Yb	До 0,001	—	Tl	До 0,3	—

микрокомпонентов, наибольшая концентрация которых определена в тех частях купола, которые были охвачены экструзивным процессом. В частности, медь и свинец в количествах, превышающих кларковые, отмечены [202] только на вершине купола, тогда как в возгонах других фумарольных площадок редкие элементы не обнаружены.

Состав газовых выделений вулкана обладает высокой изменчивостью не только в пространстве, но и во времени. Прежде всего это относится к изменению соотношений между газами группы серы и галогеноводородами по мере нарастания и снижения активности вулкана. В ходе анализа водных вытяжек из пеплов докульминационной стадии извержения 1955–1956 гг. Л.А. Башариной [13] установлено, что на общем фоне существенно сульфатного состава эксгальций извержения эксгальции его первой фазы (октябрь-ноябрь 1955 г.) содержали Cl значительно больше, чем последующие. Отношение S/Cl стало максимальным во время и непосредственно после кульминационного извержения 30 марта 1956 г., а в последующие годы стало снижаться за счет возрастания доли галогенных газов. В первое десятилетие постпароксизмальной активности вулкана по мере роста купола в газах уменьшалось содержание SO₂, H₂S, CO, CO₂ и увеличивалось HF и HCl.

Несомненно, что пароксизмы, происходящие на вулкане, должны сказываться на составе и количестве газовых эманаций, но при редком опробовании фумарол (1–2 раза в год) уловить эти изменения довольно затруднительно [123]. И тем не менее в результате многолетних наблюдений исследователи пришли к заключению [175, 177], что и в ходе рядовых извержений вулкана нарастание его активности характеризуется увеличением соотношения S/Cl, а спад – уменьшением. В частности, 22–23 июля 1964 г. исследователям [177] удалось осуществить опробование фумарол вулкана за день до активизации вулкана, выразившейся в формировании серии мощных автоэксплозивных лавин. Вследствие повышения абсолютного количества газов группы серы зарегистрировано увеличение в газах отношения S/Cl, ставшего больше 1. В фумаролах с температурой 400 – 450 °С газы группы серы резко преобладали над галоидными (SO₂ – 66,10 и 67,78 %, HCl – 9,83 и 13,09 %, CO₂ – 11 и 10 %, H₂ – 7,8 и 8,4 %, CH₄ – 5,0 и 0,0 % без воздуха и паров воды). О возрастании роли серы свидетельствовали и результаты анализов состава атмосферных осадков в ходе этого извержения: отношение S/Cl достигло максимума в период наибольшей активности вулкана Безымянного 28 июля, а затем стало снижаться.

При выполненном Е.К. Серафимовой [202] сравнении химического состава конденсатов, отобранных на вулкане за первое десятилетие его исторической активности, установлено, что в конденсате расположенных на одной и той же высоте фумарол с течением времени происходило быстрое снижение минерализации от 13,4 до 0,7 г/л. По нашему мнению, это связано с постепенным остыванием лав на склонах купола Нового с одновременным смещением центров активности на все большую высоту. В зависимости от степени активности вулкана менялся состав формирующихся в ходе фумарольной деятельности возгонов. В частности, при посещении купола в спокойном состоянии в апреле 1963 г. исследователями [176] обнаружен слой возгонов,

состоявших из гипса, хлоридов и фторидов, а 22–23 июля 1964 г. [177] непосредственно перед взрывной активизацией вулкана поверхность выжимающихся вертикальных обелисков была покрыта парящими трещинами с натеками переплавленной серы зеленовато-желтого цвета; такие же натеки обнаружены и на отдельных глыбах на склонах купола. В прямой зависимости от степени активности вулкана варьирует с течением времени и количество выносимых на поверхность микрокомпонентов. В частности, Е.К. Серафимова [202] отметила, что число определяемых микрокомпонентов и их концентрации находятся в прямой зависимости от времени постэруптивного цикла, первые высокотемпературные эксгальции всегда обогащены ими.

Поведение

Летучие являются одним из основных факторов, определяющих форму извержения, поэтому большой интерес представляет вопрос о том, как меняется газонасыщенность ювенильного материала в ходе извержения. Основной источник информации о ее относительном изменении – анализ самого хода извержения, а также изучение последствий извержения. Еще одним, дополнительным, источником информации является сам облик выжимающегося лавового материала. Высокая пористость поверхности лавовых потоков Безымянного в значительной степени рассеивает и поглощает солнечный свет. Поэтому высокопористые потоки с пировойлочной текстурой поверхности с больших расстояний выглядят почти черными, хотя и состоят из светло-серого с легким зеленоватым оттенком андезита. С уменьшением пористости лав их внешний облик светлеет, достигая естественного светло-серого цвета у плотных лав обелисков и наиболее вязких и «медленных» лавовых потоков. Все это позволяет на качественном уровне отслеживать изменчивость пористости выжимающихся лав, а следовательно, и с определенной степенью точности судить о газонасыщенности поступающего на поверхность ювенильного материала.

При изучении извержения вулкана весной 1965 г. Ю.М. Дубик и И.А. Меньяйлов [74] пришли к выводу, что эволюция форм извержения в его кульминационной и посткульминационной стадиях обусловлена изменением физических свойств ювенильного материала, а именно – уменьшением газонасыщенности и вязкости магмы. Более того, исследователи отмечают, что в пределах даже одной стадии – формирования пирокластических потоков – можно наблюдать уменьшения вязкости и газонасыщенности материала к концу стадии.

По нашему мнению, отмеченная Ю.М. Дубиком и И.А. Меньяйловым [74] тенденция представляет собой лишь часть свойственной многим извержениям общей закономерности в изменении газонасыщенности ювенильного материала. Для этих извержений характерно наличие четко выраженной кульминации, сопровождающейся бурной взрывной деятельностью вулкана. Кульминации предшествует период лавинообразной активизации, первые признаки которой нередко проявляются за месяц и более до извержения. Сама активизация часто имеет непрерывно-импульсный характер, когда последовательно нарастающие вспышки активности вулкана разделяются интервалами его пониженной активности.

По мере приближения к кульминации поступающий на поверхность материал становится все более газонасыщенным, высокотемпературным и пластичным. В начальные периоды активизации он представлен жесткими, практически дегазированными в ходе предыдущих периодов активности, блоками, поверхность которых благодаря низкой пористости слабо поглощает солнечные лучи и даже с больших расстояний сохраняет естественный светло-серый цвет. По мере развития извержения жесткие блоки разрушаются и на их месте появляется более газонасыщенная и высокотемпературная лава. Дополнительное поглощение солнечного света за счет более высокой пористости обуславливает ее кажущийся более темный цвет.

Меняется и характер извержения. В ходе обвалов, сопровождающих развитие экструзивного процесса, появляются и все более усиливаются признаки проявлений эффекта автоэкссплозивности, особенно отчетливые для наиболее крупных обрушений. Последние все больше приобретают характерные черты автоэкссплозивных лавин. Дальнейшее нарастание температуры, газонасыщенности и пластичности ювенильного материала, соответствующее общей активизации вулкана, создает предпосылки для формирования пирокластических потоков, а максимальная газонасыщенность, совпадающая с кульминацией извержения, соответствует практически непрерывным вертикальным газо-

пепловым выбросам, образующим мощную эруптивную колонну. В 80-е годы, во время наблюдений автора, при этом происходило одновременное излияние наиболее пластичных, максимально пористых лав, для поверхности которых характерно повсеместное распространение пировойлочных текстур. Из-за максимально высокого поглощения света пористой поверхностью эти лавовые потоки на расстоянии выглядели практически черными.

Начиная с кульминационных моментов извержения, тенденция в изменении газонасыщенности меняет знак. Последовательное снижение количества летучих в ювенильном материале обуславливает переход от практически непрерывных вертикальных газопепловых выбросов сначала к формированию пирокластических потоков затухающей мощности, затем – ко все более редким автоэксплозивным лавинам. Завершает процесс стабилизации переход от остаточной экструзивной деятельности к затухающим деформациям привершинной части активного блока вулкана, сопровождающихся все более слабыми каменными лавинами. В процессе затухания извержения прослеживается определенная «лавинообразность», отличающаяся от лавинообразности активизации вулкана лишь знаком, – чем ниже уровень активности вулкана, тем медленнее происходит ее снижение.

Как и активизация, процесс затухания извержения нередко имеет непрерывно-импульсный характер. В этом случае общая тенденция к снижению уровня активности вулкана осложняется кратковременными все более слабыми вспышками. В ходе каждого из этих импульсов можно заметить, как это отмечают Ю.М. Дубик и И.А. Меняйлов [74], некоторое повышение температуры ювенильного материала, однако в целом на стадии затухания прослеживается обратная тенденция – температура ювенильного материала, участвующего в процессе извержения, постепенно снижается, так как уменьшающаяся скорость поступления на поверхность ювенильного материала уже не компенсирует его остывания.

Альтернативу описанной выше группе представляют извержения, у которых отсутствует четко выраженная кульминация, а максимальная активность вулкана сохраняется на довольно высоком уровне в течение довольно длительного времени (до года и более). Все это время вулкан находится в состоянии экструзивного или экструзивно-эффузивного извержения. Эксплозивная деятельность практически отсутствует. Лишь в ходе наиболее крупных обрушений в большей или меньшей степени проявляются признаки автоэксплозивности. В состоянии, подобном описанному, вулкан находился, например, в первую половину 1982 г. и в течение почти всего 1987 г. Это же состояние было довольно обычно для вулкана в конце 60-х — начале 70-х годов. Лавы этих извержений с больших расстояний выглядели темно-серыми. Для них характерна преимущественно закрытая пористость с порами неправильной формы, достигавшими размеров 2–3 мм. Пировойлочные текстуры практически отсутствуют. Их зачаточные формы прослеживались внутри породы в виде зон с повышенной концентрацией пористости. Размеры этих зон достигали первых сантиметров, а в их центральных частях соединявшиеся поры образовывали двухфазную структуру взаимопроникновения «расплав – летучие», аналогичную пировойлочным текстурам.

Следует заметить, что подразделение извержений Безымянного на две вышеописанные группы весьма условно. Их, скорее, следует рассматривать в качестве крайних членов в ряду промежуточных форм. В качестве примера промежуточных членов этого ряда, из примыкающих к первой группе, можно привести события в феврале 1984 г., а излияния лавовых потоков в августе и декабре 1985 г. и извержения в июне и декабре 1986 г. представляют собой последовательность, в которой просматривается тенденция к переходу от извержений, близких ко второй группе (излияния лавовых потоков 1985 г.), через извержение, имеющее промежуточный характер (июнь 1986 г.), к извержению в декабре 1986 г., которое можно рассматривать в качестве типичного представителя первой группы.

Все разнообразие характера извержений Безымянного определяется, на наш взгляд, единственным фактором — режимом расширения летучих. Если извержения первой группы по сути соответствуют лавинообразной дегазации ювенильного материала, то характер извержений второй группы определяется сравнительно спокойным расширением летучих внутри (в пределах) ювенильного материала.

Что касается механизма отделения летучих, то ближе всего, по нашему мнению, соответствует действительности модель, предложенная М.А. Алидибировым [3, 4] для процессов «взрывного» газоотделения на основе наблюдений за извержением Безымянного летом 1985 г. и изучения его последствий. Модель предполагает наличие сильновязкого или затвердевшего магматического расплава, содержащего поры, заполненные газом с некоторым избыточным давлением. Освобождение энергии сжатого газа происходит при условии декомпрессии ювенильного материала и развивается в виде волны дробления, распространяющейся вглубь газированного вязкого расплава. При разрушении межпоровых перегородок в верхнем слое сжатый газ расширяется до давления окружающей среды. При этом и сам газ, и захваченные им продукты дробления приобретают определенное ускорение. Снижение давления у вновь образованной поверхности системы приводит к возникновению перепада давления в следующем слое, который также начинает разрушаться.

Таким образом, реализуется послойный отрыв. Поверхность, разделяющая не разрушенную систему газ-магма и смесь газа и частиц раздробленной магмы и называемая М.А. Алидибировым фронтом волны дробления, будет двигаться в глубь системы с некоторой конечной скоростью. При этом во время отделения летучих в канале вулкана не происходит формирования газового объема, имеющего значительное давление, а, напротив, идет сравнительно медленное освобождение запасенной энергии. Скорость распространения волны дробления довольно низка и сопоставима, скорее, с процессом горения, чем с детонацией.

Хотя предложенная М.А. Алидибировым модель довольно близко соответствует действительности, на наш взгляд, она нуждается в некоторых уточнениях. Прежде всего это касается условий развития декомпрессии. 28 июня 1964 г. И.А. Меняйлов и Л.П. Никитина [80] с близкого расстояния наблюдали, как в процессе обрушения крупных блоков ювенильного материала в момент заложения трещин отрыва вверх на несколько метров взвиваются струи пепла и газов. Подобные небольшие выбросы газа с примесью пепла, т.е. тонких частиц дробления ювенильного материала, неоднократно наблюдал и автор этих строк в начальные моменты образования крупных обвальных и тем более автоэксплозивных лавин. Следовательно, для выполнения условия граничной декомпрессии достаточно заложения трещины в объеме сильновязкого и газонасыщенного ювенильного материала. Перпендикулярно поверхности закладывающихся трещин и движется фронт волны дробления.

В плане изучения процесса дегазации ювенильного материала большой интерес представляет анализ трещиноватости в крупных (десятки кубических метров) глыбах андезита (рис. 60), часто встречающихся в отложениях пирокластических потоков Безымянного. Ювенильность материала этих глыб диагностируется овальной или каплевидной формой, текстурами смятия, пирокластическим выветриванием и большим количеством контракционных трещин, в различных направлениях рассекающих глыбу перпендикулярно поверхности. Максимальная ширина этих трещин, как правило, не превышает 1 см, стенки сравнительно прямые и гладкие. Встречаясь у центра глыбы, эти трещины нередко рассекают глыбу на остроугольные блоки. Спустя несколько недель после извержения подобные глыбы часто полностью разрушаются, превращаясь в хаотический развал обломков.

Однако наряду с контракционными трещинами в крупных глыбах ювенильного андезита встречается отличный вид трещиноватости, имеющий непосредственное отношение к процессу дегазации ювенильного материала. В отличие от контракционных, эти трещины (назовем их автоэксплозивными) встречаются в наиболее крупных глыбах ювенильного андезита в меньшем количестве. Однако их ширина в приповерхностной части глыб нередко достигает нескольких десятков сантиметров. Как и контракционные трещины, автоэксплозивные ориентированы к центру глыбы, но, по мере приближения к внутренним частям, часто появляются признаки разделения главной трещины на ряд более мелких субпараллельных с образованием древоподобной структуры, вершина которой ориентирована к центру глыбы.

Однако наиболее существенным различием автоэксплозивных трещин является повсеместное распространение по их стенкам пировойлочных текстур. Характерна четко выраженная тенденция увеличения пористости андезита по направлению к осевой плоскости трещины. В поперечном разрезе на протяжении 10–15 см прослеживается постепенный переход от обычного мелкопористого

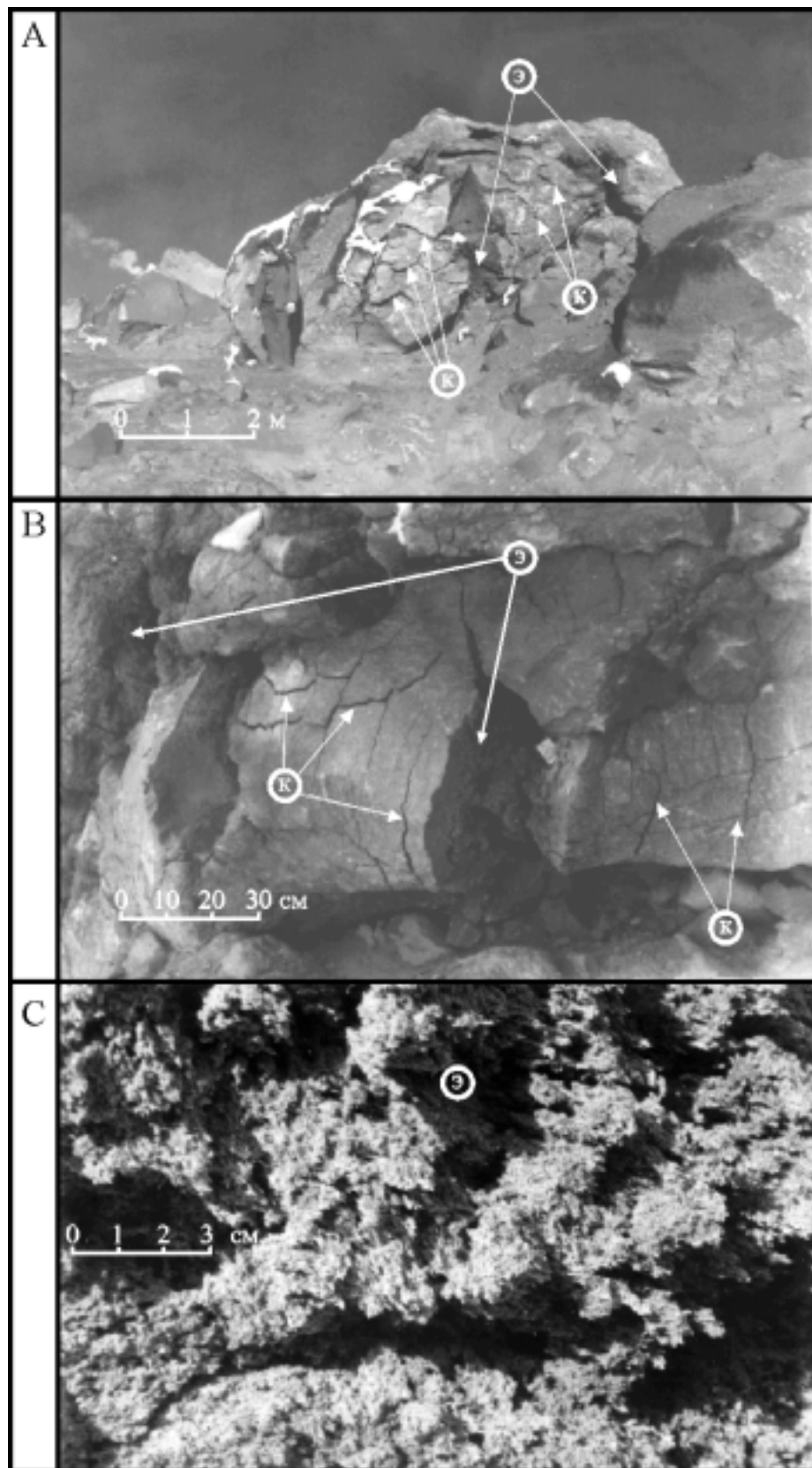


Рис. 60. Контракционные (к) и автоэксплозивные (э) трещины в крупной глыбе ювенильного андезита (пирокластический поток 17 декабря 1986 г.).

А и Б – соответственно общий и средний план, С – крупный план пумовойлочной текстуры в пределах автоэксплозивной трещины

андезита к предельным по пористости представителям пировойлочных текстур. Характер и масштабы автоэксплозивных трещин свидетельствуют о том, что они образуются уже после прекращения движения глыбы, так как в противном случае неизбежно произошло бы разрушение последней.

Автоэксплозивная трещиноватость в крупноглыбовом ювенильном материале пирокластических потоков Безымянного наглядно демонстрирует, что не только условие граничной декомпрессии в модели М.А. Алидибирова может реализоваться по трещинам внутри газированного и вязкого ювенильного материала, но и сами ветвящиеся декомпрессионные трещины могут спонтанно формироваться под воздействием энергии сжатых газов.

С учетом сказанного в деятельности Безымянного можно выделить четыре типа процессов газоотделения и освобождения энергии сжатых газов. Прежде всего дегазация ювенильного материала происходит за счет миграции летучих по долгоживущим зонам повышенной трещиноватости в постройке вулкана. Непрерывное газоотделение по этим зонам обеспечивает устойчивый фон умеренной и сильной фумарольной деятельности вулкана как в спокойном состоянии, так и во время извержений. Вторую разновидность процессов дегазации и освобождения энергии сжатых газов представляет выделение и спокойное расширение летучих внутри магмы, ведущие к общему расширению объема системы и, как следствие – к затяжным и сравнительно спокойным экструзивным, экструзивно-эффузивным или эффузивным извержениям.

Третий тип дегазационных процессов представляет автоэксплозивность, т.е. лавинообразная дегазация ювенильного материала по автоэксплозивным (декомпрессионным) трещинам. Этот тип газоотделения соответствует более высокому уровню активности вулкана. Высокое давление летучих обуславливает заложение самой трещины или даже целой системы ветвящихся трещин, распространяющихся в глубь газированного и вязкого ювенильного материала. Вдоль поверхности этих трещин происходит своего рода «вскипание» ювенильного материала, что можно рассматривать в соответствие с моделью М.А. Алидибирова, как распространение от поверхности трещин вглубь ювенильного материала фронта волны дробления. Расширяющийся по трещинам газ с захваченными частицами дробления выносится на поверхность в виде газопепловых выбросов.

Автоэксплозивная дегазация может быть как эпизодической (дискретной), так и практически непрерывной. Первый вариант характерен для ранних этапов формирования купола Нового, когда над его постройкой периодически формировались грибообразные газопепловые выбросы. Источником их формирования нередко служила вся вершинная часть купола Нового. После подобных выбросов вершина купола оставалась практически в неизменном состоянии, лишь в некоторых частях вершины образовывались воронкообразные углубления, возникавшие, скорее всего, в районе выхода на поверхность наиболее крупных трещин как результат пирокластической эрозии и последующего осыпания в устье трещины обломочного материала.

Второй, практически непрерывный, вариант автоэксплозивной дегазации ювенильного материала характерен для кульминационных стадий бурных эксплозивно-эффузивных извержений вулкана в 80-е годы. В этом случае быстро выжимающийся вязкий и газонасыщенный ювенильный материал в зоне выхода на поверхность практически непрерывно рассекался многочисленными автоэксплозивными трещинами, а бурно выделяющаяся газопепловая взвесь формировала над вершиной вулкана эруптивную колонну.

Особую роль в процессе извержений Безымянного играет четвертый тип процессов дегазации ювенильного материала — спровоцированная эксплозивность. Этот тип представлен процессами газоотделения, протекающими в условиях дополнительных механических воздействий (гравитационно-разгрузочных и ударно-механических). Диапазон этих процессов чрезвычайно широк: от слабых камнепадов холодных и практически дегазированных обломков, при механическом дроблении которых освобождаются остатки содержащихся в них летучих, через процессы формирования автоэксплозивных лавин и пирокластических потоков к мощным направленным эксплозивным извержениям, разрушающим значительные части постройки вулкана (извержения 1956 и 1985 гг.). Во всех этих случаях разрушающий эффект энергии сжатых газов дополнялся и усиливался внешним воздействием на породу, в результате чего происходило близодновременное образование сразу большого числа декомпрессионных (автоэксплозивных) трещин по всему объему вещества, подвергнувшего-

муся дополнительному механическому воздействию. Наибольшего размаха эти процессы достигали в тех случаях, когда происходило гравитационное соскальзывание с одновременным ударно-механическим (и автоэксплозивным) дроблением значительной части постройки вулкана.

Соотношения между четырьмя перечисленными выше типами дегазации ювенильного материала различны на разных стадиях активности вулкана. В состоянии покоя, как уже отмечалось, происходит лишь миграция летучих по долгоживущим зонам повышенной трещиноватости, внешне проявляющаяся в фумарольной деятельности вулкана. В процессе затяжных экструзивных, экструзивно-эффузивных или эффузивных извержений этот тип дегазации дополняется спокойным расширением летучих в пределах ювенильного материала и слабой спровоцированной эксплозивностью в процессе формирования обвальных лавин.

Эти же типы дегазации доминируют на начальных и заключительных стадиях извержений с четко выраженной эксплозивно-эффузивной (на ранних этапах исторического цикла активности вулкана – эксплозивно-экструзивной) кульминацией. По мере приближения к этой кульминации одновременно с ускорением поступления на поверхность ювенильного материала, скорее всего, происходит усиление расширения во внутрипоровом пространстве блоков ювенильного материала. Наряду с этим появляются и усиливаются процессы автоэксплозивной дегазации по спонтанно закладывающимся трещинам. В ходе обвалов усиливаются и процессы эксплозивности, спровоцированной внешним ударно-механическим или гравитационно-разгрузочным воздействием. Если при этом часть постройки вулкана оказывается в неустойчивом положении и разрушается, то спровоцированная эксплозивность становится доминирующим типом дегазации ювенильного материала, обуславливая наиболее мощные извержения вулкана.

В целом развитие извержений с четко выраженной кульминацией соответствует лавинообразному предкульминационному усилению и посткульминационному ослаблению процессов дегазации ювенильного материала. Этот своеобразный газовый разряд происходит за счет летучих, находящихся под большим давлением, но рассеянных в порах близповерхностной части магматического канала. Не исключено, что в процессе этого разряда происходят дополнительное увеличение газонасыщенности ювенильного материала и увеличение энергии сжатого в порах газа за счет дополнительного выделения летучих непосредственно из расплава (этот вопрос, имеющий прямое отношение к качественной модели вулканического процесса, будет рассмотрен в последующих главах).

2. ТЕОРИЯ: От динамической модели вулканического процесса к дегазационной модели планетарной эволюции

2.1. Динамическая модель вулканического процесса

Основные закономерности динамики извержений вулкана Безымянного – полицикличность вулканического процесса, тесная связь характера извержений с режимом отделения летучих и широкое распространение признаков саморазвития, самоорганизации и саморегуляции. Все эти закономерности находят свое отражение в изменении форм извержений и соответствующем изменении фациального состава вулканитов, изменениях химического, минерального и газового состава, эволюции самой постройки вулкана Безымянного. Рассмотренные на примере извержений Безымянного наиболее характерные черты вулканического процесса обычны и для извержений других вулканов и зон ареального вулканизма, хотя в силу специфики вулканического процесса в каждом конкретном случае форма проявлений этих закономерностей может быть весьма разнообразной.

Из всех перечисленных закономерностей ключевым моментом для понимания сути происходящих процессов, по нашему мнению, является тройственная взаимосвязь динамики (силы) извержений, газонасыщенности и кристалличности пород. Сам факт извержений свидетельствует о наличии некоторого (избыточного по отношению к литостатическому) внутримagmaического давления, причем полицикличность вулканического процесса однозначно соответствует полицикличности изменений этого давления. Проявления признаков саморазвития свидетельствуют о том, что это избыточное давление генерируется внутри самой системы. Magmaтическая система, питающая вулкан, имеет более высокую температуру по сравнению с окружающими породами. На неизбежный в этих условиях теплоотвод система реагирует ростом упорядоченности структуры в виде перехода части расплава в кристаллическую фазу, а теплопотери при этом полностью или частично компенсируются за счет выделения скрытой теплоты кристаллизации.

Как показывают полевые наблюдения за извержениями вулканов и изучение их продуктов, в питающей вулкан магме всегда присутствуют летучие в свободной фазе. Помимо этого летучие находятся и в magmaтическом расплаве в растворенном состоянии. Кроме воды в растворенном состоянии могут находиться и другие легкие элементы и их соединения, определяемые в вулканических эксгаляциях. Для любого из летучих компонентов существует предел растворимости в расплаве. В то же время наличие в магме летучих в свободной фазе свидетельствует о том, что содержание летучих в расплаве близко к пределу растворимости, т.е. расплав по отношению к летучим практически всегда оказывается насыщенным. Кроме того, летучие не входят в кристаллическую решетку большинства породообразующих минералов вулканических пород и должны оставаться в расплаве.

В этих условиях теплопотери и частичная кристаллизация расплава неизбежно должны приводить к тому, что оставшийся расплав по отношению к летучим оказывается пересыщенным, и летучие начинают выделяться из расплава. Из-за высоких температур наиболее легкая («газовая») фракция летучих сразу оказывается в надкритическом состоянии и обособляется в газовую фазу, обеспечивая значительный прирост magmaтического давления. Дополнительными (усиливающими этот механизм) моментами являются транспортировка и дополнительный прирост внутримagmaического давления за счет миграции летучих. В этом плане magmaтические системы можно рассматривать как динамически активные, т.е. испытывающие тенденцию к непрерывному расширению. Однако объем каждой magmaтической системы остается неизменным при нарастающем внутримagmaтическом давлении до тех пор, пока последнее не превысит статическое сопротивление окружающих пород, их предел прочности. В последнем случае происходит частичное разрушение окружающих пород, что и делает возможным расширение системы.

Из-за невозможности длительного как сохранения объема системы при нарастающем давлении, так и расширения системы при постоянном давлении, процесс принимает автоколебательный характер по бесконечно большому числу собственных частот системы. Форма колебаний определяется периодическим выходом системы из состояния неустойчивого равновесия и установления в системе нового равновесного состояния, которое спустя некоторое время вновь становится неустойчивым. Таким образом, качественной моделью вулканического процесса является аналог саморазворачивающейся пружины – саморегулирующийся и самоорганизующийся автоколебательный процесс расширения магматических систем при наличии большого (теоретически – бесконечно большого) набора колебательных частот. Источником динамической активности магматических систем является рассеивание их тепла в окружающее пространство, сама активность возникает за счет выделения из расплава кристаллической и газовой фазы и нарастания внутримagmaматического давления, а сброс этого давления носит полициклический характер. Тем самым мы приходим к необходимости реабилитации концепции динамической активности магм.

Полициклическая изменчивость внутримagmaматического давления накладывает отпечаток и на все процессы, происходящие в магме. Широко известен факт смещения под большим давлением летучих минеральных равновесий в магме в сторону водосодержащих минералов. Для Безымянного это проявляется в реакционных замещениях пироксена роговой обманкой при нарастании давления летучих и переходе от роговообманково-пироксеновых андезитов к пироксеновым – при сбросе давления. Еще более ярко полициклическая изменчивость внутримagmaматического давления отражается в образовании порфировых и серийно-порфировых структур вулканических пород благодаря наличию потенциального барьера [220, 273] на образование центров кристаллизации. Уровень внутримagmaматического давления определяет, как именно будет происходить процесс упорядочивания молекул расплава с образованием кристаллических структур в условиях потери тепла. При высоком давлении преодоление потенциального барьера кристаллическими зародышами наименее вероятно, скорость образования новых центров кристаллизации будет падать. В условиях постоянного теплоотвода уменьшение образования новых центров кристаллизации должно приводить к одновременному увеличению скорости роста уже возникших кристаллов. Сброс давления приводит к обратному эффекту: скорость образования новых центров кристаллизации возрастает, тогда как скорость роста уже возникших кристаллов – падает.

Если температуру в системе и количество рассеиваемого в окружающее пространство тепла можно рассматривать как факторы, регулирующие стратегическое направление кристаллизации и определяющие, какие минеральные фазы и в каком количестве будут образовываться, то изменение внутримagmaматического давления будет руководить тактикой кристаллизации, определяя будет ли происходить усиленный рост уже образовавшихся кристаллов или возникновение новых центров кристаллизации. Поскольку для различных минеральных фаз высота потенциального барьера должна быть различной, то при значительных изменениях внутримagmaматического давления этот параметр может оказывать влияние и на стратегическое направление кристаллизации, вызывая смещения минеральных равновесий в магме.

Качественную сторону модели вулканического процесса дополняет количественная, позволяющая охарактеризовать полициклическость в виде суперпозиции нескольких уравнений, описывающих саморазвитие системы в разных временных масштабах и соответственно отличающихся друг от друга значениями констант саморазвития – коэффициентом пропорциональности k , показателями степени нелинейности α и λ , а также скоростью развития

в стационарном состоянии $\left(\frac{d\tau}{dt}\right)_0$:

$$\frac{d^2\tau}{dt^2} = \sum_i k_i \left| \left(\frac{d\tau}{dt}\right)^{\lambda_i} - \left(\frac{d\tau}{dt}\right)_{0i}^{\lambda_i} \right|^{\frac{\alpha_i}{\lambda_i}}.$$

2.1.1. Полицикличность процесса извержений Безымянного

Просуммируем наиболее общие закономерности процесса извержений вулкана Безымянного, выявленные в предыдущих разделах работы.

Как можно видеть из сделанного в предыдущих разделах обзора вулканической активности Безымянного, одной из основных закономерностей динамики вулканического процесса является его полицикличность. Здесь и ниже под циклом вулканической активности мы будем понимать последовательный переход от низкого уровня активности вулкана к высокому и далее – опять к низкому. В общем случае цикл активизации вулкана может начинаться и завершаться состоянием как покоя, так и стационарного развития, в котором присутствует некоторая (иногда довольно значительная) фоновая активность. В состоянии, близком к состоянию стационарного развития, вулкан находился, например, в первую половину 1982 г. и в течение почти всего 1987 г. Это же состояние было довольно обычно для вулкана в конце 60-х — начале 70-х годов.

Простейшим случаем цикличности вулканического процесса является чередование извержений и разделяющих их периодов покоя или пониженной вулканической активности. Однако, наряду с этим простейшим типом цикличности, в развитии вулканического процесса присутствуют циклы как более мелких, осложняющих динамику развития единичного извержения, так и более крупных масштабов. Наиболее крупным (не менее 11 тыс. лет) циклом для вулкана Безымянного является мегацикл его развития, т.е. верхнеплейстоценовая – голоценовая вспышка вулканической активности на месте современного положения вулкана, продолжающаяся и в настоящее время. В ходе этого мегацикла прослеживаются черты некоторых направленных изменений в деятельности вулкана: локализация экструзивной активности, снижение среднего коэффициента эксплозивности, уменьшение размаха колебаний в вещественном составе, сокращение длительности макроциклов, повышение деструктивной активности вулкана. В свою очередь мегацикл развития вулканической деятельности в районе Безымянного осложняется макроцикличностью. Выделяются пять макроциклов длительностью порядка первых тысячелетий. Для каждого из них характерен постепенный переход от экструзивной деятельности к эффузивной, за начальным всплеском следовали снижение и затухание активности. Вещественный состав менялся от роговообманковых дацитов и андезитов до двупироксеновых андезитобазальтов. На рубеже конца очередного макроцикла и начала следующего прослеживается тенденция к эволюции вещественного состава в противоположном направлении.

Как можно видеть на примере макроцикла активности вулкана в историческое время, макроцикличность в свою очередь осложняется более мелкими эруптивными циклами длительностью порядка 10 лет. Для цикличности этого временного масштаба характерно повторение перехода от непрерывного характера извержения к импульсному, затем к непрерывно-импульсному и снова к непрерывному с приуроченностью наиболее сильных вспышек извержений к периодам импульсного характера извержений. Так, после мощного направленного извержения вулкана 30 марта 1956 г., в образовавшейся кальдере начал расти экструзивный купол. Его непрерывный рост продолжался оставшуюся часть 1956 г. С 1957 г. процесс извержений стал носить импульсный характер, с марта 1961 г. – непрерывно-импульсный, а после извержения вулкана в марте 1965 г. – практически непрерывный. Вторично вулкан вернулся к импульсному характеру извержений во второй половине 70-х годов, и к концу 80-х опять стала прослеживаться тенденция к переходу на практически непрерывный режим извержений. В свою очередь мощные извержения вулкана в середине 90-х годов свидетельствуют о возврате вулкана к импульсному характеру извержений.

Эруптивные циклы состоят из циклов обычных (рядовых) извержений, происходящих с частотой 1–2 раза в год. Развитие последних, несмотря на все их разнообразие, осложняется более мелкой цикличностью кратковременных усилений и ослаблений активности, которые, в свою очередь, могут осложняться еще более мелкими. Так, в 1968 г. описаны [120] кратковременные импульсы усиления экструзивной деятельности. Эти импульсы диагностировались усилением сейсмической активности в виде вулканического дрожания и наличием висячем боку растущего экструзивного купола Наутилус полос различной ширины, соответствующих амплитуде подъема выжимающегося блока в ходе каждого импульса. Все это, в итоге, и определяет полицикличность вулканического процесса.

Вторая черта процесса извержений вулкана Безымянного – тесная связь характера извержения с режимом отделения летучих. Все разнообразие извержений Безымянного определяется, на наш взгляд, единственным фактором – режимом расширения летучих. При этом условно можно выделить две группы извержений. Развитие большой группы извержений с четко выраженной кульминацией соответствует лавинообразному предкульминационному усилению и посткульминационному ослаблению процессов дегазации ювенильного материала. Этот своеобразный газовый разряд происходит за счет летучих, находящихся под большим давлением, но рассеянных в порах близповерхностной части магматического канала. Развитие затяжных экструзивных, экструзивно-эффузивных и эффузивных извержений, напротив, соответствует спокойному выделению и расширению летучих в пределах (внутри) ювенильного материала.

Третья характерная черта вулканического процесса – его самоорганизация и саморегуляция, в наибольшей степени прослеживающиеся в виде прямой и обратной лавинообразности. Для процесса активизации вулкана довольно обычна прямая лавинообразность, т.е. нарастание активности вулкана в зависимости от его текущего состояния – чем больше активизирован вулкан, тем быстрее происходит его активизация. В процессе затухания извержения прослеживается определенная аналогичная, но обратная лавинообразность, отличающаяся от лавинообразности активизации вулкана лишь знаком, – чем ниже уровень активности вулкана, тем медленнее происходит ее снижение. Так как скорость изменения параметров системы зависит от текущего значения этих параметров, т.е. от состояния самой системы, то подобные закономерности заставляют делать вывод о процессе извержений вулкана как о саморазвивающемся.

Все сказанное выше равносильно утверждению о том, что вулканическая активность определялась во всех рассмотренных случаях процессом развития самого вулканического центра, динамической активностью самой магмы. В то же время, если какие бы то ни было внешние тектонические воздействия на процесс извержения и имели место, то практически не влияли на его развитие. Проявления саморегуляции и самоорганизации прослеживаются практически во всех формах деятельности вулкана, начиная с деформационно-экструзивного процесса и кончая бурной эксплозивной деятельностью вулкана. Особенно ярко они проявляются в эволюции пирокластического материала и формировании широкого спектра разнообразных по фациальному составу отложений.

2.1.2. Отражение полицикличности вулканического процесса в химическом, минеральном, фациальном и газовом составах продуктов извержений Безымянного

Полицикличность вулканического процесса находит свое отражение в полициклическом изменении форм извержений и соответствующем изменении фациального состава вулканитов, в изменениях химического, минерального и газового состава, эволюции самой постройки вулкана. Сделаем краткий обзор свидетельствующего об этом фактического материала, подробно рассмотренного в предыдущих главах.

Формы извержений и фациальный состав изверженного материала. Мегацикл развития вулканической активности в районе современной постройки Безымянного прослеживается в формах извержений и фациальном составе в виде двух тенденций: во-первых, в тенденции к пространственной локализации развития экструзивного процесса в начальные стадии макроциклов, соответствующей по своей сути переходу от ареальной экструзивной активности через латеральную к терминальной, во-вторых, к последовательному снижению от цикла к циклу среднего коэффициента эксплозивности, достигшего максимальных значений в первом макроцикле.

Макроцикличность эруптивного процесса в формах извержений и фациальном составе проявляется в приуроченности наиболее интенсивной экструзивной деятельности к периодам наибольшей активности вулкана с последующим постепенным переходом к эффузивной деятельности к концу макроцикла. В фациальном составе трех последних макроциклов возрастает значение пирокластических потоков.

Как показывает анализ исторической активности Безымянного, эруптивные циклы, осложняющие течение современного макроцикла, характеризуются переходом от импульсного к непрерывно-импульсному и далее – к непрерывному характеру извержений с соответствующим изменением формы извержений – от извержений с ярко выраженной эксплозивной деятельностью и формированием широкого спектра пирокластических и тефровых отложений к затяжным экструзивно-эффузивным извержениям, протекающим при полном отсутствии эксплозий, а основным результатом этих извержений является формирование мощных отложений лавокластита.

Цикличность обычных извержений в формах вулканической активности и фациальном составе их продуктов просматривается наиболее отчетливо для извержений с ярко выраженной кульминацией (импульсный режим извержений). Кульминации предшествует период активизации, первые признаки которой нередко проявляются за месяц и более до извержения. В начальные периоды активизации поступающий на поверхность материал представлен жесткими, практически дегазированными в ходе предыдущих периодов активности, блоками. По мере развития извержения жесткие блоки разрушаются и на их месте появляется более газонасыщенная и высокотемпературная лава. В ходе обвалов, сопровождающих развитие экструзивного процесса, появляются и все более усиливаются признаки эффекта автоэксплозивности, особенно отчетливые для наиболее крупных обрушений. Последние все больше приобретают характерные черты автоэксплозивных лавин. Дальнейшее нарастание температуры, газонасыщенности и пластичности ювенильного материала, соответствующее общей активизации вулкана, создает предпосылки для формирования пирокластических потоков, а максимальная газонасыщенность, совпадающая с кульминацией извержения, соответствует практически непрерывным вертикальным газопепловым выбросам, образующим мощную эруптивную колонну. В 80-е годы (во время наблюдений автора) при этом происходило одновременное излияние наиболее пластичных, максимально пористых лав, для поверхности которых характерно повсеместное распространение пировойлочных текстур.

Начиная с кульминационных моментов извержения, тенденция в изменении газонасыщенности меняет знак. Последовательное снижение количества летучих в ювенильном материале обуславливает переход от практически непрерывных вертикальных газопепловых выбросов сначала к формированию пирокластических потоков затухающей мощности, затем ко все более редким автоэксплозивным лавинам. Завершает процесс стабилизации переход от остаточной экструзивной деятельности к затухающим деформациям привершинной части активного блока вулкана со все более слабыми каменными лавинами.

Аналогичные закономерности прослеживаются и в ходе отдельных вспышек активности вулкана, осложняющих развитие отдельного извержения на стадии активизации, в кульминационные моменты и во время затухания активности. Однако диапазон изменчивости форм извержения и спектр фациального состава зависят от максимального для данной вспышки уровня активности вулкана.

Химический состав. Полицикличность вулканического процесса прослеживается в изменении химического состава лишь на уровне мега- и макроцикличности. В рамках мегацикла развития вулканической активности в районе вулкана просматривается тенденция к уменьшению от цикла к циклу размаха колебаний в химическом составе. Вариации в содержании SiO_2 уменьшаются от 66 – 54,5 % для первого макроцикла до 62 – 57 % – для четвертого. Наблюдается смещение средних составов продуктов извержений (прежде всего повышение железистости) и сокращение диапазона вариаций химических компонентов в продуктах исторических извержений по сравнению с древними. Наиболее резким различием в составах древних и исторических вулканитов является значительное (на 0,76 мас. % в абсолютном выражении и на 20,5 % по отношению к среднему содержанию) повышение количества Fe_2O_3 в продуктах исторических извержений. Наряду с этим средний состав исторических извержений отличается более низким содержанием SiO_2 , глинозема, щелочей (прежде всего, K_2O) и более высоким – магния и титана. Следует отметить и относительное снижение почти на четверть среднего содержания фосфора. Что касается сокращения диапазонов изменчивости химических компонентов, то наиболее сильное сокращение (в 2,6 раза) имело место для содержаний MgO . В пределах от 2,5 до 1,5 раз сократились интервалы вариаций для SiO_2 , CaO , K_2O , Na_2O и FeO .

Отражение макроцикличности в изменении химического состава в связи с возможностью надежной датировки прослеживается на протяжении третьего, четвертого и пятого (исторического) макроциклов. Пикам экструзивной активности вулкана соответствуют наиболее кислые разности пород. Им предшествуют периоды в большей или меньшей степени выраженной эволюции вещественного состава – от более основных пород к кислым. После пиков экструзивной активности вулкана следуют периоды с хорошо выраженной эволюцией вещественного состава в противоположном направлении – от кислых разностей пород к более основным. Выполнявшийся на протяжении нескольких десятилетий исторической активности вулкана анализ химического состава продуктов извержений вулкана позволяет сделать некоторые количественные оценки этой эволюции.

Регрессионный анализ показывает, что историческая эволюция химического состава для Безымянного в первом приближении соответствует зависимости

$$\{\text{SiO}_2\} = (-0,077 \pm 0,011) \times t + 64,065 \text{ мас. \%},$$

где размерность времени $[t] = 1$ год, т.е. имеется достаточно хорошо выраженная тенденция к ежегодному снижению содержания SiO_2 на $0,077$ мас. %. Практически столь же хорошо выражена лишь тенденция к ежегодному увеличению на $0,030 \pm 0,005$ мас. % в содержании MgO .

Наряду с общей тенденцией к повышению основности извергаемого в ходе исторических извержений материала имеются признаки повышения содержаний SiO_2 на самых ранних этапах исторического цикла активности. Несмотря на «эоловую» дифференциацию, которая для Безымянного делает химический состав, как правило, более кислым по сравнению с одновременными пирокластикой и лавами, пеплы, предшествовавшие извержению 30 марта 1956 г., содержат существенно меньше SiO_2 по сравнению материалом этого извержения и первыми лавами купола Нового.

Минеральный состав. Как было установлено в процессе изучения исторического и более древних макроциклов, цикличность этого порядка прослеживается в синхронных изменениях минерального состава пород – от преимущественно пироксеновых андезитов к роговообманковым и далее в противоположном направлении – от роговообманковых к двупироксеновым. В пеплах, предшествовавших катастрофическому извержению вулкана 30 марта 1956 г., среди темноцветных минералов доминировал ромбический пироксен в виде неправильных зерен и обломочков кристаллов. Роговая обманка отмечалась лишь в очень небольших количествах в виде обломков кристаллов изометрической или вытянутой форм. В пеплах извержения 30 марта 1956 г. роговая обманка и ромбический пироксен встречались примерно в одинаковых количествах, а в андезитах пирокластического потока этого извержения роговая обманка стала уже основным темноцветным минералом. Содержание роговой обманки достигло максимума в породах 1957 г. и представлена она была не зеленой, а бурой разновидностью. Призмочки гиперстена в этих образцах имеют покрасневшие края и наблюдается реакционное замещение пироксена роговой обманкой, а часть микролитов гиперстена замещена магнетитом.

В ходе последующих извержений роговообманковые андезиты сменились роговообманково-пироксеновыми, а затем – двупироксеновыми. Вкрапленники роговой обманки практически исчезли уже в лавах извержения 1961 г., подвергшись интенсивной гранулярной диссоциации с образованием агрегатов *Pl*, *Px* и *Mt*. Роговую обманку в качестве главного темноцветного породообразующего минерала в это время сменил ромбический пироксен. Однако роговая обманка в виде единичных кристаллов, в значительной степени подвергнувшись реакционной переработке, продолжала встречаться в породах Безымянного все последующие годы.

Кроме изменений в минеральном составе, полицикличность вулканического процесса находит свое отражение в широком развитии серийно-порфировых структур, в некоторых случаях дающих практически непрерывное распределение минеральных фаз по размерам. В то же время разные размерные генерации кристаллов иногда довольно резко различались между собой по составу минеральных фаз. В ходе исторических извержений зарегистрированы периодически повторяющиеся изменения структуры пород, синхронные эруптивной цикличности в пределах исторического макроцикла. В первые годы после извержения 30 марта 1956 г. произошло увеличение размера микролитов основной массы: переполненное плохо развитыми кристаллитами стекло андезитов 1956–1957 гг. сменилось чистым стеклом в андезитах 1961 г. и последующих лет. Затем степень

кристалличности лав стала увеличиваться. Количество основной массы (микролиты и стекло) резко снизилось от 65 % в 1956 г. до 34–40 % в последующие годы. Наиболее характерная особенность лав этого периода – появление фенокристаллов плагиоклаза и пироксена второй генерации. За 8–10 лет их количество, постоянно возрастая, достигло 40% общего объема породы. Именно за счет второго поколения вкрапленников росла кристалличность лав, количество фенокристаллов плагиоклаза и пироксена I генерации изменялось мало.

В 1965 г. произошло скачкообразное уменьшение кристалличности лав. Возможно, это было связано с первыми крупными разрушениями растущей экструзии и поступлением на поверхность более высокотемпературного, а следовательно, и менее раскристаллизованного ювенильного материала. Лавы второго этапа формирования экструзии (1965–1975 гг.) по характеру кристаллизации сходны с породами первого этапа формирования купола Нового. Для андезитов этого извержения характерно увеличение основной массы до 50 %. В основной массе отмечались четко ограниченные кристаллы плагиоклаза и пироксена размером до 100 мк; во вкрапленниках наблюдалось более низкое содержание плагиоклаза и ромбического пироксена II генерации, роговая обманка составляла 1–2 %. В последующие годы, как и в предыдущее десятилетие, степень кристалличности лав стала быстро возрастать. Одновременно фенокристаллы II генерации достигли размеров вкрапленников I генерации. Характерно присутствие в пироксенах обеих генераций включений апатита; в зональных кристаллах эти включения концентрируются на границе зон. Основной массы мало (30–35 %), стекло чистое, много кристобалита, роговая обманка диссоциирует и исчезает.

С 1977 г. извержениям вулкана вновь стали свойственны крупные разрушения постройки купола Нового, в результате чего на поверхность опять стал поступать более высокотемпературный и менее раскристаллизованный ювенильный материал. В извержении 1985 г. количество генераций плагиоклаза возросло до четырех (*Pl I*, *Pl II*, *Pl III* и микролиты) по сравнению с двумя генерациями в породах 1956–1957 гг. (*Pl I* и микролиты) и тремя – в породах 1965 г. (*Pl I*, *Pl II* и микролиты).

При исследовании раскристаллизованности пород складывалось впечатление, что в ходе кристаллизации имеющиеся в них субфенокристаллы достигают размеров фенокристаллов и отождествляются с последними. Микролиты, дорастая, становятся субфенокристаллами, а увеличивающиеся в размерах кристаллиты становятся микролитами. Однако при всех этих плавных переходах сохранялись диагностируемые на качественном уровне разрывы в распределении минеральной фазы по размерам, что по сути соответствует неравномерностям в образовании центров кристаллизации с течением времени, т.е. чередующимся периодам повышенной и пониженной интенсивности формирования новых центров кристаллизации.

Результаты применения количественно-минералогического анализа к изучению распределения площади сечений по размерам внутри одной и той же минеральной фазы показывают, что в логарифмическом масштабе в распределениях четко прослеживаются от двух до четырех крупных максимумов. Причем факт наличия нескольких максимумов устанавливается одновременно для всех присутствующих порообразующих минералов. Во многих случаях в распределениях отмечены неоднородности второго порядка в виде чередующихся точек перегиба или менее выраженных и более близко расположенных друг к другу второстепенных максимумов. Различия между порфировыми и серийно-порфировыми структурами, с точки зрения количественно-минералогического анализа, оказываются весьма условными. По сути для пород Безымянного они сводятся лишь к увеличению дистанции между крупными максимумами в распределениях площадей сечений по размеру внутри одной и той же минеральной фазы.

Кроме синхронного с эруптивной цикличностью периодического повторения структур был установлен факт параллельного изменения составов *Pl I* и II генераций вкрапленников, при сохранении разницы в средних составах для всех изученных извержений на 17–19 % *An*. При этом высокое значение *An* в лавах ранних извержений (1956–1957 гг.) сменилось минимальным – в лавах извержения 1961 г., а затем снова увеличилось в лавах более поздних извержений. При этом средние составы *Pl* каждой генерации в лавах извержения 1965 г. достигали таковых в лавах 1956–1957 гг.

В структуре пород находит свое отражение и цикличность обычных извержений. В частности, были зарегистрированы факты снижения количества вкрапленников I генерации (фенокристаллов)

на фоне возрастания количества стекла и вкрапленников II генерации (субфенокристаллов). Также отмечено общее уменьшение раскристаллизованности основной массы в более поздних продуктах извержения. Не остается постоянным и минеральный состав: для более поздних продуктов в извержении 1965 г. характерно появление в основной массе микролитов апатита. Некоторые выделения апатита достигали 100–150 мкм. В этом же извержении составы *Pl* обеих генераций параллельно изменялись от более кальциевых в ранних продуктах извержения к менее кальциевым – в поздних.

Наряду с изменениями структуры и минерального состава, полицикличность вулканического процесса находит свое отражение в зональности минеральных фаз, причем для крупных вкрапленников вполне обычен повторяющийся тип зональности. Особенно это характерно для плагиоклаза, у вкрапленников которого отмечаются прямой, обратный и повторяющийся типы зональности. Химическая зональность дополняется наличием зон, содержащих большое количество включений стекла. Как правило, эти зоны приурочены к контактам химической зональности, центру кристаллов и очень редко к их внешнему окаймлению. Развитие зональности в плагиоклазе варьирует в широких пределах: иногда зональные кристаллы редки, чаще, напротив, составляют подавляющее большинство вкрапленников плагиоклаза. Отмечается зональность у некоторых вкрапленников ромбического и моноклинного пироксенов.

Газовый состав. Полицикличность вулканического процесса находит свое отражение в изменении газового состава. Прежде всего это относится к изменению соотношений между газами группы серы и галогеноводородами по мере нарастания и снижения активности вулкана. В начале исторического макроцикла на общем фоне существенно сульфатного состава эксгаляций извержения эксгаляции самого начала развития извержения (октябрь–ноябрь 1955 г.) содержали *Cl* значительно больше, чем последующие. Отношение *S/Cl* стало максимальным во время и непосредственно после кульминационного извержения 30 марта 1956 г., а в последующие годы стало снижаться за счет возрастания доли галогенных газов. В первое десятилетие постпароксизмальной активности вулкана по мере роста купола в газах уменьшалось содержание SO_2 , H_2S , CO , CO_2 и увеличивалось HF и HCl . Несомненно, что на газовом составе и количестве газовых эманаций должна отражаться и цикличность обычных извержений, но при редком опробовании фумарол (1–2 раза в год) уловить эти изменения довольно затруднительно. И тем не менее, в результате многолетних наблюдений исследователи пришли к заключению, что и в ходе рядовых извержений вулкана нарастание его активности характеризуется увеличением соотношения *S/Cl*, а спад – уменьшением.

За первое десятилетие активности вулкана в конденсате расположенных на одной и той же высоте фумарол установлено снижение минерализации от 13,4 до 0,7 г/л. В зависимости от степени активности вулкана менялся состав формирующихся в ходе фумарольной деятельности возгонов. В спокойном состоянии обычно происходит формирование возгонов, состоящих из гипса, хлоридов и фторидов, а непосредственно перед взрывной активизацией вулкана для возгонов на поверхности активных блоков характерно появление натеков переплавленной серы зеленовато-желтого цвета. В прямой зависимости от степени активности вулкана варьирует с течением времени и количество выносимых на поверхность микрокомпонентов. Число определяемых микрокомпонентов и их концентрации находятся в прямой зависимости от времени постэруптивного цикла, а наиболее обогащены ими первые высокотемпературные эксгаляции.

Эволюция постройки вулкана. Мегацикл вулканической активности Безымянного прослеживается во все большей локализации вулканической (прежде всего экструзивной) деятельности в районе Безымянного, в результате которой и произошло формирование современной вулканической постройки центрального типа. Одновременно с формированием вулканического аппарата центрального типа в ходе мегацикла развития вулкана прослеживается тенденция к повышению его деструктивной активности, выражающейся в синхронных с макроцикличностью эпизодических разрушениях постройки вулкана. Первые признаки этого появляются в третьем макроцикле – формирование обвально-обломочной лавины. Для четвертого макроцикла характерны пеплово-глыбовые потоки, формирующиеся при разрушении привершинных частей вулкана, пятого (современного) – полное разрушение значительной части постройки вулкана.

В свою очередь макроцикличность в формировании структуры вулкана отражается в виде полного или частичного разрушения в ходе мощных эксплозивных извержений сформировавшейся в предыдущем макроцикле постройки вулкана с последующим формированием экструзивного купола (или куполов) и далее – в их частичной переработке и перекрытии стратовулканическим комплексом. Наиболее ярко иллюстрирует этот процесс историческое развитие постройки вулкана. За время, прошедшее после извержения 30 марта 1956 г., внутри кальдеры сформировалась современная часть постройки вулкана, три четверти которой занял экструзивный купол, рост которого начался непосредственно после этого извержения. Четвертая часть современной постройки вулкана занята активным восточным блоком, с которым связаны все извержения вулкана, по крайней мере, с середины 70-х годов до конца 80-х. По сути этот блок является своеобразной переходной формой между экструзивным куполом и стратовулканом.

В ходе макроцикла, по мере достижения новообразованной частью вулканической постройки определенных критических размеров, в ее формировании начинает отражаться и цикличность масштаба эруптивных циклов. Цикличность этого временного масштаба прослеживается в развитии постройки вулкана аналогично описанной выше макроцикличности, отличаясь лишь меньшим масштабом явлений. В ходе импульсов мощных эксплозивных извержений вулкана в пределах эруптивных циклов возрастает вероятность крупных разрушений формирующейся постройки вулкана, которые залечиваются в ходе последующих затяжных экструзивно-эффузивных извержений при общем практически непрерывном характере извержений.

Это можно проиллюстрировать на примере активного восточного блока купола Нового. Существование в постройке восточного блока субгоризонтальной неоднородности, характерной для стратовулканов, и субвертикальной неоднородности, свойственной экструзивным куполам, ведет к значительно меньшей прочности восточного блока по сравнению как с экструзивными, так и со стратовулканическими образованиями. Это делает более вероятным возникновение крупных вулканических обвалов, которые могут спровоцировать развитие мощных направленных извержений. Подобные извержения приводят к значительным разрушениям в постройке вулкана, и стратовулканический комплекс начинает формироваться заново. Фактически происходит не пассивное наложение стратовулканического комплекса на экструзивный купол, а периодическая, синхронная с эруптивной цикличностью активная переработка части постройки вулкана. В итоге, в формирующемся разрезе будут присутствовать лишь не подвергнувшаяся переработке часть экструзивного купола и достаточно зрелый стратовулканический комплекс.

Отражение цикличности обычных извержений на эволюции постройки Безымянного наиболее ярко иллюстрируют извержения, происходившие в 80-е годы. Эти извержения, как правило, начинались с очень слабого деформационного процесса, охватывавшего привершинную часть восточного блока и приводившего к образованию деформационного поднятия с близсферической поверхностью. Дальнейшее усиление процесса обуславливало трансформацию деформационного купола в жесткую экструзию в форме обелиска. Однако и сама экструзия в процессе роста и разрушения трансформировалась в лавовое вздутие, материал которого начинал стекать вниз по склону, образуя лавовый поток. Затухание активности вулкана приводило к переходу от эффузивной деятельности к слабому экструзивно-деформационному процессу, образующему куполовидное поднятие в привершинной части лавового потока. Цикл эволюции постройки: вулкана деформационный купол – экструзивный блок – лавовое вздутие – лавовый поток – деформационный купол — в 80-е годы отражал цикличность обычных извержений и был характерен для извержений как с четко выраженной кульминацией и бурной эксплозивной деятельностью, так и затяжных экструзивно-эффузивных. Для последних подобная, но менее ярко выраженная цикличность, эволюции постройки вулкана была характерна и для циклов временных усилений и ослаблений активности, осложнявших общее течение извержения.

2.1.3. Аналогии полицикличности вулканического процесса в извержениях других вулканов

Рассмотренные на примере извержений Безымянного наиболее характерные черты вулканического процесса (полицикличность, зависимость формы извержений от поведения летучих, признаки саморазвития и саморегуляции, отражение полицикличности вулканического процесса в фациальном, химическом, минеральном и газовом составах извергающегося материала, эволюции вулканической постройки) обычны и для извержений других вулканов и зон ареального вулканизма, хотя в силу специфики вулканического процесса в каждом конкретном случае форма проявлений этих закономерностей может быть весьма разнообразной.

Анализ деятельности любого вулканического центра, любого извержения показывает, что полицикличность является универсальной и всеобщей чертой вулканического процесса. На существование в извержениях вулканов периодичности трех различных временных масштабов указывал еще Л.К. Грейтон [64]. В попытке обобщить явления полицикличности вулканического процесса Г.Н. Ковалев и Ю.Б. Слезин [124] выделили следующие типы пульсаций:

1. Крупные этапы или циклы вулканизма, определяющие развитие целых регионов, связанные с закономерным изменением химизма продуктов и общего характера вулканизма.
2. Рождение, развитие и отмирание вулканических аппаратов.
3. Периоды усиления и ослабления активности вулкана.
4. Чередование извержений и периодов покоя.
5. Неравномерности в процессе отдельного извержения.

Первый тип пульсаций ранее при рассмотрении деятельности конкретного вулкана – Безымянного был вне нашего поля зрения. Второй тип соответствует мегациклу развития Безымянного. Третий тип для вулкана Безымянного соответствует макроцикличности и цикличности эруптивных циклов. Естественно, что и два последних типа пульсаций широко представлены в динамике извержений Безымянного. Однако необходимо учитывать, что первый, третий и пятый типы пульсаций в действительности объединяют цикличность разных временных масштабов. Наиболее очевидный пример – макроцикличность и цикличность эруптивных циклов в извержениях вулкана Безымянного, поэтому классифицировать весь спектр цикличности едва ли возможно даже в первом приближении.

Особенно широк спектр масштабов цикличностей, отождествляемых с неравномерностями в процессе отдельного извержения. В частности, при исследовании сейсмического сопровождения извержений вулкана Ключевского выявлена [126] полицикличность повышения его активности с периодами 1 мин 34 с, 6 мин 10 с, 40 мин, 36 ч и суперпозиции этих гармоник. Этот набор масштабов цикличности сохранялся, по крайней мере, в течение 1 года и 7 мес, а основные частоты являются характерными для деятельности Ключевского вулкана с 1932 г.

Г. Тазиев [223] привел описание довольно экзотического типа цикличности – пульсаций уровня лавового озера вулкана Ньярагонго. Между 1948 и 1958 гг. уровень лавы в озере понизился примерно на 50 м. Озеро продолжало опускаться и в 1959 г., однако при осмотре озера 13 февраля 1966 г. установлено, что оно поднялось на десятки метров по сравнению с уровнем 1948 г. И этот подъем продолжался по крайней мере до 1972 г. Эти долговременные колебания уровня лавы в озере осложнялись более кратковременными разливами – быстрыми подъемами уровня лавы в озере, в результате которых оно выходило из берегов, и последующим восстановлением прежнего уровня. Найти какую-либо закономерность в короткопериодных пульсациях уровня лавы в озере Г. Тазиеву не удалось. Связь с морскими приливами и отливами не наблюдалась, а в ночь происходило до шести пульсаций уровня лавы в озере.

В качестве примера крупных этапов или циклов вулканизма, определяющих развитие целых регионов, можно привести региональную цикличность Южной Камчатки. Анализ имеющегося материала по масштабам и интенсивности кислого вулканизма в среднеплейстоцен-голоценовое время позволил Н.Н. Кожемяке [125] сделать заключение о резко неравномерном во времени, пульсацион-

ном характере его появления. Главная масса материала была извергнута в сравнительно короткие интервалы и практически одновременно по всей территории зоны. Длительность проявления каждой последующей вспышки кислого вулканизма и объем изверженного материала в целом уменьшаются с течением времени. При сравнении масштабов и интенсивности основного и кислого вулканизма как будто намечается следующая тенденция: наиболее сильные вспышки кислого вулканизма смещены во времени с максимумами интенсивности основного вулканизма и проявляются несколько позже. Крупномасштабная цикличность вулканизма выявлена и в некоторых районах Восточного Паратетиса [285] (Молдавии, Керченском и Таманском полуостровах, а также Азербайджане). Цикличность прослеживается в фациальном и химическом составах пород.

Основатель Гавайской вулканологической обсерватории А. Джаггар указывал на определенную периодичность в развитии вулканической деятельности Килауэа, которую он поставил в связь с 11-летним периодом солнечной активности [142]. Максимальная интенсивность вулканической деятельности Килауэа, по Джаггару, соответствует наибольшей солнечной активности. Опираясь на данные об эксплозивных извержениях 1790 и 1924 гг., он отметил, кроме того, 132-летний суперцикл.

Необходимо подчеркнуть, что полицикличность вулканического процесса характерна и для ареального вулканизма. Причем для зон ареальных извержений характерен столь же широкий спектр масштабов цикличности. В частности, в основаниях лавовых толщ ареальных извержений Ключевской группы доминируют мегаплагиофировые базальты. Вверх по разрезу прослеживается общая тенденция к их замене последовательно на мезо-, микроплагиофировые и афировые разности. В петрохимическом отношении эта тенденция соответствует переходу от излияний преимущественно субщелочных глиноземистых базальтов к извержениям известково-щелочных магнезиальных базальтов умеренной щелочности.

В силу более высокой эксплозивности магнезиальных базальтов закономерно меняется и характер извержений. Если при излияниях субщелочных глиноземистых базальтов формируются обширные лавовые поля с невысокими (5–100 м) шлаковыми конусами при низком коэффициенте эксплозивности (3% по оценкам для Толбачинского дола), то при доминировании магнезиальных базальтов резко возрастает коэффициент эксплозивности (до 20–30% по Толбачинскому долу) и начинают формироваться очень крупные шлаковые конусы. На эту общую тенденцию в эволюции вещественного состава и форм ареальных извержений накладывается изменчивость более низких уровней. В общем случае чередование излияния субщелочных глиноземистых и магнезиальных базальтов с контрастными или плавными переходами и соответствующими изменениями форм наблюдается даже в ходе единичного извержения.

В частности, полицикличность в развитии ареальных извержений можно рассмотреть на примере Большого трещинного Толбачинского извержения (БТТИ) в 1975–1976 гг. [260, 267, 270, 277]. Ход этого извержения распадается на два крупных цикла, связанных с формированием соответственно Северного и Южного прорывов, каждый из которых состоит из нескольких эпизодов раскрытия трещин и формирования шлаковых конусов. Во время Северного прорыва образовались четыре конуса, в ходе Южного прорыва – три. Деятельность каждого из них осложнялась периодами усиления и ослабления активности, причем наиболее кратковременные пульсации соответствовали четкой ритмичности эксплозивной деятельности стромболианского типа с интервалом от 0,5 до 2–3 с.

В ходе БТТИ наблюдалось [277] закономерное изменение химического состава пород от высокомагнезиальных базальтов (MgO – 9,6–10,7%) с высоким содержанием CaO (11–12%), низким – глинозема (12,5–13,7%), умеренным Na_2O+K_2O (3,3–3,6%) и TiO_2 (1,0–1,1%) к субщелочным глиноземистым базальтам (Al_2O_3 – 16–17%) с умеренным содержанием MgO (2,5–6,5%), CaO (8,7–9,6%) и повышенным содержанием Na_2O+K_2O (5,2–5,6%) и TiO_2 (1,45–1,65%). Также отмечено некоторое повышение в ходе извержения содержания P_2O_5 от 0,16–0,30 до 0,35–0,55%. Различия в содержании кремнезема, в общем, невелики, хотя в целом несколько выше для пород конца извержения: для Южного прорыва 50,1–51,8%, для более раннего Северного – 48,9–50,9%. Таким образом, в ходе извержения БТТИ, которое мы рассматриваем как пример цикличности единичных извержений ареального типа, наблюдалась петрохимическая эволюция продуктов извержений, причем эта эволю-

ция происходила в обратном направлении по сравнению с упомянутыми выше общими петрохимическими тенденциями развития Толбачинской ареальной зоны.

В ходе БТТИ зарегистрировано и полициклическое изменение минерального состава пород, синхронное с общей динамикой (циклическостью) извержения. В целом в процессе извержения минеральный состав лав изменился от субафировых базальтов с единичными вкрапленниками клинопироксена, оливина, плагиоклаза и субфенокристаллами тех же минералов (Северный прорыв) до мегаплагиофировых базальтов с крупными (более 1 см в поперечнике) кристаллами плагиоклаза и их сростками и более мелкими вкрапленниками плагиоклаза, оливина, клинопироксена и рудного минерала (Южный прорыв). Наряду с этим, в процессе извержения установлены синхронные с динамикой извержения вариации минерального состава более мелких масштабов. Так, в ходе Северного прорыва на фоне общего снижения содержания вкрапленников с 8,0 до 2,0% отмечены [277] вариации степени кристалличности. В частности, выявлено закономерное увеличение вкрапленников в бомбах и лавах с 2 до 6 % в первые один-два дня после возникновения каждого нового эруптивного центра. Очевидна и жесткая связь динамики извержения с эксплозивной деятельностью [277], т.е. с режимом отделения летучих компонентом и их количеством.

В качестве примера цикличности ареальных извержений в масштабах, превышающих цикличность единичного извержения, можно привести цикличность формирования третичных платобазальтов Исландии [141]. Покровы третичных эффузивов распространены на востоке и северо-западе острова, занимая 35–40 % его территории (около 200 000 км²). Наибольшей мощности (12 км) эффузивная толща достигает на востоке острова, на северо-западе она значительно меньше (3 км). Мощность покровов колеблется от нескольких десятков сантиметров до 10–20 м, возрастая, как и число покровов, в направлении зоны современного вулканизма. Протяженность индивидуальных покровов достигает нескольких километров. Базальтовые покровы наклонены в сторону неовулканической зоны, причем углы наклона уменьшаются от 10–12° в нижних частях разреза до 3–5° в верхних горизонтах.

Толща эффузивов имеет следующий петрографический состав: толеиты (48 %), оливиновые толеиты (23 %), плагиофировые базальты (12 %), риолиты и дациты (8 %), андезиты (3 %), пирокластические и осадочные породы (6 %). В относительно ранних работах отмечалось отсутствие в разрезе лав какой-либо закономерной смены одних пород другими (например цикличности), а также определенной направленности эволюции вулканизма во времени. С прогрессом петрографических и петрохимических исследований было установлено, что лавы верхних частей разреза третичной толщи обогащены оливином и магнием и обеднены Zr, Y, Nb, Tr.

Детальное изучение почти двухкилометрового разреза лав с возрастом 10–9,5 млн лет по кернам скважины в Рейдарфьорде позволило выделить в эффузивной толще три свиты, которые, как предполагается, образовались в ходе самостоятельных эпизодов плавления мантии и дифференциации магм в промежуточных очагах. Верхняя свита (0–600 м) объединяет серию пород от высокомагнезиальных андезитов до ферроандезитов (исландитов). Преобладают низкоглиноземистые толеиты и ферробазальты, которые в большинстве своем (70 %) афировые и редкопорфировые. Средняя свита (600–1300 м) на 60 % сложена ферробазальтами и исландитами, т.е. представляет собой более дифференцированную ассоциацию по сравнению с верхней свитой. Нижняя свита (1300–1920 м) по петрографическому составу похожа на верхнюю. В целом на лавы приходится 54 % мощности разреза, 41 % составляют дайки и 5 % – пирокластические кислые, средние и основные породы, которые образуют пропластки (мощностью 0,5 м) между лавовыми покровами. В пределах выделенных свит отмечаются признаки вложенной цикличности.

На примере БТТИ и третичных эффузивов Исландии мы затронули аналоги отражения полициклическости вулканического процесса в вещественном составе продуктов ареальных извержений. Однако наиболее ярко полициклическость прослеживается в развитии долгоживущих вулканических центров. В частности, в развитии вулканизма в пределах рядов четвертичных вулканов Курильской островной дуги выделяются [222] до 2–3 и более циклов. Каждый из этих циклов, по мнению исследователей, обычно начинается излиянием основных лав и заканчивается эксплозивными извержениями андезитового и более кислого материала, часто с образованием вершинных кальдер. Если учесть,

что в циклически повторяющемся процессе начальную точку цикла по составу пород определить довольно сложно, то эта цикличность аналогична макроцикличности в развития вулкана Безымянного, но зачастую превышает последнюю по масштабам. В пределах рядов прослеживаются и признаки направленной эволюции. Это выражается в уменьшении вверх по разрезу объемов продуктов макроциклов. Причем объем продуктов одноименных циклов на всех вулканах примерно одинаков, т.е. интенсивность деятельности вулканов на одной и той же стадии развития примерно равная. В связи с этим у молодых вулканов, находящихся на более поздней стадии развития, абсолютный и относительный объем голоценовых образований больше, чем у древних вулканов.

Пример мегацикла развития сначала в гомодромном, а затем в антидромном направлении дает Кошелевский массив [203]. Он объединяет вулканы, завершившие продолжительный цикл андезитобазальтового вулканизма от базальтов до андезитодацитов с последующим приближением к исходному базальтовому составу. Аналогична общая тенденция развития Дзедзур-Жупановской группы [79], в которой отмечается следующая общая последовательность формирования пород: андезитобазальты, андезиты (Q_{2-3}), андезитодациты, дациты (Q_3), липариты, андезиты, андезитобазальты, базальты (Q_4). Хорошо выражен эволюционный цикл у вулкана Дикий Гребень [19] – самого крупного вулкана из сложенных кислыми вулканитами в Курило-Камчатской островной дуге. Этот вулкан представляет собой позднеголоценовую лавоэкструзивную постройку, состоящую из большого числа тел риодацитового, дацитового и андезитового составов, формировавшихся в антидромной последовательности.

Аналогично вулкану Безымянному происходило развитие вулкана Таушниц [281] – андезитового экструзивного стратовулкана со сложной длительной историей развития. Выделены три фазы развития: 1) формирование основной постройки (среднечетвертичное время), 2) образование экструзий (верхнечетвертичное время), 3) направленное извержение и развитие молодого купола (ранний голоцен). В процессе развития вулкана наблюдается слабая дифференциация в пределах андезитов – от кислых разностей до основных. По данным тефрохронологии [167], за последние 10 тыс. лет резко неравномерно происходили извержения вулкана Авача: этапы интенсивной эруптивной деятельности длительностью в 100–300 лет прерывались намного более продолжительными (200–1500 лет) периодами относительного покоя, когда извержения отсутствовали или были настолько слабыми, что их следы не фиксировались в разрезах почвенно-пирокластического чехла². При этом неоднократно менялся внешний облик и химический состав пирокластического материала.

Однако наиболее яркие примеры полицикличности вулканического процесса дают долгоживущие вулканические центры Камчатки. Так, в пределах вулканического центра Ксудач [170] выделяется пять этапов кальдерообразования с извержением пемз, игнимбритов, туфов дацитового состава и последующим извержением андезитов и андезитобазальтов. В основании вулкана Крашенинникова описана [191] мощная пачка базальтовых шлаков, которая, переслаиваясь с моренными отложениями, залегает непосредственно на отложениях более кислых пемз. Эти пемзы исследователи относят к кальдерообразующим отложениям. Для нас же представляет интерес сам факт наличия антидромной тенденции в момент и непосредственно после кальдерообразования.

В деятельности самого вулкана Крашенинникова исследователи [191] выделяют три макроцикла, отвечающих времени формирования трех его конусов. В течение первых двух циклов вулкан развивается по сходной схеме. В их первой половине, в процессе извержений преимущественно базальтового и андезитобазальтового материалов, шло активное формирование конусов. Наиболее мощные извержения начального этапа следуют одно за другим через 200–300 лет. Перерыв, следующий за этапом активного роста конусов, составляет около 700–1000 лет. Деятельность каждого конуса возобновляется с извержений основного материала, более слабых, чем во время первого этапа прорывов на склонах вулкана и умеренных и слабых извержений вершинного кратера. За ним следует

² По нашему мнению, наличие или отсутствие в почвенно-пирокластическом чехле тефровых отложений и их мощности не могут служить однозначным признаком степени активности вулкана в тот или иной промежуток времени. Все зависит от характера извержения, значений коэффициента эксплозивности. Как показывает пример Безымянного, в ходе затяжных экструзивно-эффузивных извержений формирование тефры вообще не происходит, несмотря на довольно высокий уровень активности.

затем бурная вспышка андезитодацитового вулканизма длительностью около 1000–1500 лет. К началу активизации приурочены наиболее мощные эксплозивно-эффузивные извержения вершинного кратера, которые сменяются умеренными и слабыми эксплозивными. Извержения происходят с перерывами порядка 100–300 лет. Завершает формирование как Южного, так и Северного внешнего конусов период покоя длительностью 800–1000 лет. После периода покоя, завершившего деятельность Южного конуса, эруптивный канал переместился примерно на 2 км к северу вдоль ослабленной зоны, где и заложился Северный конус вулкана. Во втором случае произошло образование вершинной кальдеры и новый аппарат (Северный средний конус) унаследовал эруптивный канал предыдущего. Формирование Северного среднего конуса начинается с извержений андезитов – дацитов и за очень короткий промежуток времени (первые десятки лет) эволюционирует до андезитобазальтов.

В истории эруптивной активности вулкана Кизимен [169, 282] выделяются четыре цикла, состоящие из периодов активизации и следующих за ними периодов ослабления (вплоть до прекращения) вулканической деятельности. Как правило, период активизации каждого цикла начинался с мощных эксплозий, а завершался формированием экструзивного купола и излиянием лавовых потоков. Циклы различались объемом и составом изверженных пород, параметрами извержений, продуктивностью, соотношением пропорций ювенильного и резургентного материала. Наблюдалось последовательное увеличение основности пород от ранних этапов развития его к поздним (от 65 до 52% SiO_2) с соответствующим изменением минерального состава – от кварц-содержащих амфибол-пироксеновых андезитов до оливин-пироксеновых андезитобазальтов.

Четко выраженная маккоритмичность свойственна деятельности вулканического центра Ксудач. Выделены [198] четыре крупных ритма и соответствующие им комплексы отложений, включавшие начальные фазы эксплозивно-эффузивного вулканизма, длительные перерывы активности и заключительные фазы эксплозивного, преимущественно андезит-дацитового (иногда до базальтов), вулканизма, сопровождавшегося образованием одиночных кальдер (I и II ритмы), линейного ряда кальдер (III ритм) или крупных кратеров (IV ритм, извержение 1907 г.) Мегацикл эволюции прослеживается в уменьшении размеров кальдер, снижении высоты внутрикальдерных построек и последовательном сокращении объемов извергнутого в каждом ритме материала (40, 27, 12, 0,8 км³ соответственно).

Ярко выражена полицикличность вулканического процесса в строении вулкана Мутновского [200]. Массив этого вулканического центра состоит из четырех двойных стратовулканов, развивавшихся по одинаковой схеме: рост конуса – образование вершинной кальдеры (кратера) – рост внутрикальдерной постройки и затухание вулкана, после чего происходило смещение выводного канала и цикл повторялся на новом месте. В целом состав вулканитов обнаруживает в ходе развития вулкана циклические вариации. Ассоциации пород трех ранних конусов вулкана характеризуются почти одинаковыми диапазонами дифференциации – от базальтов до риодацитов, самый молодой конус наименее дифференцирован и представлен в основном базальтами. Повторяемость серий вулканитов свойственна и внутрикальдерным постройкам, отличающимися более узкими интервалами базальт-андезитовой дифференциации. Самым заметным признаком направленной эволюции пород вулкана является смена ранних амфибол- и биотитсодержащих ассоциаций на безводные минеральные ассоциации.

Однако наиболее обширный и интересный материал по полицикличности вулканического процесса собран в пределах Карымской группы вулканов [35, 36, 38, 65, 199, 201, 278]. Здесь пароксизмальные вспышки кислого вулканизма и кальдерообразования разделяют четвертичный вулканический процесс на три крупных ритма [201]: ранне-среднеплейстоценовый, позднеплейстоценовый и позднеплейстоценовый – современный. Переход от ритма к ритму сопровождается закономерным сокращением их длительности, объемов извергнутого материала и размеров молодых кальдер. Изменение в характере эволюции вещества проявилось в последовательном снижении контрастности ассоциаций вулканитов от ритма к ритму за счет появления промежуточных разностей пород и сокращения диапазона вариаций химического состава. Породы I ритма образуют контрастную серию базальт (андезитобазальт) – дацит. В сериях II и III ритмов существенные объемы составляют пирокластика и лавы андезитов. Сокращения диапазона вариаций химического состава особенно отчетливо проявлено для центра Малого Семячика.

Начало I ритма включает этапы формирования докальдерного комплекса: плато-лав с подчиненным количеством пирокластики, образующих цоколь, и ранне-среднеплейстоценовых стратовулканов. Эти образования сложены базальт-андезитобазальтами, более кислые породы в отдельных лавовых горизонтах и вершинных экструзиях составляют незначительные объемы. С развитием докальдерного комплекса сформировалась обширная (50×60 км) аккумулятивная возвышенность. Первый ритм, по мнению исследователей³, завершился во второй половине среднего плейстоцена крупнейшим пароксизмом кислого вулканизма с образованием обширных покровов игнимбритов и крупной (20×30 км) Карымско-Семячинской кальдерной депрессии. Последняя представляет собой ассоциацию трех кальдер обрушения диаметром 10–12 км и сопряженных с ними секторных грабенов. Состав игнимбритов варьирует от липарито-дацитов до андезитов, при этом более кислые разности тяготеют к подошвам остывших единиц. Отмечается и вложенная цикличность игнимбритообразования. Так, в кальдере Большого Семячика выделены [65] три петрохимических игнимбритообразующих этапа, которые начинались извержением пирокластических потоков риолито-дацитового состава и заканчивались формированием андезитовых – андезитобазальтовых игнимбритов.

II ритм вулканизма развивается в структурном подчинении Карымско-Семячинской депрессии. В верхнем плейстоцене сформировались крупные стратовулканы, сложенные базальтами и андезитобазальтами: пра-Семячик, Академии наук и Белянкина, Двор и Древний Карымский. Развитие отмеченных крупных стратовулканов завершилось вторым (в Карымской группе) этапом кислого вулканизма и образованием молодых кальдер: Академии наук (Карымского озера, диаметр 5 км) и Малого Семячика (7 км) в конце позднего плейстоцена, Карымского вулкана (5 км) в голоцене. Состав пирокластики кальдерообразующих извержений, завершающих II ритм вулканизма Карымской группы, в среднем отвечает андезитам для кальдеры Малого Семячика и дацитам для кальдер Академии Наук и Карымского, более кислые разности развиты в основаниях покровов. Объемы пирокластики соответственно составляют 8,6 и 6 км³.

III ритм представлен ныне действующими внутрикальдерными вулканами Карымским и Малым Семячиком. В кальдере Академии Наук, занятой Карымским озером, вулканизм современного этапа не проявлялся. Эволюция современных вулканов Карымского и Малого Семячика различна. Рождение первого, наиболее молодого в Карымской группе, связано с мощным кальдерообразующим извержением 7700 лет назад [38]. Еще одно очень мощное эксплозивно-эффузивное извержение произошло около 4400–4500 лет назад. Для этих извержений характерны кислые продукты до дацитов – риолито-дацитов. В перерывах между ними происходили более спокойные извержения до базальтов (SiO_2 – 52%). За последние 500 лет состав вновь изменился в сторону андезитодацитов.

Цикличность нескольких порядков прослеживается и в современной деятельности вулкана. Так цикл эффузивно-эксплозивного извержения 1970–1980 гг. [278] состоял из девяти более мелких эруптивных циклов, различающихся по силе, продолжительности и характеру извержений. Отмечается общая закономерность в последовательности эруптивных событий: возобновление активности (разрушение застывшей верхней части магматической колонны) – пароксизмальная фаза (извержение наиболее газонасыщенного пемзового материала в результате сильной эксплозивной деятельности) – излияние вязких лавовых потоков глыбового строения – рост и формирование эффузивно – экструзивного купола – образование лавовой пробки – вновь разрушение верхней застывшей части магматической колонны и т.д. Появление газонасыщенного пемзового материала не всегда следовало за серией взрывов, разрушающих лавовую пробку (купол). Эти события были характерны для наиболее сильных извержений вулкана 11.V.1963 г. и 11.V.1970 г. Данная цикличность находила свое отражение в фациальном и минеральном составе вулканитов [278]. Каждый раз в пароксизмальные стадии извержения после мощных эксплозий изливались жидкие газонасыщенные потоки пемзового облика, содержание вкрапленников в которых не превышало 8,0–10,0%. В периоды же умеренно эксплозивной или эксплозивно-эффузивной стадий, когда изливались глыбовые лавовые потоки, содержание вкрапленников в вулканических продуктах составляло 16–20%.

³ По нашему мнению, в циклически повторяющемся процессе понятия начало и конец весьма условны.

Малый Семячек претерпел более длительную эволюцию вещества и морфологии постройки. Он представляет собой вулканический хребет из трех последовательно сросшихся конусов, возраст самого молодого из которых соответствует возрасту вулкана Карымского. Два более древних конуса сложены базальтами и завершили свою деятельность небольшими порциями андезитов и дацитов. В молодой, ныне активной части постройки преобладают андезитобазальты. Особенностью последнего этапа деятельности Малого Семячика являются следы лавового озера в вершинном кратере и обильное излияние кислых железистых андезитобазальтов. В ходе тефрохронологических исследований [35, 36] в разрезе пирокластических отложений подножия вулкана выделены циклические единицы нескольких порядков (ритмы, группы, комплексы). Отложения ритмов запечатлевают четко выраженные пульсации вулканической активности, начинающиеся интенсивной эксплозивной деятельностью и заканчивающиеся ослаблением или прекращением вулканической деятельности с образованием погребенных почв. Группы и комплексы отложений представляют собой единицы более высокого порядка, которые включают несколько ритмов и являются отражением серии крупных пульсаций. Цикличность прослеживается и в эволюции вещественного состава извергавшегося материала. В частности, проявлениям цикличности единичных извержений соответствует непрерывное изменение состава пород в моногенных лавовых потоках – от андезитов в передовых частях до андезитобазальтов и базальтов в заключительных порциях.

Естественно, что ярко выраженные явления полицикличности в формировании долгоживущих вулканических центров не могли остаться без внимания исследователей. Здесь следует особо отметить работы О.Б. Селянгина [198–201], внесшего большой вклад как в изучение проявлений полицикличности в строении долгоживущих вулканических центров, так и в попытки интерпретации самого явления полицикличности. В его работах можно отметить как положительные, так и отрицательные моменты. Наша точка зрения созвучна идеям О.Б. Селянгина о вулканическом процессе как о пульсационном (но в целом прогрессирующем) поднятии магмы к поверхности Земли и о том, что феномен долговременной ритмической дегазации питающей вулкан магмы заслуживает внимания и относительно таких его вероятных следствий, как фракционирование летучих, смещение минеральных равновесий в магме и, возможно, связанное с этим изменение серийной принадлежности и металлогенической специализации изверженных пород. Рассматривает О.Б. Селянгин и возможность того, что *«вскипание магмы вносит существенный вклад в интрузивное давление»*.

В принципе от этих идей до представлений о динамической активности магм, позволяющих интерпретировать явление полицикличности в целом (см. раздел 2.1.4), остается лишь один небольшой шаг. Но в условиях парадигмы пассивности магм и господства представлений [140, 165] о поднятии генерируемой магмы вследствие всплывания и перетекания по каналу, высота которого контролируется гидростатическим равновесием, попытки единой интерпретации явления полицикличности заведомо обречены на провал. Поэтому, для объяснения цикличности масштабов, – исследователи были вынуждены привлекать различные гипотезы. В частности, большое распространение получила гипотеза дренирования магматических очагов (поступления все более глубинных и наименее дифференцированных порций) для объяснения антидромной эволюции вещественного состава в ходе одиночного извержения. Для объяснения макроцикличности привлекается еще одна гипотеза – периодическая перестройка магмоподводящей системы вулкана из-за периодического достижения конусами вулкана определенных пределов роста.

Если первая гипотеза вполне логична, хотя и не может объяснить проявлений гомодромных тенденций в явлениях полицикличности, то второе предположение не выдерживает никакой критики. Автоколебательный режим вулканической деятельности более универсальное явление, чем процесс формирования вулканических конусов. Если энергии хватает на то, чтобы разрушить вулкан, то уж повысить уровень *«высоты подъема магматической колонны»* и излить очередной лавовый или пирокластический поток хватило бы тем более. По сути здесь причина объясняется следствием, и исследователи оказываются в плену представлений, что процесс извержений определяется формой вулкана. Подобные попытки объяснить деятельность вулкана его формой свойственны вулканологии как науке едва ли не с самого рождения. Нечто подобное можно найти, в частности, еще во взглядах первого исследователя Камчатских вулканов Стеллера [133]. *«Причем сообщает господин*

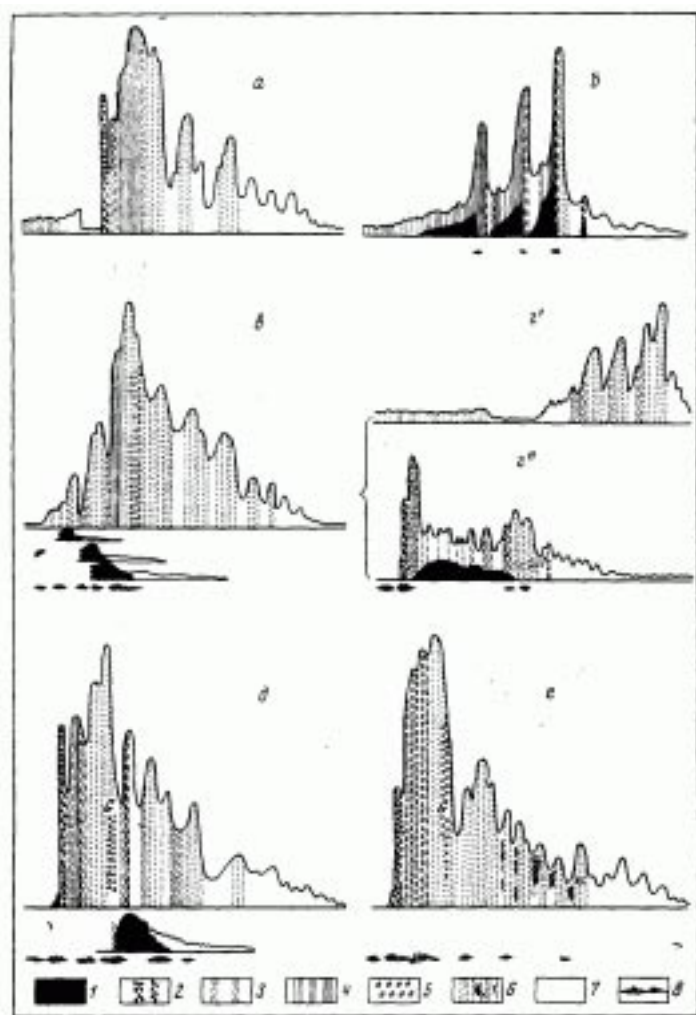


Рис. 61. Диаграммы извержений (по А. Ритману [193]).

а – вершинное извержение с выбросами; б – смешанное вершинное извержение; в – извержение на склоне; г – эксцентричное извержение: г' – жерло, г'' – место извержения; д – смешанное извержение на склоне при закупоренном жерле, е – извержение пемзы при закупоренном жерле. При извержениях в и д на склонах происходили излияния лавы, которые нанесены ниже абсциссы (край кратера). 1 – излияния лавы; 2 – выброс брекчий, 3 – выброс шлаков; 4 – выброс лавы до лавовых фонтанов; 5 – извержение пемзы; 6 – извержение пепла; 7 – деятельность пара; 8 – интенсивность землетрясений; G – газовая фаза

Стеллер следующие примечания: 1) что горят только одинакие горы, а не хребты гор. 2) что все оные горы имеют снаружи одинакой вид, следовательно, и внутри одинакое состояние, и кажется ему, будто внешний их вид придает некоторую силу к внутреннему существу и произведению горящих материй и к действию возжигания. 3) что на самых верхах всех гор, которые курились или горели прежде, а после загасли, выходят моря или озера; почему рассуждать можно, что

как горы выгорели до самой подошвы, то водяные проходы отворились и заняли полое место: и сие служить может к истолкованию возгорания гор и горячности теплых вод».

Исследования фумарол и гидротермальных источников нередко выявляют тесную связь между характером активности вулкана, вариациями состава флюидов и режимом их выделения. Обычно это выражается в постепенном нарастании дебета источников и их температуры, а также в изменениях концентрации отдельных компонентов вулканического флюида перед извержением [290]. Более того, газы высокотемпературных фумарол служат индикаторами вулканической активности. Так, для вулканов Камчатки И.А. Меньшилов [173] отмечает, что в предэруптивный период в фумаролах возрастает температура, увеличивается содержание кислых газов и наблюдается рост S/Cl. На вулканах Асама и Мохера [290] за несколько месяцев до извержения заметно повысился дебит эманацій и понизилась их радиоактивность. Одновременно в составе вулканических газов повысилась концентрация серных и галоидных соединений. Эта тенденция сохранялась вплоть до кульминационной стадии извержения. Возрастание концентрации соединений серы за несколько месяцев до извержений зафиксировано в фумаролах Гавайских вулканов, на острове Маунт-Рейнер и др. Выявленные связи позволили ряду исследователей предложить использование изменений содержания компонентов в вулканических газах для прогноза вулканических извержений, анализа динамики извержений и предсказания их спада.

При анализе любого извержения прослеживаются жесткая связь динамики извержений с газоотделением и зависимость режима извержения от поведения летучих. Наиболее наглядно импульсы активности, осложняющие течение каждого извержения и их отражение в формах извержения, отображают диаграммы (рис. 61), на которых Ритман [193] предложил по абсциссам откладывать вре-

мя, а по ординатам – интенсивность явлений извержения. Характер активности вулкана на такой диаграмме наносится условными значками.

Цикличность была свойственна вулканическому процессу во все времена. Ее проявления в развитии древнейших вулканических областей можно проиллюстрировать на примере зелено-каменного пояса Абитиби [141]. Этот пояс, называемый также осадочно-вулканическим, представляет собой архейскую (2,7 млрд лет) складчатую область субширотного простираения, расположенную в южной части Канадского щита. Между стратиграфическими схемами различных авторов существуют расхождения, однако все они отражают главную особенность вулканической толщи – гомодромную в целом эволюцию вулканизма толщи. В ее низах преобладают подушечные ультрамафитовые и мафитовые лавы (коматииты, базальты), в средней части – подушечные базальты и андезиты, а в верхней – туфы и в меньшей степени лавы дацитов и плагиоориолитов в чередовании с потоками андезитов. Редкие прослои кислых вулканитов – предполагаемые пепловые туфы – встречаются и в более низких частях разреза.

Джолли [314] выделяет в сводном разрезе вулканитов Абитиби следующие четыре серии (снизу вверх): магнезиальную, магнезиально-толеитовую, толеитовую и известково-щелочную. Джолли трактует эти серии как результат четырехкратного возобновления базальтоидного вулканизма, связанного с плавлением мантийного перидотита и последующей дифференциацией в субвулканических камерах. В итоге внутри каждой серии наблюдается следующая эволюция составов: в магнезиальной – от коматиитов до андезитов; в магнезиально-толеитовой и толеитовой – от мафических базальтов до дацитов; в известково-щелочной – от базальтов до риолитов (плагиориолитов). Таким образом, на общем фоне гомодромного развития вулканизма в зоне Абитиби прослеживаются четыре вложенных цикла с эволюцией в противоположном направлении. Однако наличие в самых низах разреза прослоев кислых вулканитов заставляет предполагать, что гомодромной направленности общего развития вулканизма в Абитиби предшествовали в редуцированном виде либо антидромная ветвь, либо еще слабо выраженный цикл гомодромной направленности.

2.1.4. Качественная схема динамики вулканического процесса

Применение системного подхода к изучению развития Безымянного позволило выявить наиболее общие закономерности вулканического процесса: полицикличность, зависимость формы извержений от поведения летучих, признаки саморазвития и саморегуляции, отражение полицикличности вулканического процесса в фациальном, химическом, минеральном и газовом составах извергающегося материала, эволюции вулканической постройки. Как было показано в предыдущем разделе, эти закономерности универсальны и свойственны вулканическому процессу в целом.

Из всех перечисленных закономерностей ключевым моментом для понимания сути происходящих процессов, по нашему мнению, является тройственная взаимосвязь динамики (силы) извержений, газонасыщенности и кристалличности пород. Для того чтобы вскрыть основные движущие силы вулканического процесса, необходимо учесть ряд очевидных или общеизвестных моментов.

С одной стороны, сам факт извержений свидетельствует о наличии некоторого избыточного, по отношению к литостатическому, внутримангматического давления, причем полицикличность вулканического процесса однозначно соответствует полицикличности изменений этого давления. В свою очередь проявления признаков саморазвития в виде прямой и обратной лавинообразности свидетельствуют о том, что это избыточное давление генерируется внутри самой системы.

С другой стороны, вполне очевиден тот факт, что магматическая система, питающая вулкан, имеет более высокую температуру по сравнению с окружающими породами. На неизбежный в этих условиях теплоотвод система реагирует ростом упорядоченности структуры в виде перехода части расплава в кристаллическую фазу. Теплопотери при этом полностью или частично компенсируются за счет выделения скрытой теплоты кристаллизации.

Как показывают полевые наблюдения за извержениями вулканов и изучение их продуктов, в питающей вулкан магме всегда присутствуют летучие в свободной фазе. Помимо этого летучие находятся и в магматическом расплаве в растворенном состоянии. Особенно хорошо известна и широко изучена экспериментально растворимость в расплаве паров воды. Оценки [110, 143] содержания

воды в магмах вулканических областей, проведенные различными способами, показывают, что оно чаще всего составляет 1 – 3 мас. %. Совместная кристаллизация амфибола и плагиоклаза в андезитах Безымянного, по экспериментальным данным, требует наличия на заключительном этапе кристаллизации содержания воды не менее 6 мас. % [143], а содержание воды в отдельных вулканических породах (пехштейнах) достигает 8 мас. % и более.

Кроме воды в растворенном состоянии могут находиться и другие легкие элементы и их соединения, определяемые в вулканических экссалациях. Здесь важно подчеркнуть два момента. Во-первых, для любого из летучих компонентов существует предел растворимости в расплаве. А, во-вторых, наличие в магме летучих в свободной фазе свидетельствует о том, что содержание летучих в расплаве близко к пределу растворимости, т.е. расплав по отношению к летучим практически всегда оказывается насыщенным. Кроме того, следует учесть, что летучие не входят в кристаллическую решетку большинства породообразующих минералов вулканических пород и должны оставаться в расплаве.

В этих условиях теплотерии и частичная кристаллизация расплава неизбежно должны приводить к тому, что оставшийся расплав по отношению к летучим оказывается пересыщенным, и летучие начинают выделяться из расплава. Из-за высоких температур наиболее легкая (газовая) фракция летучих сразу оказывается в надкритическом состоянии (табл. 7) и обособляется в газовую фазу, обеспечивая значительный прирост магматического давления.

Количественный эффект этого процесса можно оценить исходя из следующих соображений. Рассмотрим процесс выделения летучих в вертикальной магматической колонне. Поскольку летучие, выделяясь из расплава в газовую фазу, оказываются в надкритическом состоянии, то к ним применимо уравнение состояния идеального газа

$$(3) \quad P dV = \frac{dm}{\mu} RT,$$

где dV – объем выделившихся летучих массой dm с молярной массой μ при давлении P и абсолютной температуре T , а R – универсальная газовая постоянная (8310 Дж/кмоль·К). Пусть магма имеет плотность ρ . Тогда литостатическое давление на глубине h будет определяться выражением

$$(4) \quad P = P_{am} + \rho g h,$$

где P_{am} – атмосферное давление, а g – ускорение свободного падения. В то же время массу dm выделившихся летучих можно представить через ее весовую часть k от элементарно малого объема магмы с площадью S и высотой dh

$$(5) \quad dm = k \rho S dh.$$

С учетом двух последних выражений уравнение состояния выделившихся в свободную фазу летучих принимает вид:

$$(6) \quad \frac{dV}{S} = \frac{k RT}{\mu g} \frac{dh}{\frac{P_{am}}{\rho g} + h}.$$

Если принять, что магматический столб имеет возможность расширяться только вверх, то отношение, стоящее в левой части последнего выражения, будет соответствовать приращению высоты магматического столба. $dl = \frac{dV}{S}$. В то же время абсолютная температура мало меняется вглубь магматической колонны. По сравнению с давлением и ее можно считать величиной условно-постоянной.

Дополнительные основания для этого дают компенсация теплотерии за счет выделения скрытой теплоты кристаллизации и несопоставимо высокая теплоемкость жидкой и кристаллической фаз по сравнению с газовой, препятствующая охлаждению газов при расширении. Так, удельная теплоемкость базальта при температуре 1200 °С составляет 1,49 кДж/(кг·град), гранита при темпе-

Таблица 7.

Критические температуры (Т) наиболее распространенных летучих компонентов [273]

Компонент	Т, °С	Компонент	Т, °С
H ₂ O	374	SO ₂	158
CO ₂	31	H ₂ S	100
HF	188	CO ₂	-140
HCl	51	CH ₄	-83
H ₂	-240	S	1040

ратуре 800 °С – 1,30 кДж/(кг·град), вулканической лавы – 1,09 кДж/(кг·град). Теплоемкость, к примеру, паров воды имеет тот же порядок – 2,2 кДж/(кг·град) [272], но ее общее содержание в магме относительно невелико – не более 6 мас. %. Более того, в свободной (газовой) фазе находится лишь незначительная часть от всей присутствующей в магме воды. В приведенных ниже количественных оценка используется величина 0,1 мас. % и этого вполне достаточно для резкого возрастания давления в системе. В то же время теплоемкость кристаллизации, например, фаялита Fe₂SiO₄ имеет значение 92 кДж/моль [272], или 489 кДж/кг, а кварца – 141 кДж/кг, т.е. есть кристаллизации 0,1 мас. % расплава вполне достаточно чтобы компенсировать падение температуры в эквивалентном количестве расширяющихся газов на 200 °С. Несопоставимо малая масса содержащихся в магме летучих и определяет тот факт, что их температура остается неизменной вне зависимости от степени их расширения внутри магмы. С учетом сказанного можно проинтегрировать предыдущее выражение по глубине

$$L = \int_H^{H+\Delta H} \frac{kRT}{\mu g} \frac{dh}{\frac{P_{am}}{\rho g} + h}, \quad (7)$$

получив зависимость приращения высоты магматической колонны L от доли выделяющихся летучих k в магматической колонне высотой ΔH при условии залегания ее верхней части на глубине H :

$$L = \frac{kRT}{\mu g} \ln \left| 1 + \frac{\Delta H}{\frac{P_{am}}{\rho g} + H} \right|. \quad (8)$$

Исходя из этой зависимости, можно получить, что выделение лишь 0,1 мас. % воды ($k=0,001$, $\mu=18$ кг/кмоль) в магматической колонне, которая имеет высоту 1000 м, плотность 2500 кг/м³ и залегает на глубине 100 м (вулкан находится в спокойном состоянии и выход на поверхность заблокирован лавовой пробкой в 100 м) при температуре 1000 °С ($T=1273$ °К), должно привести в условиях постоянного давления к приращению высоты магматической колонны на 141 м. Поскольку этому расширению препятствует вершинная лавовая пробка, то давление в системе будет возрастать до тех пор, пока лавовая пробка не начнет выдавливаться и разрушаться. При подъеме верхней части магматической колонны до глубины 50 м для сохранения постоянного давления требуется приращение высоты магматической колонны на 178 м, или произойдет соответствующее увеличение давления в системе и лавовая пробка будет еще быстрее выдавливаться и разрушаться. При достижении вершинной магматической колонны глубины 10 м необходимое для сохранения уровня литостатического давления приращение высоты должно составить уже 256 м, а при полном разрушении лавовой пробки и свободном выходе магмы на поверхность (активное состояние вулкана) высота магматической колонны должна увеличиться на 329 м, т.е. произойдет извержение вулкана.

Поскольку мы проанализировали возможность выделения лишь сравнительно небольшого количества летучих из имеющихся в магме, то описанный механизм вполне реален, хотя сделанные выше оценки справедливы лишь в первом приближении. Дополнительным (усиливающим этот механизм) моментом является тот факт, что летучие в свободной фазе обладают более высокой миграционной способностью по трещинам для высоковязких расплавов или в виде всплывающих пузырьков для магм с малой вязкостью, следствием чего являются транспортировка и дополнительный прирост внутриматрического давления. Сброс этого давления происходит в ходе эруптивной деятельности вулкана.

В этом плане магматические системы можно рассматривать как динамически активные, т.е. испытывающие тенденцию к непрерывному расширению. Однако объем каждой магматической системы остается неизменным при нарастающем внутриматрическом давлении до тех пор, пока последнее не превысит статическое сопротивление окружающих пород, их предел прочности. В последнем случае происходит частичное разрушение окружающих пород, что и делает возможным расширение системы.

Из-за невозможности длительного сохранения как объема системы при нарастающем давлении, так и расширения системы при постоянном давлении процесс принимает автоколебательный характер по бесконечно большому числу собственных частот системы. Форма колебаний определяется периодическими переходами системы из состояния неустойчивого равновесия и в устойчивое, затем снова (спустя некоторое время) в неустойчивое.

Возникновение полициклическости наглядно можно представить на следующей модели. Возьмем спиральную пружину малой жесткости и, плавно подталкивая ее с одного конца, будем перемещать ее в направлении другого. Пусть при этом силы трения отсутствуют, т.е. чуть-чуть приподнимем пружинку над поверхностью, по которой она движется. Положим на пути движения не очень тяжелый предмет. Наткнувшись на этот предмет, пружинка будет сжиматься, накапливая энергию. В итоге, сжатие пружинки достигнет величины, при которой сила упругости превысит силу трения между препятствием и поверхностью. В результате пружинка преодолеет препятствие и начнет расширяться, продолжая поступательное движение. При этом *«возникнут колебания по всем соответствующим формам; каждое из таких колебаний будет происходить с соответствующей собственной частотой независимо от остальных движений»* [20, с. 44]. Наименьшая частота сокращений пружинки определит самые длиннопериодные колебания (главные колебания системы), на которые будут накладываться колебания более высоких частот. Приведенная цитата характеризует поведение любой системы после снятия статистической нагрузки.

Еще больше становлению магматических систем будет соответствовать аналогичная модель не с движущейся, а с самопроизвольно расширяющейся пружинкой. Таким образом, качественной моделью вулканического процесса является аналог саморазворачивающейся пружины – саморегулирующийся и самоорганизующийся автоколебательный процесс расширения магматических систем при наличии большого (теоретически – бесконечно большого) набора колебательных частот. Источником динамической активности магматических систем является рассеивание их тепла в окружающее пространство, сама активность возникает за счет выделения из расплава кристаллической и газовой фазы и нарастания внутриматрического давления, а сброс этого давления носит полициклический характер.

Некоторую аналогию изложенной выше точке зрения в плане одновременности дифференциации расплава на кристаллическую и газовую фазы можно найти во взглядах А.П. Хренова, по мнению которого [277, с. 123] *«синхронное изменение вкрапленников плагиоклаза и фемических минералов в ходе извержения, а также дискретный характер их распределения, отражающих этапность эруптивного процесса, указывают на то, что рост вкрапленников происходит в вулканическом канале на уровне отделения газовой фазы»*. В этом случае необходимо лишь учитывать, что наличие в вулканическом канале определенного *«уровня отделения газовой фазы»* (как и сколько-нибудь значительное обособление перед извержением в магматическом канале *«своеобразной газовой шапки»*) представляется крайне маловероятным. Скорее все-

го, выделение из расплава кристаллической и газовой фаз является объемным процессом, протекающим в магме в условиях теплоотвода повсеместно.

Тем самым мы приходим к необходимости реабилитации концепции динамической активности магм. Динамическая активность магм, возникающая за счет возможности расширения расплавов при их затвердевании, предполагалась концепцией Штюбеля, разработанной им на рубеже XIX и XX вв. Однако в результате различных опытов по плавлению изверженных пород, в том числе и тех, которые возникли в результате застывания лав, было установлено, что плавление изверженных пород приводит к уменьшению плотности и соответствующему увеличению объема расплавленного материала. Поэтому, как считает И.В. Лучицкий [140, с. 173] *«давно уже выяснена неприемлемость»* этой концепции. Поскольку эксперименты проводились без учета реального поведения летучих, то их результат оказался некорректен. В создавшейся ситуации мы лишь можем разделить точку зрения А.А. Маракушева [155, 157]: если выводы, сделанные исходя из полевых наблюдений, противоречат результатам экспериментов, то далеко не всегда первые следует автоматически отбрасывать, делая выбор в пользу экспериментальных данных. Создавшаяся ситуация обусловила едва ли не вековое господство идей пассивного всплывания магм за счет их более низкой плотности (от 5–9 до 25 %). Так, по мнению И.В. Лучицкого [140, с. 188] *«естественно, что эти изменения объемов вызовут общие перемещения глубинного вещества, в частности, вследствие развивающегося в жидком расплаве гидростатического давления, способствующего поднятию тех участков возникшего расплава, которые встречаются по сравнению с другими участками меньшее сопротивление»*.

Естественно, что полициклическая изменчивость внутримagmaматического давления накладывает отпечаток и на все процессы, происходящие в магме. Широко известен факт смещения под большим давлением летучих минеральных равновесий в магме в сторону водосодержащих минералов. Для Безымянного это проявляется в реакционных замещениях пироксена роговой обманкой при нарастании давления летучих и переходе от роговообманково-пироксеновых андезитов к пироксеновым – при сбросе давления. Однако еще более ярко, на наш взгляд, полициклическая изменчивость внутримagmaматического давления отражается в образовании порфировых и серийно-порфировых структур вулканических пород.

А.Н. Заварицкий и В.С. Соболев [89, с. 148] приводят следующее описание процесса кристаллизации: *«Кристаллизация происходит вследствие охлаждения системы, когда в ней уменьшается энергия теплового движения. Кристаллизацию характеризуют две величины: 1) число центров кристаллизации и 2) линейная скорость роста возникших кристаллов. Максимум линейного роста кристаллов имеет место при небольшой степени переохлаждения жидкости. Максимальное число центров кристаллизации обыкновенно возникает при несколько более значительном переохлаждении, хотя в некоторых случаях оба максимума практически совпадают. Если кристаллизация происходит при непрерывно падающей температуре, то при подходящей скорости падения температуры может получиться: что сначала в немногих центрах кристаллизации вырастают крупные кристаллы, а затем при понижении температуры и возрастании вязкости такая кристаллизация сменяется замедленным ростом кристаллов в многочисленных и быстро возникающих центрах кристаллизации. Получаются отдельные более крупные кристаллы в мелкозернистой основной массе»*.

Приведенное описание процесса кристаллизации, по нашему мнению, не может считаться удовлетворительным, так как его логика для образования четко выраженных порфировых и серийно-порфировых структур предполагает возможность не просто непрерывного падения температуры, а скачкообразного ее уменьшения. Из-за высокой теплоемкости силикатных расплавов, их сравнительно низкой теплопроводности и выделении компенсирующей теплопотери скрытой теплоты кристаллизации добиться скачкообразного снижения температуры можно лишь в условиях закалки небольших объемов расплавов. Для более или менее значительных объемов расплава скачкообразный сброс температуры просто невозможен.

Однако более существенно, что приведенное описание не использует хорошо известный [220, 273], но до сих пор не востребованный в теории петрогенезиса факт наличия потенциального барьера при образовании центров кристаллизации. *«Объединение частиц в кристаллические агрегаты уменьшают свободную энергию системы, а появление новой поверхности –*

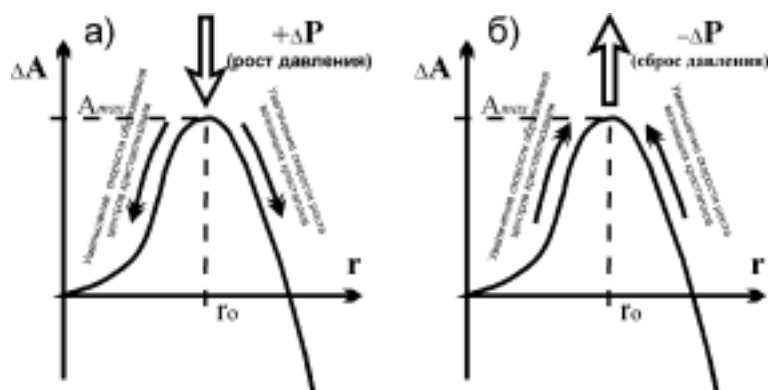


Рис. 62. Потенциальный барьер при образовании центров кристаллизации и его значение для кристаллизации в условиях переменного давления

увеличивает. Чем меньше агрегат, тем большая его доля лежит на поверхности, тем больше роль поверхностной энергии. Поэтому с увеличением размера агрегата r работа A , требующаяся для его об-

разования вначале увеличивается, а затем падает (рис. 62). Агрегат, для которого работа образования максимальна, называется критическим зародышем (r_0). Чем меньше работа образования зародыша, тем вероятнее его появление» [273, с. 319].

Г.В. Тиррель [230, с. 60] оценивает влияние давления на рост кристаллов следующим образом: «Стекло менее плотно, чем соответствующее кристаллическое вещество потому, что его молекулы собраны не так правильно и тесно, как у кристаллов... Из этого следует, что под большим давлением кристаллическое вещество будет скорее образовываться, чем стекло, потому что кристаллическое состояние представляет наибольшую экономию места при соответствующих условиях. Напротив, стекло легче образуется из магмы в условиях низкого давления». Хотя образование стекла из расплава определяется прежде всего степенью переохлаждения последнего, тем не менее в приведенном высказывании есть свое рациональное зерно, значение которого возрастает, если учесть наличие потенциального барьера на образование центров кристаллизации. Действительно, вещество, состоящее из критических зародышей с максимумом свободной энергии занимало бы еще больший объем и в условиях роста давления оказалось бы менее выгодно по отношению как к стеклу, так и к кристаллической фазе.

Если магматическая система теряет тепло, то из-за уменьшения теплового движения, вне зависимости от значения давления, будет происходить упорядочивание молекул расплава с образованием кристаллических структур. Однако как именно будет происходить этот процесс, в значительной степени определяется уровнем внутримagmaматического давления. В условиях высокого давления преодоление потенциального барьера кристаллическими зародышами наименее вероятно, скорость образования новых центров кристаллизации будет падать. Поскольку в условиях постоянного теплоотвода количество образующейся кристаллической фазы должно оставаться практически неизменным, то уменьшение образования новых центров кристаллизации должно приводить к одновременному увеличению скорости роста уже возникших кристаллов. Сброс давления облегчает образование новых центров кристаллизации, скорость их образования возрастает, тогда как скорость роста уже возникших кристаллов соответственно падает. Другими словами, система в соответствии с принципом Ле Шателье – Брауна будет реагировать на внешнее воздействие в направлении максимальной его компенсации.

Тем самым изменчивость внутримagmaматического давления находит свое отражение в образовании кристаллических структур вулканитов, а полицикличность вулканического процесса прослеживается в серийно-порфировых и порфировых структурах в виде полициклического распределения кристаллов вулканических пород по размерам. Если температуру в системе и количество рассеиваемого в окружающее пространство тепла можно рассматривать как факторы, регулирующие стратегическое направление кристаллизации и определяющие, какие минеральные фазы и в каком количестве образуются, то изменение внутримagmaматического давления руководит тактикой кристаллизации, определяя, будет ли происходить усиленный рост уже образовавшихся кристаллов или возникновение новых центров кристаллизации. Однако поскольку для различных минеральных фаз высота потенциального барьера должна быть различной, то при значительных изменениях внутримagmaматического давления этот параметр может оказывать влияние и на стратегическое направление кристаллизации, вызывая смещения минеральных равновесий в магме.

В завершении раздела следует отметить, что изложенные предположения возникли не на пустом месте. Многие исследователи в разные годы так или иначе затрагивали проблему источника вулканической активности. Заря вулканологии. 20-е годы XIX в. Леопольд фон Бух выдвигает свою теорию «кратеров поднятия», согласно которой крупные вулканические конусы образовались в результате выпучивания первично горизонтальных слоев. У этой теории сразу появляются и сторонники, и противники. К числу последних присоединяется Джордж Поулетт-Скроп. В 1825 г. он публикует результаты своих исследований Везувия, Этны, Стромболи и других итальянских вулканов, вулканических районов Оверни, Эйфеля и Рейнской области в работе «Соображения о вулканах», а в 1827 г. выходят в свет его «Записки о геологии Центральной Франции». Одна из наиболее важных особенностей теории вулканической деятельности Скропа заключается в том, что в ней большое значение придается газовой составляющей, содержащейся в расплавленной породе. Расширение газа вызывает вулканические эксплозии; количество газа определяет вязкость расплавленной лавы, а она в свою очередь – определяет характер извержения; сила расширения газа вызывает подъем магмы с глубины на поверхность; периодическое временное обеднение магмы газом обуславливает спокойные периоды между извержениями. По мнению Г. Макдональда, Скроп вполне мог бы быть автором строк, написанных много десятилетий спустя Ф.А. Перре: *«Газ – это активный агент, и магма является его переносчиком»*. В свою очередь сам Перре на основании наблюдений за извержением в 1930 г. вулкана Мон-Пеле на острове Мартиника вводит в употребление понятие «автоэксплозивность». В 1960 г. А. Ритман в работе «Вулканы и их деятельность» большое внимание уделяет термически-ретроградному повышению давления пара. Автор, лишь взяв за основу собственные наблюдения, сделал попытку синтеза и дальнейшей детализации всех этих представлений.

2.1.5. Количественный аспект

Общие принципы количественного моделирования динамики вулканического процесса

В количественном моделировании динамики вулканического процесса используется дифференциальное уравнение второго порядка. Это уравнение получено в результате обобщения ряда установленных в ходе наблюдений за вулканом эмпирических закономерностей развития вулканического процесса и рассматривается как математическая модель его динамики. По принципиальным соображениям было решено отказаться от попыток физического моделирования вулканического процесса. Они сводятся к двум основным моментам.

Во-первых, это дефицит объективных знаний как об условиях развития магматических систем, так и о процессах, в них протекающих. В построении физических моделей используются допущения, получаемые исходя из неких общих соображений, косвенных свидетельств и результатов экспериментальных данных. В свою очередь, исходные данные для постановки экспериментов получают опять же исходя из общих соображений, косвенных свидетельств и результатов других экспериментов и т.д. На эти исходные данные накладываются некоторые уравнения связи в виде физических законов, которые должны выполняться при сделанных допущениях. Однако с увеличением сложности используемой модели растет и количество неизвестных или неточно установленных исходных данных. Как только количество неизвестных данных начинает превышать число используемых уравнений связи, так сразу в ходе моделирования исчезает однозначность соответствия модели и моделируемого процесса. Другими словами, за счет вариаций неизвестных или неточных данных возможно представление моделируемого процесса бесконечно большим количеством различных моделей, с равной степенью точности соответствующих процессу. В связи с этим широко распространенные [95, 207–214, 233, 234, 237, 256, 258, 259, 262, 263, 267, 268, 270] попытки физического моделирования вулканического процесса, безусловно, важные для понимания сути происходящих процессов, в количественном плане могут иметь в лучшем случае лишь вспомогательное значение.

Во-вторых, это несовершенство самого физического знания. В результате ряда недостатков первично-понятийного аппарата физики вероятность создания количественной модели с ростом степени сложности моделируемой системы падает практически до нуля. В частности, общеизвестный закон сохранения энергии в действительности никакого отношения к настоящим законам природы

не имеет, а неявно вводится самим понятием «элементарная работа». Действительно, по определению элементарная работа dA силы $\vec{F}$ равняется ее произведению на элементарно малый участок пути $dA = \vec{F} d\vec{s}$. Сила $\vec{F}$ в свою очередь определяется через второй закон Ньютона соотношением

$\vec{F} = m \vec{a}$ или, что то же самое, $\vec{F} = m \frac{d^2 \vec{s}}{dt^2}$. Отсюда получаем $dA = m \frac{d^2 \vec{s}}{dt^2} d\vec{s}$. Последнее выраже-

ние элементарно интегрируется при условии постоянства массы ($m = const$), по своей сути являющейся постоянным коэффициентом пропорциональности между силой и приобретаемым материальным телом ускорением. Делая замену переменных и интегрируя по частям, получаем

$$(9) \quad \int_{t_1}^{t_2} m \frac{d^2 \vec{s}}{dt^2} \frac{d\vec{s}}{dt} dt = m \left(\frac{d\vec{s}}{dt} \frac{d\vec{s}}{dt} \right) \Big|_{t_1}^{t_2} - \int_{t_1}^{t_2} m \frac{d\vec{s}}{dt} \frac{d^2 \vec{s}}{dt^2} dt.$$

Откуда после группировки подобных членов следует

$$(10) \quad \int_{t_1}^{t_2} m \frac{d^2 \vec{s}}{dt^2} \frac{d\vec{s}}{dt} dt = \frac{m}{2} \left(\frac{d\vec{s}}{dt} \right)^2 \Big|_{t_1}^{t_2}$$

или (что то же самое)

$$(11) \quad \int_{t_1}^{t_2} dA = \frac{m (\vec{v})^2}{2} \Big|_{t_1}^{t_2},$$

где $\vec{v} = \frac{d\vec{s}}{dt}$ – скорость материальной точки. В результате получаем, что работа на участке пути все-

гда тождественно равна разности кинетических энергий $E = \frac{m \vec{v}^2}{2}$ в начальной и конечной точках:

$\Delta A_{1 \rightarrow 2} \equiv E_2 - E_1$. Отсюда следует, что в случае «закона сохранения энергии» мы имеем дело с математическим тождеством, неявным образом задаваемым самим первично-понятийным аппаратом общей физики. Страшно подумать, сколько в свое время было затрачено сил и средств на экспериментальную проверку этого тождества, хотя с тем же успехом можно было экспериментально проверять выражение.

Все вышесказанное делает первично-понятийный аппарат общей физики, точнее – классической механики, неоднозначным, так как тождество «закон сохранения энергии» может быть построено для любого параметра любого процесса, который можно охарактеризовать количественно. Именно неоднозначностью понятия **энергия**, по нашему мнению, обусловлен наблюдающийся в последнее время бурный расцвет всяких учений типа «биоэнергетики», «космоэнергетики» и им подобным. Ситуация еще более усугубляется, если учесть, что в современной физике понятие «энергия» рассматривается как одно из наиболее универсальных и применяется при описании любых процессов любой степени сложности. Тем самым развитие любого самого сложного процесса низводится (пересчитывается, измеряется, эталонируется) до уровня механического перемещения материальных тел. В этих условиях вероятность создания физических моделей сложных природных процессов падает практически до нуля. В связи с этим создание в ближайшем будущем более или менее совершенной физической модели вулканического процесса столь же маловероятно, как и создание физической модели, например, растущего дерева.

Динамика саморазвивающихся процессов

Исходными данными для количественной модели вулканического процесса послужили эмпирические закономерности, установленные в ходе наблюдений за процессом извержений вулкана Безымянного. Из этих закономерностей прежде всего следует отметить неоднократно упоминавшиеся в предыдущих разделах признаки саморазвития и саморегуляции вулканического процесса в виде прямой и обратной лавинообразности. Для процесса активизации вулкана обычна прямая лавинообразность, т.е. нарастание активности вулкана в зависимости от его текущего состояния – чем больше активизирован вулкан, тем быстрее происходит его активизация. В процессе затухания извержения прослеживается определенная аналогичная, но обратная лавинообразность, отличающаяся от лавинообразности активизации вулкана лишь знаком, – чем ниже уровень активности вулкана, тем медленнее происходит ее снижение.

Эти закономерности, фиксировавшиеся мною в первые годы наблюдений (1980–1985 гг.) на качественном уровне, в количественном плане могут быть выражены нелинейным дифференциальным уравнением первого порядка:

$$\frac{dx}{dt} = B (x - x_0)^\beta, \quad (12)$$

где x – параметр, характеризующий развитие процесса; x_0 – значение параметра в равновесном состоянии, $\frac{dx}{dt}$ – скорость его изменения, B – коэффициент, β – показатель степени пропорциональности.

В ходе последующего изучения динамики извержений Безымянного в 1986–1987 гг. автором была предпринята попытка количественных оценок приращений объема постройки вулкана в процессе извержения. В результате [147] выявлены гиперболические закономерности нарастания мощности деформационно-экструзивно-эффузивного процесса в преддверии кульминации извержения. Эти закономерности соответствовали частному случаю решения уравнения (12) при $a = 2 - \frac{1}{\beta}$ и $k = \frac{B^{2-\alpha}}{2-\alpha}$. Установление этих закономерностей позволило, с одной стороны, успешно предсказать эксплозивно-эффузивную кульминацию извержения 17 декабря 1986 г., а с другой – отрицать возможность подобной кульминации в ходе затяжного экструзивно-эффузивного извержения 1987 г., несмотря на кажущуюся аналогию в развитии событий.

Страницы общей физики, которые должны были быть посвящены описанию общих закономерностей самопроизвольного выхода систем из состояния неустойчивого равновесия и закономерностей установления в системах нового равновесного состояния, оказались чистыми. В связи с этим была предпринята попытка самостоятельного анализа эмпирически установленных закономерностей саморазвития природных систем. Этот анализ показал, что далеко не все закономерности саморазвития описываются уравнением (12). Под это уравнение не попадал ряд «логарифмических» закономерностей, спонтанные нарушения стационарного развития систем, автоколебательные процессы и многое другое. В 1988 – 1989 гг. в результате анализа и обобщения различных эмпирически установленных закономерностей развития природных систем был сделан вывод [146] о том, что динамика саморазвивающихся процессов описывается уравнением

$$\frac{d^2x}{dt^2} = k \left[\left(\frac{dx}{dt} \right)^2 - V_0^2 \right]^\gamma, \quad (13)$$

где x – количественный параметр, характеризующий развитие системы во времени t ; $V_0 = \left(\frac{dx}{dt} \right)_0$, k и

γ – эмпирические константы, соответственно скорость изменения параметра в стационарном состоянии, коэффициент и показатель степени пропорциональности.

Для обоснования этого уравнения, кроме установленных в ходе наблюдений за извержениями вулкана Безымянный зависимостей (1) и (2), были привлечены примеры закономерностей сейсмической подготовки извержения Безымянного в 1955 г., извержения Сент-Хеленса в 1980 г., сейсмической подготовки вулкана Шивелуча 1964 г., нарастания форшоковых толчков землетрясений у оз. Кремаста в Греции, землетрясений у оз. Кариба в 1963 г. в Замбии-Родезии, на плотине Койна в 1967 г. в Индии, афтершоковых последовательностей Крымского 1927 г. и Камчатского 1958 г., форшок-афтершоковой последовательности Хаитского, зависимость П.И. Токарева для нарастания условных деформаций перед рядом извержений вулкана Безымянного в конце 50-х – начале 60-х годов, формула Ф. Омори для снижения частоты форшоковых последовательностей, закономерности развития некоторых астрофизических систем, уравнение свободных механических колебаний под воздействием восстанавливающей силы, уравнение колебаний в колебательном контуре, закономерности развития цепной ядерной реакции, лавинного разряда в газе при превышении напряженности электрического поля некоторого критического значения, химических взрывов, радиоактивного распада вещества, разряда конденсатора, уравнения свободного движения материальной точки в электрическом, магнитном и гравитационном полях.

Логический смысл этого уравнения сводится к сделанному в терминах теории подобия (или в рамках тождества, именуемого «законом сохранения энергии» – см. предыдущий раздел) предположению, что в случае саморазвивающихся процессов «силы», возникающие при отклонении системы от стационарного состояния, формируются за счет развития самой системы и пропорциональны разности «энергии движения» системы в текущем и стационарном состояниях:

$$(14) \quad F_x = a |E_x - E_0|^\gamma \quad \text{или}$$

$$(15) \quad m_x \frac{d^2 x}{dt^2} = a \left| \frac{m_x \left(\frac{dx}{dt} \right)^2}{2} - \frac{m_x \left(\frac{dx}{dt} \right)_0^2}{2} \right|^\gamma.$$

Здесь m_x , F_x и E_x – соответственно «мера инертности», «сила» и «энергия движения» системы по параметру x . Несложные преобразования последнего выражения и приводят к нелинейному дифференциальному уравнению второго порядка (13).

Дальнейший анализ самого уравнения саморазвивающихся процессов (13) показал, что есть определенные основания рассматривать это уравнение как отражающее нелинейность течения времени в саморазвивающихся системах. Предварительные результаты математического моделирования подтверждают, что показатель степени перехода к стационарности близок к 2. Однако едва ли возможно считать этот факт окончательно установленным. С учетом сказанного уравнение саморазвития (СРП) лучше переписать в виде

$$(16) \quad \frac{d^2 \tau}{dt^2} = k \left| \left(\frac{d\tau}{dt} \right)^\lambda - \left(\frac{d\tau}{dt} \right)_0^{\lambda/\alpha} \right|^\alpha,$$

Здесь τ и t – соответственно внутреннее и внешнее по отношению к саморазвивающейся системе время; показатели степени λ и α определяют нелинейность течения времени соответственно в

окрестностях стационарного состояния $\left(\left(\frac{d\tau}{dt} \right) \cong \left(\frac{d\tau}{dt} \right)_0 \right)$ и на значительном от него удалении

$\left(\left(\frac{d\tau}{dt} \right) \gg \left(\frac{d\tau}{dt} \right)_0 \right)$. На практике в качестве параметра τ можно использовать любую неубывающую

(требование монотонности внутреннего времени) количественную характеристику, естественным образом отражающую развитие процесса.

За примером проявления нелинейности внутреннего времени далеко ходить не надо. Эту нелинейность, к сожалению, в течение жизни вынужден испытать на себе каждый человек. Как медленно тянется время в детстве, как нестерпимо хочется его ускорить, повзрослеть. Затем время набирает обороты, начинают мелькать сначала дни, потом года, а потом и вся жизнь *«как сон – была и нет – была...»*. Так что же происходит с нашим временем? Логика подсказывает, что с внешним временем не происходит ни чего. В мире одновременно живут и юные и пожилые, и часы на руках у всех идут одинаково. Значит дело во времени внутреннем. Человек тоже представляет собой саморазвивающуюся систему. Именно нелинейность этого саморазвития, его максимума в начале жизни и последующего постепенного замедления и отражает наше субъективное ощущение внешнего времени. Это не годы полетели, это замедлились процессы нашего развития, замедлилось наше внутреннее время и возникло субъективное ощущение ускорения времени внешнего.

$$\text{Частный случай уравнения (16) при: } \left(\frac{d\tau}{dt} \right)_0 \equiv 0$$

$$\frac{d^2\tau}{dt^2} = k \left(\frac{d\tau}{dt} \right)^\alpha. \quad (17)$$

Это уравнение описывает лавинообразную (чем больше, тем быстрее) активизацию систем при их выходе из состояния, в котором отсутствует фоновая активность, или «лавинообразное» (чем меньше, тем медленнее) снижение активности систем при их возвращении в равновесное состояние.

Здесь следует отметить, что формально уравнение (17) соответствует уравнению, предложенному Б. Войтом [344] для описания динамики нарастания вулканической активности в преддверии кульминации извержения:

$$\dot{\Omega}^{-\alpha} \ddot{\Omega} - A = 0, \quad (18)$$

где Ω – измеряемая величина (например напряжение); а A и α – эмпирические константы. Б. Войт [345, 348] рассматривал уравнение (18), как фундаментальный закон горной механики, описывающий разрушение горных пород в условиях примерного постоянства температуры и давления. На наш взгляд, эта точка зрения не вполне корректна. Во-первых, это уравнение определяет динамику саморазвития природных систем, никак не связанных с процессами разрушения. Во-вторых, оно описывает динамику не только роста, но затухания активности систем. И, в-третьих, даже в случае процессов разрушения это уравнение выполняется тогда и только тогда, когда происходит спонтанное саморазрушение горных пород, или, по Б. Войту [348], в условиях примерного постоянства давления и температуры. Следует отметить, что уравнение СРП широко используется при разработке методики краткосрочного прогноза сильных землетрясений [153, 154, 322].

В предыдущем разделе мы показали, что качественной моделью вулканического процесса является аналог саморазвращивающейся пружины – саморегулирующийся и самоорганизующийся автоколебательный процесс расширения магматических систем при наличии большого (теоретически – бесконечно большого) набора колебательных частот. Источником динамической активности магматических систем является рассеивание их тепла в окружающее пространство, сама активность возникает за счет выделения из расплава кристаллической и газовой фазы и нарастания внутриматричного давления, а сброс этого давления носит полициклический характер. Приведенный выше материал этой главы позволяет дополнить качественную сторону модели вулканического процесса количественной (рис. 63) и охарактеризовать количественную сторону полициклическости в виде суперпозиции нескольких уравнений СРП, описывающих саморазвитие системы в разных временных масштабах и соответственно отличающихся друг от друга значениями констант саморазвития – ко-

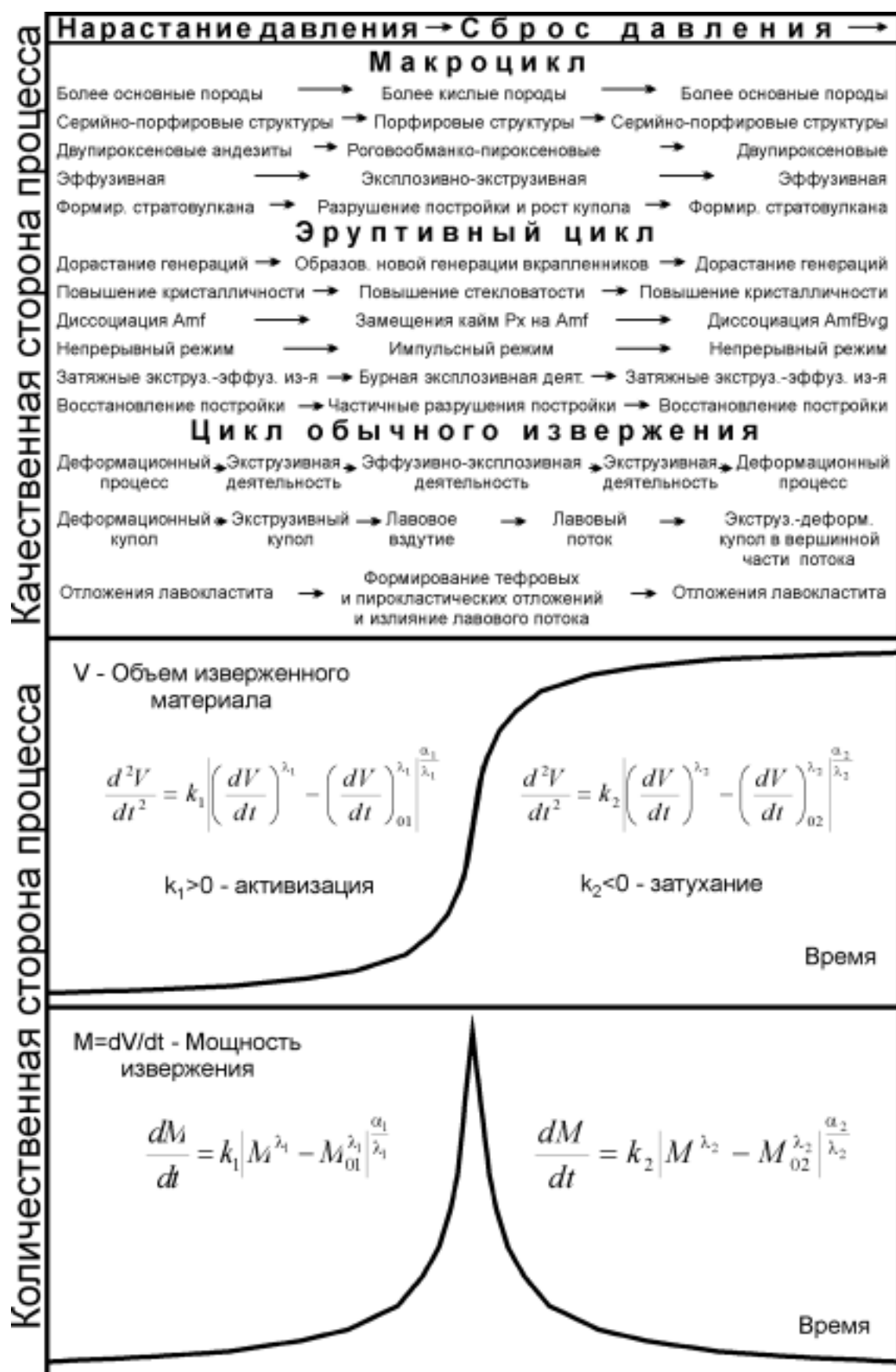


Рис. 63. Взаимосвязь (синхронизация) количественной и качественной сторон динамической модели вулканического процесса

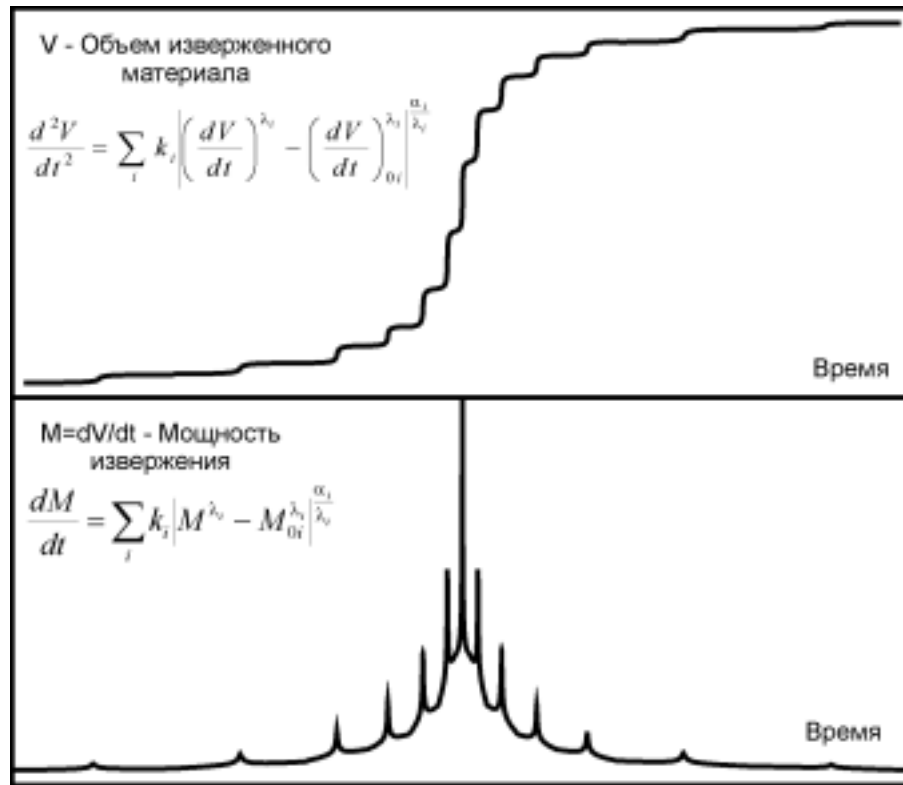


Рис. 64. Полицикличность как суперпозиция цикличности разных временных масштабов

эффицентом пропорциональности k , показателями степени нелинейности α и λ , а также скоростью развития в стационарном состоянии $\left(\frac{dx}{dt} \right)_0$ (рис. 64):

$$\frac{d^2 x}{dt^2} = \sum_i k_i \left| \left(\frac{dx}{dt} \right)^{\lambda_i} - \left(\frac{dx}{dt} \right)_{0i}^{\lambda_i} \right|^{\frac{\alpha_i}{\lambda_i}}. \quad (19)$$

Схема, приведенная на рис. 64, несколько идеализирует процесс. Особенно это касается симметричности ветвей активизации и затухания. В зависимости от значений масштабного коэффициента k даже при одних и тех же значениях параметра α ветви цикла могут быть как симметричны, так и резко асимметричны в ту или иную сторону. Так, в 80-е годы практически для всех извержений вулкана Безымянного, имевших четко выраженную кульминацию, характерна длительная (до нескольких месяцев) активизация, четко выраженная в лавинообразном усилении деформационно-экструзивного процесса. На стадии затухания уровень активности вулкана падал очень быстро (обычно несколько дней), и лишь иногда признаки слабой активности вулкана прослеживались в течение более длительных промежутков времени.

Довольно часто цикличность вулканического процесса ошибочно отождествляют с периодичностью. Периодичность соответствует полному или частичному повторению состояний системы с определенным периодом, т.е. через равные промежутки времени. В циклическом процессе интервалы времени между повторением состояний системы в общем случае не постоянны и могут меняться от цикла к циклу. Для вулканического процесса периодичность является частным случаем цикличности, проявляющимся только тогда, когда на уровне цикла вышестоящего ранга процесс находится в состоянии близком к состоянию стационарного развития. При нарастании активности в цикле более высокого ранга отдельные, осложняющие его развитие, импульсы активности происходят все

чаще и чаще, а амплитуда их постепенно нарастает до кульминационных значений. При снижении активности в цикле более высокого ранга – импульсы активности происходят все реже и реже, а амплитуда их постепенно падает до нуля или некоторого стационарного значения. Рис. 64 позволяет наглядно представить различия между цикличностью и периодичностью. В первом приближении можно считать, что в подобном состоянии на уровне развития макроцикла находится процесс современной вулканической деятельности Безымянного, начиная с 1958 г. Это обуславливает стабильную активность вулкана на протяжении последних 40 лет и обычную для него частоту извержений 1–2 раза в год. Но это лишь в первом приближении. При более детальном рассмотрении выясняется, что извержения вулкана по своей силе, частоте и характеру группируются в эруптивные циклы, а сам характер извержений варьирует от импульсного через непрерывно-импульсный до непрерывного.

В том случае, когда цикличность развивается на фоне нестационарного режима цикла более высокого ранга (как это и показано на рис. 64), говорить о периодичности не имеет смысла. Циклы, т.е. импульсы активности вулкана по мере нарастания активности в ходе цикла более высокого ранга происходят все чаще и чаще. Их частота и мощность достигают максимума на пике цикла вышестоящего ранга, а затем начинают уменьшаться, и всплески активности вулкана становятся все более редкими и слабыми. Подобное сочетание цикличности разных масштабов для вулкана Безымянного характерно на уровне обычных извержений с четко выраженной кульминацией и импульсов активности, осложняющих их развитие.

2.2. Динамическая модель магматического процесса

2.2.1. Магмообразование и эволюция магматических систем

*Я рассматриваю вулканизм как процесс,
протекающий внутри земной коры и под ней.*

А. Джаггар.

Так как вулканы являются единственным источником информации о закономерностях развития «живых» магматических систем, то помимо рассмотренной в предыдущей главе возможности прогноза вулканических извержений, наибольшую практическую значимость приобретает возможное влияние динамической модели вулканического процесса на различные проблемы магматической геологии и смежных областей геологического знания. «Вопрос о том, откуда появляется магма, из чего и как она генерируется, – наиболее умозрительный во всей вулканологии» [142, с. 372]. Однако существует ряд общеизвестных фактов, которые позволяют, если не дать, то, по крайней мере, приблизиться к ответу на этот вопрос. Приведем некоторые из них

1. С середины XX века считается общепринятым, что вода Мирового океана, как и атмосфера Земли, накапливалась постепенно за счет дегазации мантии Земли в процессе вулканической деятельности (Г. Юри, А.П. Виноградов); этот процесс продолжается и в настоящее время.
2. Вулканический процесс сопровождается интенсивным выделением летучих.
3. В поле силы тяжести происходит гравитационная дифференциация вещества Земли, причем этот процесс может протекать даже на молекулярном уровне за счет диффузии и миграции во встречных направлениях тяжелых и легких компонентов.
4. Наибольшей миграционной способностью и предрасположенностью к гравитационному перераспределению обладают соединения наиболее легких химических элементов, находящиеся в недрах Земли в надкритических условиях в газовой фазе.
5. Поскольку по мере приближения к центру Земли сила тяжести в первом приближении линейно уменьшается, а давление всестороннего сжатия возрастает, то процесс гравитационного перераспределения вещества энергетически наиболее выгоден для земной коры и верхней мантии.

6. В результате гравитационного перераспределения вещества выделяется тепловая энергия, пропорциональная разности плотностей взаимно перемещаемых компонентов, объему последних и диапазону вертикальных перемещений. Так, для полного перевода воды в парообразное состояние вполне достаточно энергии, выделяющейся при ее подъеме на 135 км. При ее перемещении в парообразном состоянии, как и при перемещении прочих глубинных газов, тепловой эффект гравитационного перемещения вещества резко возрастает.
7. Дополнительная тепловая энергия, усиливая колебательные движения в структуре вещества, повышает миграционную способность входящих в его состав соединений, что в свою очередь создает еще более благоприятные условия для гравитационного перераспределения вещества земной коры и верхней мантии и, следовательно, для еще большего выделения тепловой энергии.
8. В итоге в ходе такого нарастающего гравитационного перераспределения вещества земной коры прежде всего за счет миграции в вышележащие пород легких и подвижных газовых компонентов может выделяться достаточно энергии для начала парциального плавления кристаллических пород, тем более, что присутствие летучих существенно понижает температуры плавления пород.
9. Появление жидкой фазы облегчает миграцию летучих компонентов, как на молекулярном уровне, так и в виде обособившихся и находящихся под высоким давлением газовых пузырьков. Последние обладают высокой способностью к внедрению в ослабленные или пластичные участки пород, и жидкая фаза становится путем их преимущественного распространения.
10. В свою очередь насыщенные летучими расплавы сами становятся динамически активными и способными к внедрению в окружающие породы в направлении наименьшего сопротивления. Процесс гравитационного перераспределения вещества усиливается с одновременным увеличением выделения тепловой энергии, позволяющей перевести в подвижное состояние все большее количество вещества окружающих пород за счет плавления и мобилизации газовой фазы.

Так, по нашему мнению, рождаются магмы.

Существующие взгляды на роль летучих в магматических процессах резко различаются в оценке количества флюидов и их поведения в расплавах, происхождения и т.д. Широко распространено представление об относительной сухости внедряющихся магматических расплавов [185, 219, 253, 284]. Предполагается, что количество летучих в расплавах таких магм составляет первые проценты, а отделение летучих и их свободное перемещение возможны только в связи с кристаллизацией расплавов. Многие геологи считают, что в природе единственно возможны или преобладают простые магматические системы – без магматических флюидов.

Такие представления считаются естественными и редко аргументируются. Питательной почвой для этих представлений служит широкое распространение «сухих» контактов магматических тел с вмещающей породой, т.е. отсутствие признаков флюидного на нее воздействия. Кроме того, некоторые исследователи полагают, что магматические флюиды имеют водную основу и что изначально низкая концентрация воды в Земле и мантии, а также высокая растворимость ее в магмах опровергают возможность проявления магматических флюидов. Другие предполагают общую недосыщенность вещества Земли практически всеми летучими, кроме инертных газов, исходя из гипотезы образования планеты из различных метеоритов, попадающих на Землю в современных пропорциях. Указывают также на связывание на глубине будто бы преобладающих среди ювенильных газов CO_2 и H_2O в доломите и флогопите. Эти возражения основаны, по мнению И.А. Зотова и И.Н. Перцева [90], на сомнительных теоретических предпосылках, поскольку наши знания о глубинных магматических флюидах очень несовершенны.

Представлениям об относительной сухости магм противостоит концепция трансмагматических флюидов или активных потоков летучих компонентов, проникающих к поверхности Земли по магматическим колоннам из зон магнообразования [128, 130]. В соответствии с этой концепцией количество летучих в магматическом процессе не зависит от объема конкретных магматических тел, по отношению к которым они являются транзитными. Восходящие флюиды просачиваются через образующуюся магму и поэтому могут быть названы «трансмагматическими». Проникшие через

магму флюиды, вступая в контакт с породой вследствие своей высокой температуры, вызывают расплавление горных пород с одновременным изменением их состава, т.е. вызывают замещение породы магмой. Это магматическое замещение сходно с метасоматическим, но отличается от него тем, что минералы исходной породы замещаются не другими минералами, а магмой, которая лишь позднее раскристаллизовывается. Флюиды способны нести с собой породообразующие и рудные компоненты и тем самым влиять на процессы зарождения и эволюции магм и рудообразования.

Для аргументации представлений привлекаются данные петрографии, изучения структуры магматических тел и зон их контактового обрамления, а также данные экспериментальных исследований. Существование трансмагматических потоков флюидов доказывается часто весьма интенсивным и вместе с тем неравномерным метасоматическим изменением контактовых пород [156]. Так, в контактах гранитоидов с доломитами последние местами замещаются магнезиальными скарнами магматической стадии, которые в свою очередь инъецируются и частично замещаются теми же гранитами (что доказывает образование таких скарнов еще в прогрессивную магматическую стадию) с выделением из гранитной магмы флюидов сложного состава, вызвавших замещение доломитов скарнами. В других местах контакты карбонатных пород с гранитоидами могут быть резкими без каких-либо метасоматических изменений, что указывает на сухость контакта, т.е. отсутствие взаимодействия трансмагматических флюидов. Для контактовых зон гранитов характерны также ореолы пород, фельдшпатизированных, с привнесом калия и натрия.

Результаты вулканологических исследований, основанные на непосредственных наблюдениях поведения летучих в вулканических событиях, обычно не используются в развиваемых построениях. Однако именно эти наблюдения позволяют ответить на давно поставленные вопросы о составе магматических газов, их происхождении, поведении в магматических (вулканических) процессах и их роли в петрогенезисе и рудообразовании. Подобную попытку предпринял В.В. Ярмолук [289, 290]. На основании анализа участия летучих в вулканическом процессе он пришел к выводу, что основным источником магматических флюидов являются области генерации магматических расплавов. Флюиды, по его мнению, перемещаются из магматических очагов в верхние участки магматических колонн в виде трансмагматических потоков. Наиболее устойчивые во времени трансмагматические флюидные системы свойственны узлам длительной эндогенной активности.

Приведенная выше наша точка зрения на образование магм, хотя и получена исходя из общеизвестных фактов и элементарной логики, в итоге, основывается на прямых наблюдениях за процессом извержений, выявлении и анализе его закономерностей. Как можно видеть, ее основные положения полностью соответствуют концепции трансмагматических флюидов лишь с одной небольшой оговоркой. Концепция трансмагматических флюидов, с нашей точки зрения, представляет собой, может быть, удобное в практическом использовании, но, тем не менее, отчасти искусственное упрощение. Ее главный недостаток: при таком подходе магма из трехфазной (газы + расплав + кристаллы) становится двухфазной (расплав + кристаллы) системой. Однако, как сказал Ф.А. Перре: *«Газ — это активный агент, и магма является его переносчиком»*. Живая природная система искусственно расчленяется на две составные части и тем самым умерщвляется. Газовая фаза в магматической системе находится в постоянном и тесном взаимодействии с жидкой и кристаллической фазами. Даже если предположить поступление в магматическую систему дополнительных газов из внешней среды, то внутри магмы в силу интенсивных обменных процессов они теряют свою индивидуальность. В зависимости от физико-химических условий отдельные пузырьки газа могут полностью раствориться в расплаве, а содержащиеся в них элементы могут вновь выделиться в газовую уже в совершенно иных физико-химических условиях и в составе иных химических соединений.

Если же предположить, что наряду с трансмагматическими флюидами, существуют еще и собственно магматические флюиды, то, в связи с изложенным нет, никакой возможности отличить трансмагматические флюиды от собственно магматических, а сами термины «трансмагматические флюиды» и «магматические флюиды» оказываются по своему содержанию тождественными. Нам представляется более логичным в рамках описания магматических систем оперировать термином «магматический флюид». Он, по крайней мере, короче.

Что касается довольно распространенной «сухости» контактов магм с окружающими породами, используемой как сторонниками концепции трансмагматических флюидов, так и их противниками каждый в свою пользу, то, с учетом опыта наших вулканологических наблюдений, можно сказать, что «сухость контактов» магмы с окружающей средой представляет собой довольно обычное явление. По крайней мере девять десятых поверхности крупных и длительное время развивающихся экструзивных куполов типа купола Нового (вулкан Безымянный) не имеет никаких следов активного газового воздействия на его породы, поскольку длительное и устойчивое выделение летучих, сопровождающееся переработкой пород, происходит локально по системе долгоживущих ослабленных зон в постройке купола. Однако из факта отсутствия следов газовой переработки пород купола на большей части его поверхности и их локальном расположении на участке фумарольной деятельности, естественно, нельзя делать вывод ни о сухости магм Безымянного, ни о прохождении через постройку купола Нового интрателлурических флюидов. То же самое можно сказать и про контакты магматических пород не с атмосферой, а с вмещающими породами на глубине. Локальные метасоматические изменения и «сухость» большей части упоминавшихся выше контактов карбонатных пород с гранитоидами свидетельствуют лишь о наличии локальных более высокопроницаемых зон, служивших в течение длительного времени устойчивыми путями для отвода выделяющихся из расплава летучих.

Способ перемещения летучих в магме в значительной степени зависит от вязкости расплава. При повышенной вязкости их перемещение происходит в основном за счет миграции по формирующимся при их непосредственном участии микротрещинам, которые могут смыкаться и исчезать сразу после прохождения газового объема. При меньшей вязкости перемещение мелких пузырьков газовой фазы возможно путем их простого всплывания. Однако объединение этих пузырьков в более крупные полости позволяет им за счет изменения формы и перераспределения газового объема в пределах полости активно внедряться в вышерасположенную жидкостно-кристаллическую смесь. Во всех случаях перемещение летучих в вышележащие горизонты приводит к повышению активности системы за счет «транспортировки» летучими давления с более глубоких горизонтов.

Суть этого явления можно проиллюстрировать довольно простой физической задачей. Предположим, мы имеем сделанный из недеформируемого материала цилиндр высотой h . Пусть этот цилиндр целиком заполнен несжимаемой жидкостью, имеющей плотность ρ , и лишь на самом дне цилиндра расположен маленький газовый пузырек. Вопрос: как изменится давление столба жидкости в цилиндре, если этот пузырек всплывет? Ответ: давление на дне цилиндра удвоится и станет равным $P = 2\rho gh$, а в верхней части цилиндра, где давление столба жидкости первоначально равнялось нулю, оно станет равняться давлению столба жидкости на дне цилиндра, существовавшему до всплытия газового пузырька, то есть всплывающий пузырек будет транспортировать с собой то давление, под которым он находился на дне цилиндра. В условиях всестороннего сжатия в нижней части земной коры, а тем более мантии, резервы сжимаемости вещества в жидкой и кристаллической фазах практически исчерпаны, что соответствует условиям этой простой задачи. Поэтому транспортировка летучими глубинного давления является основным и очень мощным источником динамической активности магматических систем, за счет которого они испытывают постоянное стремление к расширению (внедрению, инъекции) в вышележащие горизонты. В приповерхностных условиях дополнительным источником динамической активности магм является рассмотренное выше (см. раздел 2.1.4) выделение летучих из расплава по мере кристаллизации последнего.

Таким образом, слова основателя Гавайской вулканологической обсерватории А. Джаггара, вынесенные нами в эпиграф этого раздела, не случайны. Вулканические извержения – это лишь частный случай общей закономерности магматического процесса. В глубинах Земли должны протекать подобные же процессы «магматических извержений», и этим процессам столь же должна быть свойственна полицикличность автоколебательного расширения с соответствующей изменчивостью внутриматматического давления и влиянием последнего на эволюцию магматической системы.

Свидетельства этих глубинных магматических извержений в ходе изучения структуры магматических тел и зон их контактового обрамления устанавливаются повсеместно. Так, по данным А.П. Пономаревой [190], доказательство движения флюидов из магмы устанавливается как

в эндоконтактных зонах интрузивов, так и в экзоконтактных ореолах. Во многих случаях потеря летучих подкисленными расплавами происходит до окончательной кристаллизации в полном объеме. Об этом свидетельствуют инъекции лейкократовых пород в раму, а также аплитовая структура многих краевых зон, указывающая на внезапную потерю летучих при резком пересыщении ими расплава. Последнее обстоятельство приводит к взламыванию кровли вмещающих пород и способствует образованию приконтактной брекчии с аплитовым цементом, которая часто сопровождает интрузивные массивы. При изучении условий образования магматических пород иногда отмечается явление резкой смены флюидного режима процесса кристаллизации [139]. Циклическую и направленную эволюцию магматических систем наглядно иллюстрируют расслоенные интрузивы (см. следующий раздел).

В связи с циклическим и нередко очень контрастным характером эволюции магматических систем такие понятия, как андезитовая магма, базальтовая и т.п., оказываются отчасти условными, так как могут отражать разный состав одной и той же части магматической системы в разное время, равно как и разный состав разных частей магматической камеры в одно и то же время. Магматические системы столь же живые и изменчивые образования, как и их поверхностные проявления – вулканические центры. В связи с этим нам представляются не совсем корректными довольно распространенные попытки объяснения эволюции вещественного состава извергающегося материала смешением в разных пропорциях магм, имеющих различный состав. Например, в работе Биндемана [19] делается попытка показать, что главным процессом петрогенезиса, обусловившим антидромную эволюцию вулкана Дикий Гребень, был процесс смешения риодацитовой и андезитобазальтовой магм. С нашей точки зрения, даже если какой-то процесс смешения и имел место, то смешивалась имеющая различный состав магма из одной и той же магматической системы. В противном случае пестрая, быстрая, с геологической точки зрения, и нередко многократно повторяющаяся смена состава извергающегося материала требует столь большого разнообразия смешивающихся между собой магм, что впору вводить для них правила подземного движения и устанавливать светофоры.

В качестве факторов, в наибольшей степени влияющих на эволюцию вещественного состава магм, можно указать на гравитационную дифференциацию вещества в магматической камере, факт протекания которой в расплавах низкой вязкости признается большинством исследователей, а также на полициклическую изменчивость внутримagmaматического давления (что рассматривалось нами в разделе 2.1.4) и перенос породообразующих окислов летучими компонентами. Роль последнего фактора в эволюции магматических систем, на наш взгляд, недооценивается, хотя опал, согласно исследованиям Е.К. Серафимовой [202], в возгонах купола Нового занимает одно из первых мест, часто выступая в роли цемента или образуя линзы чистейшего опала. Все это свидетельствует о значительном переносе летучими двуокиси кремнезема. Возможно, что благодаря именно этому процессу пики эксплозивной активности соответствуют извержению наиболее кислых пород. Косвенным подтверждением этого является сам факт корреляции содержания летучих с составом пород. В частности, по данным А.А. Маракушева [156], чем основнее магма, тем в среднем менее интенсивны процессы магматического замещения, которые бывают с ней связаны. Магматического же замещения боковых пород гипербазитами вообще не наблюдалось.

2.2.2. Процессы формирования расслоенных интрузивов

Распространенность. Наиболее полный обзор явления расслоенности изверженных горных пород выполнен Л. Уэйджер и Г. Браун [254]. Они дают следующую оценку распространенности изверженных пород: *«Расслоенные интрузивы, особенно габброидного состава распространены очень широко. Имеющиеся данные по расслоенным интрузивам позволяют сделать вывод, что габброиды, не обладающие явной расслоенностью, представляют собой местные образования и связаны с магматическими телами, несущими признаки расслоенности. Можно даже утверждать, что при обнаружении действительно нерасслоенного крупного габброидного интрузива мы столкнемся с новой совершенно самостоятельной проблемой»* [254, с. 519].

К аналогичному выводу приходят авторы наиболее крупной в отечественной литературе обзорной работы по магматическим горным породам [141]. Расслоенные, или стратиформные, интрузивы основных и ультраосновных пород широко развиты в стабилизированных структурах земной коры – древних и молодых платформах, срединных массивах, областях завершенной складчатости и т.д. Расслоенные массивы основных и ультраосновных пород довольно разнообразны. Среди них встречаются массивы, как образованные породами нормальной щелочности, так и сложенные породами повышенной щелочности (сиенит-габбровые), вплоть до интрузивов, где среди дифференциатов присутствуют щелочные породы. Наиболее распространены массивы основных и ультраосновных пород нормальной щелочности; они же и наиболее изучены. Габброиды, по составу и структуре аналогичные магматическим кумулатам из расслоенных интрузивов, обнаружены при драгировании срединно-океанических хребтов. Было высказано предположение, что они представляют собой фрагменты средней части офиолитовой серии (расслоенного комплекса) и, возможно, являются представителями *«третьего геофизического слоя океанической коры»*.

Виды расслоенности. Наиболее заметная расслоенность, проявляющаяся во всех мощных расслоенных сериях, выражается в колебаниях количеств главных минералов. Некоторые слои обогащены плагиоклазом, другие – темноцветными минералами. Такое различие в составе породы обуславливает максимальную контрастность смежных слоев. При первом описании Скергаардского массива (Восточная Гренландия) подобная перемежаемость получила название ритмической расслоенности. В Скергаардском и многих других расслоенных интрузивах ритмическая расслоенность может быть обусловлена чередованием слоев, настолько сильно различающихся по составу, что, с точки зрения обычной петрографической номенклатуры, породы отдельных слоев следовало бы определять как совершенно различные типы и часто даже относить к далеко отстоящим одна от другой петрографическим группам.

Наряду с хорошо прослеживающейся в обнажениях ритмической расслоенностью пород по соотношениям пороодообразующих минералов, в строении интрузива выявлена так называемая скрытая расслоенность, соответствующая как направленным, так и колебательным изменениям состава пороодообразующих минералов. По направлению вверх плагиоклазы становятся более кислыми, а оливины и пироксены – более железистыми. Появление или исчезновение определенных минералов (как и непрерывные изменения состава фаз твердых растворов) исследователи также относят к проявлениям скрытой расслоенности.

Количественные соотношения минералов, обуславливающие ритмическую расслоенность, часто определяются различиями в удельной массе. Так, некоторые слои имеют четко выраженную подошву и обогащены в нижних частях тяжелыми, обычно темноцветными минералами, тогда как вверх по разрезу слоя происходит постепенное увеличение содержания легкого светлоокрашенного полевого шпата. Подобное распределение тяжелых и легких составных частей указывает, что на некоторой стадии осаждение кристаллов различной плотности происходило под влиянием силы тяжести. Этот тип расслоенности был назван Баддингтоном гравитационной стратиформностью. В большинстве случаев расслоенность явно возникла при отложении кристаллов на дне магматической камеры и может быть названа расслоенностью кристаллоосаждения. Однако иногда расслоенность формировалась в процессе последовательного затвердевания слоев у кровли и боковых стенок магматической камеры. В частности, к этому типу относится расслоенность в породах боковой и верхней краевых групп Скергаарда. Самая четкая тонкая расслоенность со слоями толщиной несколько миллиметров установлена в ядрах и образцах из поверхностных обнажений восточной части Бушвельдского комплекса (Южная Африка) [254]. По мнению исследователей, образование подобных контрастных кумулатов обусловлено процессом более резкой сортировки кристаллов, которая сменялась их адкумулятивным дорастанием.

На фоне тонкой ритмической расслоенности нередко макроритмическая расслоенность. Так, в Рамском массиве (Шотландия) [254] во всем разрезе ультраосновных пород четко прослеживается крупномасштабная ритмическая расслоенность. Подразделение на ритмические единицы впервые проведено для расслоенной серии восточного блока общей мощностью 825 м. Здесь выделено 15 ритмов со средней мощностью 56 м (от 16 до 160 м для отдельных единиц). Каждый ритм состоит из обогащенной оливином породы (оливинового кумулата) в основании, постепенно переходящего

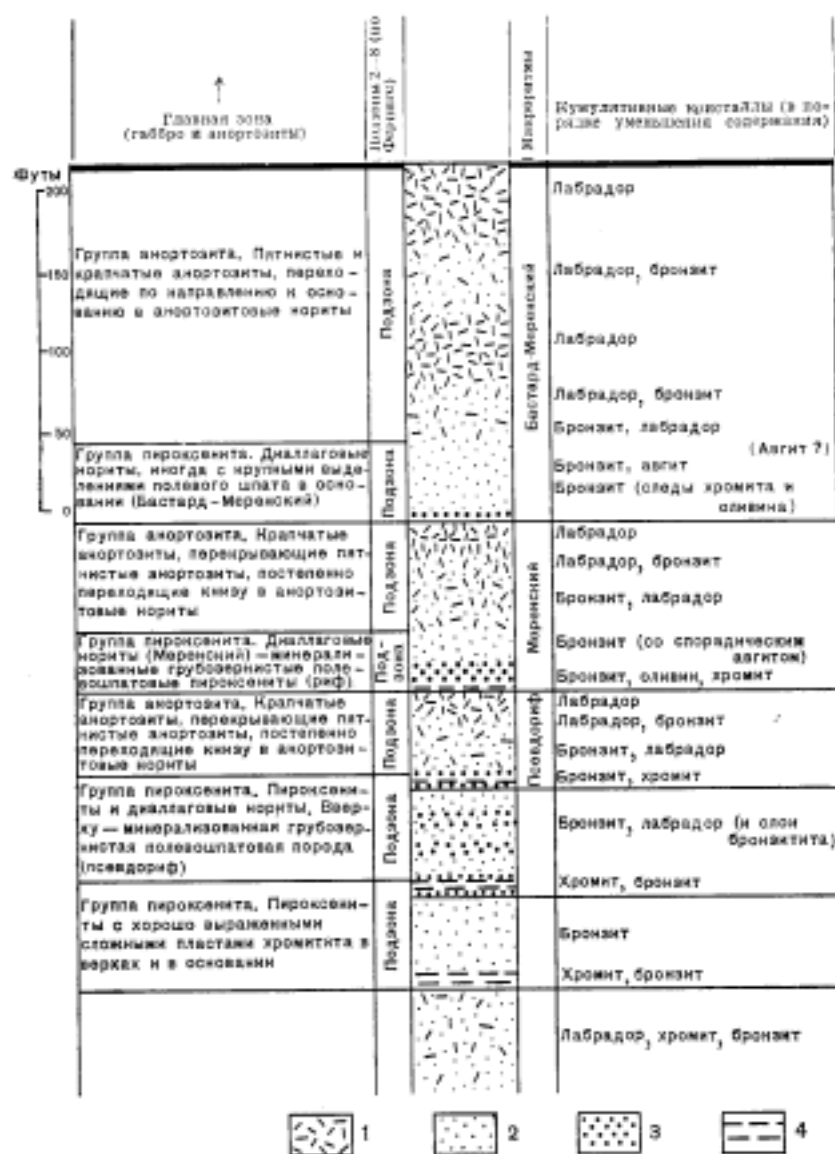


Рис. 65. Макроритмы горизонта рифа Меренского (Бушвельдский интрузив) по [254].

Слева приведено описание подзон, выделенных Ферингой, а справа – интерпретация разреза Л. Уэйдджером и Г. Брауном [254], основанная на характере распределения кумулятивных фаз. По распределению этих фаз намечаются ритмические единицы, каждая из которых начинается в основании меланократовыми породами и постепенно переходит вверх в лейкократовые. Кумулятивные минералы: 1 – плагиоклаз, 2 – бронзит, 3 – крупные кристаллы бронзита, 4 – слои кумулятивного хромита

вверх по разрезу в обогащенную плагиоклазом породу (плагиоклазовый кумулат). Эта общая направленность изменения состава пород макроритма осложняется присутствием в оливиновых кумулатах небольших количеств кумулятивной хромовой шпинели, а в плагиоклазовых кумулатах – примеси кумулятивных оливина и моноклинного пироксена, которые места-

ми могут концентрироваться, образуя мелкую ритмическую расслоенность.

Аналогичная макроритмическая расслоенность, на общем фоне тонкой ритмической расслоенности, характерна и для зон ультраосновных пород Бушвельда, Великой дайки и Стиллуотерского интрузива. В породах Скергаардского интрузива макроритмическая расслоенность наиболее крупных масштабов выражается в зональном строении самого интрузива. Его главные подразделения представлены нижней зоной, в которой присутствует кумулятивный оливин, средней безоливиновой зоной и верхней зоной, в кристаллическом осадке которой вновь появляется оливин, имеющий, однако, более железистый состав, чем оливин нижних частей расслоенной серии.

Макроритмичность меньшего масштаба, сходная с макроритмичностью пластов восточной части Рамского массива и базальной серии Бушвельдского массива, установлена у кровли средней зоны Скергаарда. В этой зоне ритмическая расслоенность обусловлена главным образом концентрацией кумулятивного магнетита в отдельных тонких слоях, а также изменением относительных количеств кумулятивных кристаллов пироксена и полевого шпата. Кроме тонкой ритмической расслоенности здесь встречены три мощных слоя, образующих так называемую тройную группу. Мощность двух нижних слоев около 20 м, верхнего – 60 м. Тройная группа прослеживается на площади не менее 4 км². В каждом из прослоев тройной группы наблюдается гравитационная стратиформность, весьма отличная по своим масштабам от обычно наблюдающейся в расслоенной серии.

На фоне ритмической расслоенности в развитии интрузивов отмечена и общая эволюционная направленность. Наиболее яркий ее пример дает Бушвельдский расслоенный интрузив, породы которого представлены мощной серией дифференциатов, меняющихся по составу – от ультраосновных пород типа перидотитов и пироксенитов через габброиды, нориты, анортозиты и сходные основные породы до пород среднего состава типа диоритов и, в итоге – до основных гранофиров. Эти направленные изменения соответствуют мегациклу общего развития интрузивного комплекса.

По данным [254], существует определенное внутреннее единство расслоенности макроритмической и обычного масштаба. Во-первых, и макроритмичность, и обычная ритмичность представляют собой однотипные явления, различающиеся лишь по масштабу развития одного и того же процесса. Во-вторых, макроритмичность описывается лишь в тех случаях, когда нормальная ритмичность выражена слабее обычного, но даже и в этом случае в изложенном фактическом материале имеются указания на существование макроритмичности. Например, в верхней зоне Бушвельдского комплекса магнетитовые слои группируются в нижний ряд из трех слоев (мощностью 1,8, 0,38, и 0,30 м) и верхний ряд, начинающийся в 18 м выше по разрезу и также представленный тремя слоями (0,75, 0,38 и 0,30 м). Подобная повторяемость представляет собой не что иное, как макроритм с мощностью порядка 20 м.

И, наконец, при более детальном рассмотрении оказывается, что деление повторяющейся расслоенности на макроритмы и обычные ритмы весьма условно, так как колебания мощности внутри обеих этих разновидностей достаточно велики. Так, например, в Рамском массиве имеются два типа макроритмов, различающихся по мощности почти на порядок (средние мощности 400 и 50 м соответственно). Часто внутри выделенных авторами макроритмов прослеживаются меньшие по мощности ритмы, которые тем не менее достаточно велики для обычной ритмической расслоенности. В приведенных на рис. 65 макроритмах рифа Меренского (Бушвельдский интрузив) третий снизу распадается на три подритма по слоям с крупнокристаллическими выделениями бронзита, а макроритм Бастард-Меренский – на два подритма по взаимным соотношениям плагиоклаза и бронзита.

Таким образом, в расслоенных интрузивах мы имеем дело с их полициклической расслоенностью, из которой следует вывод о полициклическом характере процессов формирования этих интрузивов ультраосновных и основных пород.

Существующие объяснения. Ключевым вопросом генезиса расслоенных интрузивов является происхождение расслоенности при кристаллизации первично-однородного расплава, а также ритмического повторения слоев. Происхождение ритмической расслоенности – краеугольный камень любой модели расслоенного интрузива. Расшифровке природы этого явления посвящено большое число различных гипотез, привлекающих для его объяснения самые разнообразные механизмы. В частности, Л. Уэйджер и Г. Браун [254] считают, что расслоенность обусловлена процессом аккумуляции кристаллов, осаждающихся из основных магм, но одна концепция осаждения кристаллов под влиянием силы тяжести без привлечения других факторов не может объяснить присутствия меланократовых слоев, перекрывающих лейкократовые, а тем более многократного повторения этого явления. Поэтому для объяснения явления расслоенности, представленной сериями из сотен и тысяч повторяющихся единиц, Л. Уэйджер и Г. Браун считают возможным предложение двух основных гипотез: гипотезу сортировки различных минералов под влиянием механических агентов, действовавших циклически, и гипотезу регулирования процесса отложения циклически повторявшимися изменениями физико-химического состояния магмы.

Возникновение обычной ритмической расслоенности Л. Уэйджер и Г. Браун связывают с первым вариантом возможных гипотез, а именно с воздействием конвекционных потоков, причем из медленных и постоянных потоков осаждались слои однородного состава, а из быстрых и спорадических – сортированные слои. Исследователям представлялось наиболее вероятным, что период действия быстрых потоков был довольно непродолжительным; за это время могло сформироваться лишь несколько десятков слоев мощностью несколько миллиметров каждый. Во многих отношениях такая расслоенность (разновидность ее в Стиллуотерском массиве получила название дюймовой расслоенности) похожа на установленную в ряде силлов, где конвекционные циклы движения магмы отсутствовали.

Это вынуждает Л. Уэйджера и Г. Брауна выдвинуть еще одну гипотезу, объясняющую возникновение ритмической расслоенности, а именно вернуться к предположениям о периодических изменениях физико-химических условий в магме. Однако ответственность за эти периодические изменения авторы возлагают на выделение скрытой теплоты кристаллизации, за счет чего такая кристаллизация будет время от времени останавливаться. Однако переход вещества из расплавленного состояния в кристаллическое представляет собой реакцию системы на рассеивание тепла в окружающую среду. В связи с этим представляется неправдоподобным, что кристаллического вещества будет образовано больше, чем это обусловлено потерями тепла, и выделится какая-то избыточная теплота кристаллизации.

Далее, Л. Уэйджер и Г. Браун отмечают, что в «*породах главной зоны (Бушвельдского интрузива – М.А.) в качестве кумулятивных фаз присутствуют лишь плагиоклаз и два пироксена. Возможно, что слабая ритмическая расслоенность здесь (как и в средней зоне Скергаардского интрузива) отражает главным образом различия в удельном весе кумулятивных фаз, а не движения магмы в камере*» [254, с. 401]. Но, как уже отмечалось, одним осаждением кристаллов под воздействием силы тяжести без привлечения других факторов объяснить появление ритмической расслоенности (пусть даже слабой) невозможно. Движения магмы отсутствуют, следовательно, необходимо действие какого-то неизвестного фактора. Примечательно, что этот фактор требуется для объяснения ритмической расслоенности на участках, составляющих 30–60 % общей мощности расслоенных серий названных интрузивов.

Таким образом, Л. Уэйджер и Г. Браун для образования ритмической расслоенности обычного масштаба предусматривают в разных случаях действие трех различных факторов. Аналогичная ситуация возникает и по поводу макроритмической расслоенности, но факторы ее вызывающие, предполагаются отличными от тех, которые обуславливают ритмическую расслоенность обычного масштаба. Ответственность за возникновение макроритмичности возлагается на «*существование неустойчивых условий на ранних этапах кристаллизации*» [254, с. 523]. Под этими неустойчивыми условиями в разных случаях понимается воздействие на систему двух различных факторов: колебаний физико-химического состояния магмы непосредственно после момента ее инъекции и периодические инъекции магмы одного и того же состава.

Однако существование макроритмов имеет место и на более поздних этапах кристаллизации. В частности, можно привести пример упоминавшейся тройной группы Скергаардского интрузива. По мнению исследователей, «*расслоенность этих горизонтов по характеру сходна с расслоенностью, проявляющейся в пластах восточной части Рамского массива, но имеет, вероятно, иное происхождение. Аналогичным образом горизонты тройной группы похожи на слои базальной серии Бушвельдского массива, хотя имеют, несомненно, другой генезис*» [254, с. 85]. Таким образом, для объяснения макроритмической расслоенности Л. Уэйджер и Г. Браун допускают существование еще трех различных факторов, причем один из них оказывается неизвестным. Следовательно, для объяснения одного и того же явления полицикличности исследователи предполагают действие шести различных факторов. При этом два, а если учесть неправдоподобность предположения о периодическом прерывании кристаллизации за счет выделения скрытой теплоты, даже три фактора оказываются неизвестными.

Кроме Л. Уэйджера и Г. Брауна образование ритмической расслоенности за счет выделения скрытой теплоты кристаллизации пытался объяснить Е.Д. Джексон [313]. Е.В. Шарков [283] для интерпретации ритмической расслоенности пытается привлечь представления о температурно-концентрационных волнах. Сам процесс кристаллизации расслоенных интрузивов, по его мнению, подчиняется тем же закономерностям, что и затвердевание промышленных отливок. Согласно его представлений, кристаллизация происходит путем перемещения снизу вверх сравнительно маломощной (~3 м) зоны кристаллизации, внешняя граница которой соответствует зоне ликвидуса, а тыльная – солидуса. Возникновение температурно-концентрационных волн Е.В. Шарков объясняет тем, что тепло удаляется из системы быстрее, чем происходит диффузный массообмен на фронте кристаллизации, т.е. изотермы движутся быстрее, чем выравнивается состав расплава. Это приводит к периодическому накоплению перед фронтом остаточного расплава с соответствующим изменением состава выделяющихся минеральных ассоциаций, поскольку он теперь контактирует с более низкотемпе-

ратурным расплавом. Такое «концентрационное переохлаждение» фронта начала кристаллизации приводит, по мнению Е.В. Шаркова, к замедлению скорости его перемещения и в итоге вызывает появление перед фронтом второй (более высокотемпературной) зоны кристаллизации.

На наш взгляд, к возможности быстрого удаления тепла из крупных интрузивных тел надо подходить более осторожно. Во-первых, теплопроводность горных пород на 1,5–2 порядка ниже теплопроводности промышленных отливок [272]: 0,45–5,3 Вт/(м×К) – для горных пород против 30–260 Вт/(м×К) – для металлов и их сплавов. Во-вторых, базальты имеют в 3 раза более высокую теплоемкость по сравнению с чугуном и сталью (1,49 КДж/(кг×К) – для базальта и 0,5 КДж/(кг×К) – для чугуна и стали). В-третьих, отвод тепла из интрузивных тел частично компенсируется выделением скрытой теплоты кристаллизации, что делает невозможным быстрое снижение температуры в крупных интрузивных телах. В-четвертых, следует учитывать, что на процессы кристаллизации в крупных интрузиях накладывает отпечаток эффект частичного автотермостатирования, возникающий за счет образования в контактной зоне интрузива мощной толщии прогретых пород. Тепловой поток через эту зону определяется зависимостью

$$q = K \frac{T_i - T_e}{d}, \quad (20)$$

где d – мощность зоны, T_i и T_e – температуры соответственно на наружной и внутренней границах зоны, а K – коэффициент теплопроводности. Сколько-нибудь значительное переохлаждение расплава в этих условиях возможно лишь в начальные моменты формирования интрузивного комплекса непосредственно в области контакта с холодными вмещающими породами, что обуславливает образование зон закалки. За счет отводящегося от интрузива тепла мощность d зоны прогретых пород

быстро нарастает, обеспечивая быстрое снижение температурного градиента $\frac{T_i - T_e}{d}$, а, следовательно, и теплового потока от интрузива. Эффект частичного автотермостатирования при кристаллизации крупных интрузивов препятствует сколько-нибудь значительному переохлаждению расплава и происхождению температурно-концентрационных волн.

Более того, «очень важно то обстоятельство, что состав кумулятивных фаз во многих случаях аналогичен составу минералов-вкрапленников в эффузивных сериях. Это делает логичным представление о том, что расслоенные интрузивы в ряде случаев могли являться промежуточными магматическими камерами вулканов центрального типа, где и происходил в основном процесс дифференциации» [141, с. 102]. В связи с этим представления о маломощной зоне кристаллизации, распространяющейся в магматических системах от их дна, как-то не вяжутся с широким распространением порфировых и серийно порфировых структур в вулканических породах, а сами вулканы, по деятельности которых только и можно хотя бы косвенно судить о поведении реальных магматических систем, слабо соответствуют спокойному затвердеванию промышленных отливок. Поэтому точка зрения Е.В. Шаркова представляется нам малоубедительной.

Возникновение температурно-концентрационных волн скорее возможно для эффузивов и небольших магматических тел в приповерхностных условиях. И здесь имеется общая точка для модели температурно-концентрационных волн Е.В. Шаркова и модели ликвационного происхождения расслоенности А.А. Маракушева, хотя сами исследователи едва ли отдадут себе в этом отчет. По своей сути ритмическая ликвационная расслоенность А.А. Маракушева, полученная им в ходе экспериментальных исследований по кристаллизации переохлажденного расплава [159], примерно отвечающего калиевому трахитовому расплаву с добавкой гиератита K_2SiO_6 , представляет собой овеществленную в процессе кристаллизации стоячую температурно-концентрационную волну Е.В. Шаркова.

Однако в целом точка зрения А.А. Маракушева на происхождение расслоенных интрузивов основного и ультраосновного составов нам не совсем понятна. С одной стороны, он утверждает, что «ритмическая расслоенность в телах магматических пород распространена очень широко, причем исключительно в вулканической и субвулканической фациях (в лавах и малоглубинных интрузивах – дайках, силлах, лопполитах). С переходом к глубинным плутонам, которые кристаллизуются



Рис. 66. Текстуры динамической расслоенности в габбро-норитах Хабаровинского массива (Южный Урал)

медленно, магматическая расслоенность исчезает или сохраняется в них в виде неясной реликтовой полосчатости и вертикальной неоднородности» [159, с. 183]. Отсюда следует, что ритмической расслоенности крупных интрузивов габброидного состава в природе просто не существует. И в то же время

результаты экспериментов (как в

этой работе, так и в последующих [155, 157]) используются А.А. Маракушевым в качестве аргумента против возникновения ритмической расслоенности за счет кристаллизационной дифференциации в интрузивах именно габброидного состава. Однако, согласно модели А.А. Маракушева, «*ритмическая расслоенность отражает переохлаждение ликвирующих расплавов при быстром падении температуры, затрудняющее их взаимодействие и стимулирующее дальнейшее автономное расщепление» [159, с. 186]. Как мы только что показали, сколько-нибудь значительное переохлаждение расплава в крупных интрузивах невозможно, поэтому ликвационная модель А.А. Маракушева для происхождения ритмической расслоенности крупных интрузивных комплексов оказывается неприемлемой.*

Таким образом, в ходе интерпретации генезиса обычной ритмической расслоенности в существующих моделях возникают серьезные затруднения. Они становятся практически непреодолимыми, если попытаться дать одновременную интерпретацию как обычной ритмической расслоенности, так и макроритмической расслоенности, т.е. при рассмотрении явления полициклической формирования интрузивных комплексов в целом.

Наша интерпретация. Ритмическая расслоенность крупных интрузивов габброидного состава как обычного, так и макроритмического масштабов находит простое и естественное объяснение в рамках динамической модели вулканического, а точнее – магматического процесса. Достаточно лишь вспомнить о полициклической изменчивости внутримagmaматического давления и его влиянии на процессы кристаллизации за счет наличия потенциального барьера на образование центров кристаллизации (см. разделы 1.3.2 и 2.1.4). Происхождение полициклической расслоенности крупных интрузивных массивов основных и ультраосновных пород, по нашему мнению, обусловлено автоколебательным режимом изменения физико-химического состояния кристаллизующейся магмы, накладывающим отпечаток на протекающие в системе процессы, прежде всего за счет высокой изменчивости внутримagmaматического давления. Возрастание в системе давления делает менее вероятным образование новых центров кристаллизации, и выделение кристаллической фазы происходит за счет ускоренного дорастания уже образовавшихся кристаллов.

Наибольшего развития этот процесс достигает там, где давление максимально, – у дна магматической камеры. Именно здесь должны образовываться наиболее четко выраженные генерации кристаллов-вкрапленников для всех одновременно кристаллизующихся минеральных фаз. В процессе их осаждения происходит дифференциация вкрапленников по плотностям, а следовательно, и образование слоев с четко выраженной гравитационной стратиформностью. Таким образом, повсеместное распространение полициклической расслоенности в интрузивах основного и ультраосновного состава представляет собой аналог столь же повсеместного распространения серийно-порфировых и порфировых структур в вулканических породах.

Однако влияние автоколебательного процесса на эволюцию магматических систем не ограничивается процессами образования генераций кристаллов-вкрапленников и формирования

гравитационной стратиформности за счет их осаждения. Как уже отмечалось, наиболее значительные колебания давления должны приводить к смещению минеральных равновесий в системе. Более того, нарастание давления есть следствие выделения летучих в свободную фазу при температурах, превышающих критические, сброс давления происходит благодаря прорыву летучих из магматической системы в окружающую среду. Следовательно, полициклический автоколебательный процесс становления магматических систем должен отражаться и на химическом составе магмы, а в целом – на ее физико-химическом состоянии, что и обуславливает формирование полициклически расслоенных интрузивных комплексов.

В действительности картина становления расслоенных интрузивов габбро-гипербазитового состава, скорее всего, гораздо сложнее. Следует отметить, что все вышеперечисленные модели их формирования имеют один общий изъян – абсолютно не учитывается возможность присутствия в магме газовой фазы, а следовательно проигнорирован ряд довольно важных эффектов, которые объяснены своим существованием газовой фазы. Отметим следующие.

- Встречный по отношению к гравитационному осаждению кристаллической фазы перенос вещества летучими компонентами. Этот массоперенос может происходить в следующем виде:
 - чисто газового переноса и перераспределения ряда химических компонентов (например, SiO_2);
 - газлифтинговый перенос, обусловленный обособлением и подъемом наиболее газонасыщенных порций магмы.
- Образование субпараллельных внешним контактам интрузива зон газовой буферизации. Их формирование обусловлено перераспределением летучих в расплаве под влиянием полициклических изменений внутримagmaгматического давления. Газовая фаза, сокращаясь в объеме при повышении давления и расширяясь – при понижении, делает магму относительно сжимаемой. Под влиянием многократных изменений давления в магматической камере субпараллельно контактам с жесткими породами вмещающей рамы формируется своеобразная «гармошка», состоящая из чередования слоев магмы, различающихся между собой по возможностям сжатия-расширения. Летучие компоненты под влиянием полициклических изменений давления перераспределяются в расплаве и вытесняются в слои с наибольшими возможностями сжатия-расширения – зоны газовой буферизации. Вместе с газами в эти зоны оттесняется и часть расплава, т.е. происходит обогащение легкоплавкими (а следовательно и лейкократовыми) компонентами зон газовой буферизации и обеднение – несжимаемых зон, которые приобретают меланократовый облик.
- Повышенное содержание в зонах буферизации газовой фазы и относительная обогащенность этих зон расплавом оказывает двоякое влияние на динамику становления интрузивных комплексов. Во-первых, эти зоны играют роль своеобразной смазки, чем существенно облегчают как перераспределение магмы в пределах интрузива, так и перемещения значительных ее объемов при внедрении в окружающие породы. Во-вторых, обогащенная летучими и расплавом магма в зонах газовой буферизации сама становится высокоподвижной и способной (в случае достаточных объемов, зависящих от мощности зон) к обособлению и самостоятельному перемещению.

В итоге возникает нередко очень сложная картина текстур динамической расслоенности в магматических интрузивах (рис. 66).

2.3. Дегазационная модель планетарной эволюции⁴

2.3.1. Планетарная эволюция и проблемы геодинамики.

Из представлений о динамической активности магм, заставляющих рассматривать магматические системы как активный тектонический фактор, вытекает ряд важных следствий для геотектоники, как глобальной, так и региональной.

⁴ Раздел написан с использованием результатов совместных работ автора с Л.К. Малышевой [151, 320, 321].

На наш взгляд, наиболее важным следствием этих представлений в области глобальной тектоники является тот факт, что динамическую активность магм можно рассматривать в качестве основной движущей силы глобальных тектонических процессов. В связи с этим представления о конвекционно-ячеистой структуре, охватывающей всю мантию Земли вплоть до ее границ с ядром, оказываются избыточными. Эти представления, несмотря на их серьезную математическую проработку О.Г. Сорохтиным, всегда были наиболее уязвимым местом в концепции глобальной тектоники плит. Как известно, тепловое конвективное движение вещества возникает в том случае, если ньютоновскую жидкость с постоянной кинематической вязкостью заключить между двумя квазипараллельными плоскостями и подогревать снизу. Поэтому в вариантах, использующих широкомасштабную тепловую конвекцию, серьезные трудности возникают с источником тепла, обуславливающим конвективное движение вещества в пределах всей мантии.

В то же время отход от идей тепловой конвекции с привлечением представлений о гравитационной дифференциации мантийного вещества ставит под сомнение правомерность применения законов тепловой конвекции к крупномасштабным перемещениям мантийного вещества. По крайней мере, само существование крупноячеистой конвекционной структуры оказывается под вопросом. По своей сути представления о динамической активности магматических систем являются продолжением идей гравитационной дифференциации вещества Земли, однако предусматривают не пассивное всплывание более легких масс, а, скорее, стремление к расширению и прорыву на поверхность газонасыщенных расплавов. Срединно-океанические хребты (СОХ) в этом случае можно рассматривать как долгоживущие зоны повышенной проницаемости земной коры и верхней мантии, вдоль которых происходят мобилизация, перемещение и внедрение газонасыщенных расплавов. Активное внедрение расплавов ведет к наращиванию земной коры. В зоне сброса давления летучих могут формироваться отрицательные формы рельефа типа рифтовых долин. Таким образом, глобальную систему СОХ, с точки зрения динамической активности магматических систем, можно рассматривать как зону активного раздвижения (а не спокойного растяжения) и наращивания земной коры.

Представления о динамической активности магматических систем позволяют рассматривать восходящие движения обогащенных летучими мантийных магматических расплавов в качестве причины широкомасштабных горизонтальных перемещений блоков (плит) земной коры. В свою очередь потеря динамической активности за счет кристаллизации и дегазации расплавов может привести к опусканиям участков земной коры. В зонах активного вулканизма синхронные с деятельностью вулканов вертикальные движения земной коры регистрируются прямыми наблюдениями. Так, в ходе многолетних геодезических наблюдений на вулканах Килауэа и Мауна-Лоа (Гавайские острова) установлено, что структура вулканов разбухает перед извержениями и сокращается в течение извержения. Более того, аналогичное поведение установлено и для находящейся в 32 км от вершины вулкана Килауэа рифтовой зоны [142]. Отсюда следует, что представления о динамической активности магматических систем, позволяют отчасти восстановить (реабилитировать) значение вертикальных движений в земной коре.

Отдаленная аналогия модели динамически активных магм имеется в ундационной гипотезе тектогенеза, которую Р.В. ван Беммелен предложил в 60-е годы в попытке синтезировать взгляды фиксистов и мобилистов. В основе его концепции лежит представление о появлении в недрах Земли разуплотненных и расширяющихся масс, которые ученый назвал ундациями. Причина их возникновения – дифференциация земного вещества. Наиболее важные и крупные из них – мегаундации – зарождаются в низах мантии. Возникновение их, по мнению Р.В. ван Беммелена, приводило к подъему над ними средней и верхней мантии, а также земной коры. В своде огромных поднятий образовывались гигантские трещины, и кора с верхней мантией соскальзывала по склонам поднятий, обнажая нижние слои мантии. Так возникали океаны. При этом происходило существенное горизонтальное перемещение крупных пластин литосферы в ранге континентов.

Точка соприкосновения модели динамически активных магм и ундационной гипотезы Р.В. ван Беммелена – наличие в земных недрах разуплотненных и расширяющихся масс, которые возникают за счет дифференциации земного вещества. Однако в отличие от ундационной гипотезы предлагаемая нами модель предполагает не пассивное всплывание и глубинное расширение вещества, а актив-

ное внедрение расширяющихся магм в вышележащие горизонты пород, своего рода прорывы высокомолекулярного магматического вещества, находящегося преимущественно в жидкой и газовой фазах с подчиненным значением кристаллической фазы.

В свете модели динамически активных магм получает простое и естественное объяснение полицикличность тектогенеза. В предыдущих разделах работы мы довольно подробно рассмотрели полицикличность вулканического процесса, а в разделе 2.1.3 привели примеры крупных этапов, или циклов вулканизма, определяющих развитие целых регионов. Динамическая модель вулканического процесса позволяет рассматривать его полицикличность как автоколебательный процесс расширения (дегазации) с бесконечно большим числом собственных частот системы. Форма колебаний определяется периодическим выходом системы из состояния неустойчивого равновесия и установлением в системе нового равновесного состояния, которое спустя некоторое время вновь становится неустойчивым.

Этот процесс поддается экстраполированию в сторону увеличения масштабов цикличности, как по времени, так и по территории, на которой она (цикличность) прослеживается вплоть до включения в рассмотрение планетарных эпох тектономагматической активности, близодновременно прослеживающихся в разных частях земного шара. Эти эпохи можно рассматривать как наиболее крупномасштабную форму проявлений автоколебательного процесса в дифференциации (и прежде всего дегазации) вещества Земного шара. Тектономагматические эпохи в свою очередь осложняются цикличностью фаз складчатости, которые уже имеют более региональный, чем глобальный характер [275]. Фазы слагаются из еще более коротких и мелких импульсов, слишком кратковременных, чтобы в течение них могли возникнуть сколько-нибудь ощутимые несогласия или даже перерывы в палеонтологической летописи. Поэтому эти импульсы регистрируются лишь в форме диаستم в литологической последовательности. Различаются диастемы нескольких порядков, закономерно связанные с границами циклотем соответствующих порядков, вплоть до размывов в основании циклотем угленосных и флишевых формаций. В качестве наиболее короткопериодичных импульсов тектогенеза В.Е. Хаин рассматривает максимумы сейсмической активности, имеющие глобальное значение.

В области региональной тектоники модель динамической активности магм позволяет пересмотреть роль, которую магматические тела играют в процессах тектогенеза. В рамках представлений о пассивном всплывании магм за счет их более низкой плотности, магматическим системам в региональном тектогенезе, как правило, отводится второстепенная роль. В настоящее время наиболее распространенной является следующая точка зрения: *«Нередко к поверхностным разрывам приурочены тела магматических пород или иные явления, связанные с глубинным магматизмом, но во всех подобных случаях эти разрывы создают зоны повышенной проницаемости пород, в которые устремляются, направляясь к верхним частям земной коры, глубинные расплавы»* [276, с.189]. Нам представляется, что магматические системы благодаря своей высокой динамической активности обладают энергией, вполне достаточной для создания и расширения зон повышенной проницаемости в земной коре. Следовательно, они могут рассматриваться как один из существенных факторов, контролирующих региональные тектонические процессы.

Динамические модели вулканического и магматического процесса имеют большое значение для развития представлений о планетарной эволюции. В настоящее время представления о глобальной геодинамике так или иначе взаимосвязаны с концепцией плитной тектоники, которая без всяких ограничений экстраполируется в отдаленное прошлое Земли. Но ни на одной из планет Солнечной системы, несмотря на все поиски, пока не обнаружено сколь-либо существенных признаков плитной тектоники. Их не смогли обнаружить даже на Венере, которая по своим параметрам очень близка Земле. Все это заставляет предполагать, что земная тектоника плит представляет собой локальный эпизод в планетарной эволюции, который реализуется далеко не всегда. Даже для самой Земли веские доказательства о том, что планетарная эволюция протекала в режиме тектоники плит, имеются лишь для последних 200 млн лет. В то же время для региональной геодинамики многих древних регионов (например, Урала) вопрос о том, насколько правомерно распространение тектоники плит в отдаленное прошлое, – чрезвычайно важен, так как многие структуры имеют более древний возраст.

Основным возражением против экстраполяции плитной тектоники в домезозойское время является следующее. Диссипативные процессы в природе, как правило, необратимы. Как известно, обширные пояса домезозойских эпох тектогенеза имеются на всех континентах. В то же время, исходя из реконструкций плитной тектоники в мезокайнозой, в конце полеозоя – начале мезозоя существовал единый суперконтинент Пангея. В результате его мезокайнозойского распада континентальная кора подверглась фрагментированию. При этом образовалось не менее шести крупных блоков континентальной коры, эволюция которых привела к формированию континентов в их современном состоянии. В настоящее время выделяется около 12 крупных литосферных плит, в состав которых входит как континентальная, так и океаническая кора. Имеются признаки как дальнейшего дробления крупных континентальных блоков (Красное море, Центрально-Африканский рифт), так и их объединения в результате коллизии (Индостан с Евразией).

Однако глобальная геодинамика в ее современном состоянии не предусматривает какой-либо закономерный механизм для повторного полного воссоединения всех фрагментов континентальной коры в единое целое. Вероятность их объединения в результате стохастического движения резко падает с увеличением числа сталкивающихся блоков. В частности, вероятность случайного объединения всех существующих ныне блоков континентальной коры в единое целое практически равна нулю даже если игнорировать имеющиеся тенденции к их все большему дроблению.

Отсюда следует, что каждая эпоха «раскрытия океанов» и фрагментации континентальной коры по мезо-кайнозойскому сценарию должна приводить к образованию некоторого числа свободных блоков континентальной коры, которые не смогут быть воссоединены при последующем «закрытии океанов». То есть возможность полного рециклинга отсутствует. Поэтому чем больше предполагается число циклов «раскрытия океанов», тем на большее число фрагментов должна быть раздроблена континентальная кора по окончании каждого последующего цикла.

Так как в конце палеозоя – начале мезозоя реконструируется лишь единый блок континентальной коры – Пангея, то отсюда следует, что в домезозойские времена эпох дробления континентальной коры по мезозойскому сценарию не было. В противном случае, если бы все циклы «раскрытия» и «закрытия» океанов, постулируемые для каледонской и герцинской эпох, в действительности имели бы место, то к началу мезозоя распадаться было бы уже нечему – вместо единого блока континентальной коры наблюдался бы хаос ее фрагментов в океанической коре. Таким образом допущения, которые исследователи делают при решении своих региональных проблем, оказываются весьма проблематичными при рассмотрении планеты в целом.

Планеты рождаются, живут и умирают. И в разные стадии развития на них протекают различные процессы. В наибольшей степени эволюции подвержены процессы гравитационной дифференциации вещества планеты. Начиная с момента ее образования, в формирующемся гравитационном поле протекает перераспределение вещества – под воздействием силы тяжести более тяжелые компоненты в своем стремлении к центру тяжести вытесняют более легкие. Энергетический эффект этого процесса определяется разностью плотностей между тяжелыми и легкими компонентами и достигает наибольших величин, во-первых, там где сила тяжести максимальна, т.е. в приповерхностных частях планеты, а во-вторых, при вытеснении из глубин планеты наиболее легких компонентов, т.е. в ходе дегазационных процессов. В конечном счете вся гидросфера и атмосфера Земли была образована в ходе дегазации коры и верхней мантии.

В ходе гравитационного перераспределения планетарного вещества выделяется значительное количество тепловой энергии, что приводит к парциальному плавлению вещества в зонах гравитационной дифференциации. Появление жидкой фазы облегчает дегазационные процессы как на молекулярном уровне, так и в виде обособившихся и находящихся под высоким давлением газовых пузырьков. В результате процесс гравитационного перераспределения вещества еще больше усиливается с одновременным увеличением выделения тепловой энергии, позволяющей перевести в подвижное состояние все большее количество вещества окружающих пород за счет плавления и мобилизации газовой фазы. Поэтому вулcano-магматическую деятельность можно рассматривать как форму протекания планетарных дегазационных процессов. Отсюда следует, что планетарная эволюция в

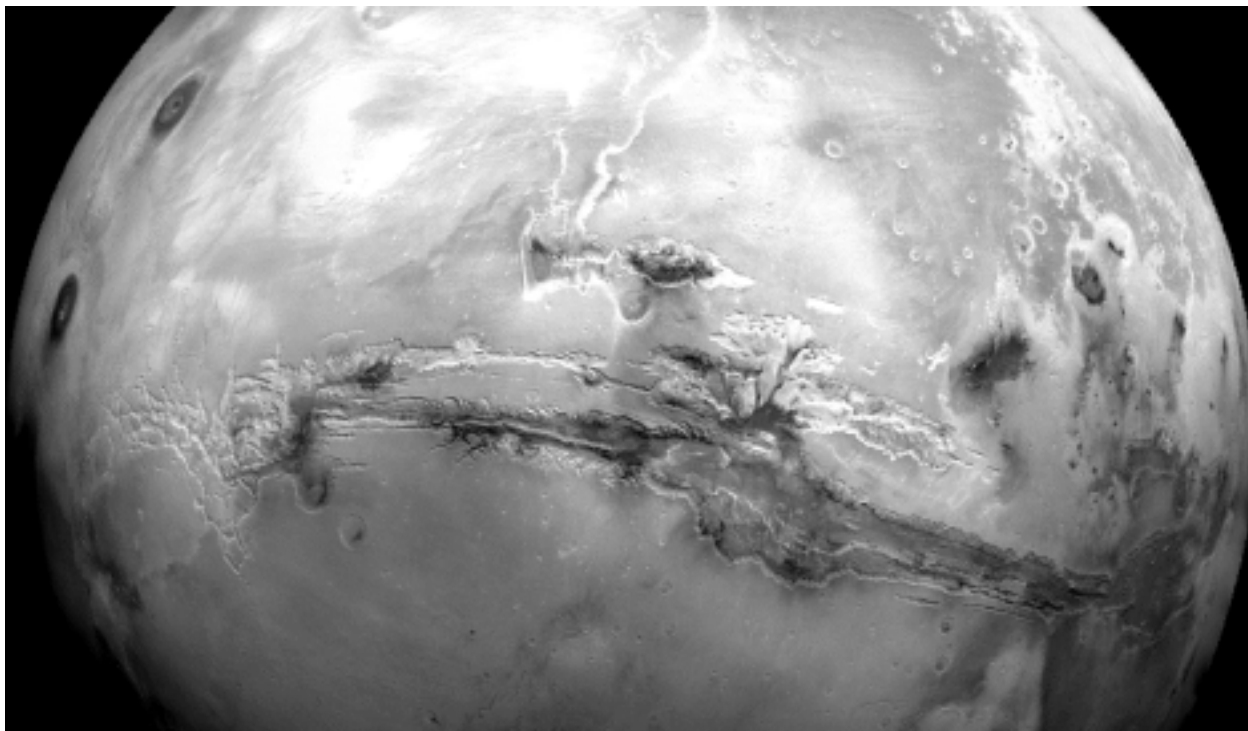


Рис. 67. Глобальная мозаика поверхности Марса, составленная из 102 изображений КА «Викинг-1». В центре долина Маринер, слева три крупных щитовых вулкана поднятия Тарсис (NASA)

наибольшей степени должна прослеживаться в развитии дегазационных процессов, равно как и в форме их проявления – в магмо-тектонической активности.

Считается, что все планеты образовались из однородного, в первом приближении, – протопланетного облака, однако общая картина эволюции специфична для каждой планеты. Прежде всего, она зависит от планетарной массы, т.е. от того потенциала для протекания гравитационно-дифференциационных процессов, который был заложен в ходе планетообразования. Помимо этого, формы вулканической активности могут в значительной степени зависеть от физико-химических условий, царящих на поверхности планеты. Корректный учет этих обстоятельств, по нашему мнению, не только не мешает, но и способствует выявлению наиболее общих закономерностей планетарной эволюции.

Проиллюстрируем сказанное выше на примере одной из наиболее изученных планет Солнечной системы – Марса.

2.3.2. Статический и динамический подход в реконструкциях марсианских процессов

Общие сведения. Марс, четвертая планета Солнечной системы, расположена от Солнца на расстоянии в 1,524 раза дальше Земли. Средний экваториальный радиус Марса равен 3393 км, что составляет немногим более половины радиуса Земли. Сила тяжести на поверхности Марса примерно в 2,6 раза меньше по сравнению с земной, а период обращения Марса вокруг своей оси примерно равен земным суткам. На поверхность Марса падает вдвое меньше солнечной энергии. Это определяет его более низкие температуры. Среднегодовые температуры варьируют от -60°C на экваторе до -125°C на полюсах. Среднесуточные вариации температур на экваторе составляют от -95 до $+15^{\circ}\text{C}$, но такие колебания быстро затухают с глубиной, так что на глубине несколько сантиметров от поверхности температура имеет среднесуточные значения. Марс имеет разреженную атмосферу. В зависимости от высоты и времени года поверхностное давление составляет от 0,005 до 0,01 доли земно-

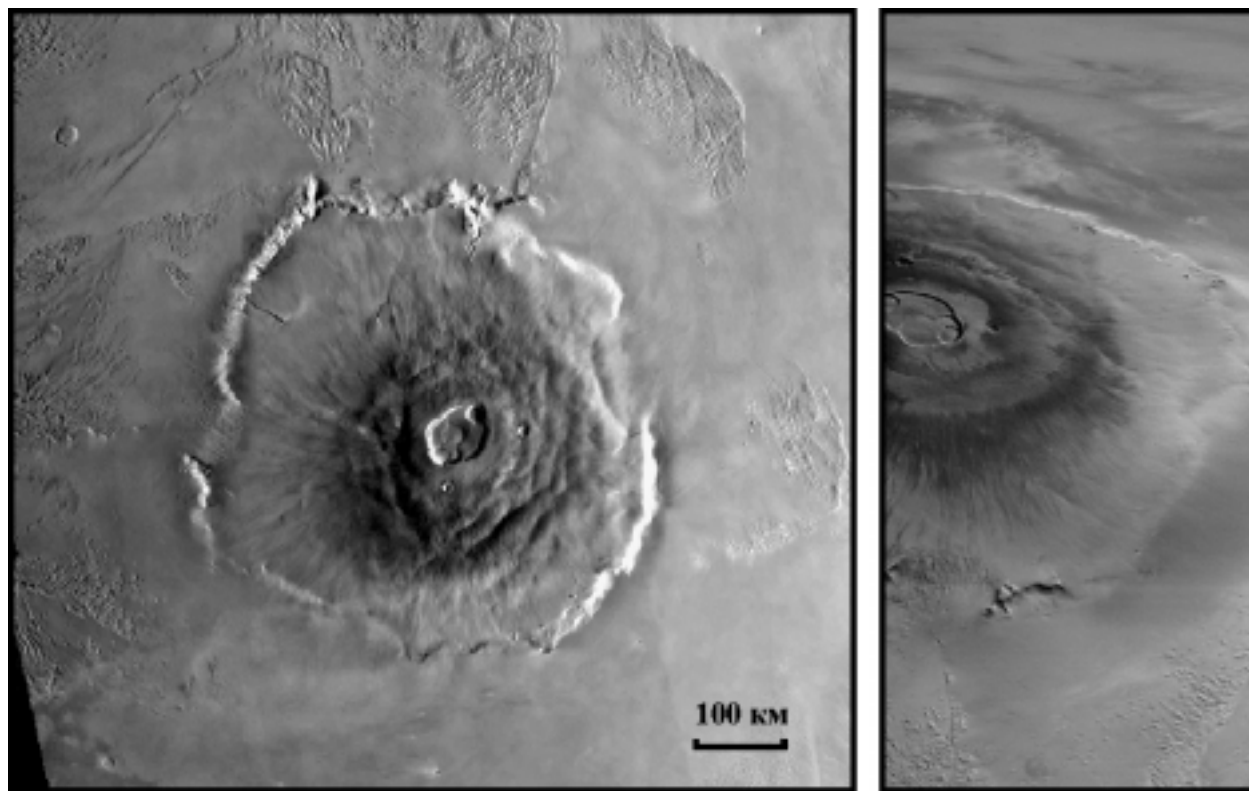


Рис. 68. Центральновулканическая структура вулкана Олимпус Монс (фото NASA)

го. Атмосфера состоит на 95,3 % из CO_2 , на 2,7 % из N_2 , на 1,6 % из Ar, и только малая ее часть представлена другими компонентами [330].

Большая часть южного полушария находится на 3–4 км выше среднего уровня поверхности планеты, тогда как большая часть северного полушария имеет высоты на 1–2 км ниже среднего уровня. На фоне этой дихотомии выделяются два поднятия – Фарсида и Элизий, на которых расположены наиболее крупные вулканы. Если самые крупные вулканы Марса находятся в западной части поднятия Фарсида, то в его восточной расположены верховья гигантской планетарной каньоноподобной структуры – долины Маринер (рис. 67). На Земле нет ничего, даже отдаленно похожего на этот каньон по своим масштабам. Он протягивается к востоку, а затем к северу на расстояние более 4,5 тыс. км. Ширина его превышает 100 км, достигая местами 200 км. Глубина в среднем составляет 2–3 км, а в некоторых частях значительно глубже (до 10 км). Значительная часть южного полушария имеет сильно кратерированную поверхность. Среди кратеров расположены несколько обширных равнин и низменностей. Некоторые из них, например, равнина Аргир, подобны кратерным морям Луны. В отличие от южного полушария северный полюс Марса окружен единой Великой Северной равниной. Крупные кратеры на ней практически отсутствуют, что свидетельствует о ее более молодом возрасте.

Возрастные определения участков марсианской поверхности базируются на статистических подсчетах кратеров. В 1973 г. Хартманн [310] вычислил ожидаемые распределения марсианских кратеров по размерам для различных возрастов. Тогда же в ходе первоначальных геоморфологических классификаций марсианской поверхности [297] были выделены территории с высокой, средней и низкой плотностью кратеров. В последней работе был так же сделан вывод о том, что примерно 600 млн лет назад на Марсе имел место период с повышенной скоростью эрозии поверхности, в течение которого в некоторых областях были уничтожены старые кратеры диаметром менее 30 км. В 1978 г. были впервые картированы [335] три основных возрастных комплекса марсианской стратиграфии – ноахидский (древний), гесперийский (средний) и амазонийский (молодой). Однако абсолютные возрасты этих комплексов до сих пор являются предметом спора. Нойкум и Визе [328] опре-

делили ноахидско-гесперийский и гесперийско-амазонийский рубежи как 3,8 и 3,6 млрд. лет назад, тогда как Хартманн с соавторами [311] как 3,5 и 1,8 млрд. лет соответственно.

Вулканы Марса. Одним из первых и наиболее важных результатов «Маринер–9» (1971 г.) явилось обнаружение вулканических особенностей Марса. В самом начале миссии были обнаружены 4 гигантских щитовых вулкана с вершинными кальдерами, в последствии получившие названия Олимп (18°N, 134°W), Арсия (9°S, 120°W), Павлин (1°N, 113°W) и Аскрийский (11°N, 104°W). Три последние образуют протягивающуюся с юго-запада на северо-восток вулканическую гряду Тарсис в пределах одноименного поднятия. К западу, и обособленно от них, расположен высочайший из известных вулканов Солнечной системы – гора Олимп (рис. 68). Последующее изучение остальных частей планеты показало широкую распространенность вулканических форм рельефа, указывающую на то, что вулканизм играл важную роль в эволюции планеты. Еще один крупный щитовой вулкан Элизий был обнаружен примерно на 100 градусов западнее (24°N, 212°W) группы из упомянутых вулканов.

В целом по распространению различных форм вулканического рельефа планета может быть грубо разделена на две полусферы [295]. Одна из них включает почти все центральные вулканические формы рельефа и связанные с ними молодые и слабо кратерированные вулканические равнины. Другая имеет сильно кратерированную поверхность, похожую на лунные ландшафты. Ее вулканические образования являются наиболее древними для Марса. Среди вулканических образований исследователи [295, 323] выделяют два класса структур: редко кратерированные вулканические равнины и конструкции центрального типа, такие как щиты, купола и кратеры.

Хотя радиально симметричные вулканические структуры, такие как щиты и купола, представляют наиболее эффектные доказательства вулканизма Марса, есть основания считать, что не меньшее значение имел вулканизм в формировании молодых (слабо кратерированных) равнин. Многие равнины имеют низкие хребты и холмы или мелкодольчатые уступы, заставляющие думать о границах лавовых излияний. Подобные образования особенно типичны для района, примыкающего с юга к вулканическим щитам. Это позволило исследователям [295, 323] предположить, что большинство плоских равнин в таких местностях образовано мощными потоками лавы. Несмотря на наличие в рельефе выраженных потоковых структур, вывод о том, что это были именно потоки лавы, нам представляется преждевременным. Основания для этого дает анализ камней в районе посадки КА «Марс Пасфайндер» [8].

«Марс Пасфайндер» совершил посадку 4 июля 1997 г. в районе долины Ареса, в точке 19,33°N, 33,55°W. Спускаемый аппарат состоял из посадочного модуля и небольшого автономного марсохода. Одним из главных достижений полета «Марс Пасфайндер» было определение состава нескольких камней с помощью установленного на марсоходе альфа-протон-рентгено-флуоресцентного спектрометра (APXS). До этого посадочные модули КА «Викинг–1» и «Викинг–2» определяли лишь химический состав грунтов Марса – его рыхлых разновидностей и корочек цементации. Место посадки КА «Марс Пасфайндер» было выбрано в общем устье долин Арес и Тиу с тем, чтобы проанализировать разнообразные типы пород, принесенные сюда долинообразующими, как принято считать, катастрофическими паводками [308]. Долины в своих верховьях прорезают древние ноахидские кратерированные возвышенности, а в нижней части – молодые грядовые равнины гесперийского возраста. Все это должно было, казалось бы, обеспечить разнообразие типов пород в камнях места посадки. Однако результат оказался неожиданным [307]. Судя по морфологии камней – общему облику, формам раскалывания, текстурам поверхности, – они действительно разнообразны, но состав всех пяти достоверно проанализированных камней оказался практически одинаковым – андезитовым. Подобное совпадение не может быть случайным и означает, что в зоне посадки «Марс Пасфайндера» эти породы преобладают. Отсутствие среди камней обломков базальтового состава ставит под сомнение точку зрения о том, что молодые вулканические равнины покрыты мощными потоками лавы. Эти структуры обычны для плато-базальтов, тогда как для андезитов наиболее характерен иной тип потоковых структур – пирокластические потоки. К этому вопросу мы вернемся чуть позже.

Долины и каналы Марса. В 1970 г. по снимкам КА «Маринер–9» на поверхности Марса были открыты долины – образования, морфологически сходные с земными долинами и сухими руслами рек (рис. 69). Однако в отличие от большинства долин Земли многие марсианские долины не

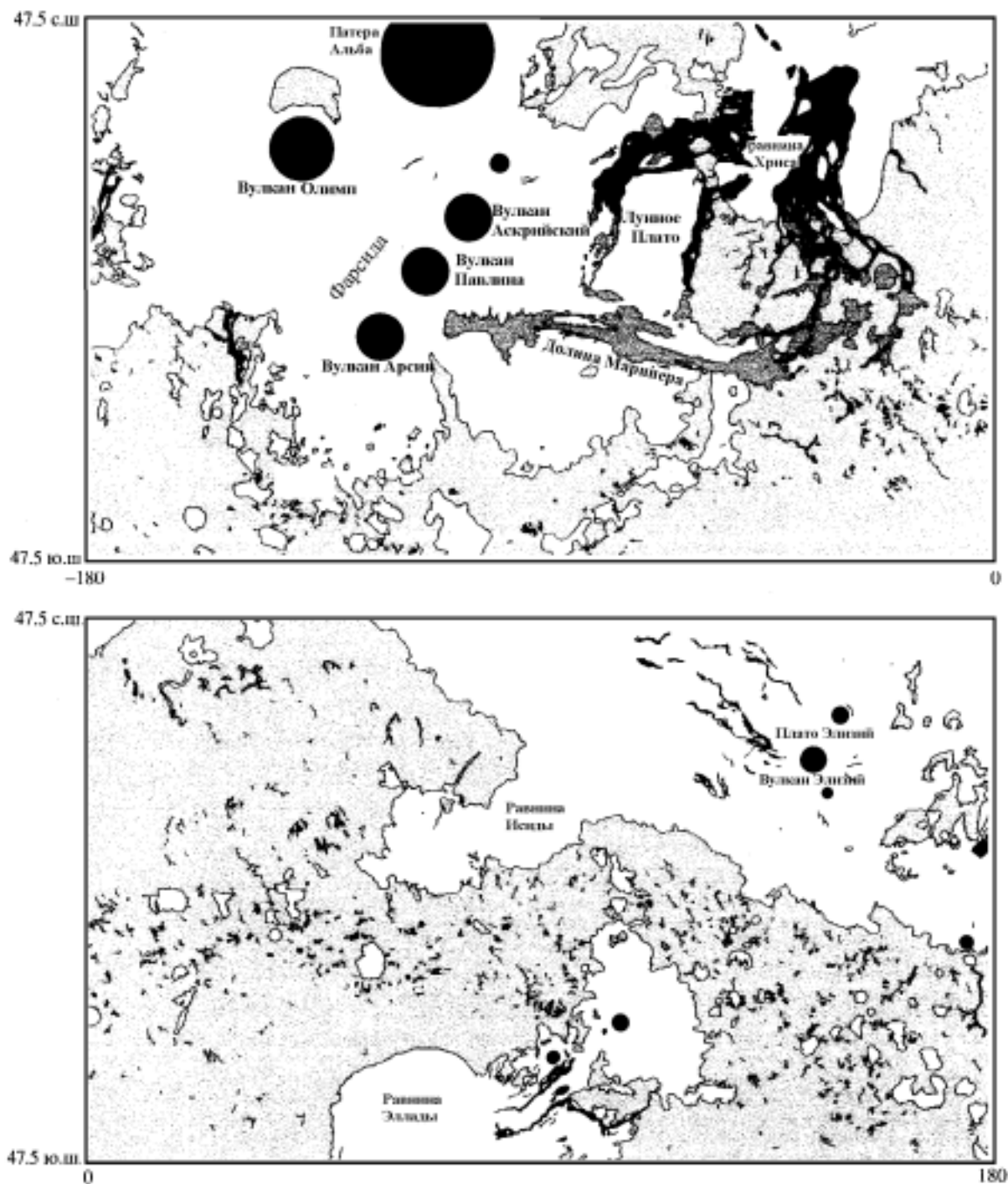


Рис. 69. Карта русел и долин на Марсе.

Системы долин показаны одиночными или ветвящимися линиями, древняя кратерированная местность – светло-серым цветом, русла истечения – темно-серым цветом, вулканы – черными кружками. По М. Карру [114] с добавлений топографических названий

имеют водосборных бассейнов. Были выделены несколько морфологических классов долин [296, 336]: долинные сети (valley networks), долины истечения (outflow valleys), извилистые долины (runoff valleys) и изрезанные долины (fretted valleys). Вне этой классификации благодаря своим гигантским размерам лежит упоминавшаяся выше планетарная структура долины Маринера. По ее сторонам имеется развитая система «притоков» – оврагов длиной до 300 км. Верховья долины (западная око-

нечность) переходят в лабиринт Ночи – разветвленную систему трещин в поверхности. Каждая из них достигает 30 км в ширину, а в целом их система занимает обширный район планеты, примыкающий с востока к другой планетарной структуре – цепи гигантских вулканических щитов Тарсис.

После долин Маринера наиболее крупные эрозионные структуры марсианской поверхности – долины истечения. Они достигают нескольких тысяч км в длину и почти не имеют притоков. Эти крупные русла с несколькими притоками, если последние существуют, начинаются сразу с широкого сечения. Как правило, они имеют днища с признаками размыва, вмещают острова со следами обтекания потоком, а их стенки имеют маркирующие линии течения. Там, где русла врезаны внутри возвышенностей, они достигают в поперечнике от нескольких до десятков километров, а в глубину 1–2 км. В местах пересечения равнин их ширина может достигать 200 км. Русла истечения обнаружены в четырех регионах планеты [114]: вокруг низменной равнины Хриса, к северо-востоку от равнины Эллады, к северо-западу от плато Элизий и вокруг равнины Амазония. Русла, расположенные вокруг низменности Хриса имеют два типа источников. Некоторые из них начинаются в областях, богатых оползнями, и целиком возникают из крупных депрессий, заполненных глыбовым материалом. Истоки других приурочены к восточному окончанию гигантской системы каньонов долины Маринер.

В качестве примера можно привести долины Арес и Тиу [164]. Всего на Марсе известно около 15 долин этого класса. Долины Арес и Тиу начинаются в пределах местностей с хаотическим рельефом провальной природы, пересекают густократерированные возвышенности и открываются на нижележащую равнину Хриса, где их устья объединяются. Длина каждой из долин около 1500 км, а ширина – 25–100 км, т.е. по длине они близки к крупнейшим руслам рек на Земле, но шире последних. В качестве земных аналогов марсианских долин истечения или их некоторых частей обычно приводят [293, 323, 326] формы рельефа, связанные с катастрофическим сбросом озер, подпруженных ледниками, и образующиеся при таянии льда во время подледных вулканических извержений. Однако количественные расчеты показывают [291], что для формирования марсианских долин расходы воды должны были быть на 1–2 порядка выше.

Полную противоположность руслам истечения представляет еще один тип каналов – долин-ные сети (рис. 70). Этот тип широко распространен в древней кратерированной местности, где сложные сети крошечных сросшихся и ветвящихся каналов сбегая по сторонам многих кратеров. В большинстве случаев их поперечник составляет 1–3 км и они гораздо меньше русел истечения. Хотя большая часть долин распространена в пределах кратерированных местностей, более молодые долины так же обнаружены на вуканах и некоторых крутых склонах, таких, как стенки кратеров.

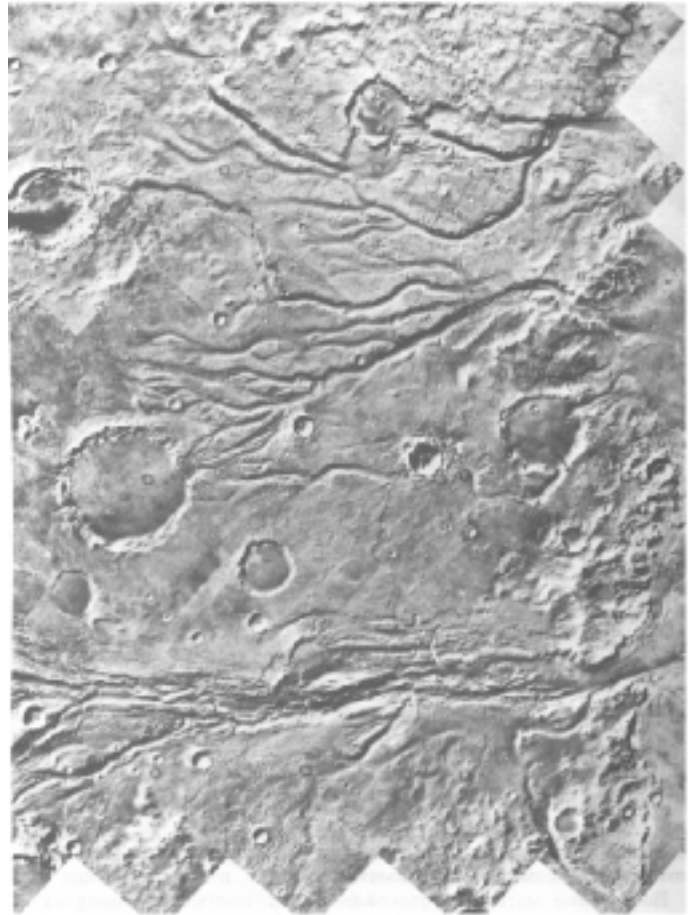


Рис. 70. Долинные сети к западу от места посадки КА «Викинг-1» (NASA)

Статический и динамический подходы в реконструкциях планетарных процессов

В последние годы в ходе международных исследований по Марсу получены обширнейшие и чрезвычайно интересные данные. Но с возрастанием объема информации о строении поверхности Марса и составе слагающих его пород стали возрастать трудности в реконструкциях марсианских процессов. Главным признаком этих трудностей является появление все большего количества взаимно противоречивых концепций, призванных объяснить те или иные особенности строения Марса.

В реконструкциях планетарных процессов возможны два подхода: статический и динамический. Первый подход предполагает возможность сравнения статических объектов (например, форм рельефа) на планетах с разной степенью изученности. При этом в качестве наиболее изученной планеты, как правило, рассматривается Земля. При обнаружении подобия статических объектов, процессы, приведшие к их образованию на более изученной планете (Земле), автоматически переносятся на менее изученную планету (Марс). Различия в масштабах статических объектов трансформируются в соответствующие коэффициенты мощности процессов.

Статический подход, несмотря на кажущуюся простоту и очевидность, имеет ряд недостатков.

1. *Неоднозначность признаков подобия для статических объектов.* Как правило, абсолютное подобие между статическими объектами на сравниваемых планетах отсутствует. Более того, на наиболее изученной планете нередко можно подобрать целый ряд поверхностно подобных объектов, которые, тем не менее, были сформированы различными процессами. Это ведет к возможности многозначной интерпретации изучаемых статических объектов.
2. *Неявный перенос условий развития процессов с наиболее изученной планеты на менее изученную.* Это наиболее серьезный недостаток статического подхода, таящий очень опасную ловушку. При чрезмерном использовании статического подхода исследователи и на других планетах Солнечной системы получают все ту же Землю, лишь искаженную до неузнаваемости за счет разных масштабных коэффициентов переноса на эту планету различных земных процессов.

Статический подход основывается на принципе униформизма, широко используемом в науках о Земле. Однако во многих случаях правомерность использования принципа униформизма даже в условиях Земли вызывает большие сомнения, так как при этом игнорируется возможность направленной эволюции планетарных процессов. В случае применения статического подхода к другим планетам принцип униформизма фактически дополняется геоцентризмом (хотя после окончания эпохи Птолемея и прошла не одна сотня лет), что едва ли повышает их совместную эффективность.

Динамический подход противоположен статическому, так как предполагает сравнение не статических объектов, а самих динамически развивающихся систем. В общем случае он предполагает возможность непосредственного изучения и последующего сравнения планетарных процессов. К сожалению, этот идеальный вариант далеко не всегда возможен даже в условиях Земли, так как временная шкала развития многих геологических процессов слишком велика по сравнению с длительностью жизни человека и человечества. Поэтому реально динамический подход представляет собой корректную экстраполяцию наиболее вероятных планетарных процессов в новые условия. При проведении подобных экстраполяций большое значение имеют динамические модели вулканического и магматического процессов.

Последствия статического подхода к реконструкциям марсианских процессов

Проблема водной эрозии и климатических изменений на Марсе. Одним из ярких примеров использования статического подхода является реконструкция условий образования каналоподобных эрозионных форм марсианского рельефа – каналов истечения и долинных сетей. В первоначальных рабочих моделях [323, 326] рассматривалась возможность формирования каналов истечения под влиянием грязевых потоков, возникающих как следствие прогрева и таяния вечной мерзлоты. Однако в последующие годы обнаруженное подобие марсианских долин истечения с образованиями крупных земных паводков привели к тому, что сейчас едва ли кто из исследователей Марса сомневается в их происхождении за счет воздействия мощных потоков воды. Поэтому стали все больше доминировать концепции, предполагающие наличие в коре Марса или на его поверхности (в

отдаленном прошлом) значительных объемов чистой воды и возможность кратковременных ее катастрофических сбросов. Карр [114] приводит два возможных варианта образования каналов истечения.

1) Мощное извержение подземных вод. Для этого варианта постулируется:

- Существование в коре Марса мегареолита – зоны повышенной пористости, брекчирования и трещиноватости, которая возникла в результате интенсивной метеоритной бомбардировки. Принято считать, что эта пористость уменьшается с глубиной экспоненциально, и константа экспоненциальности для Марса составляет 2,8 км [298].
- Наличие в коре больших запасов жидкой воды с температурой более 0°C, хранилищем которой является пористость мегареолита. Для предполагаемых поверхностных значений его пористости 20 и 50 % Карр [114] приводит суммарную мощность содержащейся в мегареолите воды 540 м и 1,4 км соответственно.
- Наличие определенных обстоятельств (например, значительных перепадов рельефа на поверхности), при которых давление воды внутри порового пространства мегареолита могло оказаться повышенным настолько, чтобы превысить литостатическое давление. Затем, в результате нарушения мерзлотного панциря, происходит бурное извержение воды, разрушающей и выносящей вмещающие породы.

2) Катастрофический сброс озерной воды. Вариант предложен для русел истечения, выходящих из долины Маринер. При разработке этого варианта используются первые два из трех вышеперечисленных постулатов и добавляется четвертый – возможность образования за счет грунтовых вод в долине Маринер, даже в условиях низких температур, – замерзшего озера, из которого происходили периодические сбросы воды.

В свою очередь долинные сети обнаруживали некоторое подобие земным водосборным бассейнам. Поэтому большинство исследователей доказывали, что системы долин сформировались за счет медленной эрозии, вызванной проточной водой. И сейчас принято считать [114], что многочисленные снимки Марсианской Орбитальной Камеры (МОК) подтвердили это. Поскольку факт водной эрозии уже не подвергается сомнению, то наиболее спорным является вопрос об источнике воды и климатических условиях, которые были необходимы для формирования долин. Некоторые исследователи [341] приводили доводы в пользу того, что такие долины могли быть образованы водотоками родникового питания при современных климатических условиях. Другие авторы [299, 309] утверждали, что для образования долин необходимы атмосферные осадки и теплые климатические условия. В противном случае, в условиях господства очень низких температур небольшие водотоки быстро бы замерзли. Однако даже при условии, что большая часть систем долин и русел истечения была сформирована за счет подземных вод при холодных климатических условиях, необходимо предположение о существовании более ранней эпохи с активным гидрологическим циклом [114]. Следовательно, использование статического подхода приводит к необходимости предположения о возможности древних эпох глобального потепления на Марсе. Попытка устранения проблемы образования марсианских долин порождает новую проблему – проблему климатических изменений на Марсе в отдаленном прошлом.

Концепции, предполагающие возможность глобальных изменений климата Марса в прошлые эпохи, имеют проблемы с объяснением источника тепла, способном обеспечить повышение средней температуры поверхности Марса примерно на 70 градусов. Рассмотрим возможные варианты источников тепла.

1) Внешний источник тепла – более высокая солнечная активность в древние эпохи. Этот вариант противоречит как общим астрофизическим представлениям о развитии Солнца, о более низкой солнечной постоянной (на 40 %) в древние эпохи, так и факту широкого распространения ледниковых отложений (тиллитов) в древнейшие эпохи развития Земли. Тиллиты известны с раннего протерозоя и широко распространены в отложениях позднего протерозоя почти всех континентов. Если бы Марс на какое-то время благодаря солнечной активности оказался в условиях нынешней Земли, то Земля, в свою очередь, оказалась бы в условиях нынешней

Венеры. В этом случае образование тиллитов было бы невозможно. Более того, произошла бы полная стерилизация зарождающейся земной жизни.

- 2) Внутренний источник тепла – тепловой поток из недр планеты. На Земле тепловой поток из недр на пять порядков ниже потока солнечной энергии, которая и обеспечивает положительную температуру поверхности Земли. Для того, что бы на Марсе за счет теплового потока из недр поддерживалась бы такая же температура как на Земле, необходимо, чтобы тепловой поток из недр Марса поставлял на единицу площади столько же энергии, сколько получает Земля от Солнца, т.е. для обеспечения достаточного повышения температуры поверхности Марса тепловой поток из его недр должен на пять порядков превышать земной уровень. Но в этом случае Марс должен иметь на пять порядков более высокий уровень эндогенной активности. Экзогенными процессами в этом случае можно пренебречь.
- 3) Повышение температуры планеты за счет парникового эффекта. Результаты теоретического моделирования, приведенные в работе [332], позволили предположить, что для увеличения средней температуры поверхности Марса выше 273 К необходимым условием является существование состоящей из CO_2 и H_2O атмосферы с давлением 4–5 бар. В более поздних работах [315] было показано, что эти более ранние расчеты не учитывают формирование облаков из CO_2 . Более полная модель дает основание считать, что поверхностные температуры не должны были достигать значений выше 214 К независимо от того насколько плотной была атмосфера. Однако Карп [114] считает, что эти выводы не перечеркивают саму возможность парникового разогрева, так как не было учтено возможное влияние других газов – CH_4 , NH_3 и SO_2 , которые могли на короткое время появляться в атмосфере. Как бы там ни было, вышеупомянутые расчеты показывают, что для достижения необходимого повышения температуры требуется углекислого газа на три-четыре порядка больше, чем его содержится в земной атмосфере. С другой стороны, марсианская сила тяжести имеет втрое меньшую величину. Основным источником углекислоты (также как и SO_2 , CH_4 и многих других газов, включая пары воды) является вулканическая деятельность. Следовательно, для поддержания плотной атмосферы и обеспечения достаточного парникового эффекта, Марс по сравнению с Землей в периоды потепления должен был иметь на четыре порядка более высокую вулканическую активность. В эти периоды в рельефообразовании ведущую роль должны играть эндогенные (вулканические) процессы, тогда как говорить о процессах водной эрозии в таких условиях не имеет смысла.

Помимо вышесказанного, все концепции образования рельефа марсианской поверхности, предусматривающие возможность водной эрозии имеет общую проблему. Даже для Земли, в гидросфере которой воды на два порядка больше чем на Марсе, а в геологической истории были обычны широкомасштабные оледенения, формы рельефа, связанные с катастрофическими паводками крайне редки, и оценки максимальных расходов воды в них на два порядка ниже марсианских. Для Марса с его слаборазвитыми атмосферой и гидросферой крайне маловероятны процессы водной эрозии даже земного уровня.

Все вышесказанные проблемы в конечном счете были порождены широкомасштабным использованием статического подхода в реконструкциях марсианских процессов. Это в свою очередь с необходимостью потребовало и переноса в древние марсианские эпохи условий формирования земных эрозионных форм вплоть до соответствующих изменений климата.

Проблема свободной молекулярной воды на Марсе. В июне 2000 г. Планетарный Фотожурнал НАСА (NASA's Planetary Photojournal, PIA01031–PIA01042) представил целую серию прекраснейших фотографий Марсианской Орбитальной Камеры под общим названием «Доказательство недавней жидкой воды на Марсе». Однако в действительности на этих фотографиях изображены лишь некие потоковые структуры. Однозначно соотносить процессы образования этих структур с жидкой водой можно будет лишь тогда, когда удастся доказать, что в момент их формирования содержание H_2O в матрице потока превышало 86 вес. %. Лишь в этом случае с абсолютной уверенностью можно будет констатировать факт наличия свободной воды в грязевой смеси. В диапазоне содержаний H_2O от 17 вес. % до 86 вес. % свободная вода может присутствовать в зависимости от наличия и состава

глинистых минералов. При содержании в грязевой смеси менее 17 вес. % H_2O присутствие свободной воды в грязевой матрице практически исключается.

При смешении небольших количеств воды с тонкообломочным материалом физико-химические свойства результирующей смеси определяются уже не свойствами самой воды, а силами межмолекулярного взаимодействия на межфазных границах. Помимо этого происходят химические реакции молекул воды с тонкообломочными силикатными минералами. В результате образуются глинистые минералы, и возможность к связыванию свободной воды тонкими частицами еще больше возрастает. Отношение объема воды, связываемой частицами менее 0,001 мм, к их объему приближенно составляет для неглинистых минералов – 0,5, для каолинита – 1,6, для иллита – 2,1, для Са-монтмориллонита – 4,2, для На-монтмориллонита – 16,5. Что и определяет в пересчете на весовые проценты приведенные выше предельные цифры для существования в грязевой смеси свободной воды. В частности, из данных по На-монтмориллониту следует, что в результате смешения 86 % H_2O и 14 % сухого порошка На-монтмориллонита свободная вода исчезает и результирующее вещество представляет собой опять-таки На-монтмориллонит, лишь несколько отличающийся по химическому составу. С этой точки зрения жидкую воду можно с одинаковым успехом искать как в кристаллах гипса – $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, так и в структуре монтмориллонита – $(\text{Na,Ca})_{0,33}(\text{Al,Mg})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

Столь частые упоминания здесь монтмориллонита отнюдь не случайны. Для нас он представляет интерес не только как мощнейший поглотитель свободной молекулярной воды, но и как, возможно, один из наиболее широко распространенных минералов в приповерхностных частях марсианской литосферы. Это вполне естественно, если, во-первых, учесть, что на Земле он образуется чаще всего при изменении горизонтов вулканического пепла, а во-вторых, принять во внимание широкое распространение на Марсе вулканических образований и генетически с ними связанных тонкообломочных отложений, а также широкое распространение мерзлоты.

Игнорирование пределов возможного существования свободной воды, вполне простительное для такого прекрасного научно-популярного Интернет-издания, как Планетарный Фотожурнал НАСА, к сожалению, имеет широкое распространение в научной печати. При чтении многочисленных публикаций, посвященных Марсу, складывается впечатление, что вместо физико-химических сведений о таком, казалось бы, привычном веществе, как «грязь», на Марс нередко экстраполируются бытовые представления о ней, как о чем-то обязательно содержащем воду. Отсюда, принятая по умолчанию, довольно однозначная, но едва ли корректная, интерпретация марсианской мерзлоты как лед-содержащих пород.

В действительности в результате взаимодействия воды с тонкими частицами образуется качественно новое если не химическое, то физическое вещество – грязь. Даже в земных условиях (более высокая температура и сила тяжести) глинистые растворы образуют студнеобразную массу (гель), способную удерживать обломки пород, а молекулярные структуры грязевых потоков могут сохраняться в течение длительного времени (дни, недели и даже месяцы) без признаков распада. Слабая гравитация и низкие температуры Марса могли бы лишь способствовать повышению устойчивости этих структур и их консервации при промерзании. Поэтому в условиях Марса грязь можно рассматривать как обычную горную породу, отличающуюся повышенной легкоплавкостью. На Земле вполне обычны силикатные расплавы, однако никто не отождествляет их с жидким кварцем. Более того, образующие при застывании этих расплавов горные породы далеко не всегда являются кварцсодержащими, хотя могут состоять на 50 и более вес. % из SiO_2 . Точно также может полностью отсутствовать в смерзшихся грязевых породах Марса и вода (лед). В свою очередь, поверхностное иссушение в условиях Марса можно рассматривать как своеобразный аналог земных процессов выветривания.

Поскольку вода и грязь представляют собой вещества, различные по химическим и физическим свойствам, то мы делаем принципиальное различие между грязевой и водной эрозией. Из-за особенностей физических свойств (высокая плотность, структурная вязкость, тиксотропия и т.п.) реология тяжелого грязевого потока значительно отличается от реологии водного. По нашему мнению [320], именно этим обстоятельством обусловлена совокупность фактов, определяющих отличие марсианских долинных сетей от рельефа земных водосборных бассейнов: низкая плотность «водосбора», небольшое число притоков у большинства систем долин, практическое отсутствие долин с

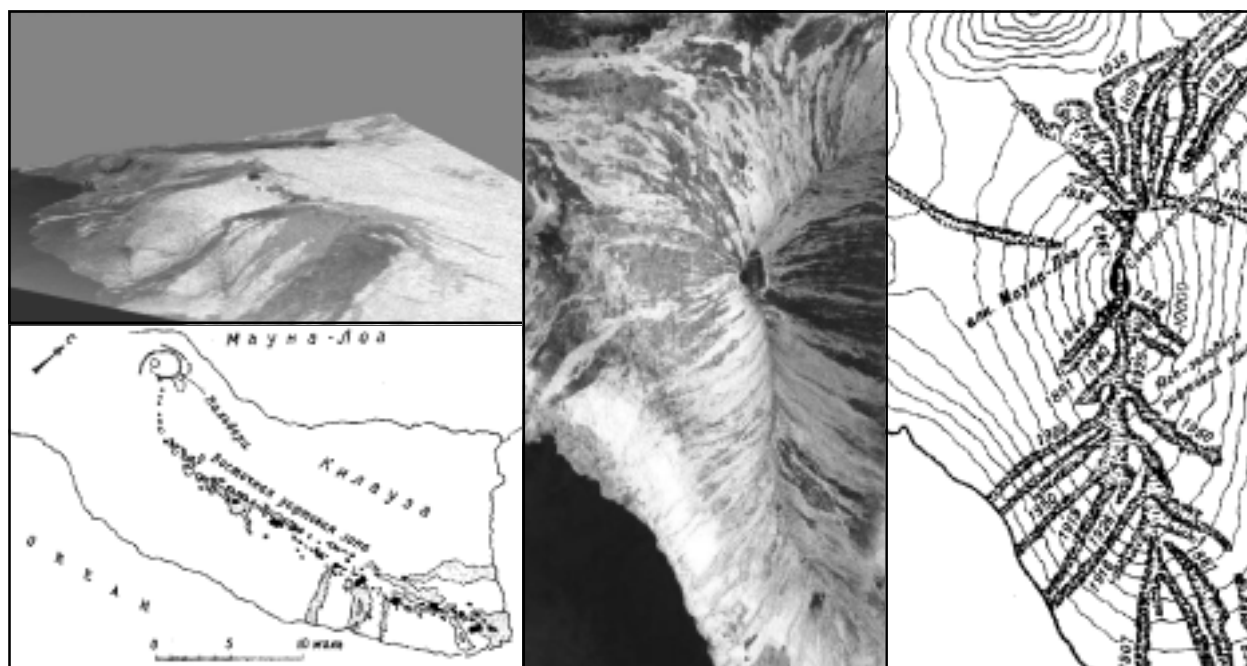


Рис. 71. Действующие щитовые вулканы острова Гавайи – Килауэа (слева) и Мауна-Лоа (справа).

В рельефе четко выражены рифтовые зоны, с деятельностью которых связано образование вулканов. Использованы изображения PIA01304, PIA01717 (NASA's Planetary Photojournal) и фрагменты рисунков из Лучицкого [140] и Макдональда [142]

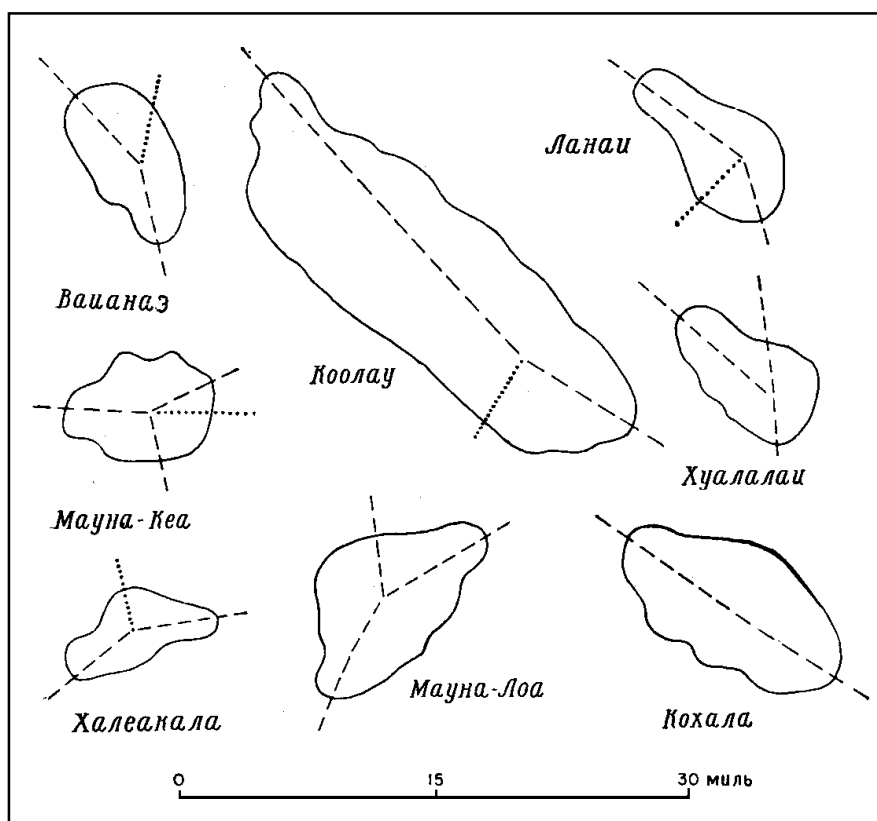


Рис. 72. Горизонтальные сечения гавайских вулканов на уровне около 900 м ниже их вершин (Макдональд, 1975), пунктирными линиями показаны рифтовые зоны

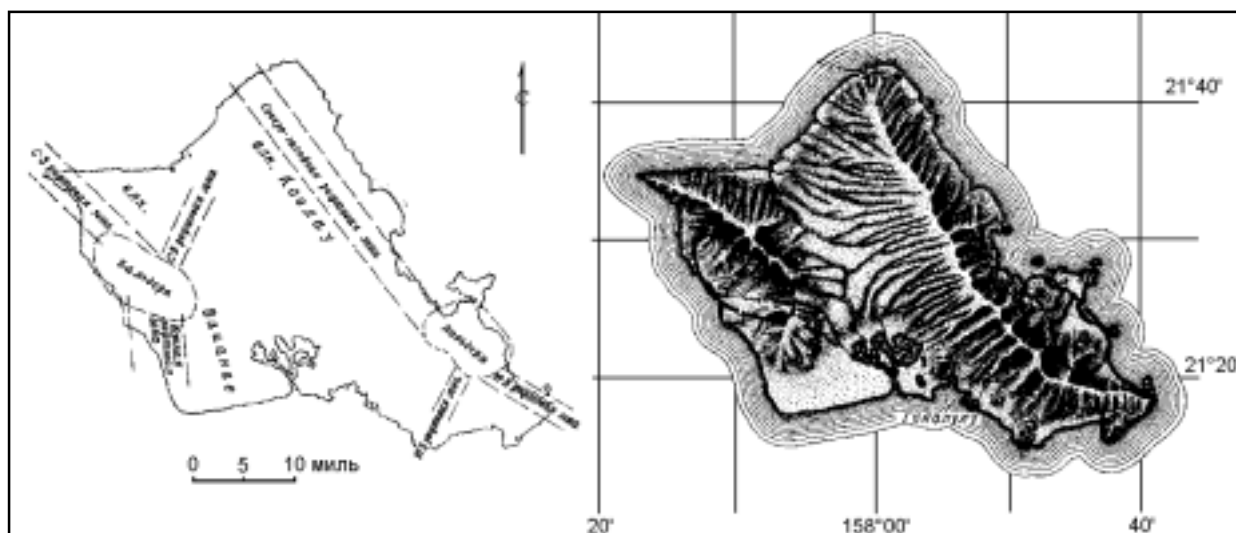


Рис. 73. Рифтовые зоны (слева) и соответствующие хребтообразные формы рельефа (справа) острова Оаху, Гавайи, по Макдональду [142]

поперечным размером менее 1–3 км, которые питали бы более крупные долины. К обсуждению наиболее вероятных процессов марсианской эрозии мы еще вернемся при рассмотрении возможностей динамического подхода во второй части работы, а пока продолжим рассмотрение последствий статического подхода к реконструкциям марсианских процессов.

Проблема марсианских вулканов. Яркий пример использования статического подхода дают существующие ныне представления о формировании аккумулятивных форм марсианского рельефа – гигантских центрально-вулканических и покровно-поточковых структур. Четыре гигантские центрально-вулканические структуры, осложненные вершинными кальдерами, были обнаружены в ходе миссии «Маринер–9» (1971 г.). Большое сходство этих структур с земными щитовыми вулканами привело к тому, что они были классифицированы как щитовые вулканы. Мнение о том, что эти вулканы, как и Гавайские, образованы обширными потоками жидкой лавы, с самого начала было общепринятым и практически не дискутировалось [294, 295].

Считается, что по морфологии и условиям образования щитовые вулканы Марса практически тождественны Гавайским вулканам Земли, лишь отличаясь размерами в большую сторону. При этом для сравнения обычно берется крупнейший из Гавайских островов, а его размеры отсчитываются от океанического дна. Результирующие размеры (около 9 км по высоте и 200 км в поперечнике) действительно лишь в два-три раза меньше размеров крупнейших марсианских центрально-вулканических структур (около 26 км по высоте и до 600 км в поперечнике).

Однако, в отличие от марсианских вулканов, остров Гавайи не является центрально-вулканической структурой. Для него характерна полицентричность эруптивного процесса. Эта полицентричность процесса извержений хорошо выражена в морфологии острова, имеющего не менее пяти крупных аккумулятивных вулканических структур в виде плосковершинных гор и хребтов. Это действующие вулканы Килауэа и Мауна-Лоа, извергавшийся в историческое время вулкан Хуалалаи и потухшие вулканы Мауна-Кеа и Кохала. В целом остров Гавайи формируется преимущественно за счет ареальных извержений, связанных с деятельностью так называемых рифтовых зон [142]. Благодаря аккумуляции изверженного (в основном лавового) материала, зоны образуют хорошо выраженные хребтообразные формы рельефа. Вулканы Мауна-Лоа и Килауэа фактически представляют собой лишь наиболее активные части этих рифтовых зон (рис. 71). Рифтовый ареальный и латеральный вулканизм с соответствующими хребтообразными формами рельефа типичен для всех гавайских вулканов (рис. 72–73).

В свою очередь, в строении марсианских вулканов отсутствуют какие бы то ни было признаки полицентричности эффузивного процесса и наличия рифтовых зон, подобных гавайским [294, 295, 356].

Как можно видеть (см. рис. 68) морфология марсианских вулканов столь значительно отличается от макроструктуры острова Гавайи, что говорить о какой-либо аналогии в аккумулятивных формах рельефа для этих образований не представляется возможным.

При полном несоответствии по аккумулятивным вулканическим формам рельефа гавайских и марсианских вулканов имеется некоторое подобие в отрицательных формах рельефа – наличие вершинных кальдер. Именно это сходство стало формальным основанием для сопоставления марсианских центрально-вулканических структур с гавайскими вулканами. Однако в этом случае возрастает масштабный коэффициент подобия. Кальдера Килауэа достигает приблизительно 4 км в длину и более 3 км в ширину, в западной части ее глубина составляет 120 м. Кальдера Мокуавеово на вершине Мауна-Лоа имеет длину 4,8 км при ширине 2,4 км и глубине на западном фланге 180 м. Эти кальдеры сопоставляются с кальдерами марсианских вулканов Арсия (100-км простая кальдера), Павлина (45-км простая кальдера, наложенная на менее глубокую 85-км депрессию), Аскрийского (60-км в диаметре комплекс от шести до восьми вложенных кальдер), Олимпа (75-км кальдерный комплекс). Высота стен этих кальдер местами достигает 2,5 км. Таким образом, марсианские кальдеры в 40–50 тысяч раз превышают по объему свои, как считается, земные аналоги.

Однако основное возражение против сопоставления кальдер марсианских и гавайских вулканов определяется не этим гигантским масштабным коэффициентом сопоставления, а генезисом кальдер гавайского типа. Согласно классификации земных кальдер, разработанной Вильямсом [355] и впоследствии дополненной Смитом и Бейли [337], кальдеры гавайских вулканов относятся к типу Килауэа. Особенностью кальдер этого типа является то, что они ассоциируются с мафическими щитовыми вулканами и образуются при опускании уровня магмы в центральном канале при сбросе больших объемов магмы в ходе трещинных извержений в рифтовых зонах. То есть образование кальдер гавайских вулканов жестко обусловлено наличием рифтовых зон в их постройках, полицентричностью эффузивного процесса, определяющей пространственную разобщенность центров кальдерообразования и кальдерообразующего извержения. Классическим примером этого процесса является извержение 1924 г. в рифтовой зоне вулкана Килауэа, когда открытие трещин в низах зоны и извержение через них под уровнем моря вызвали понижение уровня магмы в центральной жерловине примерно на 1200 м.

Кальдеры типа Килауэа – это закономерная черта полицентричных рифтогенных (трещинных) щитовых вулканов, к которым вулканы Марса (ср. рис. 68 и рис. 71–73), вне всякого сомнения, не относятся. Что же касается классических щитовых вулканов центрального типа, то их отличительной особенностью является именно отсутствие вершинных кальдер. В качестве примера можно привести щитовые вулканы Исландии, где, собственно, впервые и был выделен этот тип. Щитовые вулканы Исландии невелики, их диаметр у основания не более 15 км, а превышение над окружающим рельефом – до 900 м (масштабный коэффициент сопоставления по объему с марсианскими вулканами 1:45000). Они образовались при извержениях из трубообразных жерл или очень коротких прижерловых трещин. Наиболее известным в Исландии является щитовой вулкан Скъяульбредур с сечением у основания около 10 км, поднимающийся на высоту более чем 500 м над северным краем равнин Тингвелдир около Рейкьявика. Он имеет очень правильный профиль и падение склонов в среднем 7–8°. Почти круглая в горизонтальных сечениях форма Скъяульбредур является результатом извержений преимущественно из канала центрального типа, а не из боковых рифтовых зон. Выход канала на поверхность соответствует небольшому несколько вытянутому кратеру до 300 м в поперечнике.

Наличие вершинных кальдер на марсианских вулканах исключает возможность сопоставления их с центральными щитовыми вулканами исландского типа. С другой стороны, отсутствие в центрально-вулканических постройках Марса рифтовых зон, равно как и всех прочих сколь либо значительных свидетельств побочных и ареальных извержений с объемами в 40–50 тысяч раз (в соответствии с масштабным коэффициентом) превышающими сильнейшие из гавайских извержений, не позволяет соотносить их с гавайскими вулканами. Таким образом, применение статического подхода при анализе крупных центрально-вулканических структур Марса на основании чисто внешнего сходства с земными вулканами привело к экстраполяции на Марс парадоксального и взаи-

моисключающего по генезису сочетания центрально-вулканических структур щитовых вулканов исландского типа с кальдерами рифтовых щитовых вулканов гавайского типа.

Наличие вершинных кальдер на марсианских вулканах исключает возможность сопоставления их с центральными щитовыми вулканами исландского типа. С другой стороны отсутствие в центрально-вулканических постройках Марса рифтовых зон, равно как и всех прочих сколь либо значительных свидетельств побочных и ареальных извержений с объемами в 40–50 тысяч раз (в соответствии с масштабным коэффициентом) превышающими сильнейшие из гавайских извержений, не позволяет соотносить их с гавайскими вулканами. Таким образом, применение статического подхода при анализе крупных центрально-вулканических структур Марса на основании чисто внешнего сходства с земными вулканами привело к экстраполяции на Марс парадоксального и взаимоисключающего по генезису сочетания центрально-вулканических структур щитовых вулканов исландского типа с кальдерами рифтовых щитовых вулканов гавайского типа.

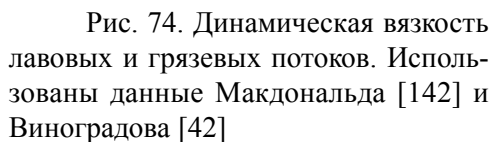
Несоответствие земных щитовых и марсианских вулканов по аккумулятивным формам рельефа еще более возрастает, если принять во внимание более низкую силу тяжести на Марсе. Как известно, механические силы, вызывающие течение лавового потока по склону, пропорциональны произведению поверхностной гравитации на синус угла наклона поверхности. Поэтому снижение поверхностной гравитации на других планетах приводит примерно к такому же эффекту, как и уменьшение углов наклона поверхности на Земле: скорость течения лавы падает.

Соответствующие гавайским лавовые потоки на Марсе будут иметь втрое меньшие скорости движения по сравнению с Землей. В то же время скорость теплоотвода останется прежней или даже несколько возрастет благодаря более холодным условиям Марса. Если на Земле базальтовые лавы гавайских вулканов текут и застывают при уклонах $6-12^\circ$ [352], то на Марсе они будут застывать при уклонах $16-34^\circ$. То есть лавовые потоки гавайского типа могли бы сформировать на Марсе лишь более крутосклонные структуры. Структура типа щита Сьяульбредур имела бы на Марсе уклоны поверхности $19-22^\circ$, а падение склонов самого пологого из исландских щитов – Лингдальсхейди в марсианских условиях превысило бы 8° .

В действительности гигантские вулканы Марса имеют уклоны всего $3-6^\circ$, что не позволяет соотносить их с земными щитовыми вулканами. Это противоречие не могут снять и предположения о возможности перемещения лавы на большие расстояния по лавовым тоннелям [316], поскольку более низкая гравитация на поверхности Марса соответственно снижает и потенциал лавы к формированию лавоводов. Проблематичным становится само возникновение протяженных лавовых туннелей. Таким образом, даже самые жидкие силикатные лавы Земли смогли бы сформировать на Марсе лишь более крутосклонные структуры. Следовательно, гигантские центрально-вулканические образования Марса с лавовыми щитами Земли были соотнесены ошибочно.

Кроме кальдер типа Килауэа на Земле широко распространены кальдеры обрушения, связанные с эксплозивным вулканизмом средне-кислого состава – тип Кракатау. Считается, что эти кальдеры образуются в результате обрушения, следовавшего за быстрым извержением больших объемов газонасыщенной магмы в виде газо-пепловой смеси, пирокластических и игнимбритовых потоков. Эти кальдеры имеют размеры, нередко значительно превышающие размеры кальдер гавайского типа. В частности, широко известны кальдеры острова Кюсю, Японии: Асо (диаметр $17-25$ км, площадь 379 км²), Айра ($23-24$ км, 429 км²), Ибусуки ($12-26$ км, 425 км²), Кикаи ($13-22$ км, 230 км²). Характерная черта кальдер этого типа – центр кальдерообразующего извержения соответствует центру самой кальдеры, что может представлять интерес при сопоставлении с марсианскими вулканами.

В то же время хорошо известно, что исследователи Марса не смогли обнаружить в пределах рассматриваемых структур сколь либо существенных признаков эксплозивной активности (см. например [295]). Это естественно. Было бы как раз весьма странным, если бы соответствующие земным морфолитологические признаки значительной эксплозивной активности удалось обнаружить на Марсе. При наличии на Марсе рыхлых отложений и мощного слоя мерзлоты, что можно считать установленным, центры эксплозивной активности (эксплозивные кратера, взрывные воронки и небольшие кальдеры) по мере затухания извержений будут элементарно заплывать горячей грязью, которая при замерзании может формировать структуры, ошибочно



Несмотря на некоторые признаки подобия марсианских кальдер и земных кальдер типа Кракатау, мы считаем, что прямое сопоставление этих структур было бы ошибочным. Во второй части работы мы более подробно остановимся на проблеме формирования мар-

Проблема покровных лав на Марсе. С проблемой интерпретации гигантских центрально-вулканических структур Марса тесно смыкается проблема диагностики покровно-поточковых структур, традиционно отождествляемых с покровными лавовыми потоками. Основания для этого прежние – некоторое подобие поверхности этих структур формам рельефа земных лавовых потоков. При диагностировании марсианских поточковых структур исследователи в настоящее время работают в масштабе 10–100 м. При такой детализации лавовые потоки довольно сложно дифференцировать от грязевых потоков, от пирокластических потоков и от их возможной комбинации – грязепирокластических потоков. Все эти поточковые структуры имеют сходные макроструктурные особенности – фронтальные лепестковые уступы, бортовые валы, возвышающиеся над центральными руслами более быстрого течения. Даже при более высоком разрешении при наличии песчано-пылеватых наносов поверхность глыбовых лавовых потоков, пирокластических, и грязевых потоков с крупнообломочным материалом будет выглядеть практически одинаково – обломочный материал погруженный в пылеватую матрицу.

Как можно видеть на рис. 74, земные грязевые и лавовые потоки имеют обширное пересечение в диапазоне вязкостей, а более широкий диапазон грязевых потоков в области малых вязкостей

обуславливает принципиальную возможность формирования за счет грязевых потоков более полого-наклонных форм рельефа, чем те, которые формируются при излиянии лав. Застывающие в условиях низких температур грязевые потоки способны формировать канатовидные, фестончатые и плитчатые текстуры типа пахоэхоз-лав, остроугольные и шипастые обломочные текстуры типа аа-лав, гладко-обломочные текстуры глыбовых лав. В условиях низких температур грязевые потоки, как и лавовые, в зависимости от вязкости, способны формировать пальцеобразные выступы по фронту потока, образовывать грязевые автоинтрузивные дайки, купола и хребты выдавливания, лавовые курганы, могут иметь волнистую, холмистую и неправильную поверхность. В замерзающих грязевых потоках, как и в лавовых, в результате продолжающегося течения внутренних частей потока при застывшей поверхности могут формироваться тоннелеобразные пещеры, в которых возможно формирование грязевых сталактитов и сталагмитов.

Это обуславливает принципиальную возможность формирования на Марсе за счет грязевых потоков практически всех тех характерных особенностей, которые свойственны лавовым потокам Земли. Это естественно – выше мы уже упоминали, что грязь в условиях Марса можно рассматривать как легкоплавкую горную породу. Точно так же и грязевые потоки на Марсе можно рассматривать как своеобразные грязевые лавы. Благодаря частичной литификации рыхлых отложений эти формы рельефа могут длительное время сохраняться в неизменном виде несмотря на поверхностное иссушение. Некоторое исключение составляют лишь формы рельефа и текстуры лав, связанные с деятельностью магматических газов. В грязевых потоках будут отсутствовать формы рельефа и текстуры, связанные с горнитосами, нитевидной струйчатостью, вертикальными газовыми полостями, повышенной пористостью в приповерхностной («шлаковой») части потока. Однако едва ли эти небольшие отличия способны облегчить задачу диагностики дистанционными методами марсианских аккумулятивных потоковых структур.

Доказательством лавовой природы этих потоков могло бы быть лишь обнаружение характерных для лавовых потоков разрезов с внутренним монолитным ядром, связующим веществом которого является не замерзшая грязь или спрессованный тонкообломочный материал, а вулканическое стекло. Разрезы верхних частей марсианской литосферы хорошо представлены в гигантских каньонах Марса. В частности, по данным орбитальной камеры КА «Марс Глобал Сервейер» (MOC MGS) в обрывах долины Маринер вскрыт 8–10 км разрез близгоризонтальных слоистых отложений, значительную часть которых исследователи [324, 325] отождествляют с отложениями лавовых потоков. Для подобного отождествления они указывают следующие основания.

1. Перекрывающие этот разрез равнины состоят, по мнению исследователей, из вулканических потоков, а толщина слоев и топография выступов типична для земных платобазальтов типа базальтов реки Колумбия.
2. Предварительно идентифицированные темные слои имеют спектральные и другие свойства, совместимые с мафическим стеклом, и обнажающиеся в обрывах породы богаты пироксеном, обычным минералом изверженных пород.

Первый из этих доводов мы рассмотрели выше и показали, что достоверные критерии для дифференциации лавовых, пирокластических, грязевых и грязепирокластических потоков на основе морфологических признаков отсутствуют. Не может служить подобным критерием и второй из доводов. Вулканическое стекло и пироксен являются столь же характерными атрибутами для грязе-пирокластических и пирокластических потоков, как и для лавовых.

В то же время есть веские свидетельства отсутствия монолитных, сцементированных вулканическим стеклом, зон в этих потоковых структурах. При наличии подобных зон было бы естественно ожидать проявления бронирующего эффекта, что характерно для лавовых потоков. Однако в действительности лишь самые верхние 400 м обрывов долины Маринер обладают относительной устойчивостью [324], тогда как профиль остальной части разреза определяется повышенной сыпучестью пород. На наш взгляд, было бы более естественно предположить или первично-фрагментированный (кластический) характер потоковых структур, или цементацию обломков грязевой матрицей, обусловившую осыпание материала стен по мере продвижения вглубь пород фронта поверхностного иссушения, чем вводить [324] довольно странную «метеоритную бомбардировку», нацело

раздробившую «лавовые потоки», но никак не искажившую их выдержанное первично горизонтальное залегание. Что же касается приповерхностной более устойчивой части разреза долины Маринер, то наиболее вероятная причина ее формирования – обогащение и цементация в процессе иссушения приповерхностной части разреза подвижными гидрофильными компонентами (солевые выпоты, возгоны) по типу пустынных солончаков Земли.

Сочетание предположения о первичной фрагментированности материала потоков или цементации их ядра грязевой матрицей с указанными выше свидетельствами вулканического происхождения пород приводит к закономерному выводу о пирокластическом или грязе-пирокластическом генезисе как аккумулятивных потоковых структур на поверхности Марса, так и «лавовых» прослоев в обрывах долины Маринер. Сделанный вывод косвенно подтверждает установленный факт [317] определенной атипичности марсианских «лавовых» потоков по сравнению с земными лавовыми потоками и потоками лавы, зарегистрированными на Ио.

Таким образом, использование статического подхода в анализе аккумулятивных потоковых структур Марса привело к постулированию их силикатно-лавовой природы, с одновременным исключением из рассмотрения более вероятных альтернативных субстратов – пирокластических, грязе-пирокластических и грязевых потоков.

Проблемы морфологического анализа камней в районе посадки КА «Марс Пасфайндер».

Традиционное использование статического подхода может приводить к ошибкам даже в случае анализа данных, полученных при непосредственном исследовании марсианской поверхности и изучении детальных стереоизображений. В качестве примера можно привести работу Базилевского и др. [8]. Работа посвящена изучению морфологии камней, которые исследовались альфа-протон-рентгено-флюоресцентным спектрометром (APXS) марсохода «Соджорнер». В работе использовались стереоизображения камней с разрешением до 0,7 мм на элемент изображения. Задача, которую исследователи поставили перед своей работой, – *«продвинуться в понимании геологических процессов, которые привели к образованию материала этих камней, их истории переноса от места образования до места их современного залегания и того, что происходило с ними там, где они сейчас лежат»* (там же, с.197).

Исследователи приводят прекрасное морфологическое описание камней района посадки. Однако на стадии интерпретации, выполненной в строгом соответствии с общепринятыми нормами статического подхода, исследователи допускают довольно грубые ошибки. Все исследованные спектрометром APXS породы дали содержание SiO_2 , типичное для андезитов – около 62%. Эти данные приводятся и обсуждаются во введении вышеупомянутой работы. Тем не менее, на стадии анализа морфологии камней и ее генетической интерпретации исследователи проводят многократное сопоставление марсианских андезитов с земными базальтами, делая при этом обширные и далеко идущие выводы о скоростях выветривания на Марсе. Основание – некий элемент внешнего подобия.

Задача, которую поставили перед собой исследователи, есть не что иное как попытка фациального анализа [46, с.45] обломков пород в зоне посадки КА «Марс Пасфайндер». Поскольку в работе проводится сопоставление с земными вулканическими породами (базальты Западной пустыни Египта), то при подобных сопоставлениях следует учитывать, что образование вулканогенных фаций [47, с.355] определяется типом вулканизма, который в значительной степени зависит от химического состава извергающейся магмы. Следовательно, с точки зрения фациального анализа, вышеупомянутая статья содержит грубейшую ошибку – при генетических реконструкциях и сопоставлении проигнорирован химический состав пород, поскольку разный химический состав предполагает и разные условия образования текстур (морфологию обломков) этих пород.

По нашему мнению, сопоставление морфологии обломков было бы более корректным, если бы марсианские андезиты сравнивались с продуктами таких классических андезитовых извержений, как извержение вулканов Безымянный в 1956 г. [61, 318], Шивелуч в 1964 г. [63], Сент-Хеленс в 1980 г. [343]. В этих случаях, как и вообще для извержений больших объемов магмы андезитового состава, для процесса извержений были характерны пирокластические потоки и спровоцированные ими лахары.

В то же время материал пирокластических потоков и постэруптивных лахаров имеет ряд характерных особенностей, которые не были учтены исследователями в вышеупомянутой работе. На более близких к центру извержения участках пирокластические потоки способны оказывать сильное эродирующее воздействие на подстилающие породы, выпаживая в процессе движения абразионные желоба в постройке вулкана и каньоны непосредственно у его подножья. Действие интенсивно клубящейся и стремительно передвигающейся газо-пирокластической взвеси подобно гигантскому пескоструйному аппарату. Это эрозионное воздействие усиливается за счет абразии, которую осуществляет перемещаемый потоком крупноглыбовый материал.

В процессе движения потока пластичные крупноглыбовые фрагменты пирокластики приобретают окатанную форму, а их поверхность подвергается мощному воздействию газо-пирокластической смеси («газо-пирокластической абразии»). Эти черты могут ошибочно восприниматься как свидетельство поверхностного выветривания на Марсе. Наряду с окатанностью, для блоков ювенильного материала в пирокластических потоках характерно наличие автоэксплозивных и контракционных трещин (см. рис. 60). Нередко ювенильные блоки рассыпаются по этим трещинам на более мелкие фрагменты уже после прекращения движения. Именно такой характер, судя по приведенным в рассматриваемой работе [8] данным, имеют камни и блоки пород в районе посадки КА «Марс Пасфайндер». Поэтому сопоставление этих пород с обломочным материалом андезитового состава в отложениях пирокластических потоков и постэруптивных лахаров Земли, на наш взгляд (Малышевы, 1999), было бы более корректным. В частности, в отложениях пирокластических потоков в. Безымянный (см. рис. 60, А) при желании можно обнаружить любое количество морфологических двойников для большей части из описанных камней Марса (Барнакл Билл, Йоги, Ведж, Шарк и т.п.), а в лахарной части отложений – практически для всех.

Приведенный пример показывает, что использование статического подхода приводит к грубым ошибкам даже в случае анализа данных, полученных при непосредственном исследовании марсианской поверхности и изучении максимально детальных ее изображений.

Таким образом, широкомасштабное использование статического подхода в реконструкциях марсианских процессов привело к ряду некорректных выводов. В частности оно обусловило:

- 1) появление большого количества взаимно противоречивых концепций водной эрозии на Марсе, геоцентризм которых с необходимостью потребовал переноса в древние марсианские эпохи условий формирования земных эрозионных форм вплоть до соответствующих изменений климата;
- 2) неадекватную оценку роли свободной воды на Марсе;
- 3) некорректное сопоставление гигантских центрально-вулканических структур Марса с земными щитовыми вулканами гавайского типа;
- 4) некорректное отождествление покровно-потоковых структур Марса с лавовыми потоками;
- 5) ошибочные выводы о скоростях выветривания на Марсе, сделанные на основании морфологического анализа камней в районе посадки КА «Марс Пасфайндер».

Возможности динамического подхода

В настоящее время считается общепринятым, что гидросфера и атмосфера Земли сформировались в процессе дегазации коры и верхней мантии прежде всего за счет вулканической деятельности. Этот процесс продолжается и сегодня, однако в древние эпохи Земли он был более мощным. Естественно считать, что процессы дегазации коры и верхней мантии преимущественно в ходе вулканической деятельности протекали и на Марсе в древние эпохи. Масштаб их был возможно значительно меньше земных, но, тем не менее, он был вполне достаточным для образования в условиях низких температур специфических особенностей марсианского рельефа.

Есть одна особенность вулканической деятельности, которая как правило не учитывается. Даже на Земле при наличии водного конденсата в эруптивных облаках образуются аккреционные лапилли – сферические стяжения пепла на каплях влаги. В условиях Марса более низкая сила тяжести обеспечивает более длительное существование эруптивных туч вулканических извержений. По мере медленного остывания газо-пирокластической взвеси этих облаков в условиях низких температур окру-

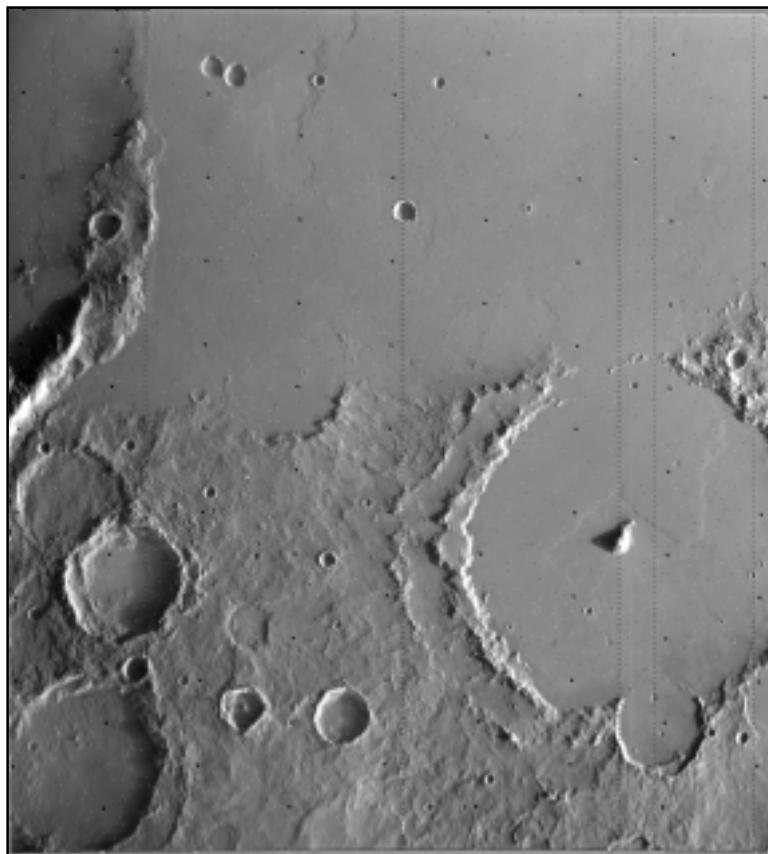


Рис. 75. Ударно-метеоритный кратер Пиккеринг, частично перекрытый большим вулканическим потоком от в. Арсия.

Фронт потока можно видеть внутри 120 км кратера вблизи центрального пика (КА «Викинг-1», NASA)

жающей атмосферы происходит постепенная конденсация всей ювенильной воды и налипание на конденсат пепловых частиц. Формирующиеся аккреционные лапилли выпадают из эруптивной тучи в виде грязевого дождя или грязевого града.

В ходе исследований Марса этот эффект налипания тонких частиц на конденсат был учтен при анализе песчаных отложений на поверхности Марса [134]. Средний размер песчинок очень мал, всего 1–50 мкм. Ветры в начале пылевой бури легко поднимают такие песчинки в атмосферу. Когда буря

затихает, осевшие песчинки, если судить по данным тепловой радиометрии, слипаются в комочки размером до 1 мм. Считается, что наряду с электростатическими силами, в слипании частиц определенную роль может играть намерзающий на них водяной или уголекислотный иней. Однако в несопоставимо больших масштабах этот эффект должен проявляться в ходе вулканической деятельности на Марсе. Таким образом, связанные с вулканической деятельностью широкомасштабное формирование аккреционных лапилли и интенсивные грязепады, представляют собой первый момент, который необходимо учитывать при интерпретации морфологии марсианской поверхности.

Далее, интенсивная вулканическая деятельность в условия Марса должна приводить к формированию на его поверхности смерзшегося грязе-пирокластического чехла. Этот чехол может маскировать центры эксплозивной активности и ударно-метеоритные формы рельефа (рис. 75). Наибольшей мощности формирующийся чехол грязепирокластов достигал в районах с наиболее длительной и интенсивной деятельностью. Следует ожидать, что эта мощность должна быть максимальной в районе гигантских вулканов Марса. По нашему мнению, гигантские центрально-вулканические структуры Марса образованы в результате напластования смерзшихся грязепирокластов. Это объясняет наличие на склонах вулканов серий неясных концентрических круговых, иногда взаимно пересекающихся террас, которые по сути оконтуривают зоны наиболее интенсивных грязепадов.

Поскольку в формировании вулканических структур на Марсе большое значение имели грязепирокласты со значительным количеством связанной в них воды, то это не могло не наложить отпечаток и на характер самой вулканической деятельности. Это должно было привести к смещению вулканической деятельности в сторону фреато-магматических процессов, а, следовательно, к формированию больших объемов пирокластики за счет фреатических взрывов вне зависимости от состава извергающегося материала. В процессе формирования марсианского чехла грязепирокластов можно выделить две стадии:



Рис. 76. Ударно-метеоритный кратер Юти, 18 км в диаметре, окружен потоковыми структурами, одна из которых частично перекрывает более древний кратер (фото NASA)

-
1. Древняя, предшествовавшая периоду интенсивной метеоритной бомбардировки, эпоха глобальной общепланетной дегазации с повсеместной вулканической деятельностью и формированием планетарного грязе-пирокластического чехла, который сохранился в древних сильнократерированных областях.
 2. Эпоха площадной планетарной дегазации, связанная с локализацией вулкано-магматической деятельности в пределах отдельных регионов планеты, формированием протоматериковых образований Элизий и Фарсида, и наращиванием в их пределах мощности грязепирокластов. В отличие от Земли, эндогенная активность на Марсе практически прекратилась, не достигнув стадии линейной дегазации, обуславливающей, по нашему мнению, на Земле рифтовый вулканизм и тектонику плит.

Наличие замерзшего грязевого чехла на Марсе подтверждается изучением ударных метеоритных кратеров, многие из которых имеют радиальные потоки с явными следами течения от кратера (рис. 76). Основное количество таких кратеров имеет диаметр 5–50 км. Таким образом, формирование на поверхности Марса грязе-пирокластического чехла, максимальная мощность которого образуется в районах наиболее длительного и интенсивного вулканизма, представляет собой второй момент, который необходимо учитывать при интерпретации марсианской поверхности.

На Земле, с ее более высокой температурой, существуют идеальные условия для очищения воды путем ее оттаивания в океанах и благодаря ее циркуляции в атмосфере. На Марсе очищение воды в значительных объемах невозможно из-за низких температур и убогой атмосферы. Очищение воды за счет эндогенных процессов, например под влиянием температуры внедряющихся магм, невозможно, так как одновременно с оттаиванием грязепирокластов начинается их интенсивное конвективное перемешивание. Отсюда следует, что на Марсе нет погребенных ледников и запасов



Рис. 77. Один из оползней со стен каньонов долины Маринер (фото NASA)

чистой воды, а вся вода сконцентрирована в замерзшем грязе-пирокластическом чехле. На Земле вода имеет возможность мигрировать и заполнять понижения рельефа – океанические впадины. Попутно она уносит с собой и частички твердого материала. На Марсе подобная возможность практически исключается. Таким образом возникает прямо противоположная с Землей ситуация – на Марсе воды больше всего на континентоподобных поднятиях, а не в океаноподобных впадинах. Отсутствие на Марсе условий для очищения воды, и, как следствие, ее полная концентрация в составе грязе-пирокластического чехла представляет собой третий момент, который необходимо учитывать при интерпретации морфологии марсианской поверхности.

В ходе активной вулканической деятельности Марса в районах интенсивного грязепада при наличии уклона должны были образовываться многочисленные небольшие лахары, источником материала для которых являлся как свежевывавший материал, так и грязе-пирокластические отложения предыдущих извержений. Этого процесса вполне достаточно для формирования долинных сетей. В отличие от водных потоков, грязевые имеют более высокую плотность, более сильное эрозирующее воздействие и несколько отличную реологию. Именно этим обстоятельством обусловлена совокупность фактов, определяющих отличие марсианских долинных сетей от рельефа земных водосборных бассейнов: низкая плотность «водосбора», небольшое число притоков у большинства систем долин, практическое отсутствие долин с поперечным размером менее 1–3 км, которые питали бы более крупные долины.

Замерзший грязе-пирокластический чехол имеет одну важную для нас особенность. В случае оттаивания, он приобретает высокую подвижность, поэтому эрозионное воздействие лахаров может многократно возрасти, если они образуются не только за счет грязепада, но и благодаря извержению больших объемов раскаленного материала в виде лавовых или пирокластических потоков. Высокие температуры магмы и продуктов вулканических извержений обеспечивают возможность мобилизации на полтора-два порядка большего объема грязепирокластов по сравнению с объемом извергнутого материала. На Земле известны гигантские лавовые поля и отложения пирокластических потоков. В частности, объемы отложений пирокластики в горах Сан-Хуан, Колорадо и на Новой Зеландии близки к десяти тысячам кубических километров [140]. И, находишься Земля в марсианских условиях, тепла каждого из них с хватило бы на образование гораздо большей долины, чем долина Маринер.

Таким образом, поверхностные долинные сети на Марсе образованы постэруптивными лахарами, возникавшими как в ходе интенсивных грязепадов, так и при извержениях больших объемов ювенильного материала, скорее всего, в форме пирокластических потоков.

Источником локального прогрева и последующей мобилизации грязе-пирокластического чехла может быть не только вулканическая деятельность (лавовые и пирокластические потоки), но и внедрение в область чехла магматических интрузий. Именно в последнем случае возникают большие объемы высокоомобильных горячих грязепирокластов, которые под большим давлением прорываются наружу, формируя долины истечения. Поэтому вполне естественно, что верховья гигантской системы каньонов – долины Маринер – приурочены к гигантскому скоплению грязепирокластов – группе крупнейших в Солнечной системе вулканов вулканического плато Тарсис. Таким образом, долины истечения образуются как следствие внедрения в грязе-пирокластический чехол магматических интрузий, которое приводит к последующему прорыву высокоомобильных и горячих грязепирокластов на поверхность Марса.

Важное свойство лахарной массы – ее способность сохранять структуру, даже когда нет перемешивания, т.е. противостоять расслоению под воздействием гравитационной дифференциации. В условиях низких температур Марса лахарная грязе-пирокластическая смесь, скорее всего, не успевала распасться до замерзания, сохраняя первоначальные структуры потока. В существующих климатических условиях Марса лед на низких широтах оказывается неустойчивым относительно атмосферы и постепенно сублимирует. Это приводит к распространению вглубь марсианского грунта волны дегидратации. Согласно существующим оценкам [302], такая волна могла распространиться на несколько сотен метров за время прошедшее после окончания интенсивной метеоритной бомбардировки. В результате иссушения поверхностная часть грязе-пирокластического чехла лишается своего основного цемента – тонкодисперсного льда – и превращается в слабосвязанные отложения рыхлой пирокластики, потеря устойчивости которой может приводить к многочисленным оползням с крутых склонов каньонов. Это явление широко распространено в долине Маринер (рис.77).

2.3.3. Схемы планетарной эволюции для Марса и Земли

В своей эволюции Марс последовательно прошел через четыре стадии. Первая стадия соответствует древней, предшествовавшей периоду интенсивной метеоритной бомбардировки, эпохе глобальной общепланетной дегазации с повсеместной вулканической деятельностью и формированием планетарного грязе-пирокластического чехла, который сохранился в древних сильнократерированных областях.

В ходе активной вулканической деятельности Марса в районах интенсивного грязепада при наличии уклона формировались многочисленные небольшие лахары, источником для которых являлся как свежевывапавший материал, так и грязе-пирокластические отложения предыдущих извержений. В отличие от водных потоков, грязевые имеют более высокую плотность, более сильное эродирующее воздействие и несколько отличную реологию. Именно этим обстоятельством обусловлена совокупность фактов, определяющих отличие марсианских долинных сетей от рельефа земных водосборных бассейнов. Кроме струйного стекания свежевывапавших грязепирокластов в районах наиболее интенсивных грязепадов происходило покровное течение грязе-пирокластического чехла, что обусловило формирование покровно-потоковых форм рельефа.

Затем Марс вошел во вторую стадию своего развития, соответствующую эпохе площадной планетарной дегазации, связанной с локализацией вулкано-магматической деятельности в пределах отдельных регионов планеты, формированием протоматериковых образований Элизий и Фарсида, и наращиванием в их пределах мощности грязепирокластов. В случае внедрения в чехол смерзшихся грязепирокластов магматических интрузий происходило образование больших объемов высокоомобильных и горячих грязепирокластов, которые под большим давлением прорывались на поверхность планеты, формируя русла истечения шириной до 200 км при длине до 1500 км. На заключительных этапах формирования протоконтинентов Марса происходили обширные извержения вулканитов среднего состава, для которых характерно скорее извержение пирокластических, чем лавовых потоков.

Андезиты Марса имеют промежуточные характеристики между субдукционно-связанными (орогенными) и субдукционно-несвязанными (анорогенными) земными андезитами. По мнению О.В. Николаевой и А.М. Абдрахимова [329], состав андезитов в месте посадки КА «Марс Пасфайндер» был определен своеобразным типом марсианской рециркуляции кора-мантия, который не имеет отношения к механизмам тектоники плит.

После формирования протоконтинентов Фарсида и Элизиум, Марс, миновав стадию линейной планетарной дегазации и магмо-тектонической активности – тектонику плит, сразу вошел в стадию локальной вулканической деятельности, в ходе которой сформировались четыре крупнейших вулкана Солнечной системы. И завершила эндогенное развитие Марса продолжающаяся и сейчас стадия почти полного покоя.

Естественно считать, что Марс, имея в десять раз меньшую по сравнению с Землей массу, располагал меньшим потенциалом для развития дегазационных и магмо-тектонических процессов, что обусловило, во-первых, сравнительную кратковременность марсианской эволюции (эндогенные процессы на Марсе завершились многие сотни миллионов лет назад), а во-вторых, более усеченный по сравнению с Землей эволюционный цикл по стадиям дегазационного и магмо-тектонического процессов.

Можно предположить, что для Земли, с ее большим дегазационным потенциалом и продолжающимися эндогенными процессами, возможны следующие стадии развития: 1) эпоха общепланетной дегазации и повсеместной магмо-тектонической активности, приведшая к формированию протопланетной (протоокеанической) коры; 2) эпоха локализации дегазационных и магмо-тектонических процессов в пределах отдельных площадей, обусловившая формирование протоконтинентов и древнейших платформ Земли; 3) эпоха локализации дегазационных и магмо-тектонических процессов в пределах поясов повышенной эндогенной активности; 4) эпоха линейной локализации дегазационных процессов и магмо-тектонической активности, приведшая к раскалыванию протоконтинентов Земли и к формированию спрединговых и субдукционных структур на ее поверхности; 5) эпоха точечной локализации дегазационной и магмо-тектонической активности; 6) эпоха полного прекращения гравитационно-дифференциационных процессов в недрах планеты, и соответствующего прекращения проявлений магмо-тектонических процессов на ее поверхности.

В настоящее время Земля находится на 4-й из вышеперечисленных стадий развития, тогда как формирование геологических структур Урала было завершено на 3-ей стадии – в эпоху поясовой магмо-тектонической активности. Насколько эти рабочие предположения справедливы, покажет дальнейший анализ как эволюции других планет, так и геодинамических структур Земли.

3. ПРАКТИКА: Использование динамических моделей

3.1. Прогноз вулканических извержений

В отечественной литературе проблеме прогноза вулканических извержений посвящено большое количество работ [51, 54, 238–248, 250, 251]. Все исследователи сходятся на том, что успешный прогноз вулканических извержений возможен лишь в случае понимания закономерностей вулканического процесса и механизма извержений. Динамическая модель вулканического процесса позволяет сделать прорыв в этом направлении, а уравнение саморазвития в виде (16) или (17) дает основу общей формуле для уверенного прогноза извержений вулканов. Недостаток прежних подходов – подмена понятия цикличности вулканического процесса его периодичностью. Последняя – частный случай цикличности, проявляющийся только тогда, когда на уровне цикла вышестоящего ранга процесс находится в состоянии, близком к состоянию стационарного развития. С точки зрения описания самого вулканического процесса более удобно поставить в соответствие срочность прогнозов с уровнем цикличности, в пределах которой осуществляются прогнозные работы.

В ноябре 1984 г. был сделан вывод, что имеются все предпосылки для развития в ходе одного из ближайших извержений крупного вулканотектонического обвала и дальнейшего развития этого извержения в форме мощного направленного эксплозивного извержения по аналогии с таковым Сент-Хеленс в 1980 г. В связи с тем, что ожидалось неординарное событие, в декабре 1984 г. о возможном развитии событий было поставлено в известность руководство Института вулканологии ДВНЦ АН СССР, в январе 1985 г. был сделан доклад на семинаре Лаборатории активного вулканизма этого Института, а 21 мая в редакцию журнала «Вулканология и сейсмология» была сдана соответствующая статья [149]. 12 июня в дирекцию Института была послана радиogramма, о том, что начавшаяся активизация может завершиться крупным вулканическим обвалом и направленным развитием извержения. 24 июня – вторая радиogramма о том, что мощное направленное извержение вулкана произойдет в ближайшие дни.

Спустя месяц после направленного извержения вулкана активность вулкана стала повышаться, и возникла угроза отмены экспедиционных работ в районе вулкана. В связи с этим был сделан прогноз о том, что дальнейшее развитие процесса опасности не представляет и наблюдающийся экструзивный процесс предвещает последующее развитие извержения в виде излияния вязкого лавового потока, что и подтвердило дальнейшее развитие событий. В 1986 г. была выявлена гиперболическая зависимость приращений объемов постройки вулкана во времени. Это позволило, наряду с поэтапными качественными прогнозами развития извержения, сделать попытку количественного прогноза времени кульминации извержения, что позволило предсказать кульминацию извержения 17 декабря 1986 г. Общая последовательность событий в январе – апреле 1987 г. была аналогична предкульминационному развитию в двух предыдущих периодах извержениях. Но не хватало главного – устойчивой тенденции к гиперболическому нарастанию мощности процесса. В связи с этим был сделан прогноз, что для дальнейшего развития извержения в. Безымянный наиболее вероятно затяжное излияние вязкого лавового материала в условиях полного отсутствия эксплозивной деятельности. Что и подтвердил дальнейший ход событий. Примеры по прогнозу развития извержений вулкана Безымянного можно отнести к краткосрочным (прогнозы развития вулканического процесса на уровне цикличности отдельных извержений) и среднесрочным (на уровне эруптивных циклов, в которые группируются рядовые извержения).

В апреле 1987 г. был сделан прогноз о возможном переходе продолжающегося с 1980 г. извержения вулкана Шивелуча в форму пароксизмальной эксплозивной деятельности. Прогноз был сделан исходя из режимных наблюдений, выполнявшихся автором, анализа динамики предыдущих извержений и с использованием некоторых качественных аспектов динамической модели вулканического процесса. Переход извержения в форму пароксизмальной эксплозивной деятельности произошел спустя 6 лет после сделанного прогноза – 21 апреля 1993 г. [53, 274].

Пепловая туча над вулканом поднялась на высоту до 18 км, а длина пирокластических и грязевых потоков достигла 15–20 км. Развитие событий подтвердило точку зрения автора о чисто магматической природе эксплозивной активности вулкана Шивелуча в 1984–1987 гг., а сделанный прогноз о возможной смене режима извержения реализовался в полном объеме. Этот пример прогноза можно также отнести к среднесрочным, так как он использует динамику развития извержений этого вулкана в пределах эруптивного цикла.

В 1988 г., в ходе анализа динамики извержений вулкана Ключевского, были выявлены экспоненциальные закономерности в разрушении его постройки побочными прорывами в течение последних ста лет. В то же время имело место гиперболическое нарастание мощности извержений после 1966 г. На основании этих и некоторых других закономерностей был сделан вывод о том, что в период с 1989 по 1994 г. процесс извержений может достичь катастрофического уровня, а сам вулкан является среди вулканов Камчатки наиболее опасным объектом в плане возможности катастрофического разрушения его постройки. Работа содержала анализ возможного развития вулкана Ключевского на уровне цикличности двух разных масштабов: прогноз дальнейшего хода извержений вулкана на уровне эруптивных циклов и на уровне возможной макроцикличности в развитии вулкана. Прогноз первого уровня к настоящему времени оправдался в полном объеме. В строгом соответствии с расчетной зависимостью, за побочным прорывом 28 января 1988 г., новое продолжительное побочное извержение началось 26 июля 1989 г. на юго-восточном склоне вулкана (высота 4300–4000 м), закончившееся лишь 10 февраля 1990 г. и названное прорывом им. Скуридина.

В свою очередь закономерное нарастание количества поступающего на поверхность ювенильного материала реализовалось в двух пароксизмальных извержениях вулкана. В начале 1990 г. произошло его мощное вершинное извержение, которое исследователи [16] определили как пароксизмальное. Оно характеризовалось выбросом раскаленных бомб и пепла на высоту до 1,5 и 6 км соответственно и формированием нового кратера на месте внутрикратерных шлаковых конусов. Еще более мощный пароксизм имел место в ходе вершинного извержения вулкана 7 сентября – 2 октября 1994 г. 1 октября из вершинного кратера в течение 9–10 ч на абсолютную высоту ~12–13 км (7–8 км над кратером) поднималась мощная, нагруженная пеплом эруптивная колонна. Фонтаны бомб взлетали на 2–2,5 км над кратером, максимальный размер обломков достигал 1,5–2 м в диаметре. По северо-северо-западному склону изливались лавовые потоки, а по северо-западным, западным, южным и восточным склонам спустились многочисленные глыбово-пепловые пирокластические потоки. Лавовые потоки имели длину до 5 км, пеплово-глыбовые – 2–6 км. Мощные грязевые потоки прошли уже по проработанным руслам путь 25–30 км и достигли р. Камчатки.

Что касается прогноза на уровне возможной макроцикличности в развитии вулкана, то он, по счастью, пока не реализовался, но, являясь бессрочным, по-прежнему остается в силе: существующие тенденции в развитии вулкана Ключевского по-прежнему заставляют рассматривать этот вулкан как объект с максимально высокой степенью опасности катастрофического разрушения его постройки в ближайшем будущем.

Анализ перспектив использования динамической модели в плане количественного прогноза времени извержений выполнен [145] на примере сейсмической подготовки и сопровождения извержения вулкана Шивелуча 12 ноября 1964 г. Оценочные расчеты показывают, что, с учетом некоторых ограничений, предложенная методика моделирования процесса подготовки вулканических извержений уже сейчас перспективна для практического использования с целью прогноза времени вулканических извержений.

3.1.1. Проблематика прогноза вулканических извержений

В отечественной литературе проблеме прогноза вулканических извержений посвящено большое количество работ [51, 54, 238–248, 250, 251]. Наиболее детально изучено общее состояние проблемы В.И. Горельчик [51]. По ее данным, хотя не все вулканические землетрясения сопровождаются извержениями вулканов, зато почти все извержения предваряются землетрясениями. Специфичность связей между сейсмической и вулканической активностью для каждого вулкана, как считает В.И. Горельчик, является основным препятствием в поиске общей форму-

лы для уверенного прогноза извержений вулканов. В то же время сейсмологический метод в настоящее время наиболее перспективен для прогноза извержений андезитовых и дацитовых вулканов, а также прорывов побочных кратеров базальтовых вулканов. Место извержений довольно точно определяется по эпицентрам предвещающих землетрясений. Для прогноза времени извержений в современной вулканологии наиболее часто используют две основные характеристики сейсмического режима вулканов – частоту и энергию вулканических землетрясений.

Прогноз извержений по возрастанию числа землетрясений, по мнению В.И. Горельчик, не всегда возможен. Известны случаи значительного увеличения числа слабых толчков, которые не сопровождаются извержениями. Считается, что перспективен учет не только числа вулканических землетрясений, но и их энергии. Такое направление в решении проблемы прогноза извержений по сейсмологическим данным развивалось в Советском Союзе. При изучении извержений вулканов Безымянного в 1958–1961 гг., Шивелуча в 1964 г., Токати в 1972 г. П.И. Токаревым было установлено, что графики нарастания условных деформаций перед извержением аппроксимируются равнобокой гиперболой. В.И. Горельчик считает, что предложенный П.И. Токаревым метод прогноза извержений может успешно применяться для целого ряда вулканов, извержениям которых предшествует непрерывно растущая сейсмическая активность. Что касается прорывов побочных кратеров базальтовых вулканов, то здесь, как она предполагает, нужны какие-то дополнительные прогностические признаки, так как рои вулканических землетрясений не всегда сопровождаются поверхностными проявлениями вулканической деятельности.

То же самое можно сказать о прогнозировании таких извержений центрального типа, сейсмическая подготовка которых развивается внешне так же, как у прорывов побочных кратеров, либо по другим законам, когда не происходит изменение числа и энергии вулканических землетрясений накануне извержения. Для прогноза центральных извержений базальтовых вулканов сейсмологический метод, по данным В.И. Горельчик, считается неперспективным, так как вулканические землетрясения А- и В-типов в этих случаях не обнаруживают непосредственной близости с внешними проявлениями вулканической активности. Однако в ряде случаев краткосрочный прогноз извержения может быть сделан по проявлению интенсивного вулканического дрожания (за 1–2 ч до начала извержения) или по изменению характера дрожания. Таким образом, сейсмические предвестники центральных извержений базальтовых вулканов существуют, хотя и не являются ведущими, и число их, по-видимому, может быть увеличено более детальными исследованиями.

Основные направления дальнейшего развития работ по прогнозу извержений вулканов любого состава, по В.И. Горельчик, – изучение не только числа и энергии вулканических землетрясений, но также и глубин и механизмов очагов, спектрального состава излучаемых колебаний, пространственного распределения эпицентров, вулканического дрожания – наиболее распространенного из явлений, предшествующих самым различным типам извержений вулканов, экспериментальные исследования по предсказанию эффектов, сопутствующих разрушению образцов горных пород. В целом, по данным В.И. Горельчик, несмотря на отдельные успехи, проблема прогноза извержений на сегодняшний день не может считаться решенной.

Все исследователи сходятся на том, что успешный прогноз вулканических извержений возможен лишь в случае понимания закономерностей вулканического процесса и механизма извержений. Нам представляется, что динамическая модель вулканического процесса позволяет сделать прорыв в этом направлении, а уравнение саморазвития в виде (16) или (17) дает основу той общей формуле для уверенного прогноза извержений вулканов, про отсутствие которой упоминала В.И. Горельчик (см. выше). Использование динамической модели вулканического процесса дает теоретическую основу для прогнозных работ.

С точки зрения динамической модели вулканического процесса некоторые моменты прежнего подхода вызывают сомнения. Прежде всего, это касается тезиса, что *«физической основой долгосрочного прогноза извержений (или активности) вулканов является в среднем равномерное во времени поступление магмы на поверхность земли (постоянство среднего расхода вулкана) в течение длительного времени и цикличность извержений (или активности вулкана). На основе детального анализа прошлых извержений можно определить средний расход вулкана..., выделить циклы извер-*

жений (или активности) и определить их периоды, найти среднее значение периодов и их дисперсию, определить закон распределения периодов» [238, с. 79].

В этой трактовке цикличность вулканического процесса, по сути, подменяется периодичностью с допуском на возможность случайных вариаций периодов между циклами активности вулкана. Выше мы уже касались ошибочности отождествления цикличности и периодичности вулканического процесса, так как периодичность – частный случай цикличности, проявляющийся только тогда, когда на уровне цикла вышестоящего ранга процесс находится в состоянии, близком к состоянию стационарного развития. Недоучет этого обстоятельства может привести (и приводил) к серьезным просчетам в прогнозировании. Серьезные затруднения в плане интерпретации при долгосрочном прогнозе возникли, в частности, для серии побочных прорывов вулкана Ключевского в 80-е годы и для извержения Авачинского вулкана в начале 1991 г. В последнем случае, насколько нам известно, были даже попытки отрицать сам факт начавшейся активизации этого «домашнего» вулкана, апеллируя к долгосрочному прогнозу и объясняя появлявшееся иногда над вулканом зарево красочными камчатскими закатами.

Поскольку понимание закономерностей вулканического процесса находилось на зачаточной стадии развития, сама проблема прогноза извержений трактовалась с чисто утилитарной точки зрения, как *«одна из мер защиты населения от вулканической опасности»*, а работы были жестко ориентированы на *«прогноз места, времени, энергии и опасности извержений»* [243, с.108]. Однако место извержения каждого действующего вулкана, как правило, известно изначально – это сам вулкан. Исключения требуют лишь ареальные извержения и детализация мест образования побочных прорывов. Термин «время извержения» весьма условен, и практически теряет смысл, когда вулкан длительное время находится в активном состоянии. Ну а оценки энергии весьма субъективны даже для тех извержений, которые уже произошли. Для примера можно упомянуть оценки энергии разлета вещества по баллистическим траекториям в ходе того «направленного взрыва» Безымянного 30 марта 1956 г., которого в природе на самом деле не было [150]. Нам представляется, что в прогнозных работах должны доминировать не «время, место и сила извержений», а понимание и прогнозирование самого развития вулканического процесса. Это является необходимым и достаточным условием для определения вулканической опасности.

Утилитарность подхода к прогнозу вулканических извержений прослеживается и в подразделении прогнозных работ по степени срочности. *«По заблаговременности (предупреждению) методы прогноза делятся на долгосрочный, среднесрочный и краткосрочный (оперативный). Условно можно принять срок заблаговременности долгосрочного прогноза более одного года, среднесрочного – от 1 мес до года и краткосрочного – менее 1 мес»* [248, с.55]. Все это удобно с точки зрения потребления результатов прогнозных работ, но мало пригодно к описанию самого вулканического процесса. Одни и те же события даже на одном и том же вулкане могут развиваться с разной скоростью и охватывать различные промежутки времени. Вспомним хотя бы о «медленных» и «быстрых» лавовых потоках Безымянного. При описании самого вулканического процесса более удобно поставить в соответствие срочность прогнозов с уровнем цикличности, в пределах которой осуществляются прогнозные работы.

В трех последующих разделах содержится описание попыток прогнозирования хода извержений вулканов Безымянного, Ключевского и Шивелуча. Примеры по прогнозу развития извержений Безымянного можно отнести к краткосрочным (прогнозы развития вулканического процесса на уровне цикличности отдельных извержений) и среднесрочным (на уровне эруптивных циклов, в которые группируются рядовые извержения). Пример прогноза развития извержения на Шивелуче можно также отнести к среднесрочным, так как он использует динамику развития извержений этого вулкана в пределах эруптивного цикла. Примеры прогноза активности Ключевского могут рассматриваться как среднесрочный (в рамках эруптивной цикличности) и долгосрочный (на уровне предполагающей макроцикличности в развитии вулкана).

Здесь следует отметить, что в 80-е годы (время наблюдений автора) процесс извержений вулкана Безымянного не представлял опасности для окружающего населения из-за отсутствия этого населения. Определенную угрозу он мог представлять лишь для неосторожных наблюдателей.

В связи с этим прогнозные работы на вулкане для автора имели значение лишь постольку, поскольку, во-первых, позволяли собирать более высококачественный наблюдательный материал и, во-вторых, давали возможность проверить адекватность складывающихся у автора теоретических представлений о сути протекающих на вулкане процессов.

3.1.2. Практика прогноза: вулкан Безымянный

До 1984 г. попытки официального прогнозирования развития извержений автором не принимались. Однако в ноябре 1984 г. в ходе анализа последствий только что завершившегося осеннего извержения вулкана был сделан вывод, что имеются все предпосылки для развития в ходе одного из ближайших извержений крупного вулканотектонического обвала и дальнейшего развития этого извержения в форме мощного направленного эксплозивного извержения по аналогии с вулканом Сент-Хеленс в 1980 г.

Анализ динамики осеннего извержения 1984 г. показал, что активный восточный блок вулкана достиг критической высоты и начал разрушаться уже в ходе этого извержения. В то же время структура восточного блока представляла собой переходную форму между экструзивным куполом и стратовулканическим комплексом. Одновременное наличие субвертикальных неоднородностей, свойственных экструзивным куполам, и субгоризонтальных неоднородностей, характерных для стратовулканов, делали эту структуру более неустойчивой по сравнению и со стратовулканами, и с экструзивными куполами.

В ходе осеннего извержения вулкана в 1984 г. в его постройке образовался ряд ослабленных зон. Устойчивость блока нарушалась наличием эксплозивной воронки в его вершинной части и глубокой эрозионной впадиной, лишавшей опоры породы блока с юго-восточной стороны. Более того, отрог впадины внедрялся в нижнюю часть постройки блока параллельно атрио вулкана, подрезая структуру блока снизу, тем самым нарушая устойчивость пород всей восточной части блока.

Наибольшую прочность в разрезе восточного блока имели лавовые потоки длительных периодов эффузивной деятельности вулкана в 1981–1982 гг. Но под этими потоками в разрезе вулкана находилась погребенная эрозионная впадина, окончательно сформировавшаяся в ходе извержения вулкана 13 июня 1981 г., и полностью заполненная обломочным материалом обвальных лавин при последующем развитии извержения в том же году. Учитывая положение в нижней части восточного блока мощных отложений лавокластита с наполнителем из вулканического щебня и песка (что было установлено при осмотре летом 1983 г. стенок вновь формирующейся впадины), эту часть разреза также можно было считать ослабленной зоной. Чтобы в ходе следующего извержения произошел крупный обвал с последующим развитием мощного направленного извержения, было необходимо и достаточно того, чтобы следующее извержение началось с экструзивных деформаций блока, как это и наблюдалось в извержениях предыдущих лет.

В связи с тем, что ожидалось неординарное событие, в декабре 1984 г. о возможном развитии событий было поставлено в известность руководство Института вулканологии ДВНЦ АН СССР, в январе 1985 г. был сделан доклад на семинаре Лаборатории активного вулканизма этого Института, а 21 мая в редакцию журнала «Вулканология и сейсмология» была сдана соответствующая статья [149]. Тогда же директор Института вулканологии С.А. Федотов высказал пожелание: в случае появления признаков подобного развития событий постараться предсказать это извержение (в те времена была популярна идея так называемой «ядерной зимы» и в случае особо мощного извержения планировалось поднять базирующуюся в Ленинграде летающую лабораторию и исследовать верхние части эруптивного облака), что автор этих строк и постарался сделать.

12 июня, после появления первых признаков начала развития мощного экструзивного процесса, в Институт была направлена радиограмма, о том, что начавшаяся активизация может завершиться крупным вулканическим обвалом и направленным развитием извержения. 24 июня, после появления в ходе извержения первых автоэксплозивных лавин была послана вторая радиограмма о том, что мощное направленное извержение вулкана произойдет в ближайшие дни. В принципе имелись все условия для заброски в район вулкана подготовленной и технически хорошо оснащенной группы разносторонних специалистов для проведения широкого спектра

исследований этого уникального извержения. Однако, как позже выяснилось, «сейсмика прогноз не подтвердила» и в районе вулкана вместе с автором этих строк по собственной инициативе остались дожидаться извержения лишь П.П. Фирстов и М.А. Алидибиров. Все техническое оснащение группы состояло из радиостанции и фотоаппаратов. Мы знали, что нас может ожидать, поэтому выбрали безопасную и удобную для наблюдений позицию, что и позволило получить уникальный материал, несмотря на плохие погодные условия.

Внеочередные сеансы радиосвязи с базовой радиостанцией института не было предусмотрено. Активная эксплозивная деятельность вулкана началась вечером 29 июня. Это была пятница, и базовая радиостанция уже завершила свою работу. Кульминация же извержения произошла в ночь с субботы на воскресенье, и мы посадили питание своей радиостанции в тщетных попытках хотя бы через каких-либо посредников оповестить руководство института о событиях происходящих на вулкане.

После извержения в институте создали комплексную экспедицию для изучения его последствий. В ее состав входил и автор этих строк. Спустя месяц после направленного извержения вулкана активность стала повышаться и возникла угроза срыва экспедиционных работ из-за отзыва экспедиции. Этим была обусловлена необходимость следующего прогноза дальнейшего развития извержения. Руководству института была направлена радиограмма о том, что дальнейшее развитие процесса опасности не представляет и наблюдающийся экструзивный процесс предвещает последующее развитие извержения в виде излияния вязкого лавового потока. Этот вывод был сделан на основании как прямой аналогии с извержением вулкана летом 1981 г., так и из предположений, что на вулкане уже произошел мощный, может быть даже избыточный, своеобразный «газовый разряд».

Если предвещающее кульминацию лавинообразное развитие экструзивно-деформационного процесса было обусловлено высоким уровнем избыточного внутриматрического давления летучих, то экструзивная деятельность июля 1985 г. носила релаксационный характер. А поскольку ожидать эксплозивной активности не приходилось, активизация вулкана могла привести лишь к излиянию нового лавового потока, что и подтвердило дальнейшее развитие событий. Более того, предположения об избыточности «газового разряда» оказались вполне обоснованными. Эксплозивная деятельность вулкана полностью отсутствовала в импульсе активности вулкана в декабре 1985 г. и была чрезвычайно слабой в июньском всплеске активности в 1986 г. И лишь в декабре 1986 г. произошло извержение с четко выраженной эксплозивной кульминацией.

В 1986 г. анализ результатов фоторегистрации деформационно-экструзивного процесса показал, что в ходе весенне-летнего периода активности (вплоть до его эксплозивно-эффузивной кульминации) развитие процесса происходило по гиперболическому закону, что для приращения объема постройки вулкана привело к выполнению зависимости

$$(21) \quad V = \frac{2.3 \times 10^6}{T - t + 0.4} \text{ м}^3,$$

где V – приращение объема постройки к моменту времени t , T – момент времени, соответствующий кульминации извержения; постоянная 0,4 и разность $T - t$ выражены в сутках. Этой зависимости соответствуют и объемы данного периода активности в целом.

Предкульминационное развитие осенне-зимнего периода активности вулкана было в общих чертах аналогично соответствующему этапу предыдущего периода. Это обеспечило сравнительно легкую возможность для оперативного прогнозирования качественного развития извержения (переход от деформационного купола к экструзивному, от экструзивного купола – к лавовому вздутию, от лавового вздутия – к началу формирования лавового потока и, наконец, переход извержения в эксплозивную стадию), о чем каждый раз посредством радиограмм извещали руководство института.

Наряду с этим, имеющаяся аналогия послужила основанием к попытке количественного прогноза времени предстоящей эксплозивно-эффузивной кульминации рассматриваемого периода активности. Для количественного прогноза использована полученная при анализе предыдущего пери-

ода эмпирическая зависимость (21) приращения объема постройки вулкана от времени до кульминации. После преобразования эта зависимость принимает вид:

$$T = t + \frac{2.3 \times 10^6}{V} + 0.4 \text{ м}^3, \quad (22)$$

где T – момент предполагавшейся кульминации; V – приращение объема постройки к моменту времени t . В качестве V в приведенную выше формулу подставлялись значения приращения объема постройки вулкана в конце ноября – начале декабря.

В результате получили, что взрывная кульминация извержения наиболее вероятна 21 декабря, о чем 9 декабря радиограммой доложили руководству Института вулканологии. Но, как показал дальнейший анализ, хотя предкульминационное развитие деформационно-экструзивно-эффузивного процесса в ходе этого периода активности (как и в предыдущем) происходило по гиперболическому закону, тем не менее, эмпирическая зависимость приращения объема постройки вулкана от времени до кульминации в этом периоде несколько отличалась от зависимости (21) и имела вид

$$V = \frac{3.0 \times 10^6}{T - t + 0.4} \text{ м}^3. \quad (23)$$

Как и в предыдущем периоде активности, в эту зависимость хорошо вписались и объемы взрывно-эффузивной кульминации. Однако небольшое отличие эмпирической константы обусловило 4-дневную в абсолютном, или 33% в относительном выражении погрешность определения времени взрывно-эффузивной кульминации извержения, которая в действительности произошла днем 17 декабря.

Общая последовательность событий в январе – апреле 1987 г. аналогична предкульминационному развитию в двух предыдущих извержениях. Более того, по масштабам проявления экструзивный процесс этого этапа существенно превышал свои аналоги в обоих предыдущих. На основании этого в конце апреля (после осмотра вулкана с вертолета) Е.Ю. Жданова направила в дирекцию института радиограмму о том, что в ближайшее время должно произойти извержение вулкана, аналогичное извержениям 25 июня и 17 декабря 1986 г. Но для подобного заключения о возможности перехода процесса к взрывно-эффузивной кульминации не хватало, по мнению автора, главного – устойчивой тенденции к гиперболическому нарастанию мощности процесса. В связи с этим автор был вынужден дать опровержение и альтернативный прогноз о том, что для дальнейшего развития извержения Безымянного наиболее вероятно затяжное излияние вязкого лавового материала в условиях полного отсутствия взрывной деятельности. Что и подтвердил дальнейший ход событий.

Приведенные факты говорят о том, насколько большой практический интерес представляет анализ указанных гиперболических закономерностей предкульминационного развития процесса извержения. Именно с потенциальной возможностью прогноза извержений связана огромная практическая ценность выявления и изучения подобных закономерностей. Это подтверждает и тот небольшой практический опыт автора, который был описан выше.

3.1.3. Практика прогноза: вулкан Шивелуч

Предыстория прогноза. Начавшемуся в августе 1980 г. извержению Шивелуча предшествовал 16-летний период покоя. Экструзия сформировалась строго на месте куполовидного поднятия (высота 25 м от восточного основания, диаметр основания – 300 м) [69], образовавшегося после мощного направленного взрывного извержения вулкана 11–12 ноября 1964 г. Какой-либо сейсмической активности, предвещавшей или сопровождавшей на ранних стадиях развитие деформационно-экструзивного процесса, не было зарегистрировано. Первые признаки активности вулкана были обнаружены 23 августа 1980 г. Автор этих строк находился в это время в г. Ключи и был свидетелем всех происходивших событий.

В этот день в расположенном в 40 км от вулкана г. Ключи отметили слабый налет светло-серого пепла. В дневное время вулкан практически не просматривался либо из-за облачности, либо



Рис. 78. Характерное эруптивное облако газо-пеплового выброса Шивелуча (фото А.Б. Белоусова)

из-за дымки, висевшей в районе вершины Кратерной, однако ночью в районе этой вершины заметили свечение. Хотя в ряде работ [69, 108] начало извержения отнесено именно к упомянутой выше дате, вулкан, скорее всего, в эти дни находился уже на довольно высоком (если не на максимальном) уровне активности. Растущее деформаци-

онное поднятие уже освободилось от чехла поверхностных пород, превратившись в четко выраженный и интенсивно растущий экструзивный купол. Для этого периода были характерны интенсивные обвалы склонов растущей экструзии с разносом вулканокластического пепла по шлейфу на большие расстояния. Поэтому утверждение о начале извержения с эксплозивной деятельности [108] только на основании слабого пеплового налета на листьях деревьев представляется малоубедительным, особенно если учесть отсутствие сейсмической активности вулкана.

Впервые зарегистрированные визуально во второй половине сентября «слабые пепловые эксплозии» [108] тоже представляли собой пепловые облака крупных обвальных лавин раскаленного материала купола. Здесь, по нашему мнению, сказывается характерная ошибка визуальных наблюдений того периода: тенденция к отождествлению любых пепловых выделений в районе вулкана с проявлениями «взрывной» деятельности вулкана. Не подтверждают наличие эксплозивной деятельности и непосредственные наблюдения в районе купола, которые провели 5–6 ноября А.И. Фарберов и Е.С. Прибылов: наиболее сильные и продолжительные землетрясения, регистрировавшиеся на установленной к тому времени (в 6 км от вулкана) телеметрической станции, прямо коррелировались с лавинами обрушений на куполе и предвещали их на несколько десятков секунд.

В ноябре интенсивный рост купола продолжался, хотя к этому времени и наметились некоторые тенденции к снижению активности вулкана. К концу ноября 1980 г. купол достиг высоты 173 м (150 м в среднем) при диаметре 470 м [69]. Рост купола происходил сравнительно спокойно без каких бы то ни было проявлений эксплозивной деятельности. Это спокойное развитие осложнялось лишь обвальными лавинами раскаленного материала купола. Наиболее частое и интенсивное свечение этих лавин в темное время суток наблюдалось в январе 1981 г. Все более ослабевающий рост купола продолжался практически весь 1981 г. и прекратился лишь к концу года [98, 266]. Высота купола все это время оставалась практически неизменной (максимальная – 180 м, средняя – 150 м), тогда как его диаметр увеличился до 540 м. В течение 1982 и 1983 гг. вулкан находился в спокойном состоянии, регистрировалась лишь фумарольная деятельность, а в строении купола изменения отсутствовали [99, 109].

В 1984 г. на вулкане впервые зарегистрированы чрезвычайно редкие, но довольно мощные газопепловые выбросы. Первый слабый выброс был зарегистрирован 18 марта 1984 г. После этого над Кратерной вершиной вулкана на высоту от 1500 до 4500 м стали все чаще подниматься эруптивные облака, имевшие, при отсутствии ветра, характерную грибообразную форму (рис. 78). В работе [266] эти выбросы подразделяются на два генетических типа. К первому отнесены взрывы гидровулканического типа, при которых на поверхность выбрасывалась обводненная резургентная пирокластика с размерами частиц от 0,1 до 0,05 см. Взрывы такого типа, по мнению авторов, происходили в нижней части купола или атрио. Аргументацию для выделения этого типа взрывов дал осмотр

Рис. 79. Вершина Кратерная вулкана Шивелуч из района базового лагеря, расположенного в 2 км от экструзивного купола (в центре)



пирокластических отложений вулкана И.А. Меняйловым и В.Н. Шапарем в ходе экспедиционных работ в марте 1984 г. Однако возможна и альтернативная точка зрения: выпадение теплой пирокластики на снежный покров ведет к его частичному подтапливанию, об-

воднению и смерзанию в корку грязепирокластических отложений. В частности, после извержения Безымянного 17 декабря 1986 г. склоны купола Нового были повсеместно покрыты смерзшейся коркой водонасыщенных грязепепловых отложений, из чего, естественно, не следовал вывод о гидровулканической природе этого извержения.

В то же время визуальные наблюдения регистрировали лишь второй из выделяемых в этой работе [266] типов – магматический. Такие взрывы в 1984 г. отмечались в марте, мае и сентябре. Во время взрывов 20 мая и 6 сентября наблюдалось свечение над куполом. Центр этих взрывов, по результатам аэрофотограмметрического изучения их последствий, располагался в северной части экструзивного купола, там же, где постоянно действовали наиболее мощные фумаролы. Образующееся после взрыва эруптивное облако обычно протягивалось в виде узкого шлейфа длиной до 5–10 км, в полосе которого выпадал светло-серый пепел с размерами частиц менее 0,01 см, по составу отвечающий кислым андезитам с содержанием SiO_2 60–61%.



Рис. 80. Развитие газопеплового выброса с вершины экструзивного купола Шивелуча в 14 ч 35 мин 13 августа 1986 г. Временной интервал съемки 20–30 с.

Однако уже в следующей работе, обобщающей данные за тот же самый период времени, тип магматических эксплозий уже не упоминался, и оставались лишь «своеобразные гидрогеологические условия эксплозивного кратера», которые «способствовали периодическому возникновению фреатических взрывов, центры которых располагались на северных склонах и в атрио вулкана», а в «результате этих взрывов выбрасывалась обводненная резургентная пирокластика» [265, с. 16]. На наш взгляд, гидрогеологические условия кратера Шивелуча в тот период времени мало чем отличались от гидрогеологических условий в кальдере Безымянного на ранних стадиях роста купола Нового (конец 50-х – начало 60-х годов).

В 1985 г. характер активности Шивелуча не изменился [83]: наблюдалась постоянная слабая или умеренная фумарольная деятельность, на фоне которой отмечались единичные газопепловые выбросы. Эксплозии происходили на экструзивном куполе или у его подножия. Высота эруптивных колонн составляла 4 км. Первый выброс в 1985 г. наблюдали 26 мая в 10 ч. Высота эруптивного облака была близка к 3 км. Второй взрыв отмечен 8 августа в 13 ч 43 мин. Высота подъема газопеплового облака достигла 3 км. 19 сентября в 16 ч 50 мин произошел третий в 1985 г. газопепловый выброс. Высота облака достигала 4 км. Истечение газопепловой струи 19 сентября сопровождалось непрерывным вулканическим дрожанием и продолжалось около 30 мин. Четвертый, последний в 1985 г. выброс с высотой газопепловой колонны до 1 км зарегистрирован 25 октября. Продукты эксплозий представлены вулканическими песками и пеплами, которые образовались в результате дробления закристаллизованного материала купола. Всего по сейсмическим данным в 1985 г. произошло около 10 подобных взрывов, а в 1986 г. их было уже более 20. Только за первые 3 месяца 1987 г. имели место 12 таких взрывов. В те редкие случаи, когда взрыв удавалось наблюдать в ночное время, регистрировалось интенсивное свечение нижней части эруптивной колонны и отмечались электрические разряды внутри эруптивного облака. Так, взрыв 12 января 1987 г. сопровождался свечением нижней части эруптивной колонны высотой около 500 м.

В августе 1986 г. и феврале-апреле 1987 г. автором этих строк выполнялись режимные наблюдения за вулканом из расположенного в непосредственной близости от купола (2 км) экспедиционного лагеря (рис. 79). В ходе наблюдений было зарегистрировано развитие газопепловых выбросов как непосредственно с экструзивного купола (рис. 80), так и из атрио вулкана (рис. 81). Взрывная

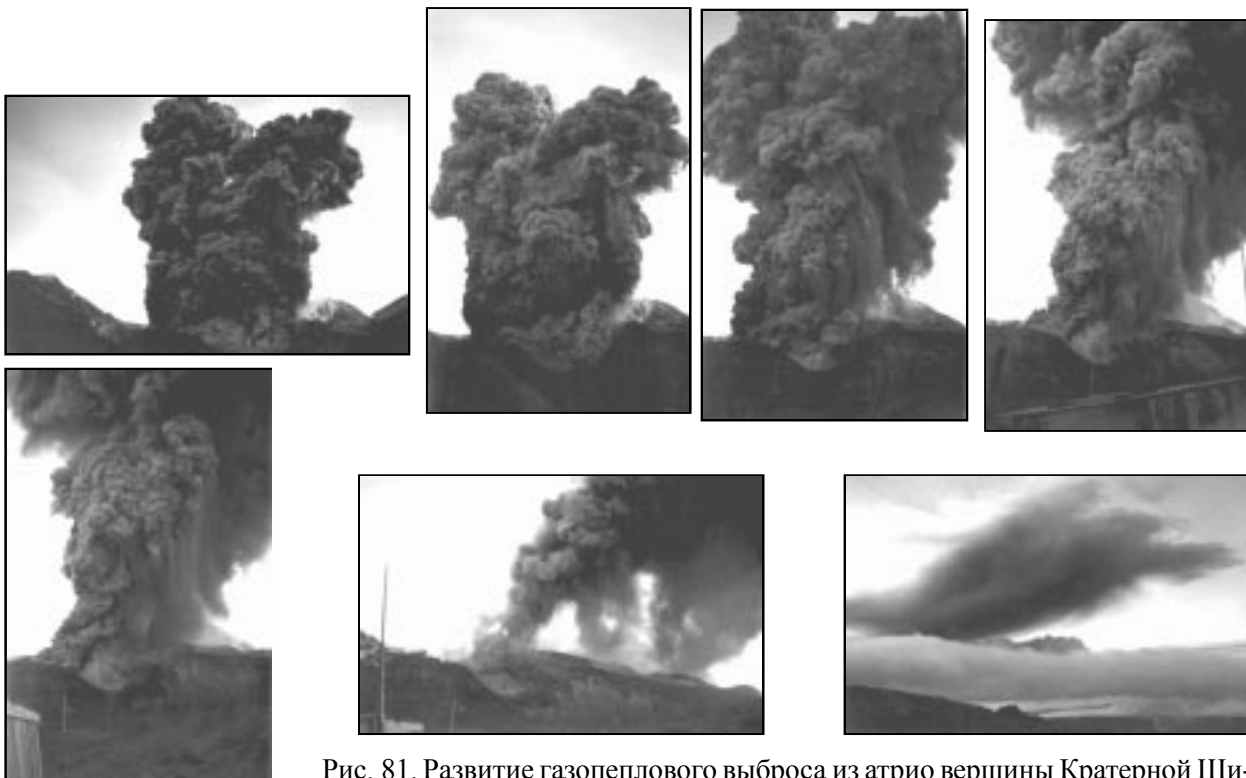


Рис. 81. Развитие газопеплового выброса из атрио вершины Кратерной Шивелуча в 6 ч 55 мин 26 августа 1986 г. Временной интервал между первыми 5-ю снимками 20–20 с; 6-й снимок – спустя 5 мин после взрыва, 7-й – спустя 15 мин.

деятельность вулкана сопровождалась выпадением в непосредственной близости от экструзивного купола тефры характерного резургентного облика, состоявшей из пепла, вулканического песка и мелкого щебня. Наши режимные наблюдения полностью опровергали предположения об обводненности пирокластического материала выбросов.

В качестве примера эксплозивной деятельности вулкана можно привести описание развития взрыва, произошедшего 13 августа 1986 г. (см. рис. 80). Утром 13 августа вулкан находился в состоянии умеренной фумарольной деятельности. К середине дня последняя стала слабой, а непосредственно перед взрывом практически отсутствовала. На этом фоне постепенного уменьшения фумарольной деятельности в 14 ч 35 мин из вершинной части экструзивного купола произошел мощный газопепловый выброс. Как можно видеть на приведенной выше кинограмме, зоной его образования служат трещины сразу по всей вершинной части купола диаметром около 400 м. В связи с этим нам представляется, что попытки однозначного отождествления [266] эксплозивной деятельности с так называемыми «взрывными воронками» – изометрическими углублениями в постройке вулкана, имеющими на порядок меньшие поперечные размеры, – не совсем корректны. В лучшем случае эти углубления соответствуют устойчивым зонам наибольшей проницаемости в постройке купола.

Сам выброс сопровождался сильным низкочастотным гулом. Примерно через 40 с после начала взрыва стал слышен треск электрических разрядов, который продолжался до конца второй минуты процесса. Непосредственно после начала взрыва скорость подъема эруптивной тучи составляла 25–30 м/с, затем снизилась до 20 м/с. Одновременно от основания эруптивной колонны происходило формирование пирокластических волн. Спустя 4–5 мин верхняя часть эруптивной тучи находилась уже на высоте около 2 км над экструзивным куполом. Ее грибообразная форма и четкий рельеф поверхности (типа «цветной капусты») начали размываться и на ограниченной площади, непосредственно примыкавшей к экструзивному куполу, прошел слабый пеплопад. В 14 ч 50 мин и 14 ч 58 мин на общем фоне возобновившихся парогазовых выделений произошли два парогазовых выброса на высоту соответственно 500 и 600 м.

Основания для прогноза. Отличия этого извержения от ранее изучавшихся извержений вулкана Шивелуча, резургентный облик тефры, отсутствие в первые три года взрывов в зимний период времени давали дополнительные основания рассматривать это извержение как фреатическое. Однако режимные наблюдения за вулканом и анализ его исторической деятельности не позволяли присоединиться к этому мнению. Магматический расплав, как известно, является жидкостью высокой вязкости. С нарастанием вязкости к нему все больше применимо представление как о максвелловской жидкости [136]. По отношению к быстро меняющимся внешним нагрузкам, подобные жидкости ведут себя как аморфное твердое тело, тогда как при действии медленно меняющихся сил – как обычная вязкая жидкость. Так как процессы выделения летучих из расплава и образования дегазационных трещин протекают очень быстро, то резургентный облик тефры представляет собой вполне естественное явление. В частности, подобный облик характерен для пеплов вулкана Безымянного. Представлениям о фреатической природе противоречили отсутствие сезонной корреляции в эксплозивной деятельности вулкана и имевшаяся тенденция к учащению выбросов.

Г. Тагиев [223] приводит прекрасный пример спокойного течения лавового потока в прямом контакте с водой: поток раскаленной лавы вулкана Ньямлагиры в мае 1948 г. без всяких фреатических взрывов спокойно тек по дну оз. Киву. В связи с этим нам представляется, что для отнесения извержения к фреатическим должны быть более веские основания, чем «отсутствие ювенильного материала» и «резургентный облик пепла». В противном случае ситуацию нетрудно довести до абсурда, объявив все извержения фреатоматматическими и переименовав вулканологию во фреатологию.

Если же исключить фреатический характер извержения, то в рассматриваемом извержении вулкана Шивелуча, с одной стороны, была налицо определенная задержка эксплозивной деятельности по отношению к росту экструзивного купола, а с другой – тенденция к ее усилению. В связи с этим можно было предположить, что в приповерхностной части магматического канала рассеяно большое количество летучих под давлением. При повышенной вязкости расплава это вполне возможно, так как процесс миграции летучих в свободной фазе затруднен. Остывание вещества в приповерхностной части магматического канала лишь увеличивает их количество в свободной фазе, что

неизбежно ведет к взрывной деятельности: нарастающее давление ведет к превышению предела прочности вещества, вследствие чего происходит заложение трещин, вдоль плоскости которых происходит частичная дегазация ювенильного материала.

Высказанное предположение на основе качественных аспектов динамической модели вулканического процесса позволяло объяснить и задержку эксплозивной деятельности по отношению к росту экструзивного купола (недостаточное для эксплозивной деятельности количество летучих в приповерхностных частях магматического канала и их спокойное расширение за счет роста экструзии), и тенденцию к усилению эксплозивной деятельности (возрастание количества летучих в свободной фазе), и резургентный облик тефры. Однако из этих же соображений следовало, что мы не имели права исключить возможность выхода всей этой системы из состояния неустойчивого равновесия и кратковременного перехода процесса в стадию пароксизмальной эксплозивной деятельности, которая могла полностью или частично уничтожить выросший в ходе извержения экструзивный купол.

Дополнительные основания для этого вывода давал сравнительный анализ динамики предшествовавших извержений. Как уже упоминалось, начавшемуся в 1980 г. извержению непосредственно предшествовало пароксизмальное извержение вулкана 11–12 ноября 1964 г., полностью разрушившее выросшие в ходе предыдущих периодов его активности купол Суелич и несколько безымянных куполов. На их месте образовался открытый к югу кратер с размерами 2×3 км. В течение нескольких часов было извергнуто около $1,5 \text{ км}^3$ пирокластического материала, большая часть которого в форме пирокластических потоков распространилась на расстояние до 16 км от вулкана, превратив от 70 км^2 [188] до 98 км^2 [63] в выжженную пустыню, а остальное в виде пепла выпало на площади свыше 100 тыс. км^2 . Среди исторических извержений пароксизмальному извержению вулкана 12 ноября 1964 г. соответствует аналогичное извержение в ночь с 17 на 18 февраля 1854 г. Анализируя имеющиеся данные, Г.С. Горшков и Ю.М. Дубик [63] пришли к выводу, что в целом извержение 1854 г. было более мощным, чем извержение 1964 г. В результате эксплозий 17–18 февраля 1854 г. образовался кратер диаметром около 2 км, из которого хлынули чрезвычайно мощные пирокластические потоки длиной до 20 км. Грязевые потоки этого извержения на западе достигли р. Еловки, а на юге – р. Камчатки.

Извержению 1964 г. предшествовало связанное с ростом экструзивного купола извержение 1944–1950 гг. Рост купола сопровождался эксплозивной деятельностью в основном связанной с формированием нисходящих раскаленных лавин (пирокластических потоков), и лишь в начальную и конечную стадии извержения имели место редкие вертикальные эксплозии. Исторический обзор характера извержений вулкана Шивелуча, выполненный Г.С. Горшковым и Ю.М. Дубиком, показал, что аналогичное извержение имело место в конце 90-х годов прошлого столетия. В этом извержении рост экструзивного купола, впоследствии уничтоженного взрывом вулкана в 1964 г., так же сопровождался эксплозивной деятельностью, связанной с формированием пирокластических потоков.

Таким образом, для каждого из изучавшихся вулканологами извержений вулкана Шивелуча имеется свой исторический аналог. В таком случае, если начавшееся в 1980 г. извержение вулкана, столь не похожее на оба предшествовавшие извержения, не является фреатическим, то оно также должно иметь аналог среди исторических извержений вулкана. Таким аналогом, по мнению автора, является последовавшее за пароксизмальным взрывом вулкана в 1854 г. извержение конца 70-х – начала 80-х годов прошлого столетия. В 1879 г. священник Ключевской церкви Я. Крахмалев описывал состояние вулкана следующим образом: «...*сopкa* ‘Сивелыч’... и теперь по временам выбрасывает зонтикообразные столбы пеплу и мелких камней с песком...». В этих скупых строчках Крахмалева в какой-то степени отражается и длительный характер эксплозивной деятельности вулкана, и небольшая мощность извержения, и грибообразная форма эруптивных облаков, и резургентный облик тефры, что характерно для эксплозивной деятельности вулкана в современном извержении.

Однако особый интерес представляет дальнейшее развитие этого, аналогичного современному, извержения. Продолжая исторический обзор, Г.С. Горшков и Ю.М. Дубик ссылаются на кругосветного путешественника Ф. Гиллемара, который в сентябре 1882 г. наблюдал эксплозивную деятельность вулкана, а уже в июле 1883 г. «*конус внезапно раскололся на два, испуская огромное коли-*

чество лавы, которая стекала по склонам». В заключение обзора авторы пришли к выводу, что в ходе извержения в кратере вырос экструзивный купол, который затем был полностью или частично взорван с образованием пирокластических потоков. Следовательно, в динамике развития этого и современного извержений имеется практически полная аналогия за исключением финальных моментов, поскольку современное извержение еще продолжалось.

Даже на основании проделанного в первой части работы анализа динамики современного извержения и имеющейся исторической аналогии можно было достаточно уверенно делать вывод о возможном переходе продолжающегося извержения в пароксизмальную стадию. Однако этот же вывод следовал из представлений автора о полицикличности вулканического процесса. Предпринятый анализ показал, что, во-первых, в процессе извержений вулкана Шивелуча выделяются циклы, по крайней мере, двух более крупных, чем цикл единичного извержения, временных масштабов. С одной стороны, это три фазы эволюции Шивелуча, выделенные А.А. Меняйловым [171]. В ходе каждой из них происходило закономерное изменение химического состава продуктов извержений от существенно эксплозивных к эффузивным за счет изменения вязкости расплава. Смена фаз сопровождалась скачкообразным изменением состава продуктов и форм извержений в обратном направлении. С другой стороны, Г.С. Горшков и Ю.М. Дубик [63] выделяют в извержениях вулкана Шивелуча цикличность кратковременных пароксизмальных взрывов, повторяющихся через длительные интервалы времени (в сто и более лет) и разрушающих Кратерную вершину.

Во-вторых, в цикличности каждого временного масштаба вслед за пиковой активностью вулкана происходит последующее постепенное ослабление. Например, А.А. Меняйлов отмечает, что началу третьей фазы эволюции Шивелуча соответствовали мощные извержения с выбросами пемз и кальдерообразование с последующим снижением активности. В связи с этим для эруптивных циклов Г.С. Горшкова и Ю.М. Дубика было бы естественно ожидать после наиболее сильных извержений вулкана (таких как извержение 1854 г. и 1964 гг.) более слабых по сравнению с ними, но более сильных по сравнению со всеми последующими в этом эруптивном цикле извержений. Это и наблюдалось фактически в извержении конца 70-х – начала 80-х годов прошлого столетия и в принципе должно наблюдаться в ходе продолжающегося в настоящее время извержения.

В-третьих, в ходе единичного цикла каждого временного масштаба наряду с изменением объемов поступления на поверхность ювенильного материала происходит закономерное изменение как состава продуктов извержений, так и форм извержения их на поверхность за счет изменения вязкости расплава с последующим скачкообразным изменением этих параметров в обратном направлении в момент смены циклов. При этом, чем больше временной масштаб цикла, тем значительнее эти изменения при сохранении общей тенденции для циклов всех временных масштабов. Следовательно, тенденция изменения состава продуктов и форм извержений, имеющая место в фазах эволюции вулкана, хоть и в меньшем развитии, но должна отражаться в его эруптивных циклах, связанных с пароксизмальными взрывами вулкана. Поэтому вполне естественно было бы ожидать, что в каждом из эруптивных циклов после пароксизмальных извержений вулкана в 1854 и 1964 гг. последуют извержения с более ярко выраженным эксплозивным характером, чем у всех последующих извержений в том же эруптивном цикле, что наблюдалось фактически в извержении конца 70-х – начала 80-х годов прошлого столетия и отчасти наблюдается в современной активности вулкана.

Все извержения Шивелуча, о которых имеется информация, сопровождались образованием пирокластических потоков. С учетом динамики развития цикличности на уровне эруптивных циклов естественно было считать, что и рассматриваемое извержение не будет в этом плане исключением. Таким образом, были все основания ожидать от этого сравнительно спокойного («тихого») извержения вулкана Шивелуча, которое отдельными исследователями даже не воспринималось как извержение («так, фреатика...»), мощного завершающего аккорда с переходом извержения в фазу пароксизмальной эксплозивной деятельности. В ходе пароксизма возможны полное или частичное уничтожение выросшего в ходе извержения экструзивного купола и извержение достаточно большого объема пирокластических потоков.

Гораздо сложнее было дать хотя бы грубую оценку времени, когда этот взрыв произойдет. Пожалуй, единственный метод, который мы в данном случае можем использовать, это метод

прямой аналогии между развитием сходных извержений. Но имеющаяся в нашем распоряжении информация о ходе аналогичного современному извержению конца 70-х – начала 90-х годов прошлого столетия крайне мала. В частности, в современном извержении взрывы продолжают уже четвертый год, а из ранее приведенной цитаты Я. Крахмалева следует, что слабые эксплозии вулкана за четыре года до завершения этого извержения пароксизмальным взрывом уже происходили. Поскольку Крахмалев не указывает, когда эти взрывы начались, постольку весь запас времени, которым мы располагаем до завершения современного извержения пароксизмальным взрывом, заключается в словосочетании Крахмалева «... и теперь по временами ...». В случае успешной реализации данного прогноза можно было бы с большей уверенностью ожидать от следующего извержения вулкана сходства с извержением 1944–1950 гг.

Сделанные выводы в апреле 1987 г. были доведены до сведения руководства Института вулканологии, а материал был направлен в печать, но не был опубликован, так как в рамках парадигмы «прогноза времени, места и силы» (см. раздел 3.1.1) прогноз изменения характера вулканической активности не имел практического значения и, более того, оказывался «ненаучным».

Последующее развитие событий. Бездоказательные высказывания о фреатическом или в лучшем случае фреатомагматическом характере извержения, исчезнувшие было [81, 83] после проведения нами режимных наблюдений, вновь стали появляться в последующих работах [82, 84]. Однако эксплозивная активность вулкана продолжала оставаться на довольно высоком уровне: в год в среднем происходило около 46 газопепловых выбросов, а всего за период 1988–1992 гг. телеметрическими станциями зарегистрировала 216 событий, отождествляемых с подобными взрывами [16, 82]. Режим эксплозивной деятельности был в этот период близок к стационарному, однако ее характер стал постепенно меняться: выпадающая из эруптивных столбов пирокластика стала формировать на склонах купола небольшие лавины или пеплово-глыбовые пирокластические потоки. Наиболее крупные потоки, образовавшиеся при выбросе 4 августа 1990 г., имели протяженность до 2 км [16]. Все эти годы происходило постепенное и устойчивое усиление сейсмической активности вулкана [53].

Переход извержения в форму пароксизмальной эксплозивной деятельности произошел спустя шесть лет после сделанного прогноза – 21 апреля 1993 г. [53, 274]. Пепловая туча над вулканом поднялась на высоту до 18 км, а длина пирокластических и грязевых потоков достигла 15–20 км. Сведения об постпароксизмальных изменениях в постройке экструзивного купола в работах [53, 274] отсутствуют, однако известно, что после извержения возобновилась экструзивная деятельность вулкана. Таким образом, развитие событий подтвердило точку зрения автора о чисто магматической природе эксплозивной активности вулкана Шивелуча в 1984–1987 гг., а сделанный прогноз о возможной смене режима извержения реализовался в полном объеме.

3.1.4. Практика прогноза: вулкан Ключевской⁵

Расположенный в самом центре Камчатского полуострова вулкан Ключевской (рис. 82) – не только самый высокий действующий вулкан Евразии, но и один из наиболее активных вулканов мира. Частые и мощные его извержения издавна привлекают внимание исследователей. В конце 80-х годов появился ряд работ [261, 264, 269, 303, 304], обобщающих наблюдения за вулканом. В них, в частности, делался вывод о том, что в отдаленном будущем (десяtkи и сотни тысяч лет) произойдут существенные изменения постройки вулкана в форме образования вершинной кальдеры или обрушения северо-западного склона, но «*трудно предполагать его* (вулкана – М.А.) *разрушение в недалеком будущем*» [269, с.15].

Вопрос о времени разрушения вулкана представляется крайне важным хотя бы потому, что эндогенное разрушение постройки действующего вулкана может сопровождаться катастрофическим извержением. И если последнее произойдет не через десятки и сотни тысяч лет, а в ближайшие годы и десятилетия, то оно может представлять реальную угрозу расположенному в 30 км к северу от вулкана г. Ключи. В другой работе дословно сказано следующее: «*Не обнару-*

⁵ Методика моделирования приведена на момент получения результатов (май 1988 г.).

Рис. 82. Вулкан Ключевской (извержение центрального кратера летом 1984 г.)



жено признаков существования крупного периферического очага под Ключевским вулканом. Вулкан действует и разгружается почти непрерывно. Это означает, что вероятность огромных извержений с образованием кальдеры проседания под конусом или выбросом кубических километров ювенильных базальтов в настоящее время крайне мала» [264, с.39].

Однако факт отсутствия признаков крупного периферического очага под действующим вулканом нельзя рассматривать как гарантию отсутствия опасности катастрофического извержения. Ювенильный материал последнего может поступить непосредственно из глубинного магматического очага, который для вулкана Ключевского расположен на глубине более 60 км [264]. Что касается непрерывной разгрузки вулкана, то одного факта ее наличия для обоснования сделанного в приведенной выше цитате вывода явно недостаточно. Известно большое количество примеров (Безымянный, 1956 г., Сент-Хеленс, 1980 г., Мон-Пеле, 1902 г., Кракатау, 1883 г. и др.), когда катастрофическое извержение вулкана предварялось интенсивной, но, как в последствии выяснилось, недостаточной его разгрузкой. Более того, пароксизмальное извержение самого вулкана Ключевского 31 декабря 1944 г. предварялось достаточно длительным периодом времени (около месяца [187]), в течение которого происходила частичная разгрузка вулкана. Вопрос наличия или отсутствия опасности катастрофического извержения в итоге сводится не к факту наличия активности вулкана, которая может закономерно нарастать, убывать или сохранять постоянное значение, а к выявлению наиболее общих тенденций изменения этой активности с течением времени. В связи с изложенным автор счел необходимым показать возможность альтернативной точки зрения на направление дальнейшей эволюции вулкана Ключевского.

В работе [146] на примере физических, вулканических и сейсмоактивных систем показано, что самопроизвольный выход систем из состояния неустойчивого равновесия описывается дифференциальным уравнением

$$\frac{d^2 x}{dt^2} = k \left[\left(\frac{dx}{dt} \right)^2 - V_0^2 \right]^\gamma, \quad (24)$$

где x – параметр состояния системы; V_0 – скорость изменения этого параметра в состоянии равновесия; k – коэффициент; γ – степень пропорциональности. Частным случаем этого уравнения при $V_0 = 0$ и $\gamma < 1$ является «лавинообразный» (чем больше, тем быстрее) характер процесса активизации систем, при котором скорость изменения параметра x во времени t прямо пропорциональна его отклонению от значения в состоянии неустойчивого равновесия x_0 :

$$\frac{dx}{dt} = B(x - x_0)^\beta. \quad (25)$$

В этом уравнении коэффициент B и показатель степени β связаны с соответствующими параметрами уравнения (24) соотношениями: $\beta = \frac{1}{2(1-\gamma)}$ и $B = [2k(1-\gamma)]^{\frac{1}{2(1-\gamma)}}$. Дифференциальное уравнение (25) в свою очередь имеет решения при $\beta = 1$ ($\gamma=0,5$)

$$(26) \quad x - x_0 = (x_1 - x_0) \times e^{B(t-t_1)},$$

при $\beta > 1$ ($0,5 < \gamma < 1$)

$$(27) \quad x - x_0 = [B(\beta - 1)(T_a - t)]^{\frac{1}{\beta-1}},$$

где x_1 – значение параметра x в момент времени t_1 ; момент времени

$T_a = t_1 + \frac{1}{B(\beta - 1)(x_1 - x_0)^{\beta-1}}$ соответствует вертикальной асимптоте зависимости параметра x от времени t .

Если рассматривать вулкан Ключевской как своеобразную систему, то наиболее характерной чертой ее современного развития является формирование побочных прорывов – гигантских трещин в постройке вулкана, по которым во время извержений происходит поступление на поверхность ювенильного материала (рис. 83). К концу 80-х годов на склонах вулкана насчитывалось 89 эксплозивных, эксплозивно-эффузивных и эффузивных центров извержения (по В.А. Ермакову [77], с учетом извержений последних лет), связанных с формированием побочных прорывов. Около половины рассматриваемых структурных единиц образовалось в ходе извержений вулкана за последние 90 лет, в то время как возраст оставшихся варьирует от 100 до 1800 лет и более [77]. Поэтому вполне возможно, что современный процесс образования побочных прорывов по своему размаху не имеет аналогов в развитии Ключевского, по крайней мере, за последние 1,5–2 тыс. лет. По существующим в



Рис. 83. Побочный прорыв извержения 1983 г.

настоящее время оценкам [269], вулкан имеет возраст всего 7–8 тыс. лет. Поэтому можно предположить, что современный процесс образования гигантских трещин в постройке вулкана (побочных прорывов) является беспрецедентным для всей истории его развития. Если рассматривать образование этих прорывов как процесс разрушения постройки вулкана, то настораживает хотя бы такой факт, что за последние 56 лет произошло 13 побочных прорывов, в то время как за предыдущие 212 лет имеются сведения лишь о трех.

На рис. 84 изображена зависимость количества побочных прорывов вулкана от времени за последние 90 лет. Обращает на себя внимание экспоненциальная форма этой зависимости, начиная с 1966 г. (прорыв Пийпа). И прорыв Пийпа, и все последующие прорывы со средним квадратичным отклонением полгода (184 дня) ложатся на кривую

$$N - N_0 = (N_1 - N_0) \times e^{B(t-t_1)}, \quad (28)$$

где $N - N_0$ – количество побочных прорывов, начиная с прорыва Пийпа; значения t_1 и $N_1 - N_0$ определяют начальные условия (для прорыва Пийпа $N_1 - N_0 = 1$, t_1 – 6 октября 1966 г.); а коэффициент B имеет значение $2,23 \cdot 10^{-4} \text{ сут}^{-1}$ ($8,2 \cdot 10^{-2} \text{ год}^{-1}$).

Изменение во времени количества побочных прорывов, предшествовавших прорыву Пийпа, имеет аналогичный характер. Однако оптимизация начальных условий по среднему квадратичному отклонению дает для прорыва Туйла (1934 г.) значения $N_1 - N_0$, близкие к 4. Но если прорыв Туйлы является четвертым прорывом в этом цикле, то предыдущие прорывы с вероятностью 95 % должны были произойти в периоды с 1895 г. по 1899 г., с 1913 г. по 1917 г. и с 1923 г. по 1927 г. Первые два действительно имели место. Это латеральное излияние лавового потока в 1896–1899 гг. и побочный прорыв 1915 г. [187]. Вполне естественно предположить, что и в 1923 – 1927 гг. также произошло побочное извержение вулкана, оставшееся незамеченным.

Таким образом, процесс образования побочных прорывов с конца прошлого века (прорыв 1896–1899 гг.) по 1956 г. (прорыв Вернадского и Кржижановского) также соответствует зависимости (28) со стандартным отклонением 1 год (387 дней) и значением коэффициента $B = 1,03 \cdot 10^{-4} \text{ сут}^{-1}$ ($3,7 \cdot 10^{-2} \text{ год}^{-1}$). Зависимость (28) представляет собой не что иное, как решение (26) уравнения (25) для взятого в качестве параметра количества гигантских трещин в постройке вулкана ($x=N$) при $\beta=1$. Отсюда следует, что процесс образования побочных прорывов Ключевского, по крайней мере, в последние 90 лет, имеет лавинообразный характер: чем больше побочных прорывов, тем легче и соответственно быстрее происходит формирование новых.

Эту лавинообразность разрушения постройки Ключевского побочными прорывами можно объяснить следующим образом. Для того чтобы в постройке вулкана образовалась гигантская трещина, необходимо, чтобы сама постройка перед этим оказалась в напряженном состоянии. Если попытаться представить сам процесс образования гигантской трещины, то он должен начаться с появления локальных дефектов постройки вулкана (микротрещин, микродислокаций, нарушений сплошности и т.п.). Причем эти дефекты образуются не в одном каком-то изначально определенном направлении, а дают некоторый ореол рассеивания. Заложение же самой трещины происходит по направлению, в котором количество микродефектов максимально. После завершения работы прорыва локальный участок постройки вулкана упрочняется за счет самой дайки побочного прорыва, но вне этого участка остаются неиспользованные точечные дефекты постройки. Чем больше произошло побочных прорывов, тем легче и, следовательно, быстрее может проходить процесс образования новых.

Поскольку наблюдающийся процесс разрушения постройки Ключевского побочными прорывами соответствует частному случаю решения уравнения (24), то систему Ключевского можно рассматривать как находящуюся в процессе выхода из состояния неустойчивого равновесия по соотношению прочности постройки вулкана к его активности. Это обстоятельство делает вероятным катастрофическое разрушение постройки вулкана не через десятки и сотни тысяч лет, а в ближайшие годы и десятилетия. Между 1956 г. и 1966 г. процесс развития системы вулкана по рассматриваемому параметру вновь стал неустойчивым, в результате чего константа лавинообразности (коэффициент B) разрушения постройки вулкана гигантскими трещинами возросла более чем

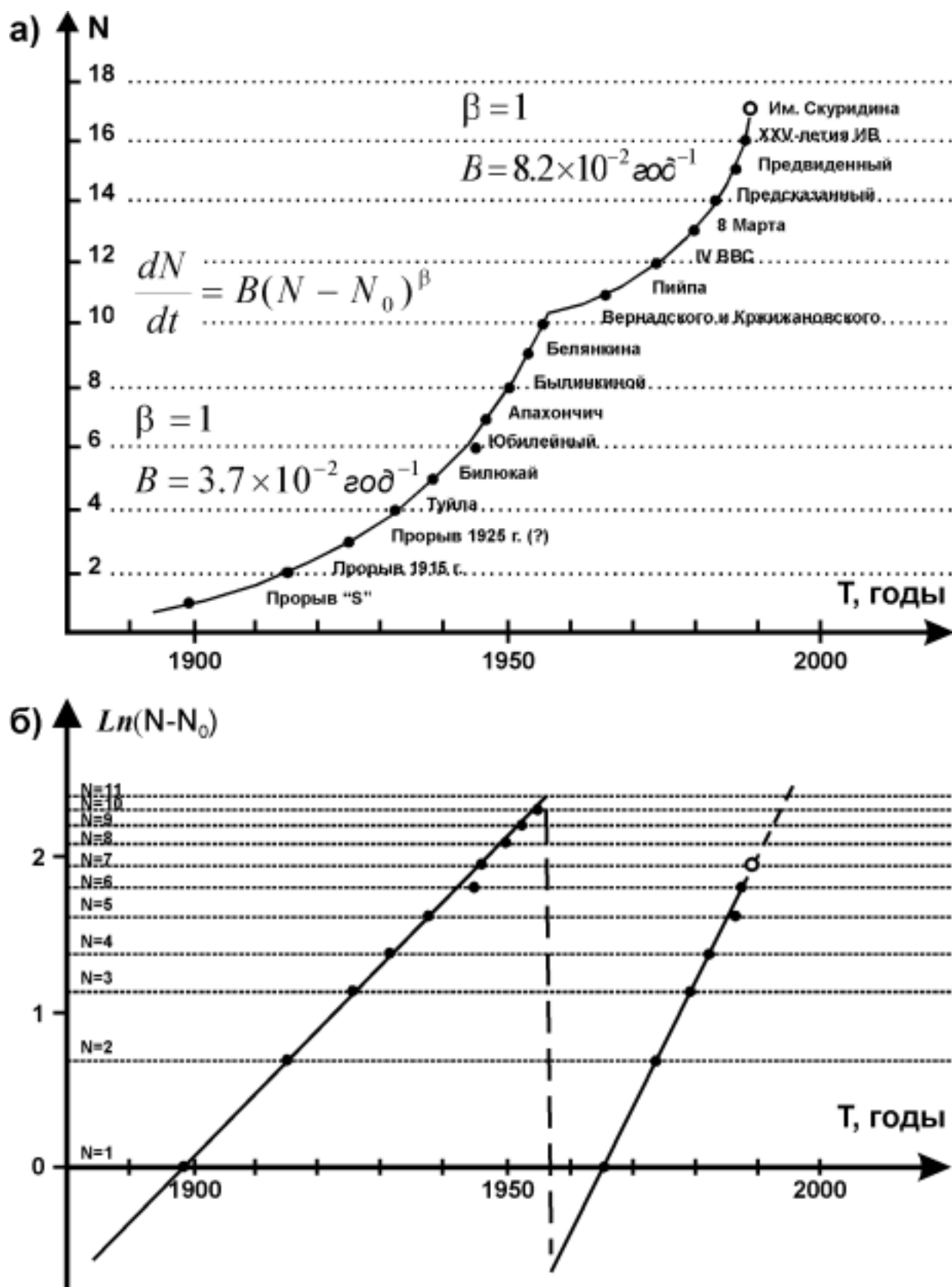


Рис. 84. Зависимость увеличения количества (N) побочных прорывов в постройке вулкана Ключевского от времени.

Прорыв Им. Скуридина произошел в соответствии с расчетной зависимостью уже после завершения работы (см. текст)

Таблица 8.

Результаты расчета значений B и β для взятого в качестве параметра количества ювенильного материала, поступившего на поверхность в извержениях вулкана Ключевского после 1966 г.

Исходные данные [270]				Результаты расчета		
№№ п.п. точки наблюдений	Дата	Суммарное количество ювенильного материала Δm , млн т	Интервал времени между наблюдениями Δt , сут	Точки наблюдений, используемые для расчета	B	β
1	23.07.74	58		1, 2, 3	$3,378 \cdot 10^{-4}$	1,1133
2	06.08.80	184	2022	1, 2, 4	$2,459 \cdot 10^{-4}$	1,1820
3	08.03.83	369	1097	1, 3, 4	$1,942 \cdot 10^{-4}$	1,2254
4	24.02.87	1250	1449	2, 3, 4	$1,200 \cdot 10^{-4}$	1,2997
				Средние значения	$2,24 \cdot 10^{-4}$	1,205
				Стандартное отклонение	$0,91 \cdot 10^{-4}$	0,078

в 2 раза. Если учесть, что крайне редкое образование побочных прорывов имело место и до прорыва 1896–1899 гг., то можно сделать вывод, что состояние системы Ключевского, по соотношению прочности его постройки и активности, становится с течением времени все более и более неустойчивым, а константа лавинообразности стремится к возрастанию.

Если существовавшая до 1988 г. тенденция сохранилась бы в ближайшем будущем, то в период с 1989 г. по 1994 г. следовало бы ожидать формирования еще 3–5 гигантских трещин в постройке вулкана. В противном случае, если процесс развития системы Ключевского по рассматриваемому параметру вновь стал бы неустойчивым, то возможен переход к новому циклу разрушения постройки вулкана со скачкообразным возрастанием константы лавинообразности и относительным снижением частоты прорывов в начале цикла. Однако в целом опасность катастрофического разрушения постройки в этом случае только возрастает. Рассмотрим еще один параметр, характеризующий изменение состояния системы Ключевского – количество поступающего на поверхность ювенильного материала.

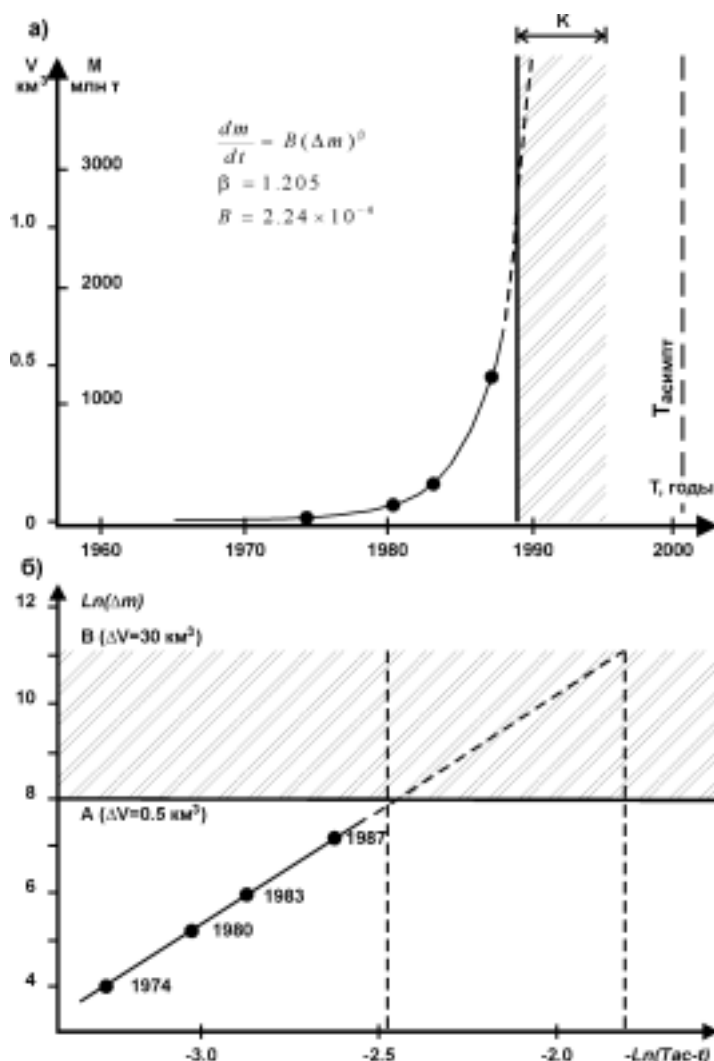


Рис. 85. Зависимость от времени количества ювенильного материала, поступившего на поверхность в ходе извержений вулкана Ключевского после 1966 г.

а – обычный масштаб, б – двойной логарифмический; А и В соответственно верхний и нижний пределы возможной катастрофичности извержений вулкана Ключевского, К – временной интервал возможной катастрофичности

После начала современного цикла разрушения постройки вулкана побочными прорывами началась постепенная и устойчивая активизация процесса его извержений. Зависимость от времени логарифма суммарного количества ювенильного материала, поступившего на поверхность после прорыва Пийпа, имеет вогнутый характер, что характерно для решений уравнения (25) при $\beta > 1$. Имея три последовательные и представительные (разделенные достаточно большими интервалами времени) значения суммарного количества поступившего на поверхность после прорыва Пийпа ювенильного материала Δm ($\Delta m_i, \Delta m_j, \Delta m_l$), можно составить систему уравнений для нахождения значений коэффициента B и показателя степени β уравнения (25) и его решения (27) для случая $\beta > 1$:

$$B(\beta - 1)\Delta t_{ij} = \Delta m_i^{1-\beta} - \Delta m_j^{1-\beta}$$

$$B(\beta - 1)\Delta t_{jl} = \Delta m_j^{1-\beta} - \Delta m_l^{1-\beta}$$

где $\Delta t_{ij} = t_j - t_i$ и $\Delta t_{jl} = t_l - t_j$ – интервалы времени между соответствующими значениями Δm . Опубликованные данные [269] позволяют получить четыре значения параметра Δm и, следовательно, составить четыре системы уравнений для определения значений β и B . Исходные данные и результаты расчета приведены в табл. 8.

Все системы не только имеют решения, но и дают близкие значения⁶ параметров B и β ($B = 2,24 \cdot 10^{-4}$ при $\sigma = 0,91 \cdot 10^{-4}$ и $\beta = 1,205$ при $\sigma = 0,078$). С учетом найденных значений решение (27) уравнения (25) принимает вид

$$(29) \quad \Delta m = 4.58 \times (T_a - t)^{-4.88} \times 10^8, \text{ млн } t$$

где асимптота $T_a = t_l + \frac{1}{B(\beta - 1)\Delta m_l^{\beta-1}}$ соответствует концу декабря 2000 г., а разность $(T_a - t)$ выражена в годах. Разброс в значениях коэффициента β и возможность наличия погрешностей определения исходных данных [269] не позволяют экстраполировать полученную зависимость на сколь угодно значительный временной интервал в будущее. Однако если тенденция к лавинообразному гиперболическому нарастанию количества изверженного материала сохранилась бы еще некоторое время, то в период с 1989 по 1994 гг. процесс извержений вулкана мог бы достичь катастрофического уровня (рис. 85). В противном случае не исключена возможность скачкообразного изменения констант лавинообразности и перехода к новому циклу эруптивной активности с некоторым снижением мощности извержений в его начале.

Но независимо от того, сохранится ли существующая закономерность в нарастании количества изверженного материала или нет, сам факт наличия лавинообразности по данному параметру не позволяет исключить в ближайшие годы и десятилетия вероятность извержений вулкана по мощности близких к катастрофическому уровню. Опасность этих извержений существенно возрастает, если учитывать возможность разрушения постройки вулкана. Так, при катастрофическом разрушении вулкана Камень (ближайшего соседа Ключевского) в этот процесс по самым скромным оценкам было вовлечено около 5 км его постройки [166]. Восточный склон вулкана оказался полностью уничтоженным и на его месте в настоящее время находится цирк размером 4×7 км (рис. 86).

Что касается Ключевского, то большая крутизна склонов привершинной части его постройки и значительная ослабленность последней Апахончичским, Крестовским и Козыревским желобами (шаррами) делает возможным крупный обвал [166]. Кроме этого, нельзя не учитывать ярко выраженную тенденцию приближения побочных прорывов к вершине вулкана. Так, средний гипсометрический уровень центров извержений доисторических побочных прорывов составляет 940 м при стандартном отклонении $\sigma = 370$ м; прорывов цикла, предшествовавшего

⁶ Размерность коэффициента B связана с размерностью параметра Δm (млн t) и размерностью времени t (сут) соотношением $[B] = [t]^{-1} \cdot [\Delta m]^{1-\beta}$.

современному, – 1200 м при $\sigma = 320$ м; прорывов современного цикла лавинообразного разрушения постройки вулкана – 2760 м при $\sigma = 780$ м. Последние побочные прорывы – Предвиденный 1987 г. и февральский 1988 г. – имеют высоту 3,5–4 тыс. м.

Отсюда следует, что в процесс лавинообразного разрушения постройки вулкана гигантскими трещинами все больше вовлекается ее привершинная часть. Это повышает вероятность обвала этой части постройки с мгновенной декомпрессией верхней части магматической колонны и развитием извержения в форме направленного взрыва. Нельзя не учитывать также возможности проявления сильных масштабных эффектов в процессе разрушения постройки Ключевского. В настоящее время в механике разрушения установлено, что для двух геометрически подобных объектов, нагруженных

одинаковым образом, напряжения разрушения будут связаны зависимостью [93, 94] $\frac{\delta_1}{\delta_2} = \sqrt{\frac{L_2}{L_1}}$, где L – характерный размер объекта; δ – характерное напряжение. Эта зависимость имеет следующий смысл: чем больше объект, тем при меньшем значении напряжения возможно его хрупкое разрушение. К Ключевскому (высочайшему вулкану Евразии) сказанное выше применимо более чем к любому другому вулкану континента.

Еще один аргумент в пользу возможности катастрофического извержения дает анализ истории развития ближайших соседей Ключевского – вулканов Северной группы. В настоящее время на природу разрушения построек некоторых вулканов Северной группы нет единой точки зрения. Разрушение построек одних и тех же вулканов рассматривается, с одной стороны, как результат обвалов и обрушений [166], а с другой – как следствие взрывной деятельности самих вулканов [76, 77, 78]. Точка зрения автора смыкается с обоими вышеприведенными взглядами при условии эндогенного характера процесса разрушения. Этим процессом могут быть спровоцированный и сопровождающийся извержением обвал, вызванное мощным извержением формирование кальдеры обрушения или непосредственно взрывная деятельность вулкана. Сделаем обзор проявлений процесса эндогенного разрушения в постройках вулканов Северной группы.

Вулкан Камень [76, 77, 166, 187]. Тип постройки до разрушения – стратовулкан. Предварительный по отношению к катастрофическому процесс эндогенного разрушения постройки – радиальные побочные прорывы (наличие даек, шлаколавовых куполов). Состав лав последних извержений, формировавших постройку перед разрушением, – базальт. Состав ювенильного материала в момент разрушения – андезит [76].

Вулкан Ближний Плоский (Крестовский) [77, 187, 205]. Тип постройки до разрушения стратовулкан. Предварительный по отношению к катастрофическому процесс разрушения – радиальные побочные прорывы. Состав лав последних извержений, формировавших постройку, – базальт. Характер разрушения – кальдера диаметром 5 км. Состав ювенильного материала в момент и непосредственно после разрушения – андезит.

Вулкан Дальний Плоский (Ушковский) [77, 166, 187, 205]. Внешняя кальдера диаметром 6 км. Тип постройки до разрушения –



Рис. 86. Вулкан Камень (слева), судьбу которого может повторить вулкан Ключевской (справа)

стратовулкан. Предварительный процесс разрушения – радиальные побочные прорывы. Состав лав последних извержений, формировавших постройку перед разрушением, – базальт. Состав ювенильного материала непосредственно после разрушения – андезит. *Внутренняя кальдера* диаметром 3 км. Тип постройки до разрушения – стратовулкан. Предварительный процесс разрушения – радиальные побочные прорывы. Состав лав последних извержений, формировавших постройку, – базальт. Данные о составе ювенильного материала в момент и непосредственно после разрушения отсутствуют в связи с современным оледенением.

Вулкан Средний [77, 187]. Воронка направленного взрыва диаметром 1,5 км. Тип постройки до разрушения – стратовулкан. Предварительный процесс разрушения – радиальные побочные прорывы. Состав лав последних извержений, формировавших постройку перед разрушением, – базальт. Данные о составе кратерного агглютината не приводятся.

Вулкан Большая Зимина [77]. Кальдера диаметром 7 км. Тип постройки до разрушения – стратовулкан. Предварительный процесс разрушения – радиальные побочные прорывы. Состав лав последних извержений, формировавших постройку перед разрушением, – базальт. Состав ювенильного материала в момент и непосредственно после разрушения – андезит.

Вулкан Горный Зуб [77]. Постройка сильно разрушена денудацией. Восстановить размеры и характер эндогенного разрушения не представляется возможным. В разрезе выявлены два стратовулканические комплекса. Нижний стратовулканический комплекс: предварительный по отношению к катастрофическому процесс разрушения постройки – радиальные побочные прорывы; состав лав, формировавших постройку перед разрушением, – базальт; состав ювенильного материала в момент и непосредственно после разрушения – дацит. Верхний стратовулканический комплекс: предварительный процесс разрушения постройки – радиальные побочные прорывы; состав лав последних извержений, формировавших постройку перед разрушением, – базальт. Состав ювенильного материала в момент и непосредственно после разрушения – андезитодацит, дацит.

Вулкан Заречный [179]. Кальдера диаметром 4 км, взрывная воронка диаметром 1 км. Тип постройки до разрушения – стратовулкан. Состав лав последних извержений, формировавших постройку перед разрушением, – базальт. Данные о предварительном процессе разрушения и о составе ювенильного материала в момент и непосредственно после разрушения отсутствуют в связи с плохой обнаженностью.

Вулкан Старый Шивелуч [171]. В процесс эндогенного разрушения вовлекался дважды. В ходе позднего этапа разрушения сформировалась кальдера диаметром 7 км. Тип постройки перед обоими этапами разрушения – стратовулкан. Процесс предварительного разрушения постройки – радиальные побочные прорывы. Состав лав последних извержений, формировавших постройку перед разрушением, – базальт. Состав ювенильного материала в момент и непосредственно после разрушения – андезит.

Вулканы Малая и Большая Удины [77, 187]. В современных постройках процесс эндогенного разрушения не выражен. О том, что он имел место, свидетельствует большое количество агломератовых лав. Состав лав последних извержений, формировавших постройку перед разрушением, – базальт (по составу агломератовых включений в лавах). Состав ювенильного материала в момент и непосредственно после разрушения – андезит.

Вулкан Харчинский [179]. Взрывная воронка диаметром 1,5 – 2 км, частично разрушенная процессами денудации. Тип постройки до разрушения – стратовулкан. Процесс предварительного разрушения постройки – радиальные побочные прорывы. Состав ювенильного материала до и после разрушения – базальт.

Вулкан Острый Толбачик. Воронка направленного взрыва [78] или цирк обвального происхождения [166] диаметром 3 км. Тип постройки до разрушения – стратовулкан. Процесс предварительного разрушения постройки – радиальные побочные прорывы. Состав лав последних извержений, формировавших постройку перед разрушением, – базальт. Состав ювенильного материала в момент и непосредственно после разрушения – андезит [78].

Вулкан Плоский Толбачик [78]. Кальдера диаметром 3 км. Тип постройки до разрушения – стратовулкан. Процесс предварительного разрушения постройки – радиальные побочные прорывы.

Состав лав последних извержений, формировавших постройку перед разрушением, – базальт. Данные о составе ювенильного материала в момент и непосредственно после разрушения отсутствуют.

Из сделанного обзора следует, что все вулканы Северной группы на определенных стадиях своего развития один или даже несколько раз вовлекались в процессы эндогенного разрушения. Практически в каждом случае непосредственно перед катастрофическим разрушением постройки вулкан оказывался в состоянии, близком к современному состоянию Ключевского, а именно – представлял собой базальтовый стратовулкан, постройка которого разупрочнялась радиальными побочными прорывами. Обращает на себя внимание и тот факт, что в большинстве случаев катастрофическому разрушению постройки базальтовых стратовулканов соответствует скачкообразное изменение состава ювенильного материала в сторону повышения кислотности с соответствующим изменением типа вулканической деятельности. Скорость этой трансформации настолько велика, что какие-либо признаки тенденции к повышению кислотности непосредственно перед катастрофическим разрушением полностью отсутствуют. Поэтому отсутствие подобных тенденций к изменению химического состава в последних извержениях Ключевского не позволяет исключить вероятность скачкообразного изменения режима его деятельности.

Обычно принято считать, что наибольшую опасность представляет среднекислый вулканизм за счет извержений взрывного характера. Однако из сделанного обзора следует, что именно к катастрофическому разрушению базальтовых стратовулканов приурочены наиболее мощные извержения ювенильного материала среднекислого состава. В итоге, анализ истории развития вулканов Северной группы приводит к проблеме эволюции вулканических центров, в которой режим (тип) их деятельности не является статичным, а претерпевает существенные изменения с течением времени. При этом за скачкообразным изменением состава ювенильного материала в сторону повышения кислотности следует долговременное и постепенное ее уменьшение с соответствующими изменениями в режиме вулканической деятельности вплоть до возможности повторного формирования базальтовой стратовулканической структуры и ее последующего разрушения.

С учетом всего сказанного выше был сделан следующий вывод. Современное состояние вулкана Ключевского и объективно существующие тенденции в его развитии не позволяют исключить вероятность катастрофического разрушения его постройки в ближайшие годы и десятилетия и перенести ее, как это сделано в ряде упомянутых выше работ, на десятки и сотни тысяч лет в отдаленное будущее. Более того, существующие тенденции к лавинообразному выходу системы Ключевского из состояния неустойчивого равновесия по прочности его постройки и количеству поступающего на поверхность ювенильного материала заставляют рассматривать этот вулкан как объект с максимальной высокой степенью опасности именно в ближайшем будущем.

Представляется наиболее вероятной следующая последовательность событий. Резкое усиление процесса извержений вулкана может привести к катастрофическому разрушению его постройки. Наиболее вероятен спровоцированный обвалом направленный взрыв в восточном и северо-восточном секторах вулкана, как наиболее ослабленных процессом разрушения его постройки гигантскими трещинами побочных прорывов. В момент этого катастрофического извержения возможно скачкообразное изменение состава ювенильного материала в сторону увеличения кислотности. В заключение автор считает необходимым отметить следующее. Уровень нашего знания динамики саморазвивающихся систем не позволяет использовать уравнение (24) в качестве прогностического критерия.

В частности, нет ответа на вопросы, почему процесс выхода природных систем из состояния неустойчивого равновесия зачастую носит многофазный, ступенчатый характер⁷, как, когда и почему происходит скачкообразная смена констант лавинообразности. С другой стороны, для оценки вероятности реализации выявленной опасности необходимы наблюдения, по крайней мере – ряда подобных событий, что в случае Ключевского не представляется возможным, так как речь идет о событии уникальном, не имеющем исторических прецедентов. Однако даже чисто качественное выявление опасности катастрофического события в нашем случае представляет интерес постольку,

⁷ Вулкан Ключевской в этом плане не является исключением (см., например, [153]).

поскольку имеются тоже чисто качественные, но прямо противоположные взгляды на наличие опасности катастрофического извержения Ключевского в ближайшем будущем [264, 269].

В 1989 г. все изложенное было направлено для публикации в редакцию журнала «Вулканология и сейсмология». Однако общая ситуация практически исключала возможность публикации этой работы. На протяжении ряда лет (1985 – 1987 и т.д.) на вулкане Ключевском работала Ключевская комплексная экспедиция, в составе которой были сконцентрированы основные силы и средства Института вулканологии ДВНЦ АН СССР. Одной из главных задач, стоявших перед этой экспедицией, была оценка степени опасности вулкана. Публикации [261, 264, 269, 303, 304] фактически содержали итоговые результаты многолетних работ экспедиции, и, оспаривая выводы этих статей, автор этих строк поневоле ставил под сомнение целесообразность расходования на протяжении ряда лет средств целого института. А это уже экономика. Но автор ставил задачу хотя бы привлечь внимание к проблеме.

Работа, получив три отрицательные рецензии, несмотря на поддержку Е.К. Мархинина, В.А. Коротеева и С.Н. Иванова, так и не была опубликована. Но в самом Институте вулканологии, как показали, последующие события, не было особой уверенности в собственной правоте. В начале 1989 г., практически сразу после завершения нашей работы, вышла в свет статья П.И. Токарева [248], в которой он рассматривал прогнозируемость побочных извержений вулкана Ключевского. При анализе тенденции к перемещению мест побочных прорывов к центральному кратеру он сделал вывод, что *«настанет такой момент, когда они сольются с центральным кратером. В этот момент, по-видимому, будут наблюдаться какие-то процессы (пароксизмальное извержение центрального кратера, значительное разрушение конуса и т. д.)»*. По его оценкам, этот момент может наступить между 1994 и 2027 гг.

Вероятно, под влиянием самого поведения вулкана Ключевского (а, возможно, и нашей неопубликованной работы), кардинально изменилась и официальная точка зрения Института вулканологии. В конце 1994 г. были опубликованы сразу три работы [1, 70, 137], в которых при помощи, поддержке и прямом соавторстве одного из основных оппонентов нашей работы – директора Института С.А. Федотова – просчитывались различные варианты катастрофического разрушения Ключевского не в каком-то отдаленном будущем, а в его современном состоянии.

По сути наша работа содержала анализ возможного развития вулкана Ключевского на уровне цикличности двух разных масштабов: прогноз дальнейшего хода извержений вулкана на уровне эруптивных циклов и на уровне возможной макроцикличности в развитии вулкана. Дальнейшие события, произошедшие на вулкане, позволяют считать, что прогноз первого уровня к настоящему времени оправдался в полном объеме. В строгом соответствии с зависимостью (28) за побочным прорывом 28 января 1988 г., названным прорывом им. XXV-летия Института вулканологии и действовавшим 230 сут. [16], 26 июля 1989 г. на юго-восточном склоне вулкана (высота 4300–4000 м) началось новое продолжительное побочное извержение, закончившееся лишь 10 февраля 1990 г. и названное прорывом им. Скуридина. После прорыва, скорее всего, произошло упоминавшееся выше скачкообразное изменение констант лавинообразности в образовании побочных прорывов с одновременным снижением частоты их образования.

В свою очередь закономерное нарастание количества поступающего на поверхность ювенильного материала реализовалось в двух пароксизмальных извержениях вулкана. В начале 1990 г. произошло мощное вершинное извержение вулкана, которое исследователи [16] по классификации Б.И. Пийпа определили как пароксизмальное. Извержение характеризовалось выбросом раскаленных бомб и пепла на высоту до 1,5 и 6 км соответственно и формированием нового кратера на месте внутрикратерных шлаковых конусов, которые образовались в ходе предшествующих относительно слабых межпароксизмальных извержений. Однако, как показали дальнейшие события, тенденция к усилению активности вулкана этим извержением не завершилась.

В ходе вершинного извержения вулкана 7 сентября – 2 октября 1994 г., имел место еще более мощный пароксизм [180, 181]. Извержение началось как эксплозивное (5 дней), затем стало эксплозивно-эффузивным (19 дней), и завершилось мощным пароксизмальным проявлением (1 октября) с последующим постепенным затуханием вулканической активности (2 дня).

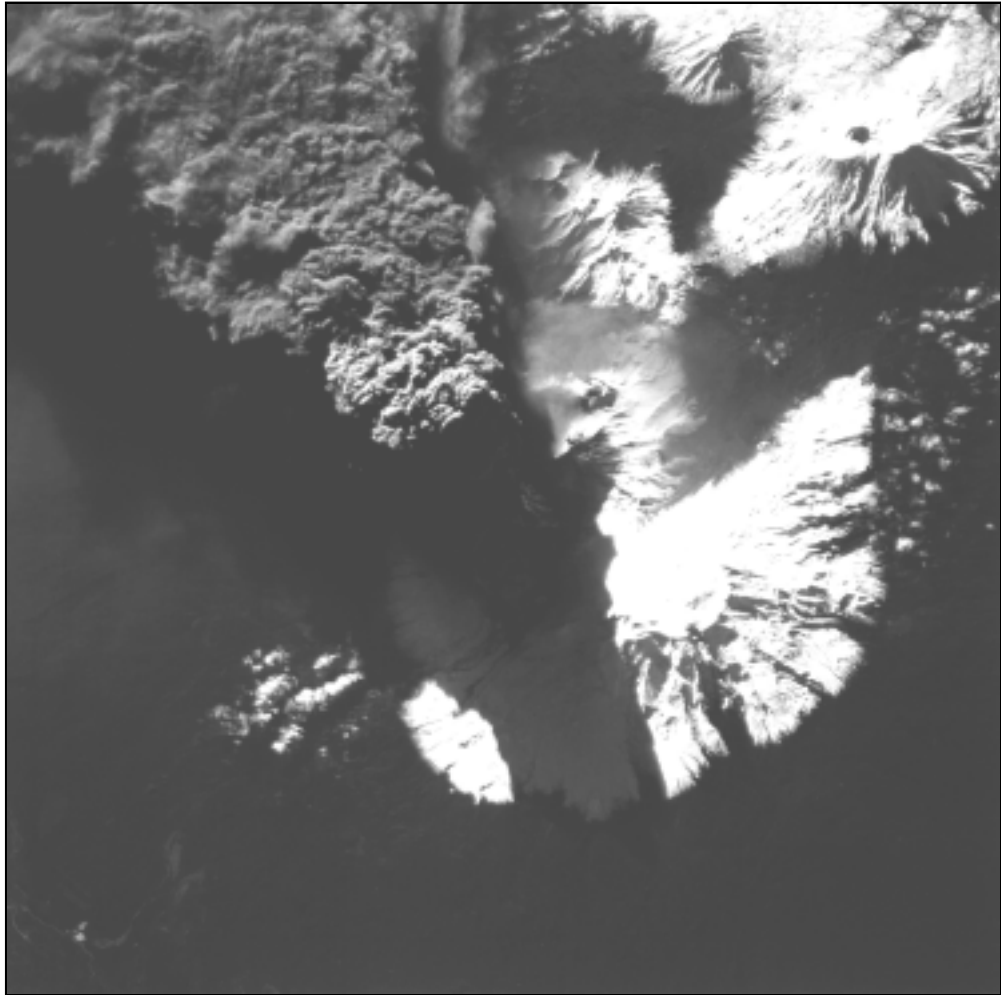


Рис. 87. Эруптивная туча Ключевского в первые часы извержения 30 сентября 1994 г.

Фотография получена астронавтами с борта космического челнока Эндейвор. Столб пепла над вулканом Ключевским (в центре) достигает высот более 18 км (Планетарный Фотожурнал NASA, PIA01766)

Из вершинного кратера в течение 9–10 ч на абсолютную высоту ~12–13 км (7–8 км над кратером) поднималась мощная, нагруженная пеплом эруптивная колонна (рис. 87). Фонтаны бомб взлетали на 2–2,5 км над кратером, максимальный размер обломков достигал 1,5–2 м в диаметре. По северо-северо-западному склону изливались лавовые потоки, а по северо-западным, западным, южным и восточным склонам спускались многочисленные глыбово-пепловые пирокластические потоки. Лавовые потоки имели длину до 5 км, пеплово-глыбовые – 2–6 км. Мощные грязевые потоки прошли уже по проработанному руслу путь 25–30 км и достигли р. Камчатки. Размер обломков пород, переносимых основным руслом лахара, у р. Камчатки достигал 1,5 м в диаметре. Грязевые потоки размыли автомобильную грунтовую дорогу, идущую вдоль правого берега р. Камчатки на восток от г. Ключи, на участке от 6 до 12 км.

Что касается прогноза на уровне возможной макроцикличности в развитии вулкана, то он, по счастью, пока не реализовался, но, являясь бессрочным, по-прежнему остается в силе: существующие тенденции к лавинообразному выходу системы Ключевского из состояния неустойчивого равновесия по прочности его постройки и количеству поступающего на поверхность ювенильного материала заставляют рассматривать этот вулкан как объект с максимально высокой степенью опасности катастрофического разрушения его постройки в ближайшем будущем.

3.2. Динамическая модель вулканического процесса и некоторые проблемы рудообразования

3.2.1. Газо-гидротермальный процесс и связанное с ним оруденение

При рассмотрении проблемы использована обзорная часть работы [194]. Основы современных представлений о зональности оруденения – закономерном упорядочении расположения рудных элементов в месторождениях полезных ископаемых – были заложены в 20–30-е годы XX в. работами Дж. Сперра [221, 339, 340] и В. Эммонса [286, 300, 301]. Дж. Сперр было намечено «три главных ряда нисходящей зональности рудных месторождений», обусловленных падением температуры при кристаллизации основных магм: $\text{Cr} \rightarrow \text{Ni} \rightarrow \text{Cu} \rightarrow \text{Zn} \rightarrow \text{Pb} \rightarrow \text{Ag}$, кислых: $\text{Sn} \rightarrow \text{W} \rightarrow \text{Cu} \rightarrow \text{Zn} \rightarrow \text{Pb} \rightarrow \text{Ag}$ и промежуточных: $\text{Au} \rightarrow \text{Cu} \rightarrow \text{Zn} \rightarrow \text{Pb} \rightarrow \text{Ag}$. В. Эммонс предпринял попытку «реконструировать» «идеальную жильную систему» от кровли батолита до поверхности. В итоге В. Эммонс выделил 16 зон: безрудная $\rightarrow \text{Sn} \rightarrow \text{W} \rightarrow \text{As} \rightarrow \text{Bi} \rightarrow \text{Au} \rightarrow \text{Cu} \rightarrow \text{Zn} \rightarrow \text{Pb} \rightarrow \text{Ag} \rightarrow$ безрудная $\rightarrow \text{Ag} \rightarrow \text{Au} \rightarrow \text{Sb} \rightarrow \text{Hg} \rightarrow$ безрудная.

В то же время А.Е. Ферсман обозначил типовую последовательность развития рудных элементов во времени: $\text{Li, Mo, Sn, W, Bi} \rightarrow \text{W, As, Au, Fe, Zn} \rightarrow \text{Cu, Zn, Pb, As, Sb} \rightarrow \text{Pb, As, Au, Co, Ni} \rightarrow \text{Sb, As, Ag}$. Вся последующая почти полувековая история развития «теории зональности» – это последовательное перемещение центра тяжести в исследованиях от эмпирического обобщения фактов к развитию генетических представлений о природе зональности.

Критика представлений Дж. Сперра и батолитовой температурной концепции В. Эммонса сосредоточилась главным образом на проблемах генезиса. В итоге такие генетические вопросы, как природа растворов, связь их с магматизмом, роль фактора времени, значение пульсаций гидротерм для процессов формирования месторождений, влияние вмещающих пород на осаждение металлов, стали главными, определившими основное направление в развитии представлений о зональности.

Случаи отклонений зональности месторождений от намеченной В. Эммонсом схемы позволили А.М. Бетману [41] прийти к заключению о том, что «существует, однако, так много случаев обратной (не соответствующей Эммонсу) зональности, которым нельзя найти подходящего объяснения, что возникает сомнение, является ли зональное расположение чем-то большим, чем идеальное предположение» (41, с.355). Развитие генетических исследований в 40–60-х годах направило дискуссию о зональности в русло выявления различных факторов, влияющих на распределение минерализации в пространстве.

С.С. Смирнов [217, 218] в качестве важнейшего фактора, определяющего зональность, помимо различной «специализации» интрузий, указал на значение фактора времени и пульсационный характер минералообразования. Он попытался показать, что изменения рудоносных растворов не столько в пространстве, сколько во времени, ответственны за образование различных рудных формаций вокруг остывающего интрузива. Металлоносный очаг в течение долгого периода своего развития – остывания интрузивов – отдельными вспышками последовательно выделяет газовой-жидкие растворы различного состава. Процесс дистилляции в большинстве случаев представляется прерывным, пульсирующим. И в то же время у С.С. Смирнова нет было особой четкости в представлениях о природе пульсаций, так как в другом месте этой же работы причину пульсаций он связывает уже не с деятельностью магматического очага, а с цементацией каналов поступления рудоносных растворов рудным веществом и возобновлением циркуляции после новой вспышки трещинообразования, т.е. по сути с внешними по отношению к деятельности магматического очага и мало зависящими от него причинами. Эта гипотеза встретила широкую поддержку, так как, по мнению В.И. Смирнова [215], хотя и не раскрывала причин эволюции рудоносных растворов и механизма отделения их от магматических расплавов, значительно более удовлетворительно объясняла причины зонального расположения рудных месторождений вокруг гранитоидных интрузивов.

В работах Ф.И. Вольфсона, А.В. Королева, В.А. Невского [44, 132] и других исследователей предприняты попытки объяснения развития прямой или обратной, центробежной или центростремительной зональности приоткрыванием трещин снизу вверх, от центра к периферии или в противо-

положном направлении. Р.Т. и В.И. Уолкеры [350] попытались учесть при построении схем зональности одновременное проявление двух факторов: дифференциации рудных элементов в пространстве и во времени. В итоге они привели два ряда зональности – пространственный и временной: с последовательностью минералов рудных элементов $\text{Fe, Sn, W} \rightarrow \text{Fe, Cu, Mo} \rightarrow \text{Fe, Pb, Zn} \rightarrow \text{Pb, Au, As} \rightarrow \text{Fe}$ (карбонаты) и $\text{Fe} \rightarrow \text{Cu} \rightarrow \text{Zn} \rightarrow \text{Pb} \rightarrow \text{Ag} \rightarrow \text{Au}$ соответственно.

Влияние физико-химических факторов – особенностей состава растворов, их эволюции по мере взаимодействия с вмещающими породами – подчеркнул Ю.А. Билибин [18]. В противовес температурной зональности В. Эммонса и пульсационной С.С. Смирнова Ю.А., Билибин сконцентрировал внимание на «зональности отложения» как функции *«физико-химических особенностей отложения минералов из одного и того же рудоносного раствора»* [18, с.86]. Развитие физико-химического направления в анализе зональности можно видеть в работах А.Г. Бетехтина, Д.С. Коржинского, Н.И. Наковника, С.Н. Набоко, А.А. Беуса, В.А. Жарикова, А.А. Маракушева и многих других. Выявлено важное значение изменений щелочности-кислотности, окислительно-восстановительного потенциала и режима серы в растворах в процессе их просачивания и взаимодействия с окружающими породами. Ряд осаждения рудных элементов в процессе щелочно-кислотной эволюции упрощенно оказалось возможным выразить через электроотрицательность ионов [129, 131, 158].

Постепенно накапливался обильный геологический материал по конкретным месторождениям, показывающий, что направленные тренды зональности нередко осложнены значительными флуктуациями [224]. Еще Ю.А. Билибин [18] указывал на возможность как прямого, так и обратного типа зональности, за что был незаслуженно раскритикован в печати. Наличие ритмичной зональности установлено в полиметаллических месторождениях Болгарии, Чехословакии, Польши, Швеции, Югославии, Венгрии, Марокко, Гренландии, Канады, США, Мексики и Перу.

Проведенный в Праге в 1963 г. Международный симпозиум по генезису рудных жил, посвященный проблемам зональности оруденения, привел к дальнейшему утверждению, вместо батолитовой концепции зональности В. Эммонса, представлений о «полиасцендентном», пульсационном формировании большинства месторождений, сложной физико-химической природе процессов рудообразования, существенном влиянии на распределение оруденения различных внешних (среды) и внутренних (источников, состава растворов, pT -параметров) факторов. Установление многообразия факторов, влияющих на зональность оруденения (наряду с важным значением их для познания природы процессов эндогенного минералообразования) способствовало распространению представлений о том, что зональность – это следствие прихотливого стечения обстоятельств, развития трещин, влияния местных неоднородностей состава, физических свойств пород и т.д., и утверждению мнения о том, что зональность в связи с этим может быть самой различной даже в сходных месторождениях одного типа: центробежной или центростремительной, прямой или обратной, контрастной или расплывчатой.

Под влиянием представлений об индивидуальном характере, стали отходить на второй план ранее сделанные эмпирические обобщения Дж. Сперра и В. Эммонса. Другая группа исследователей продолжала настаивать на закономерном распределении рудных элементов по мере удаления от магматического очага. В частности, А.Н. Кен и В.И. Васильев [115, 116], применив метод палеореконструкций на период рудообразования, сделали попытку показать, что зональность обширной группы колчеданных месторождений, описывавшаяся ранее для одних месторождений как прямая, для других как обратная, относимая к зональности пульсационной или отложения, обладает единой упорядоченностью концентрации рудных элементов вкрест первичного напластования пород в последовательности $\text{Fe} \rightarrow \text{Cu} \rightarrow \text{Zn} \rightarrow \text{Pb} \rightarrow \text{Ag} \rightarrow \text{Au}$. Работы по зональности редкометалльных пегматитов и карбонатитов А.И. Гинзбурга, редкометалльных апогранитов А.А. Беуса, рудоносных грейзенов Г.Н. Щербы, золоторудных месторождений Д.А. Тимофеевского, В.Н. Петровской, Н.И. Бородаевского, сульфидно-кассетеритовых месторождений Б.Н. Флерова, Д.О. Онтоева, И.Н. Кигая, а также работы по месторождениям других типов, позволяли прийти к выводу о том, что вне зависимости от генезиса и влияния многих факторов на локализацию руд основные черты зональности сохраняются в каждом типе.

К выводу об устойчивости проявления зональности оруденения, вне зависимости от многих индивидуальных особенностей формирования конкретных месторождений, пришли Д.В. Рундквист и И.А. Неженский [194] при сравнении зональности грейзеновых месторождений различных районов. В результате обобщения были установлены, в частности, два устойчивых ряда зональности и последовательности проявления оруденения: один для оловянно-вольфрамовых, другой для вольфрамово-молибденовых месторождений, представляющих как бы две различные «репродукции» с общего ряда зональности руд В. Эммонса. В целом это позволило Д.В. Рундквисту и И.А. Неженскому прийти к выводу, близкому к сформулированному Ч. Парком и Р. Мак-Дормидом [331, с. 194]: *«никаким в отдельности взятым примером месторождения нельзя охватить все перечисленные группы минералов, но предложенная В. Эммонсом реконструкция жильной системы в направлении от поверхности на глубину, несомненно имеет большое значение для изучения и понимания явлений зональности»*.

В связи с этим Д.В. Рундквист и И.А. Неженский [194] предприняли попытку суммировать имеющиеся сведения о зональности эндогенных рудных месторождений с позиций предположения о наличии закономерной и устойчиво сохраняющейся зональности рудных месторождений. Объективный анализ имеющихся данных привел их к заключению о том, что зональность оруденения проявляется на фоне ритмичного и направленного изменения состава пород в разрезе и в плане и выявляет сложные закономерности формирования минерализации во времени. Характерно сочетание в пределах месторождений прогрессивной и регрессивной зональности при преобладании в целом регрессивной. На ряде наиболее хорошо изученных месторождений (редкометальных, золоторудных, некоторых медно-никелевых), формирующихся длительно, намечается «инверсия» зональности во времени: прямая зональность сменяется обратной, обратная – прямой, расходящаяся – сходящейся и т.д. В итоге в таких случаях может наблюдаться сложная картина с совмещенными разновозрастными структурно-геометрическими типами зональности.

В то же время последователи пульсационной гипотезы С.С. Смирнова, разбились на две группы. Одна из них связывает природу пульсаций в рудообразовании с деятельностью магматических очагов, другая объясняет ритмичную зональность обширным классом в значительной степени случайных условий рудоотложения. Подобное раздвоение, как было показано, свойственно и самой пульсационной гипотезе С.С. Смирнова.

В качестве примера работ первой группы можно привести исследования А.Н. Леонтьева [138], развивающего представления о «геохимических пакетах», т.е. об интрателлурическом «пакетном», или «порционированном» характере той массы рудного и флюидного вещества, которое образует рудные месторождения. Проанализировав данные по выбранным им для рассмотрения рудоносным пегматитовым, микроклин-альбит-кварцевым и грейзеновым образованиям внутри гранитовых интрузивов, он пришел к выводу о концентрированной дискретной порционной форме переноса рудного вещества на волне менее богатых флюидом магматических инъекций. Он утверждает, что во многих достоверно известных случаях продолжения аномальных рудных зон в породах кровли интрузива имеют характер прорыва вдоль ослабленных трещинных зон, а главной чертой многих месторождений является растянутость оруденения во времени – через ряд магматических пульсаций.

Второе направление в трактовке пульсационной гипотезы С.С. Смирнова представляют работы А.Г. Твалчрелидзе, Д.В. Патаридзе, А.Г. Мегалашвили, А.А. Бахсолиани [224–226]. По их мнению, ритмичная зональность может возникать лишь при неравновесности рудообразования в градиентных условиях. В качестве переменного параметра, обуславливавшего зональное отложение оруденения в жилах, эти исследователи рассматривают градиент температур, хотя в каждом конкретном случае, по их мнению, могут выступать и другие параметры – фильтрационный эффект в породах разной проницаемости, скорость осаждения сульфидов различных металлов на геохимических барьерах и др. Для объяснения генезиса собственно ритмичной зональности они использовали модель протекания конкурирующих химических реакций [226], а в целом генетическая модель ритмичной зональности базируется на представлении о неравновесности рудообразования и наличии градиентов главных параметров рудообразования. При этом шаг зональности, по мнению этих исследователей, полностью определяется абсолютной величиной таких градиентов. Как можно видеть, в этой точке зрения ритмичная зональность

рудообразования определяется сложными и в значительной степени случайными условиями самого рудообразования. Идеи С.С. Смирнова о пульсационной деятельности магматического очага, генерирующего рудоносные растворы, здесь остаются невостребованными.

С точки зрения динамической модели магматического процесса, пульсационное отделение в окружающую среду летучих, обогащенных рудными компонентами, представляет собой закономерное явление, отражающее полицикличность деятельности магматических очагов. Причем эта полицикличность свойственна всем магматическим системам, а не только остывающим. Нарастание активности металлоносного очага может приводить к формированию прогрессивной зональности, а спад активности – к регрессивной. Как мы уже подчеркивали в разделе 2.2.1, благодаря динамической активности магм, деятельность очагов в глубинах земли сопровождается своеобразными «магматическими извержениями». Инъекции магмы в окружающие породы (аналоги наземной эффузивной деятельности) более характерны для основных пород, тогда как для кислых должны быть вполне обычны импульсы бурного отделения летучих (аналоги наземной взрывной деятельности), обуславливающие всплывчатый характер трещинообразования.

По нашему мнению, образование зональности эндогенных рудных месторождений происходит под влиянием двух закономерных факторов (полициклично-импульсного режима деятельности металлоносных очагов и устойчивой зональности в распределении рудных компонентов по мере удаления от металлоносного очага) и в значительной мере случайных факторов, которые определяются средой рудоотложения. Недооценка одного из закономерных факторов – полициклично-импульсного режима деятельности металлоносных магматических очагов – едва не привела к взаимному уничтожению представлений о закономерном развитии процесса по обоим факторам и передаче приоритета представлениям о формировании зональности эндогенного рудообразования под влиянием преимущественно случайных факторов.

В связи с изложенным автор этих строк считает необходимым присоединиться к мнению Д.В. Рундквиста и И.А. Неженского о том, что *«разделение сложной суммарной картины зональности на составляющие ее «элементарные» части с выделением наиболее простых закономерных связей между рудными элементами, минералами и парагенезисами представляет собой одну из основных задач в ходе исследования зональности месторождений»* [194, с.202]. Однако это выявление закономерных связей между рудными компонентами, минералами и парагенезисами, по нашему мнению, возможно лишь при условии учета полициклично-пульсационной газо-гидротермальной деятельности металлоносных очагов.

3.2.2. Серный перехват в сульфидном рудообразовании

Введение

Сера – один из широко распространенных химических элементов земной коры. В глубинах Земли, по существующим оценкам [40], – ее концентрация на 2 порядка больше, чем в коре. В целом сера вместе с кислородом, железом, кремнием, магнием, никелем и алюминием относится к главным химическим элементам, из которых в основном и образована наша планета. И тем не менее значение серы в эволюции земной коры и верхней мантии в настоящее время недооценивается. Прежде всего это касается той роли, которую сера играет в магматическом процессе. Как правило, исследователи учитывают возможное поведение в магматическом расплаве лишь газообразной и растворенной серы. Низкая растворимость серы в расплаве, по их мнению, делает невозможным ее присутствие в магматическом расплаве в значительных количествах.

Однако свободная сера, пожалуй, наиболее интересный компонент магм благодаря ее своеобразным физико-химическим свойствам. Она имеет температуру плавления немногим превосходящую температуру кипения воды: 112,8 °С для α (ромбической) разновидности и 119,3 °С для β (моноклинной) разновидности. Испаряется сера в условиях атмосферного давления при температуре 444,6 °С. Однако наибольший интерес представляют критические параметры серы: критическая температура 1313 К (1040 °С) и критическое давление 18,2 МПа. Так как критическая температура серы попадает в самый центр возможного температурного диапазона магматичес-

ких расплавов, то в магме, в зависимости от конкретных условий, она может находиться как в жидком, так и в газообразном состояниях.

Из-за специфики физико-химических свойств серы на пути преимущественного движения летучих компонентов в магматическом очаге возможно существование зоны ее «отгонки», в которой свободная сера находится в жидком состоянии. Нижняя граница этой зоны определяется изотемпературной поверхностью в 1040 °С на глубинах, превышающих 700 м. Верхняя граница зоны «отгонки» жидкой серы определяется либо поверхностью повторного повышения температуры выше 1040 °С, либо расположенной ближе к поверхности земли изобарической поверхностью, конкретное положение которой зависит от температуры магмы в очаге. В частности, для андезитовых магм с температурой около 900 °С, изобарическая граница зоны «отгонки» должна располагаться на глубине около 530 м. При данной температуре в окрестностях этой границы в пределах первых десятков метров по глубине возможно совместное сосуществование жидкой серы и ее паров. А еще ближе к поверхности при той же температуре возможно существование серы только в газообразном состоянии вплоть до зоны поверхностного охлаждения, где происходит окончательная конденсация паров серы.

Описанная выше специфика поведения серы, подтверждающаяся наблюдениями за вулканическими процессами, позволяет объяснить закономерности в изменении состава вулканических газов и имеет большое значение для понимания процессов образования месторождений сульфидных руд. Рассмотрим эти моменты более подробно.

Источники свободной серы.

Рассмотрим физико-химические аспекты образования отложений свободной серы. Особенно часто процесс образования самородной серы из вулканических газов изображается следующими двумя реакциями [45]:

1. $\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 \rightarrow \text{H}_2\text{O} + \text{S}.$
2. $\text{H}_2\text{S} + \text{SO}_2 \rightarrow \text{H}_2\text{O} + \text{S},$

Принято считать, что ведущей из этих реакций является первая, т.е. процесс окисления сероводорода кислородом воздуха. Некоторые основания для этой точки зрения дает изучение изотопного состава [45]. При температурах ниже 120 °С продуктами этих реакций будут налеты твердой серы, выше – капельки жидкости или газообразная сера в зависимости от конкретных *РТ*-условий. В России хорошо известны отложения серы в кратерных озерах вулканов Головина, Эбеко, Мутновского [45]. Остатки кратерно-озерных серных залежей имеются на вулканах Мачеха, Чекурачки и др. В последние годы интенсивно изучается расплав самородной серы на дне термального озера в кальдере Узон (Камчатка) [113]. Однако наибольший интерес для понимания значения серы в вулканическом процессе и ее взаимодействий с вулканическими газами представляют наблюдения за излиянием на вулканах серных лавовых потоков.

В России небольшие многократно изливавшиеся потоки серы наблюдались Р.Е. Остроумовым, Н.И. Массеровым и Г.М. Власовым [45] на вулканах Менделеева (о. Кунашир), Берутарубе (о. Итуруп), Эбеко и Билибина (о. Парамушир) и на других. За рубежом излияние серных потоков регистрировались на вулканах Якияма, Курикома, Удшизава (Япония), а также в районе Горби (Чили). Значительные количества серы образовались в результате подводного извержения еще в начале текущего столетия в заливе Пленти (Новая Зеландия). Однако наибольшую известность получили наблюдения Т. Ватанабе [351] за многократными излияниями потоков серы на вулкане Сиретоко в 1936 г.

Вулкан Сиретоко расположен на окончании одноименного полуострова, выступающего от восточного берега о. Хоккайдо. Кроме центрального конуса, на западном склоне вулкана находятся три боковых кратера, к одному из которых и приурочивались серные излияния (в 1876, 1889, 1890 и 1936 гг.). В 1936 г. периодические излияния серы продолжались более 5 (вероятно около 8) месяцев. Сера изливалась вместе с горячей водой и паром из небольшой туннелеобразной полости в кратере. В результате многократных излияний сформировался суммарный серный поток длиной до 1500 м при ширине в нижней части 20–25 м и мощности до 5 м. Он состоял из многочисленных (более 40) тонких поточков, т.е. имел слоистое строение. Помимо этого окрестности вулкана были покрыты, как снегом, порошковатой серой.

В данном случае образование серы невозможно объяснить за счет реакции близповерхностного окисления вулканического сероводорода кислородом воздуха. Для этого потребовалось бы допустить наличие и непрерывный подток невероятно большого количества свободного кислорода, а кинетика образования серы соответствовала непрерывно протекающему химическому взрыву, что также маловероятно. Для устранения этого противоречия необходимо, во-первых, допустить, что в данном случае образование серы происходило в соответствии с реакцией 2, а, во-вторых, признать принципиальную возможность участия в вулканическом процессе уже образовавшейся свободной серы. Последнее возможно, так как для реакции 2 требование протекания вблизи поверхности земли не является критичным. Отсюда следует важный вывод о том, что **свободная сера может образовываться и существовать практически на всем пути движения вулканических газов.**

Как уже указывалось, по существующим оценкам в глубинах Земли концентрация серы на два порядка выше. Если учесть, что в условиях сверхвысоких давлений химические связи неустойчивы, то сделанный выше вывод необходимо дополнить возможностью поступления в магматический процесс свободной серы из мантии Земли. Все вышесказанное позволяет утверждать, что **в составе магматических флюидов присутствует равновесная смесь $\text{H}_2\text{S} + \text{SO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{S}$** , тогда как в составе вулканических газов благодаря специфике физических свойств серы определяются лишь первые три компонента. Представления о равновесии в системе $\text{H}_2\text{S} + \text{SO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{S}$ чрезвычайно важны для понимания закономерностей изменения состава вулканических газов. Перейдем к рассмотрению этого вопроса.

Сера в вулканическом процессе.

Факт повышения роли газов группы серы по мере активизации вулкана широко известен и настолько характерен для деятельности различных вулканов, что может использоваться в качестве прогностического признака для предстоящего извержения. В России наиболее детально этой проблемой занимался И.А. Меньяйлов [172, 173, 175]. Возможно, только преждевременная трагическая гибель не позволила ему до конца разобраться в этом вопросе.

В качестве примера можно привести деятельность в. Безымянного. В ходе анализа водных вытяжек из пеплов докульминационной стадии извержения 1955–1956 гг. Л.А. Башариной [12, 13] было установлено, что на общем фоне существенно сульфатного состава эксгаляций извержения газы его первой фазы (октябрь–ноябрь 1955 г.) содержали Cl значительно больше, чем последующие. Отношение S/Cl стало максимальным во время и непосредственно после кульминационного извержения 30 марта 1956 г., а в последующие годы стало снижаться за счет возрастания доли галогенных газов. В первое десятилетие постпароксизмальной активности вулкана, по мере роста купола, в газах уменьшалось содержание SO_2 , H_2S , CO , CO_2 и увеличивалось HF и HCl.

Подобные же тенденции выявлены и в ходе рядовых извержений вулкана [175, 177] – нарастание его активности характеризуется увеличением соотношения S/Cl, а спад – уменьшением. Наряду с этим, активизация вулкана сопровождается изменением состава возгонов. Так при посещении купола в спокойном состоянии в апреле 1963 г. исследователями [176] был обнаружен слой возгонов, состоящих из гипса, хлоридов и фторидов, а 22–23 июля 1964 г. [177], – непосредственно перед взрывной активизацией вулкана, поверхность выжимающихся вертикальных обелисков была покрыта парящими трещинами с натеками переплавленной серы зеленовато-желтого цвета; такие же натеки обнаружены и на отдельных глыбах на склонах купола.

Обычно факт повышения роли газов группы серы с ростом активности вулкана и ее последующего посткульминационного снижения исследователи связывают с плохой растворимостью серы и ее соединений в силикатных расплавах. Откуда в таком случае берутся повышенные содержания соединений серы и почему повышение их концентрации коррелирует с ростом активности вулкана? При ответе на этот вопрос остается единственная возможность – постулировать поступление магматических газов из глубинного очага.

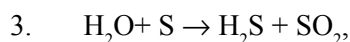
Однако подобная интерпретация в ряде случаев встречает серьезные затруднения. В частности на вулкане Безымянном количественные оценки показывают, что, по крайней мере, с середины 70-х годов извергаемый ювенильный материал непосредственно перед извержением находился в самой постройке купола Нового. Более того, наибольшее количество газов группы серы выделялось

в ходе пароксизмальных извержений вулкана, которые были спровоцированы обвалом приповерхностных частей купола Нового [5, 149]. Если газы группы серы из-за низкой растворимости не могли в значительных количествах содержаться в разрушенных частях постройки и непосредственно под ними, то откуда они вообще могли взяться в столь значительных количествах?

Подобные же трудности возникли перед исследователями [306] при попытках установить источник 17 млн т SO_2 , выброшенных в стратосферу при пароксизмальном извержении вулкана Пинатубо 15 июня 1991 г. По мнению исследователей, главным и непосредственным источником серы для выброшенного в стратосферу гигантского облака двуокиси серы был накопленный перед извержением пар. Другие потенциально возможные источники избытка серы (не извергнутая магма, разложение ангидрида, обогащенные сульфатом гидротермальные флюиды, и дегазация восходящего расплава), по мнению исследователей, сделали относительно незначительные вклады в общее количество извергнутой двуокиси серы. В этом случае вновь возникает вопрос – откуда могло взяться такое гигантское ее количество, если газы группы серы в расплаве обладают низкой растворимостью.

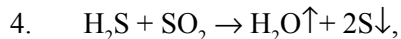
Ответ на этот вопрос очевиден, если допустить возможность наличия в составе летучих компонентов свободной серы. Благодаря специфике физических свойств расплав серы, может в значительных количествах накапливаться в «зоне отгонки» в периоды покоя. Основной движущей силой мощных эксплозивных извержений является энергия расширяющихся летучих и прежде всего водяного пара. В частности, извергнутая 15 июня 1991 г. вулканом Пинатубо дацитовая магма непосредственно перед извержением по тем же оценкам [306] содержала около 5 объемных процентов газов, из которых мольная доля водяного пара составляла около 80 процентов.

В свою очередь высокотемпературные пары воды, как поступающие из глубинных источников, так и выделяющиеся из самого расплава в ходе кристаллизации, воздействуют на равновесие в системе $\text{H}_2\text{S} + \text{SO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{S}$ двояким образом. Во-первых, за счет температурного воздействия сера в зоне «отгонки» полностью или частично переводится из жидкого состояния в газообразное и может конденсироваться уже только на поверхности активизированных блоков вулкана. Во-вторых, увеличение количества $\text{H}_2\text{O} + \text{S}$ в газовой фазе приводит к смещению химического равновесия в направлении



т.е. в сторону увеличения в системе двуокиси серы и сероводорода. Именно взаимодействием высокотемпературных паров воды с серой в зоне ее «отгонки» объясняется появление значительных количеств газов группы серы в ходе извержений.

После извержения при остывании вещества в приповерхностных частях магматического канала возникает обратная тенденция. При температуре ниже 1024°C на глубинах менее 700 м свободная сера полностью или частично переходит в жидкое состояние. В то же время пары воды, как более легкие и более подвижные, быстрее покидают остывающие породы. За счет этого равновесие в системе $\text{H}_2\text{S} + \text{SO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{S}$ смещается в обратном направлении



а следовательно происходит прогрессирующее снижение относительного количества газов группы серы среди поступающих на поверхность летучих.

Концепция «серного перехвата» в сульфидном рудообразовании.

Как известно, магматические газы в значительных количествах переносят микрокомпоненты. Это подтверждается наблюдениями на активных вулканах, где в прямой зависимости от степени их активности варьирует с течением времени и количество выносимых на поверхность микрокомпонентов.

Однако жидкая сера, располагаясь в зоне «отгонки» на путях преимущественного движения летучих в виде концентрации капель серной жидкости и тонкопленочного выполнения трещин, представляет собой прекрасный геохимический сорбент для задержки и накопления металлов, транспортируемых магматическими газами. Это обуславливает, в частности, высокую концентрацию элементов-примесей в расплавах самородной серы [113]. Свободная сера и в парообразной форме может

реагировать с металлами, но при прохождении металлоносных флюидов через расплав серы вероятность подобных реакций скачкообразно возрастает. Поэтому зону «отгонки» жидкой серы можно рассматривать как мощный геохимический барьер, на котором происходит перехват серой транспортируемых металлов и образование сульфидных соединений



Возможность подобного процесса подтверждается изучением серных месторождений, где самородная сера сопровождается дисульфидами железа, пиритом и марказитом, при значительно меньшем количестве других сульфидов. Особого внимания заслуживают наблюдающиеся в пределах рудников Хоробецу и Абута, остров Хоккайдо, переходы от серных к колчеданным залежам, имеющим наложенную, метасоматическую природу [45]. Веским подтверждением возможности протекания процессов серного перехвата может служить установленный [353, 354] факт образования в силикатных магмах сульфидов (пирротина) в условиях конденсации серы.

На глубине более 700 м фактор давления уже не влияет на образование зон «отгонки» серы, и ведущее значение приобретают температурные условия. Движущиеся по магматической колонне флюиды совершают работу, пропорциональную разности между их плотностью и плотностью окружающей магмы. Поэтому на пути движения летучих возможны многократные локальные колебания температуры – разогрев на участках концентрации флюидных потоков и снижение температуры в зонах их рассеивания. Если эти колебания происходят, что вполне вероятно, в окрестностях температурного барьера 1040 °С, то образуется целая система зон «отгонки» серы, в которых происходит интенсивный перехват металлов и сульфидообразование.

По мере аккумуляции жидкой серой металлов из проходящих через зону «отгонки» летучих, удельный вес серного расплава возрастает, и он начинает мигрировать (стекать по трещинам, оседать в виде капель) в нижележащие горизонты магмы. Но как только он попадает в ниже расположенные зоны магмы с температурами, превышающими критическую температуру серы, происходит термическая сепарация капель серно-сульфидной жидкости на собственно свободную серу, которая переводится в газообразное состояние и возвращается в зону «отгонки», и чистый сульфидный расплав, имеющий еще больший удельный вес и, соответственно, обладающий еще большей миграционной способностью, в нижележащие горизонты магмы. Эта разновидность термической сепарации возможна в условиях статичности зоны «отгонки».

Однако, как показывает изучение вулканических процессов, движение магматических газов может иметь импульсный, автоколебательный характер. В этом случае под воздействием поступающих высокотемпературных летучих возможен второй вариант термической сепарации – перевод избыточной серы в каплях серно-сульфидной жидкости из жидкого состояния в газообразное, ее удаление и повторное осаждение уже в новой зоне «отгонки».

В свою очередь, возникший после термической сепарации чистый сульфидный расплав оказывается под воздействием еще одного температурного эффекта: многие соединения MeS имеют довольно низкие, по сравнению с магматическим расплавом, температуры плавления-кристаллизации. В частности, соединение FeS (троилит) имеет температуру плавления 920 °С, CuS (ковеллин) – 827 °С, Cu₂S (халькозин) – 856 °С, CoS – 856 °С, NiS (миллерит) – 769 °С, Ag₂S (аргентит) – 611 °С [272]. В связи с этим накапливающийся в нижних частях магматической камеры сульфидный расплав остается в жидком состоянии еще длительное время после полного завершения кристаллизации окружающих расплав сравнительно более тугоплавких пород нижних горизонтов магматической камеры. Это обуславливает высокую мобильность расплава и его способность к инъектированию как в породы рамы, так и в раскристаллизованные породы самого интрузива, причем последние должны вести себя как твердое тело.

Все вышесказанное позволяет предложить концепцию «серного перехвата», отводящую ведущую роль в сульфидном рудообразовании зонам серной «отгонки». Однако, перед тем как сделать беглый обзор возможности применения этой концепции к процессам формирования главных типов сульфидных месторождений, необходимо подчеркнуть принципиальную ограниченность использования изотопного анализа серы для решения проблем генезиса сульфидных месторождений. По мнению многих исследователей возрастание величин $\delta^{34}S$ по сравнению с метеоритным

стандартом в сульфидах ряда месторождений обусловлена заимствованием серы из осадочных и метаморфических пород. Однако в этом случае не учитывается возможность существования жидкой серы в магматических расплавах и известный факт изотопной сепарации при переходе вещества из жидкого состояния в газообразное. Поэтому в зонах «отгонки» жидкой серы очень вероятно появление избытка ^{34}S , в связи с чем вышеупомянутое возрастание величин $\delta^{34}\text{S}$ скорее всего можно рассматривать лишь как дополнительное подтверждение возможности широкомасштабного сульфидообразования за счет «серного перехвата» в зонах «отгонки».

В существующих концепциях образования сульфидных магматических руд возможность существования и особенности поведения свободной серы не учитываются. В результате объяснение формирования сульфидных магматических руд дается в виде различных противоречащих друг другу концепций. Ряд исследователей считают [71, 72], что наиболее удовлетворительное объяснение основных закономерностей распределения сульфидов в стратифицированных месторождениях может быть получено исходя из представлений о наличии в базитовых расплавах несмешивающейся сульфидной жидкости, причем начало раздельного существования двух жидкостей относится к периоду магмообразования при плавлении мантийного субстрата.

Другие [6], подчеркивая определяющую роль серы в концентрировании халькофильных элементов в породах и интрузиях основного состава, предполагают различные источники для серы и рудных элементов. В последнем случае, согласно гипотезе магматической сульфуризации, недосыщенные серой исходные магмы могут насыщаться ею по пути следования к месту интрузии за счет кристаллических и осадочных пород земной коры или за счет мантийных флюидов в зонах глубоких разломов. По мнению этой группы исследователей, взаимодействие серы с железосодержащими, т.е. основными, а так же ультраосновными магмами, определяет формирование несмешивающейся с ними сульфидной жидкости.

Применение концепции «серного перехвата» позволяет легко устранить существующие трудности в решении проблемы генезиса сульфидных магматических месторождений. В частности, все исследователи сходятся на том, сульфидные магматические руды проходили в своем формировании стадию плавления, и для их формирования большое значение имели процессы гравитационного осаждения. Именно за счет гравитационного осаждения сульфидного расплава из зон «отгонки» и «серного перехвата» могли формироваться гравитационно-стратиформные залежи вкрапленных руд медно-никелевых месторождений Норильского рудного района, а также прожилковые и вкрапленные сульфидные руды уральских магматических месторождений. Накопление в низах магматических камер сульфидного расплава и его высокая подвижность позволяют объяснить особенности формирования наиболее важного с промышленной точки зрения типа массивных сульфидных руд медно-никелевых месторождений.

При выходе высокотемпературных летучих за пределы интрузива возможно формирование зон «отгонки» и «серного перехвата» в зоне экзоконтакта, что обуславливает формирование скарных сульфидных месторождений. Более того, зоны «отгонки» могут формироваться на больших расстояниях от интрузива, т.е. в ходе телетермальной активности. Благодаря этому концепция «серного перехвата» позволяет существенно дополнить представления о процессах формирования колчеданного оруденения. В настоящее время в этой области практически безраздельно господствуют представления о сульфидообразовании по модели «черных курильщиков». Однако эта модель испытывает трудности при объяснении процессов образования значительных объемов массивных руд колчеданных месторождений. Эти трудности можно устранить дополнив модель «черных курильщиков» концепцией «серного перехвата», так как именно под «курильщиком» должна находиться зона отгонки серы, в которой с максимальной интенсивностью должны протекать процессы сульфидообразования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные закономерности динамики извержений вулкана Безымянного – полицикличность вулканического процесса, тесная связь характера извержений с режимом отделения летучих и широкое распространение признаков саморазвития – самоорганизации и саморегуляции. Все эти закономерности находят свое отражение в изменениях форм извержений, фациального состава вулканических пород, химического, минерального и газового состава, в эволюции самой постройки Безымянного. Рассмотренные на примере извержений Безымянного наиболее характерные черты вулканического процесса обычны и для извержений других вулканов и зон ареального вулканизма, хотя в силу специфики вулканического процесса в каждом конкретном случае форма проявлений этих закономерностей может быть весьма разнообразной.

Фактический материал свидетельствует в пользу следующей модели вулканического процесса. Питающая вулкан магма всегда находится на уровне предела насыщения летучими, присутствующими в ней как в свободной фазе, так и в растворенном состоянии. В этих условиях теплопотери и частичная кристаллизация расплава неизбежно должны приводить к тому, что оставшийся расплав по отношению к летучим оказывается пересыщенным и летучие начинают выделяться из расплава. Из-за высоких температур наиболее легкая («газовая») фракция летучих сразу оказывается в надкритическом состоянии и обособляется в газовую фазу, обеспечивая значительный прирост магматического давления. Усиливающие этот механизм моменты – транспортировка и дополнительный прирост внутриматричного давления за счет миграции летучих. В этом плане магматические системы можно рассматривать как динамически активные, т.е. испытывающие тенденцию к непрерывному расширению. Качественной моделью вулканического процесса является аналог саморазвивающейся пружины – саморегулирующийся и самоорганизующийся автоколебательный процесс расширения магматических систем при наличии большого (теоретически – бесконечно большого) набора колебательных частот. Полициклическая изменчивость внутриматричного давления накладывает отпечаток на все процессы, происходящие в магме. В частности, она отражается в формировании порфировых и серийно-порфировых структур благодаря наличию потенциального барьера [220, 273] на образование центров кристаллизации.

В количественном моделировании процесса используется дифференциальное уравнение второго порядка. Исходными данными для количественной модели вулканического процесса послужили эмпирические закономерности, установленные автором в ходе наблюдений за процессом извержений вулкана Безымянного. В дальнейшем эти наблюдения были проанализированы и обобщены. Все это позволяет дополнить качественную сторону модели вулканического процесса количественной и охарактеризовать последнюю в виде суперпозиции нескольких уравнений СРП, описывающих саморазвитие системы в разных временных масштабах и, соответственно, отличающихся друг от друга значениями констант саморазвития – коэффициентом пропорциональности k , показателями

степени нелинейности α и λ , а также скоростью развития в стационарном состоянии $\left(\frac{d\tau}{dt}\right)_0$:

$$\frac{d^2\tau}{dt^2} = \sum_i k_i \left[\left(\frac{d\tau}{dt}\right)^{\lambda_i} - \left(\frac{d\tau}{dt}\right)_{0i}^{\lambda_i} \right]^{\frac{\alpha_i}{\lambda_i}}.$$

Динамическая модель вулканического процесса позволяет несколько по-иному взглянуть на проблемы образования и эволюции магм. Наша точка зрения на образование магм с некоторыми оговорками полностью соответствует концепции трансмагматических флюидов. Транспортировка летучими глубинного давления – основной источник динамической активности глубинных магматических систем, за счет которого они испытывают постоянное стремление к расширению (внедрению, инъекции) в вышележащие горизонты. В приповерхностных условиях дополнительным источником динамической активности магм является выделение летучих из расплава по мере

кристаллизации последнего. В качестве факторов, в наибольшей степени влияющих на эволюцию вещественного состава магм, можно указать на гравитационную дифференциацию вещества в магматической камере, на полициклическую изменчивость внутримagmaматического давления и на перенос порообразующих окислов летучими компонентами. Естественное следствие динамической модели вулканического процесса – динамическая модель магматического процесса – может успешно использоваться при анализе формирования расслоенных интрузивов и, как составная часть дегазационной модели планетарного развития, может иметь большое значение для понимания эволюционных процессов Земли, Марса и других планет Солнечной системы.

С точки зрения практической деятельности человека, применение динамических моделей вулканического и магматического процессов может иметь большое значение для прогноза вулканических извержений, так как успешный прогноз возможен лишь в случае понимания закономерностей вулканического процесса и механизма извержений. Динамическая модель вулканического процесса позволяет сделать прорыв в этом направлении, а уравнение саморазвития дает основу общей формуле для уверенного прогноза извержений вулканов. Приведены примеры практического использования динамической модели вулканического процесса для прогноза извержений вулканов Безымянного, Шивелуча, Ключевского. Кроме того, для практики человеческой деятельности чрезвычайно важно, что изучение динамики вулканического процесса проливает дополнительный свет на процессы рудообразования. Разрабатываемую сейчас автором концепцию серного перехвата в формировании сульфидного оруденения можно рассматривать как пример практического использования динамических моделей.

Насколько нам удалось решить поставленные задачи и передать восприятие живого и целостного вулканического процесса во всем его многообразии – об этом судить читателю.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адушкин В.В., Зыков Ю.Н., Федотов С.А. Механизм разрушения вулканической постройки вследствие потери устойчивости и оценка размеров возможного обрушения Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1994. 6. С.81–85.
2. Активные вулканы и гидротермальные системы Камчатки. Путеводитель научных экскурсий. // Петропавловск – Камчатский., 1985. 225 с.
3. Алидибиров М.А. Модель высвобождения энергии при вулканических взрывах вулканского типа // Вулканология и сейсмология. 1987. №4. С.50–58.
4. Алидибиров М.А., Белоусов А.Б., Кравченко Н.М. Фаза направленного взрыва извержения вулкана Безымянный в 1985 г. // Вулканология и сейсмология. 1987. №5. С.81–89.
5. Алидибиров М.А., Богоявленская Г.Е., Кирсанов И.Т. и др. Извержение вулкана Безымянный в 1985 г. // Вулканология и сейсмология. 1988. №6. С.3–17.
6. Альмухамедов А.И., Медведев А.Я. Источники серы и рудных элементов сульфидных медно-никелевых месторождений // Флюиды в магматических процессах. М.: Наука., 1982. С. 280–292.
7. Аносов Г.И., Балеста С.Т., Утнасин В.К. Особенности сейсмических моделей земной коры под вулканами // Вулканизм и геодинамика. М: Наука., 1977. С.115–122.
8. Базилевский А.Т., Маркевич В.Дж., Томас Н., Келлер Х.У. Морфология камней, исследованных с помощью спектрометра APXS в месте посадки КА «Марс Пасфайндер» // Астрон. вест. 1999. Т.33. № 3. С.196–215.
9. Балеста С.Т., Гонтовая Л.И., Каргапольцев А.А. и др. Результаты сейсмических исследований земной коры Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1991. №3. С.3–18.
10. Балеста С.Т., Иванов Б.В., Утнасин В.К., Аносов Г.И. Строение земной коры района Ключевской группы вулканов, особенности тектоники и вулканизма // Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток., 1976. С.7–16.
11. Балеста С.Т., Утнасин В.К., Аносов Г.И. Строение земной коры под вулканами в различных геоструктурных зонах по геофизическим данным // Геодинамика магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский., 1974. С.76–81.
12. Башарина Л.А. Водные вытяжки пепла и газы пепловой тучи вулкана Безымянного. // Бюл. вулканол. ст. 1958. №27. С.38–42.
13. Башарина Л.А. Фумарольная деятельность вулкана Безымянного в 1956–1957 гг. // Бюл. вулканол. ст. 1960. №29. С.15–27.
14. Башарина Л.А. Экзгаляции базальтовых и андезитовых лав камчатских вулканов // Современный вулканизм. М., 1966. С.139–145.
15. Белоусов А.Б., Белоусова М.Г. Извержения вулкана Безымянный // Природа. 1998. № 3. С.36–38..
16. Белоусов А.Б., Белоусова М.Г., Жданова Е.Ю. Деятельность вулканов Северной группы (Камчатка) в 1990–1992 гг. // Вулканология и сейсмология. 1996. №2. С.25–34.
17. Белоусов А.Б., Фирстов П.П., Жданова Е.Ю. Извержения вулкана Безымянный в 1993–1995 гг. // Вулканология и сейсмология. 1998. № 3. С. 60–70.
18. Билибин Ю.А. К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений // Зап. Всесоюз. Минерал. О-ва. 1951. Ч. 80, вып. 2. С.81–87.
19. Биндеман И.Н. Петрология вулкана Дикий Гребень (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1992. №4. С.33–55.
20. Бишоп Р. Колебания. М.: Наука, 1979. 160 с.
21. Богоявленская Г.Е. Вулкан Безымянный и его экструзивные образования. // Бюл. вулканол. ст. 1957. №26. С.13–18.
22. Богоявленская Г.Е. Вулкан Безымянный на Камчатке и его агломератовый поток. // Тр.Лаб.вулканол. АН СССР. М., 1960, Вып.18. С.3–34.
23. 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.
24. Богоявленская Г.Е., Брайцева О.А., Мелекесцев И.В. и др. Катастрофические извержения типа направленных взрывов на вулканах Сент-Хеленс, Безымянный, Шивелуч // Вулканология и сейсмология. 1985. №2. С.3–26.
25. Богоявленская Г.Е., Гаранин В.К., Жилыева В.А. и др. Ферришпинелиды в экструзивных продуктах извержений вулкана Безымянный // Вулканология и сейсмология. 1979. №4. С.49–56.
26. Богоявленская Г.Е., Иванов Б.В., Будников В.А., Андреев В.Н. Извержение вулкана Безымянного в 1977 г. // Бюл. вулканол. ст. 1979. №57. С.16–25.
27. Богоявленская Г.Е., Иванов Б.В., Кирсанов И.Т., Максимов А.П. Зависимость кристаллизации лав вулкана Безымянного от механизма извержений // Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток., 1976. С.118–127.
28. Богоявленская Г.Е., Кирсанов И.Т. Двадцать пять лет вулканической активности вулкана Безымянного. // Вулканология и сейсмология. 1981. №2. С.3–13.
29. Большое трещинное Толбачинское извержение. Камчатка, 1975 – 1976 гг. М. Наука, 1984. 638 с.
30. Борисов О.Г. Особенности фумарольной деятельности на агломератовых отложениях вулкана Безымянного // Современный вулканизм. М., 1966. С.153–160.

31. Борисов О.Г. Состояние фумарол действующих вулканов Ключевской группы и вулкана Шивелуча за период с августа 1957 г. по октябрь 1958 г. // Бюл. вулканол. ст. 1960. №30. С.7–16.
32. Борисов О.Г., Борисова В.Н. Экструзии и связанные с ними газо-гидротермальные процессы. Новосибирск: Наука, 1974. 200 с.
33. Борисов О.Г., Никитина И.Б. Состояние фумарол вулканов Шивелуч и Безымянного в 1960 г. // Бюл. вулканол. ст. 1962. №33. С.3–19.
34. Борисова В.Н., Борисов О.Г. Наблюдения в кратере вулкана Безымянного летом 1960 г. // Бюл. вулканол. ст. 1962. №32. С.14–19.
35. Брайцева О.А., Егорова И.А., Несмачный И.А. и др. Тейфохронологические исследования как метод изучения закономерностей циклического развития вулкана // Бюл. вулканол. ст. 1978. №54. С.41–52.
36. Брайцева О.А., Егорова И.А., Несмачный И.А. и др. Тейфохронологическое датирование лавовых комплексов и реконструкция истории формирования современного вулкана // Бюл. вулканол. ст. 1978. №55. С.41–53.
37. Брайцева О.А., Кирьянов В.Ю. О прошлой активности вулкана Безымянный по данным тейфохронологических исследований // Вулканология и сейсмология. 1982. №6. С.44–55.
38. Брайцева О.А., Мелекесцев И.В. Вулкан Карымский: история формирования, динамика активности и долгосрочный прогноз // Вулканология и сейсмология. 1989. № 2. С.14–31.
39. Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Богоявленская Г.Е., Максимов А.П. Вулкан Безымянный: история формирования и динамика активности // Вулканология и сейсмология. 1990. №2. С.3–22.
40. Браунлоу А.Х. Геохимия. М.: Недра. 1984. 463 с.
41. Бэнтман А.М. Промышленные минеральные месторождения. М.: ИЛ, 1949. 647 с.
42. Виноградов Ю.В. Этюды о селевых потоках. 1980. Л.: Гидрометеиздат. 144 с.
43. Влодавец В.И. Ключевская группа вулканов. // Тр. Камч. вулканол. ст., 1940. Вып.1.
44. Вольфсон Ф.И., Невский В.А. О первичной зональности в гидротермальных месторождениях. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1949. № 1. С.79–94.
45. Вулканические серные месторождения и некоторые проблемы гидротермального рудообразования. Власов Г.М., Лейн А.Ю., Петраченко Е.Д. и др. М.: Наука, 1971, 360 с.
46. Геологический словарь. М.: Недра. 1973. Т.1. 486 с.
47. Геологический словарь. М.: Недра. 1973. Т.2. 456 с.
48. Гирина О.А. Отложения пирокластических волн вулкана Безымянный // Вулканология и сейсмология. 1996. №5. С.42–53.
49. Гирина О.А. Пирокластические отложения извержения вулкана Безымянный в 1984 г. // Вулканология и сейсмология. 1990. №3. С.82–91.
50. Гирина О.А., Богоявленская Г.Е., Демянчук Ю.В. Извержение вулкана Безымянный 2 августа 1989 г. // Вулканология и сейсмология. 1993. №2. С.8–15.
51. Горельчик В.И. Сейсмические проявления вулканической деятельности // Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток, 1976. С.89–107.
52. Горельчик В.И. Сейсмический режим вулканов в процессе подготовки эксплозивного извержения // Вулканизм и геодинамика. М., 1977. С.144–155.
53. Горельчик В.И., Гарбузова В.Т., Дроздин Д.В., Левина В.И., Фирстов П.П., Чубарова О.С., Широков В.А. Вулкан Шивелуч: глубинное строение и прогноз извержения по данным детальной сейсмичности 1962 – 1964 гг. // Вулканология и сейсмология. 1995. № 4–5. С.54–75.
54. Горельчик В.И., Зобин В.М., Токарев П.И. Сейсмичность вулканов // Вулканология и сейсмология. 1987. № 6. С.61–77.
55. Горельчик В.И., Степанов В.В. Сейсмичность района северной группы вулканов Камчатки в 1971–1972 гг. // Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток, 1976. С.108–117.
56. Горельчик В.И., Степанов В.В. Состояние Ключевского и Безымянного вулканов по данным детальных сейсмологических наблюдений в 1971–1973 гг. // Бюл. вулканол. ст. 1977. №53. С.53–60.
57. Горшков Г.С. Извержение сопки Безымянной (предварительное сообщение). // Бюл. вулканол. ст. 1957. №26. С.19–72.
58. Горшков Г.С. К вопросу о классификации некоторых типов взрывных отложений. // Вопросы вулканизма. М., 1962. С.31–38.
59. Горшков Г.С. Направленные вулканические взрывы // Геол. и геофиз. 1963. №12. С.140–143.
60. Горшков Г.С. О связи вулканических и сейсмических явлений при извержении вулкана Безымянного (1955–1956 гг.) // Бюл. вулканол. ст. 1961. №31. С.32–37.
61. Горшков Г.С., Богоявленская Г.Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения (1955–1963 гг.). // М. Наука, 1965. С.170.
62. Горшков Г.С., Богоявленская Г.Е. Сопка Безымянная в 1956–1958 гг. // Бюл. вулканол. ст. 1961. №31. С.17–22.
63. Горшков Г.С., Дубик Ю.М. Направленный взрыв на вулкане Шивелуч // Вулканы и извержения. М., 1969. С. 3–37.
64. Грейтон Л.К. Предположения о вулканическом тепле. М.: ИЛ, 1949. 167 с.
65. Гриб Е.Н., Леонова В.Л. Игнимбриды кальдеры Большой Семячик (Камчатка): состав, строение, условия образования // Вулканология и сейсмология. №5–6. 1992. С.34–50.
66. Гуценко И.И. Деятельность вулканов Северной Камчатки (с 1 января по 15 октября 1958 г.) // Бюл. вулканол. ст. 1960. №30. С.3–6.
67. Гуценко И.И. Деятельность вулканов Северной Камчатки в 1957 г. // Бюл. вулканол. ст. 1960. №29. С.3–6.
68. Гуценко И.И. Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. М.: Наука, 1965. С.144.

69. Двигало В.Н. Рост купола в кратере вулкана Шивелуча в 1980–1981 гг. по фотограмметрическим данным // Вулканология и сейсмология. 1984. №2. С.104–109.
70. Делемень И.Ф. Механизмы потери гравитационной устойчивости вулканической постройки (на примере Ключевского вулкана) // Вулканология и сейсмология. 1994. 6. С.64–80.
71. Дистлер В.В., Гроховская Т.Л., Евстигнеева Т.Л. и др. Петрология сульфидного магматического рудообразования. М.: Наука, 1988. 232 с.
72. Дистлер В.В., Смирнов А.В., Гроховская Т.Л. и др. Стратификация, скрытая расслоенность и условия образования сульфидного оруденения дифференцированных трапповых интрузий // Условия образования магматических рудных месторождений. М., 1979. С.211–269.
73. Дубик Ю.М., Волюнец О.Н. Влияние характера эруптивного процесса на кристаллизацию плагиоклаза // Бюл. вулканол. ст. 1972. №48. С.64–70.
74. Дубик Ю.М., Меняйлов И.А. Новый этап эруптивной деятельности вулкана Безымянного // Вулканы и извержения. М., 1969. С.38–77.
75. Ермаков В.А. О характере дифференциации магм вулканов // Бюл. вулканол. ст. 1974. №50. С.19–31.
76. Ермаков В.А. Отложения направленного взрыва вулкана Камень. // Вулканы и извержения. М., 1969. С.82–93.
77. Ермаков В.А. Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. М.: Недра, 1977. 233 с.
78. Ермаков В.А., Васьевская А.А. Вулканы Острый и Плоский Толбачик // Бюл. вулканол. ст. 1973. №49. С.43–53.
79. Ермаков В.А., Волюнец О.Н., Сапожников Е.А. Дзэндзур – Жупановская группа вулканов // Бюл. вулканол. ст. 1973. №49. С.36–42.
80. Ермаков В.А., Меняйлов И.А., Никитина Л.П. Состояние действующих вулканов Северной Камчатки в 1964 г. // Бюл. вулканол. ст. 1966. №40. С.8–13.
81. Жаринов Н.А., Горельчик В.И., Белоусов А.Б. и др. Извержения и сейсмический режим северной группы вулканов в 1986–1987 гг. // Вулканология и сейсмология. 1990. № 3. С.3–20.
82. Жаринов Н.А., Горельчик В.И., Жданова Е.Ю. и др. Извержения Северной группы вулканов в 1988–1989 гг., сейсмологические и геодезические данные // Вулканология и сейсмология. 1991. № 6. С.3–33.
83. 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.
84. Жданова Е.Ю., Агеев С.А. Оживление вулканической деятельности в кратере вулкана Шивелуча в 1990–1992 гг. // Вулканология и сейсмология. 1994. № 4–5. С.215–217.
85. Заварицкий А.Н. Вулканы Камчатки // Тр. лаб. вулканологии АН СССР. М., 1955, вып.10.
86. Заварицкий А.Н. Некоторые вулканические породы окрестностей Ключевской сопки на Камчатке. // Зап. Всесоюз. Минерал. о-ва. 1931. № 60, Вып.2.
87. Заварицкий А.Н. О вулканах Камчатки. Камчатский сборник // М.; Л. 1940. вып. 1.
88. Заварицкий А.Н. Северная группа вулканов Камчатки. М: АН СССР, 1935. 54 с.
89. Заварицкий А.Н., Соболев В.С. Физико-химические основы петрографии изверженных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1961. С.43–53.
90. Зотов И.А., Перцев Н.Н. Признаки действия трансмагматических флюидов в интрузивах // Флюиды в магматических процессах. М., 1982. С.7–27.
91. Zubin M.I., Smirnov V.S., Tarakanovskiy A.A. Плотностные и геоэлектрические неоднородности в земной коре и верхней мантии в районе Ключевской группы вулканов // Вулканизм и геодинамика. М., 1977. С.136–144.
92. Zubin M.I., Tarakanovskiy A.A. Тектоника и особенности поля силы тяжести района Ключевской группы вулканов // Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток, 1976. С.17–28.
93. Иванов А.Г., Учайев А.А., Рыжанский В.А. и др. Импульсное разрушение геометрически подобных объектов // Доклады АН СССР. 1981. Т. 261, № 4. С.868–873.
94. Иванов А.Г., Цыпкин В.И. Деформация и разрушение стеклопластиковых оболочек при экстремальных импульсных нагрузках // Механика композитных материалов. 1987. № 3. С.472–480.
95. Иванов А.И. К вопросу об определении места прорыва магматического канала // Вулканология и сейсмология. 1997. № 2. С.50–57.
96. Иванов Б.В. Некоторые особенности вулканизма Ключевской группы вулканов в связи с ее глубинным строением // Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток, 1976. С.52–61.
97. Иванов Б.В. Некоторые особенности вулканизма Ключевской группы вулканов в связи с ее глубинным строением // Вулканизм и геодинамика. М. 1977. С.35–43.
98. Иванов Б.В., Андреев В.Н., Богоявленская Г.Е. и др. Активность вулканов Камчатки и Курильских островов в 1981 г. // Вулканология и сейсмология. 1982. №4. С.103–108.
99. Иванов Б.В., Гавриленко Г.М., Двигало В.Н. и др. Активность вулканов Камчатки и Курильских островов в 1983 г. // Вулканология и сейсмология. 1984. №6. С.114–121.
100. Иванов Б.В., Гарбузова В.Т., Рожков А.М., Фешин В.В. Состояние вулканов Северной Камчатки в 1970 г. // Бюл. вулканол. ст. 1973. №49. С.3–9.
101. Иванов Б.В., Горельчик В.И. Тектоника, сейсмичность и вулканизм района Ключевской группы вулканов // Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток, 1976. С.42–51.

102. Иванов Б.В., Кадик А.А., Максимов А.П. Физико-химическая эволюция андезитовых расплавов и генезис андезитов. Ч. I // Вулканология и сейсмология. 1981. №3. С.29–40.
103. Иванов Б.В., Кирсанов И.Т., Хренов А.П., Чирков А.М. Действующие вулканы Камчатки и Курильских островов в 1978–1979 гг. // Вулканология и сейсмология. 1979. №6. С.94–100.
104. Иванов Б.В., Кирсанов И.Т., Чирков А.М. и др. Состояние вулканов Камчатки с мая 1979 г. по январь 1980 г. // Вулканология и сейсмология. 1980. №3. С.87–89.
105. Иванов Б.В., Марков И.А., Чирков А.М. Состояние вулканов Камчатки и Курильских островов в 1974 г. // Бюл. вулканол. ст. 1976. №52. С.145–152.
106. Иванов Б.В., Никитина Л.П., Меняйлов И.А. и др. Состояние вулканов Северной Камчатки в 1972 г. // Бюл. вулканол. ст. 1975. №51. С.36–42.
107. Иванов Б.В., Серафимова Е.К., Вергасова Л.П., Марков И.А. Состояние вулканов Северной Камчатки в 1971 г. // Бюл. вулканол. ст. 1975. №51. С.28–35.
108. Иванов Б.В., Чирков А.М., Дубик Ю.М. и др. Состояние вулканов Камчатки и Курильских островов в 1980 г. // Вулканология и сейсмология. 1981. №3. С.99–103.
109. Иванов Б.В., Чирков А.М., Дубик Ю.М. и др. Состояние действующих вулканов Камчатки и Курильских островов в 1982 г. // Вулканология и сейсмология. 1984. №4. С.104–110.
110. Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Вода в магматических расплавах. М.: Наука, 1971. 267 с.
111. Кадик А.А., Максимов А.П., Иванов А.П. Физико-химические условия кристаллизации и генезис андезитов. М. Наука, 1986. 158 с.
112. Карпов Г.А., Фалзуллин С.М., Надежная Т.Б. Расплав самородной серы на дне термального озера в кальдере Узон (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1996. № 2. С.34–47.
113. Карпов Г.А., Фалзуллин С.М., Надежная Т.Б. Расплав самородной серы на дне термального озера в кальдере Узон (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1996. № 2. С. 34 – 47.
114. Карр М.Х. Марс: водоносные горизонты, океаны и перспективы обнаружения жизни // Астрономический вестник. 1998. Т.32. № 6. С.514–529.
115. Кен А.Н. О зональности, возрасте и генезисе колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая // Тр. ВСЕГЕИ. М., 1968. Т.155. С.155–159.
116. Кен А.Н., Васильев В.И. Расшифровка структур колчеданно-полиметаллических месторождений доскладчатого возраста // Разведка и охрана недр. 1969. №4. С.14–18.
117. Кирсанов И.Т. Экструзивные извержения на вулкане Безымянном в 1965 – 1974 гг. и их геологический эффект. // Проблемы глубинного магматизма. М., 1979. С.50–68.
118. Кирсанов И.Т., Двигалов В.Н., Гирина О.А. и др. Извержение в. Безымянного в 1984 г., его продукты, геологический и энергетический эффекты // Тез. докл. VI Всесоюз. вулканологического совещания. Петропавловск-Камчатский, 1985. Вып. 1. С. 34–35.
119. Кирсанов И.Т., Кирсанова Т.П. Вулканы Северной Камчатки в 1965 г. // Бюл. вулканол. ст. 1969. №46. С.17–24.
120. Кирсанов И.Т., Студеникин Б.Ф. Динамика экструзивного извержения вулкана Безымянного в 1965–1968 гг. // Бюл. вулканол. ст. 1971. №47. С.15–22.
121. Кирсанов И.Т., Студеникин Б.Ф., Рожков А.М. и др. Новый этап извержения вулкана Безымянного. // Бюл. вулканол. ст. 1971. №47. С.8–14.
122. Кирсанов И.Т., Хренов А.П., Вакин Е.А. Действующие вулканы Камчатки и Курильских островов в 1973 г. // Бюл. вулканол. ст. 1975. №51. С.3–18.
123. Кирсанова Т.П., Кирсанов И.Т. Эксгаляции и гидрохимия вод ручьев и озер на вулканах Безымянном и Шивелуч в 1965 г. // Бюл. вулканол. ст. 1971. №47. С.58–64.
124. Ковалев Г.Н., Слезин Ю.Б. Некоторые вопросы динамики вулканического процесса. // Геодинамика, магнеообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974.
125. Кожемяка Н.Н. Четвертичные пемзовые, туфо-игнимбритовые поля и центры извержения южной Камчатки // Бюл. вулканол. ст. 1979. №57. С.26–38.
126. Конов А.С., Озеров А.Ю. Закономерности в динамике извержений вулкана Ключевского и сопровождающем их вулканическом дрожании. // Вулканология и сейсмология. 1988. №3. С.21–38.
127. Конради С.А., Келль Н.Г. Геологический отдел Камчатской экспедиции 1908–1911 гг. // Изв.РГО. 1925. №57, вып.1.
128. Коржинский Д.С. Зависимость состава магмы от щелочности трансмагматических флюидов // Доклады АН СССР. 1977. Т. 235, № 2.
129. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., 1953. С.332–453.
130. Коржинский Д.С. Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации // Магматизм и формации кристаллических пород и глубины Земли. М., 1972.
131. Коржинский Д.С. Теория процессов минералообразования. М.: АН СССР, 1962 г. 24 с. (Чтения им. В.И. Вернадского. № 3).
132. Королев А.В. Зависимость зональности оруденения от последовательности развития структур рудных месторождений // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1949. № 1. С.66–78.
133. Крашенинников С.П. Описание земли Камчатки. М.; Л: Изд-во Главсевморпути, 1949. 841 с.

134. Ксанфомалити Л.В. Парад планет. М.: Наука. Физматлит. 1997. 256 с.
135. Кураленко Н.П. Пеплы основных типов извержений некоторых андезитовых вулканов Камчатки // Литол. и полезные ископ.. 1980. № 6. С.123–131.
136. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Теоретическая физика. М.: Наука, 1987. Т. VII. 246 с.
137. Леонов В.Л. Линеаменты, трещиноватость и устойчивость склонов Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1994. 6. С.44–63.
138. Леонтьев А.Н. Интрателлурические потоки и порционирование рудоносного флюида // Флюиды в магматических процессах. М., 1982. С.156–180.
139. Летников Ф.А. О явлении инверсии флюидных систем в магматическом процессе // Флюиды в магматических процессах. М., 1982. С. 76–89.
140. Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии. М.: Наука, 1971. Т.1. 480 с.
141. Магматические горные породы. Основные породы. М.: Наука. 1985. 487 с.
142. Макдональд Г. Вулканы. М.: Мир, 1975. 431 с.
143. Максимов А.П., Иванов Б.В. Физико-химические условия кристаллизации и генезис андезитов. М.: Наука, 1986. 158 с.
144. Максимов А.П., Фирстов П.П., Гирина О.А., Малышев А.И. Извержение вулкана Безымянный в 1986 г. // Вулканология и сейсмология. №1. С.3–20.
145. Малышев А.И. Гиперболические закономерности сейсмической подготовки извержения в Шивелуч 12 ноября 1964 г. // Вулканология и сейсмология. 2000. №3. С.70–78.
146. Малышев А.И. Динамика саморазвивающихся процессов // Вулканология и сейсмология. 1991. № 4. С.61–72.
147. Малышев А.И. Динамика эруптивной активности в. Безымянный в 1986–1987 гг. // Вулканология и сейсмология. 1995. №3. С.16–27.
148. Малышев А.И. Динамика эруптивной активности вулкана Безымянный в 1986–1987 гг. // Вулканология и сейсмология. 1995. №3. С.16–27.
149. Малышев А.И. Извержения вулкана Безымянный в 1981–1984 гг. // Вулканология и сейсмология. 1987. №2. С.89–93.
150. Малышев А.И. Направленный взрыв вулкана Безымянный 30 марта 1956 г. (вопросы интерпретации) // Вулканология и сейсмология. 1997. № 3. С.46–53.
151. Малышев А.И., Малышева Л.К. Эволюция Марса и проблемы геодинамики Земли // Ежегодник–1999. ИГиГ. Свердловск. 2000. С.68–71.
152. Малышев А.И., Семенов И.В. Образование аккреционных лапилли при извержении вулкана Безымянного летом 1985 г. // Ежегодник Института геологии и геохимии УрО АН СССР. Свердловск, 1985. С.54–57.
153. Малышев А.И., Тихонов И.Н. Закономерности динамики форшок-афтершоковых последовательностей землетрясений в районе южных Курильских островов // Доклады АН СССР. 1991, Т.319, № 1. С.134–137.
154. Малышев А.И., Тихонов И.Н., Дугарцыренов К.Ц. Методика построения математических моделей развития форшок-афтершоковых последовательностей сильных курильских землетрясений. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1992. 35 с.
155. Маракушев А.А. Петрогенезис. М.: Недра, 1988. 294 с.
156. Маракушев А.А. Петрография. М.: Изд-во МГУ, 1976. Ч. 1. 384 с.
157. Маракушев А.А. Петрология. М.: Изд-во МГУ, 1988. 309 с.
158. Маракушев А.А., Безмен Н.И., Сорокин В.И. Миграционная способность металлов и образование рудных ореолов // Геология рудн. месторождений. 1971. № 2. С.3–28.
159. Маракушев А.А., Иванов И.П., Римкевич В.С. Экспериментальное воспроизведение ритмичной магматической расслоенности // Доклады АН СССР. 1981. Т. 258, № 1. С.183–186.
160. Мархинин Е.К., Алыпова О.М., Никитина И.Б. и др. Изучение состояния вулканов Ключевской группы и вулкана Шивелуч в 1960 г. // Бюл. Вулканол. ст. 1962. №32. С.3–13.
161. Мархинин Е.К., Башарина Л.А., Борисов О.Г. и др. Изучение состояния вулканов Ключевской группы и вулкана Шивелуч в 1958–1959 гг. // Бюл. Вулканол. ст. 1961. №31. С.3–16.
162. Мархинин Е.К., Токарев П.И., Пугач В.Б. Изучение состояния вулканов Ключевской группы и вулкана Шивелуча в 1961 г. // Бюл. вулканол. ст. 1964. №35. С.3–8.
163. Мархинин Е.К., Токарев П.И., Пугач В.Б., Дубик Ю.М. Извержения вулкана Безымянного весной 1961 г. // Бюл. вулканол. ст. 1963. №34. С.12–35.
164. Марченко А.Г., Базилевский А.Т., Хоффманн Х. и др. Геология общего устья долин Арес и Тиу на Марсе. // Астрономический вестник. 1998. Т.32. № 6. С.483–513.
165. Масуренков Ю.П. Геодинамика и эволюционные ряды предельных вулканов // Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский. 1974.
166. Мелекесцев И.В., Брайцева О.А. Гигантские обвалы на вулканах. // Вулканология и сейсмология. 1984. № 4. С.14–23.
167. Мелекесцев И.В., Кирьянов В.Ю. Когда будет извергаться вулкан Авача на Камчатке? // Вулканология и сейсмология. 1984. №6. С.107–110.
168. Мелекесцев И.В., Краевая Т.С., Брайцева О.А. Рельеф и отложения молодых вулканических районов Камчатки. // М. Наука, 1970. 104 с.
169. Мелекесцев И.В., Пономарева В.В. Вулкан Кизимен (Камчатка) – будущий Сент-Хеленс? // Вулканология и сейсмология. 1992. №4. С.3–32.

170. Мелекесцев И.В., Сулержицкий Л.Д. Вулкан Ксудач (Камчатка) за последние десять тысяч лет // Вулканология и сейсмология. 1987. №4. С.28–39.
171. Меняйлов А.А. Вулкан Шивелуч – его геологическое строение, состав и извержения. // Тр. лаб. вулканологии АН СССР. М., 1955. 264 с.
172. Меняйлов И.А. Вулканические газы и вулканическая активность // Вулканизм островных дуг. М.: Наука. 1977. С.103–109.
173. Меняйлов И.А. Зависимость состава вулканических газов от состояния вулканической активности и геохимический прогноз извержений // Бюл. вулканол. ст. 1976. №52. С.42–48.
174. Меняйлов И.А. Поведение газообразных серы и хлора во время движения пирокластических потоков вулкана Безымянного // Бюл. вулканол. ст. 1968. №44. С.49–51.
175. Меняйлов И.А. Состав газов фумарол вулканов Ключевской группы в зависимости от состояния их активности // Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток, 1976. С.127–141.
176. Меняйлов И.А., Никитина Л.П. Вулканы Северной Камчатки в 1962–1963 гг. // Бюл. вулканол. ст. 1964. №37. С.21–32.
177. Меняйлов И.А., Никитина Л.П. Эксталяции вулканов Северной Камчатки в 1964 г. // Бюл. вулканол. ст. 1966. №40. С.14–24.
178. Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Шапарь В.Н. Химический состав и изотопные отношения газов пирокластических потоков извержения вулкана Безымянный в июле 1985 г. // Вулканология и сейсмология. 1987. №4. С.40–49.
179. Огородов Н.В., Белоусов В.И. Некоторые данные о вулканах Харчинском и Заречном. // Бюл. вулканол. ст. 1961. №31. С.46–51.
180. Озеров А.Ю., Карпов Г.А., Дроздин В.А. и др. Динамика извержения Ключевского вулкана 7 сентября – 2 октября 1994 г. (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1996. №5. С.3–16.
181. Озеров А.Ю., Карпов Г.А., Осипенко А.Б. Динамика и состав продуктов пароксизмального извержения Ключевского вулкана в 1994 г. // Материалы 1-го Всерос. петрографического совещания. Уфа, 1995. Т.2. С.110–111.
182. Озеров Ю.А., Демянчук Ю.В., Сторчеус А.В., Карпов Г.А. Извержение вулкана Безымянный 6–8 октября 1995 г. // Вулканология и сейсмология. 1996. №3 С.107–110.
183. Парк Ч.Ф. Теория зональности // Проблемы рудных месторождений. М., 1958. С.207–228.
184. Парк Ч.Ф., Мак-Дормид Р.А. Рудные месторождения. М.: Мир, 1966. 545 с.
185. Петров В.П. Магма и генезис магматических горных пород. М.: Недра, 1972.
186. Пийп Б.И. Деятельность Камчатской вулканологической станции Академии наук СССР в 1944 г. // Бюл. вулканол. ст. 1946. №13.
187. Пийп Б.И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944–1945 гг. и в прошлом. // Тр. Лаб. вулканологии АН СССР. М., 1956, вып.11. 311 с.
188. Пийп Б.И., Мархинин Е.К. Гигантское извержение вулкана Шивелуч 12 ноября 1964 г. // Бюл. вулканол. ст. 1965. № 39. С.28–34.
189. Пийп В.Б., Ефимова Е.А., Гонтовая Л.И. Интерпретация годографов сейсмических волн вдоль профиля КМПВ в районе Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1991. №5. С.83–91.
190. Пономарева А.П. Приконтактные фации как показатели поведения флюида в интрузивных телах гранитоидов // Флюиды в магматических процессах. М., 1982. С. 76–89.
191. Пономарева В.В. Вулкан Крашенинникова: история формирования и динамика активности // Вулканология и сейсмология. 1987. №5. С.28–44.
192. Пэк А.В. Структура и некоторые вопросы генезиса Левихинских колчеданных месторождений на Среднем Урале // Колчеданные месторождения Урала. М., 1950. С.193–282.
193. Ритман А. Вулканы и их деятельность. М. Мир, 1964. 437 с.
194. Рундквист Д.В., Неженский И.А. Зональность эндогенных рудных месторождений. Л.: Наука, 1975. 224 с.
195. Рябчиков И.Д., Орлова Г.П. Мантийные флюиды и эволюция процессов рудообразования//Основные проблемы рудообразования и металлогении. М.; 1990. С.128–137.
196. Святловский А.Е. О вулканотектонике Ключевской группы вулканов на Камчатке. // Бюл. вулканол. ст. 1957. №26. С.25–31.
197. Селезнев Б.В., Двигало В.Н., Гусев Н.А. Развитие вулкана Безымянный по данным стереофотограмметрической обработки материалов аэрофотосъемок 1950, 1967 и 1976–1981 гг. // Вулканология и сейсмология. 1983. №1. С.52–64.
198. Селянгин О.Б. Геологическое строение и эволюция кальдерного комплекса вулкана Ксудач // Вулканология и сейсмология. №3. 1987. С.16–27.
199. Селянгин О.Б. Непрерывно-дифференцированные потоки лав с включениями и вероятное устройство области дифференциации магмы под вулканом // Бюл. вулканол. ст. 1979. №57. С.39–52.
200. Селянгин О.Б. Новое о вулкане Мутновский: строение, развитие, прогноз // Вулканология и сейсмология. 1993. №1. С.17–35.
201. Селянгин О.Б. Эволюция кальдерного комплекса, ритмичность и направленность вулканического процесса в Карымской группе вулканов, Камчатка // Вулканизм и геодинамика. М. 1977. С.187–201.
202. Серафимова Е.К. Фумарольная деятельность вулкана Безымянного в 1966–1967 гг. // Бюл. вулканол. ст. 1971. №47. С.23–28.
203. Сережников П.И., Литасов Н.Е., Огородов Н.В., Спеченкова Н.В. Кошелевский вулканический массив // Бюл. вулканол. ст. 1973. №49. С.54–59.
204. Сиринов А.Н. Извержение вулкана Безымянного в мае – июне 1962 г. // Бюл. вулканол. ст. 1964. №38. С.45–61.
205. Сиринов А.Н. О соотношении центрального и ареального вулканизма. М.: Наука, 1968. 195 с.
206. Скрипко К.А. К оценке роли гравитационной дифференциации летучих при движении пирокластических потоков // Бюл. вулканол. ст. 1975. С.64–69.

207. Слезин Ю.Б. Влияние свойств магмы на характер извержения (результаты численного эксперимента) // Вулканология и сейсмология. 1994. № 4–5. С.121–127.
208. Слезин Ю.Б. Динамика дисперсионного режима вулканических извержений. 1. Теоретическое описание движения магмы в канале вулкана // Вулканология и сейсмология. 1983. №5. С.9–17.
209. Слезин Ю.Б. Динамика дисперсионного режима вулканических извержений. 2. Условие неустойчивости расхода и природа катастрофических эксплозивных извержений // Вулканология и сейсмология. 1984. №1. С.23–25.
210. Слезин Ю.Б. Динамика дисперсной струи эксплозивного вулканического извержения // Вулканология и сейсмология. 1982. №3. С.18–29.
211. Слезин Ю.Б. Изменение расхода вещества в процессе крупного эксплозивного извержения // Вулканология и сейсмология. 1991. №1. С.35–45.
212. Слезин Ю.Б. Механизм экструзивных извержений // Вулканология и сейсмология. 1995. №4–5. С.76–84.
213. Слезин Ю.Б. Основные режимы вулканических извержений // Вулканология и сейсмология. 1995. №2. С.72–82.
214. Слезин Ю.Б. Эволюция вулканического извержения (теоретическое описание) // Вулканология и сейсмология. 1997. №2. С.3–15.
215. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1982. 669 с.
216. Смирнов В.С., Болабоко Г.Т. Аномалии электропроводности в районе Ключевой группы вулканов // Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевой группы вулканов. Владивосток, 1976. С.28–42.
217. Смирнов С.С. Избр. тр. М.: АН СССР, 1955. 248 с.
218. Смирнов С.С. К вопросу о зональности рудных месторождений // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1937. № 6. С.1071–1082.
219. Соболев В.С. Образование магм и магматических горных пород // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, 1976.
220. Современная кристаллография. М.: Наука, Т.3. 407 с.
221. Сперр Дж. Рудные магмы // О рудной магме. М., Л., 1933. С.6–69.
222. Стратула Д.С. О закономерностях изменения некоторых особенностей четвертичного вулканизма в пределах рядов вулканов Курильской островной дуги // Вулканы и извержения. М.:Наука, 1969. С.127–139.
223. Тазиев Г. Запах серы. М.: Мысль, 1980. 222 с.
224. Твалчрелидзе А.Г. Теория ритмичной зональности жильных рудных тел//Основные проблемы рудообразования и металлогении. М., 1990. С.155–167.
225. Твалчрелидзе А.Г., Мегалашвили А.Г., Бахсолиани А.А. Ритмическая зональность жильных полиметаллических месторождений и вопрос ее генезиса // Geol. Carpathica. 1987. Vol. 38, N 2. P. 225–236.
226. Твалчрелидзе А.Г., Патаридзе Д.В. Ритмическая зональность жильных свинцово-цинковых месторождений
227. Тимербаева К.М. К геологии юго-восточной окраины Ключевского дола // Тр. Лаб. вулканол. АН СССР. М., 1963. Вып.23.
228. Тимербаева К.М. Петрология Ключевских вулканов на Камчатке. // М.:Наука, 1967. 207 с.
229. Тиррель Г.В. Вулканы. М.: ОНТИ НКТП СССР. 1934. 220 с.
230. Тиррель Г.В. Основы петрологии. М.; Л. 1932. 328 с.
231. Тихонов В.И. Унаследованные и наложенные структуры Камчатки и их роль в распределении вулканов. // Тр. геол. ин-та АН СССР. 1963. Вып.89.
232. Токарев П.И. Борисова В.Н. Извержение вулкана Безымянного в апреле 1960 г. // Бюл. вулканол. ст. 1961. №31. С.23–27.
233. Токарев П.И. Возможный механизм побочных извержений вулканов // Вулканология и сейсмология. 1991. № 5. С.56–68.
234. Токарев П.И. Вулканические взрывы // Вулканология и сейсмология.1983. № 5. С.3–8.
235. Токарев П.И. Вулканические землетрясения Камчатки. М.: Наука, 1981. 164 с.
236. Токарев П.И. Вулканическое дрожание // Вулканология и сейсмология. 1981. №3.
237. Токарев П.И. Динамика и большие деформации вулканов // Вулканология и сейсмология. 1990. № 2. С. 53–64.
238. Токарев П.И. Долгосрочный прогноз извержений вулканов // Вулканология и сейсмология. 1979. №3. С. 77–90.
239. Токарев П.И. Закономерности вулканического процесса и прогноз // Вулканизм островных дуг.: Тр. Советско-Японского симпозиума. М. 1977. Т. 1. С. 85–94
240. Токарев П.И. Извержения и сейсмический режим вулканов Ключевой группы (1949–1963 гг.). М.: Наука, 1966. 118 с.
241. Токарев П.И. К методике прогноза извержений вулканов Камчатки по сейсмологическим данным. // Бюл. вулканол. ст. 1977. № 53. С.38–45.
242. Токарев П.И. Общие принципы прогноза извержений // Вулканизм и глубины Земли. М., 1971. С.35–37.
243. Токарев П.И. Предвестники вулканических извержений // Вулканология и сейсмология.1985. № 4. С.108–119.
244. Токарев П.И. Предсказание времени и места начала Большого Толбачинского извержения в июле 1975 г. // Доклады АН СССР.1976. Т. 229, № 2. С.439–442.
245. Токарев П.И. Прогноз времени, места и опасности больших взрывов андезитовых вулканов // Землетрясения и предупреждение стихийных бедствий: Матер. 27–го Междунар. геол. конгресса; коллоквиум 06. М., 1984. Т. 6. С.66–81.
246. Токарев П.И. Прогноз извержений вулканов // Физические основания поисков методов прогноза землетрясений. М.: Наука. 1970. С.133–140.
247. Токарев П.И. Прогноз побочного извержения вулкана Ключевского в марте 1983 г. // Вулканология и сейсмология. 1983. № 5. С. 3–8.
248. Токарев П.И. Прогноз побочных извержений Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1988. № 6. С.47–62.

249. Токарев П.И. Сейсмический режим вулканов Ключевской группы в 1964 г. // Бюл. вулканол. ст. 1967. №43. С.3–8.
250. Токарев П.И. Характеристики и повторяемость вулканических извержений // Вулканология и сейсмология. 1987. № 6. С. 110–118.
251. Токарев П.И., Федотов С.А., Степанов В.В. Прогноз начала развития извержения // Большое трещинное Толбачинское извержение. Камчатка, 1975–1976 гг. М., 1984. С.373–388.
252. Токарев П.И., Широков В.А. Сейсмичность района Северной группы вулканов Камчатки в 1965–1966 гг. // Бюл. вулканол. ст. 1969. 45. С.12–20.
253. Уайт Д., Уоринг Г. Вулканические эманации // Геохимия современных поствулканических процессов. М., 1965.
254. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.
255. Фарберов А.И., Левыкин А.И., Ермаков В.А., Балеста С.Т. Состав и состояние вещества земной коры в районе Ключевской группы вулканов // Вулканизм и геодинамика. М., 1977. С.122–136.
256. Федотов С.А. О внедрении даек и механизма трещинных извержений // Вулканология и сейсмология. 1982. № 6. С.79–95.
257. 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.
258. Федотов С.А. Об извержениях в кальдере Академии наук и Карымского вулкана на Камчатке в 1986 г., их изучении и механизме // Вулканология и сейсмология. 1997. № 5. С.3–37.
259. Федотов С.А. Расчет питающих каналов и магматических очагов, имеющих устойчивые давление и температуру // Вулканология и сейсмология. 1982. № 3. С.3–17.
260. Федотов С.А., Чирков А.М., Андреев В.Н. и др. Краткое описание хода трещинного Толбачинского извержения в 1975 г. // Бюл. вулканол. ст. 1978. № 53. С.3–12.
261. Федотов С.А., Андреев В.Н., Жданова Е.Ю. и др. Вершинное извержение Ключевского вулкана в 1984–1985 гг. // Вулканизм и связанные с ним процессы. Петропавловск–Камчатский, 1985. 58–60 с.
262. Федотов С.А., Горицкий Ю.А. Тепловой расчет цилиндрических питающих каналов расходов магмы для вулканов центрального типа. Ч. 1 // Вулканология и сейсмология. 1979. № 6. С.78–93.
263. Федотов С.А., Горицкий Ю.А. Тепловой расчет цилиндрических питающих каналов расходов магмы для вулканов центрального типа. Ч. 2 // Вулканология и сейсмология. 1980. № 1. С.3–15.
264. Федотов С.А., Жаринов Н.А., Горельчик В.И. Деформация и землетрясения Ключевского вулкана, модель его деятельности // Вулканология и сейсмология. 1988. № 2. С.3–42.
265. Федотов С.А., Иванов Б.В., Гуценко И.И. и др. Вулканическая деятельность в Курило-Камчатской зоне в 1980 – 1984 гг. // Вулканология и сейсмология. 1986. №2. С.3–21.
266. 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.
267. Федотов С.А., Мархинин Е.К., Ковалев Г.Н. и др. Большое трещинное Толбачинское извержение на Камчатке. Южный прорыв 1975–1976 гг. // Доклады АН СССР. 1977. Т.237, №5. С.1155–1158.
268. Федотов С.А., Михайлова-Филипова М.И. Непрерывное течение магмы по цилиндрическому каналу, питающему вулкан: условия длительного существования // Вулканология и сейсмология. 1997. № 1. С.3–16.
269. Федотов С.А., Хренов А.П., Жаринов Н.А. Ключевской вулкан, его деятельность в 1932–1985 гг. и возможное развитие. // Вулканология и сейсмология. 1987. № 4. С.3–16.
270. Федотов С.А., Хренов А.П., Чирков А.М. Большое трещинное Толбачинское извержение 1975 года на Камчатке // Доклады АН СССР. 1976. Т.228. №5. С.1193–1196.
271. Фелицын С.Б., Кирьянов С.Ю. Площадная изменчивость тефры некоторых вулканических извержений по данным валового силикатного анализа // Вулканология и сейсмология. 1987. №1. С.3–14.
272. Физические величины: Справочник. М.: Энергоатомиздат, 1991. 1232 с.
273. Физический энциклопедический словарь. М.: СЭ, 1984. 944 с.
274. Фирстов П.П., Гаврилов В.А., Жданова Е.Ю., Кирьянов В.Ю. Начало нового экструзивного извержения вулкана Шивелуча в апреле 1993 г. // Вулканология и сейсмология. 1994. № 4–5. С.33–47.
275. Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 511 с.
276. Хаин В.Е., Михайлов А.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1985. 327 с.
277. Хренов А.П. Динамика извержений и процессы кристаллизации магм. М.: Наука, 1982. 130 с.
278. Хренов А.П., Дубик Ю.М., Иванов Б.В. и др. Эруптивная деятельность вулкана Карымский за 10 лет (1970–1980 гг.) // Вулканология и сейсмология. 1982. №4. С. 29–48.
279. Чейз Ф. Количественно-минералогический анализ под микроскопом. М.: ИЛ, 1963. 154 с.
280. Чубарова О.С., Горельчик В.И., Гарбузова В.Т. Сейсмический режим вулкана Безымянный 1975–1979 гг. // Вулканология и сейсмология. 1983. №3. С.58–69.
281. Шанцер А.Е. Вулкан Таушниц // Бюл. вулканол. ст. 1973. №49. С.24–28.
282. Шанцер А.Е., Кутыев Ф.Ш., Петров В.С. Вулкан Кизимен // Бюл. вулканол. ст. 1973. №49. С.29–35.
283. Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука, 1980.
284. Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б. Об особенностях химического состава гранитов вулканических и плутонических ассоциаций // Доклады АН СССР. 1969. Т. 182. № 4.

285. Щербакова М.Н. Динамика эксплозивных извержений и цикличность // Матер. 1-го Всерос. петрографического совещания. Уфа, 1995. Т.2. С.160–161.
286. Эммонс В.Х. Изменение первичного оруденения с глубиной. М.; Л.: Геолразведиздат, 1933. 40 с.
287. Энгельс Ф. Развитие социализма от утопии к науке.
288. Эрлих Э.Н. Новые данные о вулканно – тектонических структурах Камчатки и вопросы развития четвертичного вулканизма // Геотектоника. 1966. №6. С.48–63.
289. Ярмолюк В.В. Источники магматической воды и динамика летучих в магматическом процессе // Вулканология и сейсмология. 1982. N3. С.30–38.
290. Ярмолюк В.В. Летучие в вулканическом процессе // Флюиды в магматических процессах. М., 1982. С. 41–63.
291. Baker V.R. The channels of Mars. Austin: Univ. Texas Press.1982. 198 p.
292. Bogdanowitsch K. Geologische Shizze von Kamtschatka // Petermanns Geogr. Mitteil. Jahrg. 1904. 48 p.
293. Bretz J.H. The lake Mizoula floods and the channeled scabland // J.Geol. 1969. V.77. P. 505–543.
294. Carr M.H. The volcanoes of Mars // Scientific American. V. 234. Jan. 1976. P.32–43.
295. Carr M.H. Volcanism on Mars // J.Geophys.Res. 1973. V.78. No.20. P.4049–4062.
296. Carr M.H. Water on Mars. New York: Oxford Univ. Press, 1996. 229 p.
297. Carr M.H., Mazursky H., Saunders R.S. A generalized geological map of Mars // J. Geophys. Res. 1973. V.78. P.4031.
298. Clifford S.M. A model for the gydrologic and climatic behavior of water on Mars // J.Geophys.Res. 1993. V.98. P.10973–11016.
299. Craddock R.A., Maxwell T.A. Geomorphic evolution of the Martian highlands through ancient fluvial processes // J.Geophys.Res. 1993. V.98. P.3454–3468.
300. Emmons W.H. Hypogene zoning in metalliferous lodes // 16 th Intern. Geol. Cong. Rept. 1935. Vol. 1. P. 417–432.
301. Emmons W.H. The principles of economic geology. N.Y.: McGraw-Hill, 1940. 529 p.
302. Fanale F.P., Salvai J.R., Zent A.P., Postawko S.E. Global distribution and migration of sub-surface ice on Mars // Icarus. 1986. V.67. P.1–18.
303. Fedotov S.A., Ivanov B.V., Zharinov N.A. et al. Eruption of volcanoes the Kurile-Kamchatka arc. in the period of 1980 – 1985 // Intern. volcanol. congress. New Zealand. 1986. P.240.
304. Fedotov S.A., Zharinov N.A., Khrenov A.P. Basaltic Klychevskoy Volcano, the volcano of the Kurile-Kamchatka arc. its activity and probable development // Hawaii. Symposium on How Volcanoes Work. Hilo. 1987. P.70.
305. Fisher R.V., Schminke H.U. Pyroclastic rocs. Springer-Verlag. Berlin; Heidelberg; New York; Tokio, 1984. 472 p.
306. Gerlach T.M., Westrich H.R., Symonds R.B. Pre-Eruption Vapor in Magma of the Climactic Mount Pinatubo Eruption: Source of the Giant Stratospheric Sulfur Dioxide Cloud // Newhall, C. G., and Punongbayan, R. S., eds., 1996, Fire and mud: eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines: Philippine Institute of Volcanology and Seismology, Quezon City, and University of Washington Press, Seattle, 1126p.
307. Golombek M., Cook R.A., Economou T. et al. Overview of the Mars Pathfinder mission and assessment of landing site predictions // Science. 1997. V. 278. P.1743–1748.
308. Golombek M., Cook R.A., Moore H.J., Parker T.J. Selection of the Mars Pathfinder landing site // J.Geophys.Res. 1997. V.102. P.3967–3988.
309. Gulick V.C., Baker V.R. Origin and evolution of valleys on martian volcanoes //J. Geophys. Res. 1973. 1990. V.95. P.14325–14344.
310. Hartmann W.K. Martian cratering. 4. Mariner–4 initial analysis of cratering cronology // J. Geophys. Res. 1973. V.78. 4096.
311. Hartmann W.K., Strom R.G., Weidenschilling S.J. Chronology of planetary by comparative studies of planetary cratering // Basaltic volcanism on the terrestrial planets. N.Y.: Pergamon press, 1981. P.1049–1128.
312. Hoblitt R.P., Miller C.D., Vallance J.W. Origin and stratigraphy of the deposit produced by the May 18 directed blast // The 1980 Eruptions of Mount St.Helens. Wash. // Geol. Surv. Prof. Paper. 1981. Vol.1250. P. 401–419.
313. Jackson E.D. Primary textures and mineral associations in Ultramafic zone of Stillwater complex, Montana: Geol. Surv. Prof. Pap., 1961. 358 p.
314. Jolly W.T. Development and degradation of Archean Lavas, Abitibi area, Canada, in light of major element geochemistry // J. Petrol. 1980. Vol. 21, N 2.
315. Kasting J.F. CO2 condensation and the climate of early Mars // Icarus. 1991. V.94. P.1–13.
316. Keszthelyi L., McEwen A.S., Thordarson Th. Terrestrial analogs and thermal models for martian flood lavas // LPSC XXX, 1999, abs.1227.
317. Keszthelyi L., McEwen A.S.. Identifying lava flow transport style in recent high resolution images of Io and Mars // LPSC XXXI,2000,abs.1526.
318. Malyshev A.I. Directed-Blast Eruption of Besymiannyi on March 30, 1956: Problems of Interpretation // Vol. Seis. 1998. V.19. P. 311–319.
319. Malyshev A.I. Evolution of Bezymyannyi Eruptive Activity in 1986–1987 // Vol. Seis., 1995, Vol.17. pp. 257–270.
320. Malyshev A.I., Malysheva L.K. An origin of valley networks and outflow valleys // Lunar and Planetary Sciences XXXI. Houston. 2000. Abs. 1125.
321. Malyshev A.I., Malysheva L.K. Pyroclastic flows and posteruptive lahars as the relief-forming factor of a Mars surface // IUGG99 Birmingham abstracts. 1999. Volume A. P. 52.
322. Malyshev A.I., Tikhonov I.N. Pattern of Japan Seismicity before the Large Earthquakes of 1985–1988 // Vol. Seis. 1996. Vol.18. p.299–314.

323. McCauley I.F., Carr M.H., Cutts J.A. et al. Preliminary Mariner 9 Report of the Geology of Mars // *Icarus*. 1972. 17. P.289–327.
324. McEwen A. S. Stratigraphy of the upper crust of Mars // Fifth International Conference on Mars. 1999. Abs.6024.
325. McEwen A., Malin M., Keszthelyi L. et al. Recent and ancient flood lavas on Mars // LPSC XXX, 1999, abs.1829.
326. Milton D.J. Water and process of degradation in the Martian landscape // *J.Geophys.Res.* 1973. V.78. No.20. P.4037–4047.
327. Moore J.G., Sisson T.W. Deposits and effects of the May 18 pyroclastic surge // The 1980 Eruptions of Mount St.Helens. Wash., Geol. Surv. Prof. Paper. 1981. Vol. 1250. P. 421–438.
328. Neukum G., Wise D.U. Mars: A standard crater curve and possible new time scale // *Science*. 1976. V.194. P.1381–1387.
329. Nikolaeva O. V., Abdrakhimov A. M. Rocks of Andesitic Composition at the Mars Pathfinder Site Reveal Chemical Analogy with Subduction-related Andesites of Earth // 30th Annual Lunar and Planetary Science Conference, March 15–29, 1999, Houston, TX, abstract no. 1376.
330. Owen T., Niemann K., Rushneck D.R. et al. The composition of the atmosphere at the surface of Mars // *J.Geophys.Res.* 1977. V.82. P.111–145.
331. Park C.F. The zonal theory of ore deposits // *Econ. Geol.* 1955. Vol. 50, N 2. P.226–248.
332. Pollack J.W., Kasting J.F., Richardson S.M., Poliakov K. The case for a warm, wet climate on early Mars // *Icarus*. 1987. V.71. P.203–224.
333. Rosenbaum J.G., Waitt R.B. Summary of eyewitness accounts of the May 18 eruption // The 1980 Eruptions of Mount St.Helens. Wash., Geol. Surv. Prof. Paper. 1981. V. 1250. P. 53–67.
334. Rowley P.D., Kuntz M.A., Macleod N.S. Pyroclastic-flow deposits // The 1980 Eruptions of Mount St.Helens. Wash., Geol. Surv. Prof. Paper. 1981. Vol. 1250. P. 489–512.
335. Scott D.H., Carr M.H. Geologic map of Mars. USGS Map I–1083. 1978. 1:25000000.
336. Sharp R.P., Malin M.C. Channels on Mars // *Geol.Soc.Amer.Bull.* 1975. V. 86. P.593–609.
337. Smith R.L., Bailey R.A. Resurgent cauldrons // *Studies in volcanology*. Geol. Soc. America Inc. Mem. 1968. V. 116.
338. Sparks R.S.J., Walker G.P.L. The ground surge deposit – a third type of pyroclastic rock // *Nature. Physical Science*. 1973. Vol. 241. P. 62–64.
339. Spurr I.E. A Theory of ore deposition // *Econ. Geol.* 1907. N 2. P. 781–795.
340. Spurr J.E. The ore magmas. N.Y.: McGraw-Hill, 1923. 905 p.
341. Squyres S.W., Kasting J.F. Early Mars: How warm an how wet? // *Science*. 1994. V.265. P.744–748.
342. Tanaka K.L. Sedimentary history and mass flow structures of Chrise and Acidalia Planitiae, Mars // *J.Geophys.Res.* V.102. N E2. P.4131–4149.
343. The 1980 Eruptions of Mount St.Helens. Wash. // *Geol. Surv. Prof. Paper*. 1981. Vol. 1250. 600 p.
344. Voight B. A method for prediction of volcanic eruptions // *Nature*. 1988. Vol. 332. P. 125–130.
345. Voight B. A relation to describe rate-dependent material failure // *Science*. 1989. Vol. 243. P. 200–203.
346. Voight B. Time scale for the first moments of the May 18 eruption // The 1980 Eruptions of Mount St.Helens. Wash., Geol. Surv. Prof. Paper. 1981. Vol. 1250. P. 69–86.
347. Voight B., Glicken H., Janda R.J., Douglass P.M. Catastrophic rockslide avalanche of May 18 // The 1980 Eruptions of Mount St.Helens. Wash. ; Geol. Surv. Prof. Paper. 1981. Vol. 1250. P. 347–377.
348. Voight B., Orkan N., Young K. Deformation and failure-time prediction in rock mechanics // *Rock mechanics as a guide for efficient utilization of natural resources*. 1989. Balkema, Rotterdam. P. 919–929.
349. Waitt R.B., Jr. Devastating pyroclastic density flow and attendant air-fall of May 18 – stratigraphy and sedimentology of deposits // The 1980 Eruptions of Mount St.Helens. Wash. ; Geol. Surv. Prof. Paper. 1981. Vol. 1250. P. 439–458.
350. Walker R.T., Walker W.I. The origin and nature of ore deposits. Colorado Springs. 1956. 384 p.
351. Watanabe T. Eruption of molten sulphur from the Shiretoko Iwo-San volcano, Hokkaido // *Japan. J. Geol. and Geogr.* 1940. V. XIII. N 3–4.
352. Wentworth C.K. The physical behavior of basaltic lava flows // *J. Geol.* 1954. V. 62.
353. Whitney J.A. Fugacities of sulfurous gases in pyrrhotite-bearing silicic magmas // *American mineralogist*. 1984. Vol. 69. Pp. 69–78.
354. Whitney J.A., Stormer J.C. Igneous sulfides in the Fish Canyon Tuff and the role of sulfur in calc-alkaline magmas // *Geology*. 1983. Vol. 11. No. 2. P. 99–102.
355. Williams H. Calderas and their origin. Berkley and Los Angeles. 1941.
356. Zimbelman J.R., Edgett K.S. Volcanic and modified landforms on the Tharsis Montes, Mars // LPSC XXIII. 1992. P.1581–1582.

Именной указатель

А

Абдрахимов А.М. 212
Алидибиров М.А. 80, 123, 142, 144, 218
Алыпova О.М. 36
Апрелков С.Е. 17, 18
Аристархов В.А. 35, 75

Б

Базилевский А.Т. 206
Бахсолиани А.А. 240
Башарина Л.А. 136, 139
Бейли Р.А. 202
Белоусов А.Б. 95, 220
Беммелен Р.В. 188
Бернштейн В.А. 34
Бетехтин А.Г. 239
Бетман А.М. 238
Беус А.А. 239
Билибин Ю.А. 239
Богданович К.И. 14, 15, 19, 124
Богоявленская Г.Е.
19, 20, 21, 22, 34, 35, 36, 37, 46, 102, 125, 131
Борисов О.Г. 35, 136
Борисова В.Н. 35, 38
Бородаевский Н.И. 239
Брайцева О.А. 20, 21, 24, 131
Браун Г. 180, 182, 183, 184
Бушин В.Н. 36

В

Васильев В.И. 239
Ватанабе Т. 242
Визе Д.У. 192
Вильямс Х. 202
Виноградов А.П. 176
Виноградов Ю.В. 204
Власов Г.М. 242
Влодавец В.И. 14, 19, 124
Войт Б. 173
Волынец О.Н. 125, 129
Вольфсон Ф.И. 238

Г

Гиллемар Ф. 224
Гинзбург А.И. 239
Гирин О.А. 131, 134
Горельчик В.И. 214, 215
Горшков Г.С.
20, 21, 27, 34, 35, 39, 40, 45, 50, 102, 125, 131, 224, 225
Грейтон Л.К. 155
Гущенко И.И. 35

Д

Демянчук Ю.В. 37, 94, 123
Джаггар А. 156, 176, 179

Джексон Е.Д. 184
Дубик Ю.М.
36, 38, 123, 124, 125, 129, 130, 140, 141, 224, 225
Дягилев Г.А. 19, 124

Е

Ермаков В.А.
11, 15, 16, 17, 19, 21, 22, 25, 36, 38, 56, 125, 131, 135, 228

Ж

Жариков В.А. 239
Жаринов Н.А. 37, 94
Жарков Ф.И. 35
Жданова Е.Ю. 83, 86, 95, 219

З

Заварицкий А.Н. 14, 19, 124, 167
Затонский В.И. 68
Зотов И.А. 177
Зубин М.И. 17, 18

И

Иванов Б.В. 13, 16, 17, 18, 125, 130
Иванов С.Н. 236

К

Карр М.Х. 194, 197, 198
Келль Н.Г. 18
Кен А.Н. 239
Кигай И.Н. 239
Киришев К.С. 75
Кирсанов И.Т. 36, 125
Кирсанова Т.П. 136
Кириянов В.Ю. 21, 96
Классов Н.К. 34, 35, 42
Ковалев Г.Н. 155
Кожемяка Н.Н. 155
Козырев А.И. 76
Конради С.А. 18, 19, 124
Коржинский Д.С. 239
Королев А.В. 238
Коротеев В.А. 236
Краевая Т.С. 15
Крахмалев Я. 224, 226

Л

Леонтьев А.Н. 240
Лучицкий И.В. 167, 200

М

Магуськин Б.Б. 74
Мак-Дормид Р. 240
Макдональд Г. 3, 169, 200, 201, 204
Максимов А.П. 21, 131
Мальшева Л.К. 187
Маракушев А.А. 167, 180, 185, 186, 239
Мархинин Е.К. 35, 36, 52, 123, 236
Массеров Н.И. 242
Мегалашвили А.Г. 240

Мелекесцев И.В. 15, 21, 131

Меняйлов А.А. 225

Меняйлов И.А.

36, 38, 124, 136, 140, 141, 142, 162, 221, 243

Миллер Т. 96

Н

Набоко С.Н. 239

Наковник Н.И. 239

Невский В.А. 238

Неженский И.А. 240, 241

Никитина Л.П. 36, 136, 142

Николаева О.В. 212

Нойкум Г. 192

О

Огородов Н.В. 14

Озерова Н.А. 36

Омори Ф. 172

Онтоев Д.О. 239

Остроумов Р.Е. 242

П

Парк Ч. 240

Патаридзе Д.В. 240

Перре Ф.А. 169, 178

Перцев И.Н. 177

Петровская В.Н. 239

Пийп Б.И. 11, 14, 15, 19, 22, 26, 124, 236

Пономарева А.П. 179

Попов С.В. 36, 56

Прибылов Е.С. 220

Пугач В.Б. 35, 52

Р

Ритман А. 104, 129, 162, 169

Рундквист Д.В. 240, 241

С

Сапожникова А.М. 36

Святловский А.Е. 14, 15

Селиванов Н.В. 34

Селянгин О.Б. 161

Семенов Л.А. 36

Серафимова Е.К. 136, 137, 138, 139, 140, 180

Серветник П.Ф. 83

Сирин А.Н. 15, 18, 36, 38, 123, 125, 131

Скуридин Ю.Ф. 66, 68, 122

Слезин Ю.Б. 155

Смирнов В.И. 238

Смирнов С.С. 238, 239, 240, 241

Смит Р.Л. 202

Соболев В.С. 167

Сорокин В.П. 34, 45, 46

Сорохтин О.Г. 188

Сперр Дж. 238, 239

Сушко Б.Н. 35, 36

Т

Тазиев Г. 155, 223

Таракановский А.А. 17, 18

Твалчрелидзе А.Г. 240

Тимербаева К.М. 14, 35

Тимофеевский Д.А. 239

Тимошкин А.А. 35

Тимошкин Л.А. 35

Тиррель Г.В. 3, 168

Тихонов В.И. 14

Токарев П.И. 29, 35, 36, 38, 45, 54, 215, 236

Трошин А.Г. 19, 124

У

Удачин А.В. 34, 35

Уолкер В.И. 239

Уолкер Р.Т. 239

Уэйджер Л. 180, 182, 183, 184

Ф

Фарберов А.И. 220

Федотов С.А. 217, 236

Ферсман А.Е. 238

Фирстов П.П. 80, 95, 218

Флеров Б.Н. 239

Х

Хаин В.Е. 189

Ханзутин В.П. 72

Хартман В.К. 192, 193

Хренов А.П. 166

Ч

Чейз Ф. 129

Чубарова О.А. 96

Чуркин Я.Н. 36

Ш

Шамшин В.А. 43

Шапарь В.Н. 136, 221

Шарков Е.В. 184, 185

Широков В.А. 36

Щ

Щерба Г.Н. 239

Э

Эммонс В. 238, 239, 240

Эрлих Э.Н. 17

Ю

Юри Г. 176

Я

Ярмолук В.В. 178

Содержание

ВВЕДЕНИЕ	3
1. НАБЛЮДЕНИЯ: Объект исследования – вулкан Безымянный	5
1.1. Геологическое положение и история развития	5
1.1.1. Географическое положение	6
1.1.2. Геологическое положение	8
1.1.3. Геофизические данные	12
1.1.4. Тектоника района	14
1.1.5. Современное строение и история развития вулкана	18
1.1.6. Сейсмическое сопровождение извержений	27
1.2. Динамика извержений вулкана	30
1.2.1. Условия наблюдений	32
1.2.2. Представительность наблюдательного ряда данных	34
1.2.3. Извержения 1955–1980 гг.	40
1.2.4. Извержения 1981 – 1987 гг.	66
1.2.5. Извержения 1988 – 2000 гг.	93
1.3. Продукты извержений	100
1.3.1. Фациальный состав	102
1.3.2. Минеральный состав	124
1.3.3. Химический состав	131
1.3.4. Летучие	136
2. ТЕОРИЯ: От динамической модели вулканического процесса к дегазационной модели планетарной эволюции	146
2.1. Динамическая модель вулканического процесса	146
2.1.2. Отражение полицикличности вулканического процесса в химическом, минеральном, фациальном и газовом составах продуктов извержений Безымянного	149
2.1.3. Аналогии полицикличности вулканического процесса в извержениях других вулканов	155
2.1.4. Качественная схема динамики вулканического процесса	163
2.1.5. Количественный аспект	169
2.2. Динамическая модель магматического процесса	176
2.2.1. Магмообразование и эволюция магматических систем	176
2.2.2. Процессы формирования расслоенных интрузивов	180
2.3. Дегазационная модель планетарной эволюции4	187
2.3.1. Планетарная эволюция и проблемы геодинамики.	187
2.3.2. Статический и динамический подход в реконструкциях марсианских процессов	191
2.3.3. Схемы планетарной эволюции для Марса и Земли	211
3. ПРАКТИКА: Использование динамических моделей	213
3.1. Прогноз вулканических извержений	213
3.1.1. Проблематика прогноза вулканических извержений	214
3.1.2. Практика прогноза: вулкан Безымянный	217
3.1.3. Практика прогноза: вулкан Шивелуч	219
3.1.4. Практика прогноза: вулкан Ключевской5	226
3.2. Динамическая модель вулканического процесса и некоторые проблемы рудообразования	238
3.2.1. Газо-гидротермальный процесс и связанное с ним оруденение	238
3.2.2. Серный перехват в сульфидном рудообразовании	241
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	247
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	249
АЛФАВИТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ	259

Н а у ч н о е и з д а н и е

Александр Иванович Малышев

Ж и з н ь в у л к а н а

Рекомендовано к изданию

Ученым советом

Института геологии и геохимии

и НИСО УрО РАН

ЛР № 020764 от 24.04.98

Технический редактор Ю.Б. Корнилов

Компьютерная верстка и оформление обложки автора

НИСО УрО РАН № 104(00) Д 226	Подписано в печать	Формат 60х84 1/8
------------------------------	--------------------	------------------

Печать офсетная	Усл.печ.л. 32.5	Тираж 250	Заказ 84
-----------------	-----------------	-----------	----------

Институт геологии и геохимии.	Екатеринбург, 620151, Почтовый пер., 7
-------------------------------	--
