

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  $\mu$  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  $\mu$ ), 14 ч 19 мин (4,6  $\mu$ ) и 14 ч 27 мин (2,5  $\mu$ ).

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

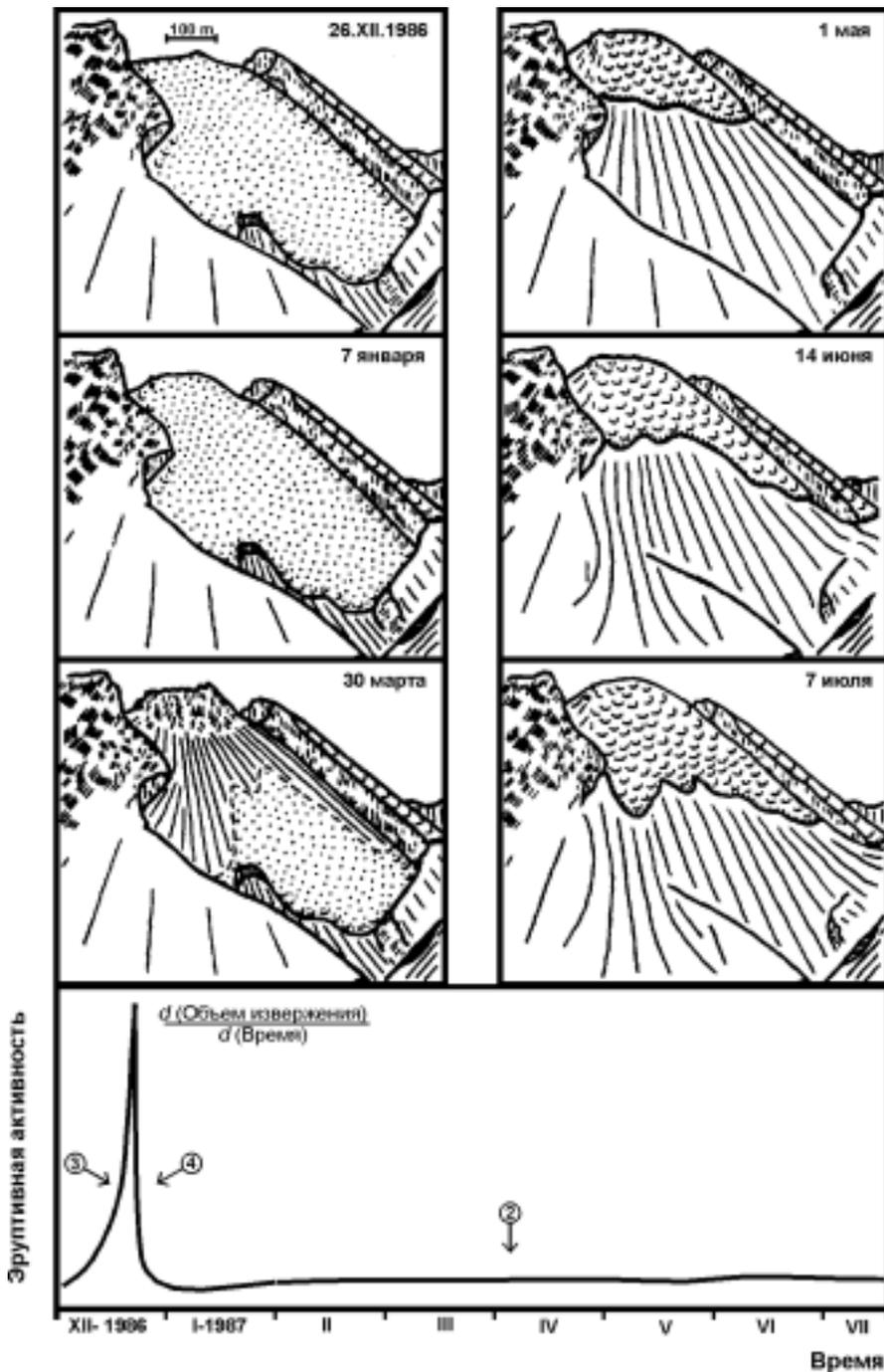


Рис. 39. Изменения восточного блока и динамика активности вулкана в январе-июле 1987 г.

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 м<sup>3</sup>, что соответствует средней мощности извержения порядка 50 тыс. м<sup>3</sup> 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 усиления и ослабления. 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/м<sup>2</sup>. 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 км<sup>2</sup>, объем 0,002 км<sup>3</sup>), юго-восточном (8 км, 3,5 км<sup>2</sup>, 0,01 км<sup>3</sup>) и южном (4 км, 0,75 км<sup>2</sup>, 0,008 км<sup>3</sup>). Общий объем пирокластических потоков оценивался в 0,02 км<sup>3</sup>. 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 1995 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 пудра, очень легкого пепла, вес которого составил 700 г/м<sup>2</sup>. 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  $\mu$ ) 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/м<sup>2</sup> 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 распространился 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 эксплозивная 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. Продолжалось 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 вулканы Безымянного нами подразделены на массивную и кластическую группы. К первой отнесены экструзивные купола и лавовые потоки, второй – пирокластические и обвальнo-кластические фации. Обломочный материал, выпадающий из воздуха, причислен к группе тефры. Формирование тефровых отложений может происходить за счет золотой дифференциации как пирокластического, так и наиболее тонких фракций обвальнo-кластического материала. Пирокластические фации Безымянного представлены отложениями пирокластических потоков и пирокластических волн.*

*Процессы формирования экструзивных куполов и лавовых потоков связаны между собой постепенными переходами, прослеживающимися в развитии как отдельных извержений, так и всего исторического цикла вулкана, в последнем случае – от роста экструзивного купола Нового к формированию 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 эксплозивно-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 кластического материала генерируется в процессах нисходящих перемещений извергающегося материала. Эти процессы варьируют по мощности, газонасыщенности и автоэксплозивности участвующего в обрушениях материала и составляют непрерывный спектр промежуточных форм – от обвальных каменных лавин через автоэксплозивные лавины и пирокластические потоки до пароксизмальных направленных извержений вулкана.*

*Процессы формирования кластических фаций эволюционируют в ходе как одиночных извержений (переход от обвальных каменных лавин к пирокластическим 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 лавокластитовых отложений обвальных лавин в ходе затяжных эффузивных и эффузивно-экструзивных извержений). В свою очередь движение потоков раскаленной пирокластики имеет ряд особенностей, обуславливающих дальнейшую эволюцию и широкий спектр фациального состава.*

*По минеральному составу выделяются роговообманковые, роговообманково-пироксеновые и двупироксеновые андезиты и, преимущественно, плагиоклазовые дациты. Широко развиты серийно-порфиновые структуры, в некоторых случаях дающие практически непрерывное распределение минеральных фаз по размерам. Отмечаются прямой, обратный и повторяющийся 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 темноцветным 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  $\text{SiO}_2$ . С этой закономерностью сопоставима лишь прямая корреляция со временем содержания  $\text{MgO}$ . Слабая коррелирует со временем содержания  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$ . Зависимость содержаний окислов железа, магния, кальция, калия и фосфора от времени не установлена. Также имеются признаки повышения содержаний  $\text{SiO}_2$  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  $\text{S}/\text{Cl}$  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 затаянным 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 затаянных 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 столообразную 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 км<sup>3</sup> 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. Осевая 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 и 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 нередко 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 автоэкспозивные лавины.** Следующую градацию в ряду нарастания мощности процессов, связанных с нисходящим перемещением извергающегося материала, представляют обвальные автоэкспозивные лавины. Поставить четкую границу между этими про-



Рис. 40. Развитие автоэкспозивной 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

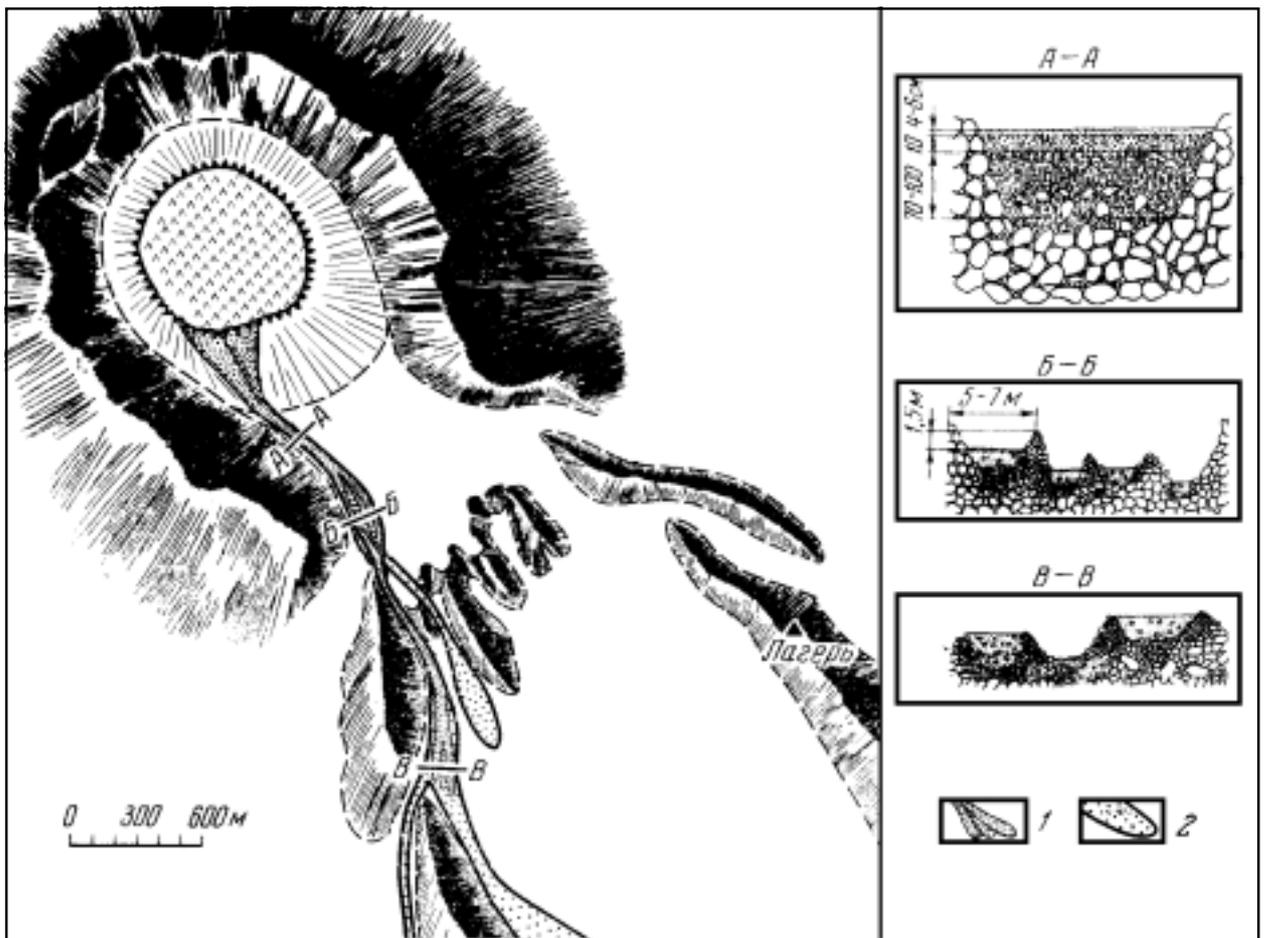


Рис. 41. Отложения автоэксплозивных лавин, сформировавшиеся 8–12 октября 1969 г. (по [121] с изменениями).

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-

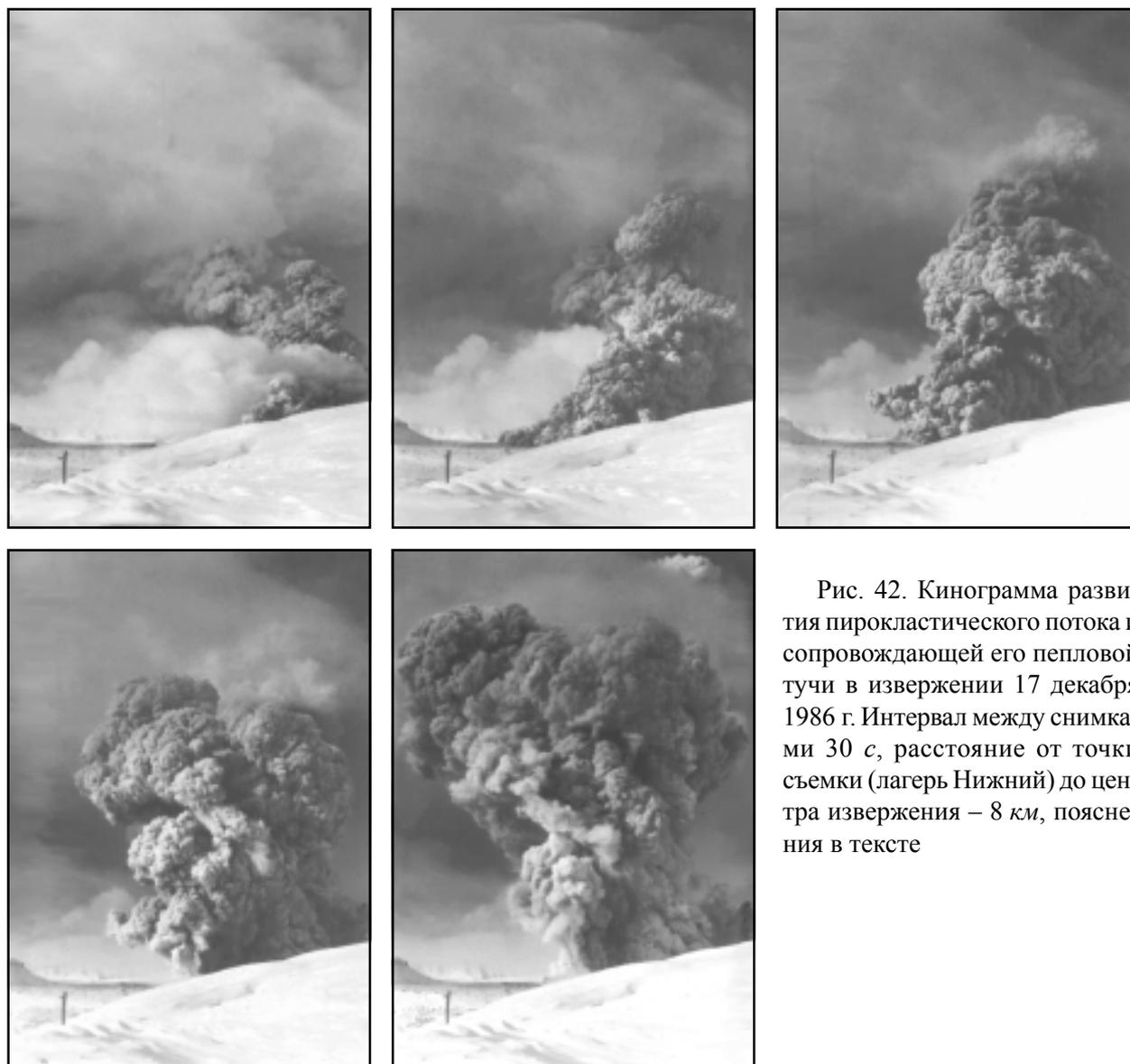


Рис. 42. Кинограмма развития пирокластического потока и сопровождающей его пепловой тучи в извержении 17 декабря 1986 г. Интервал между снимками 30 с, расстояние от точки съемки (лагерь Нижний) до центра извержения – 8 км, пояснения в тексте

мировании автоэкссплозивных 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 автоэкссплозивных 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 м<sup>2</sup>) 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 км<sup>2</sup>, объем – 0,004 км<sup>3</sup>.

**Пирокластические потоки.** Характерные для Безымянного пирокластические потоки образуются при более мощном, по сравнению с автоэкссплозивными лавинами, – «обрушении – стекании» вниз по склону вулкана газонасыщенного, высокотемпературного и автоэкссплозивного 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 пироклаستيку 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 пирокластических 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 км<sup>2</sup>, объем отложений – 0,012 км<sup>3</sup> [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 пирокластических потоков, 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 пирокластической 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 км<sup>2</sup> [49], объем материала – 0,0002 км<sup>3</sup>. В целом эта часть отложений пирокластической более мелкозернистая, 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 аккумуляционному материалу на склонах купола лавокластическим обвальным лавинам. 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.

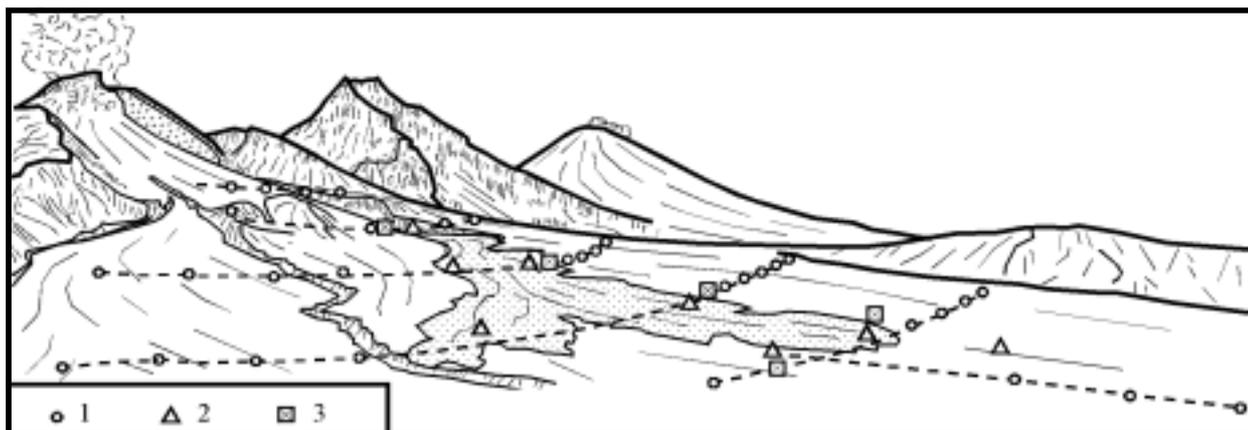


Рис. 44. Профили исследования гранулометрического состава пирокластических и тефровых отложений извержения 17 декабря 1986 г.

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

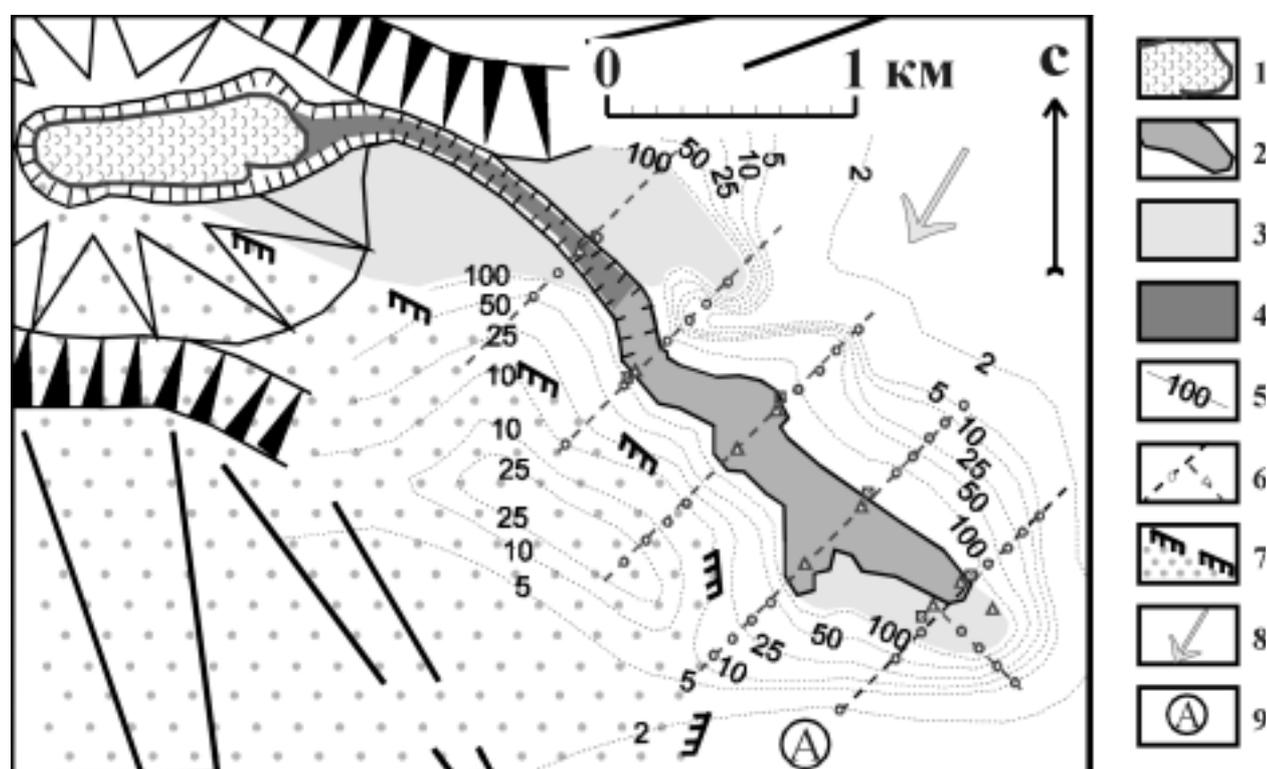


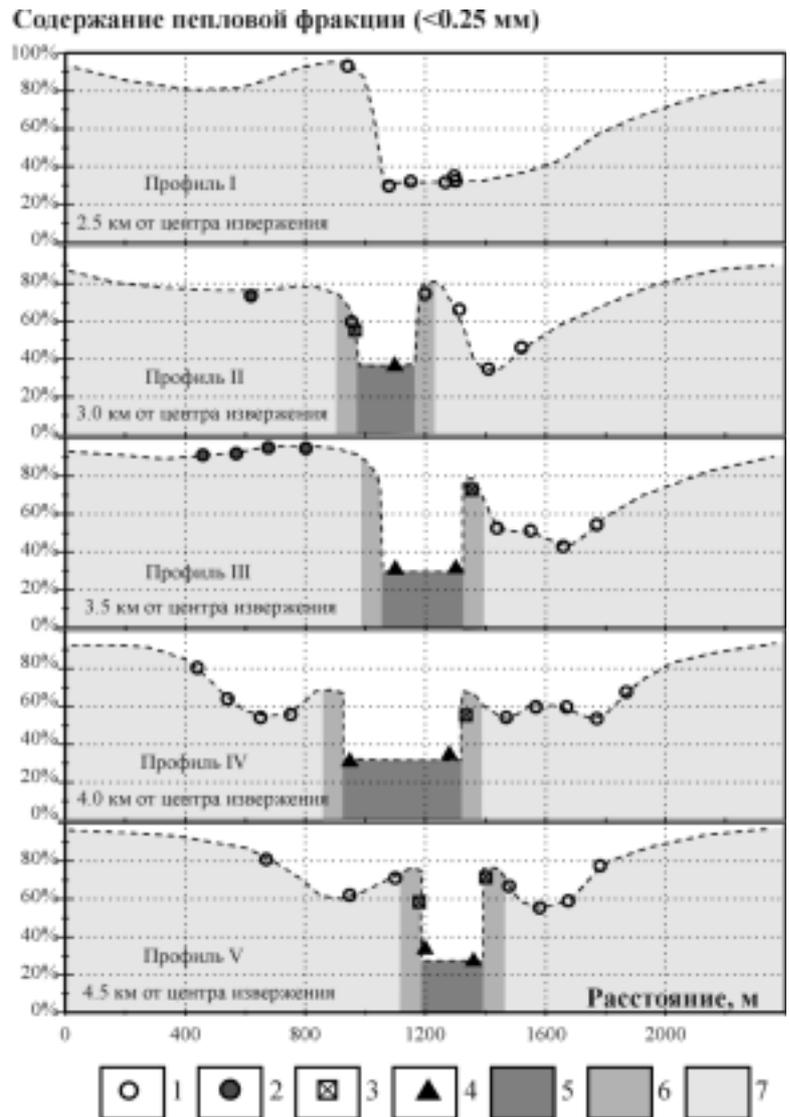
Рис. 45. Продукты извержения 17 декабря 1987 г.

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 пирокластике 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 пирокластике 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, проявляющуюся в распространении к юго-западу от пирокластического потока зоны отложений, представленных 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 пирокластике, 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

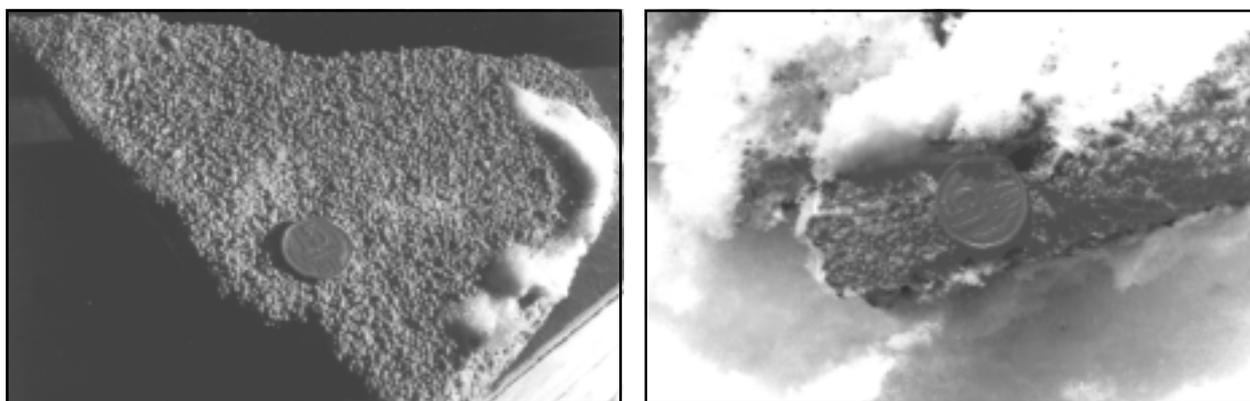


Рис. 47. Отложения тефры, состоящий исключительно из аккреционных лапилли

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 фрегатических 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-

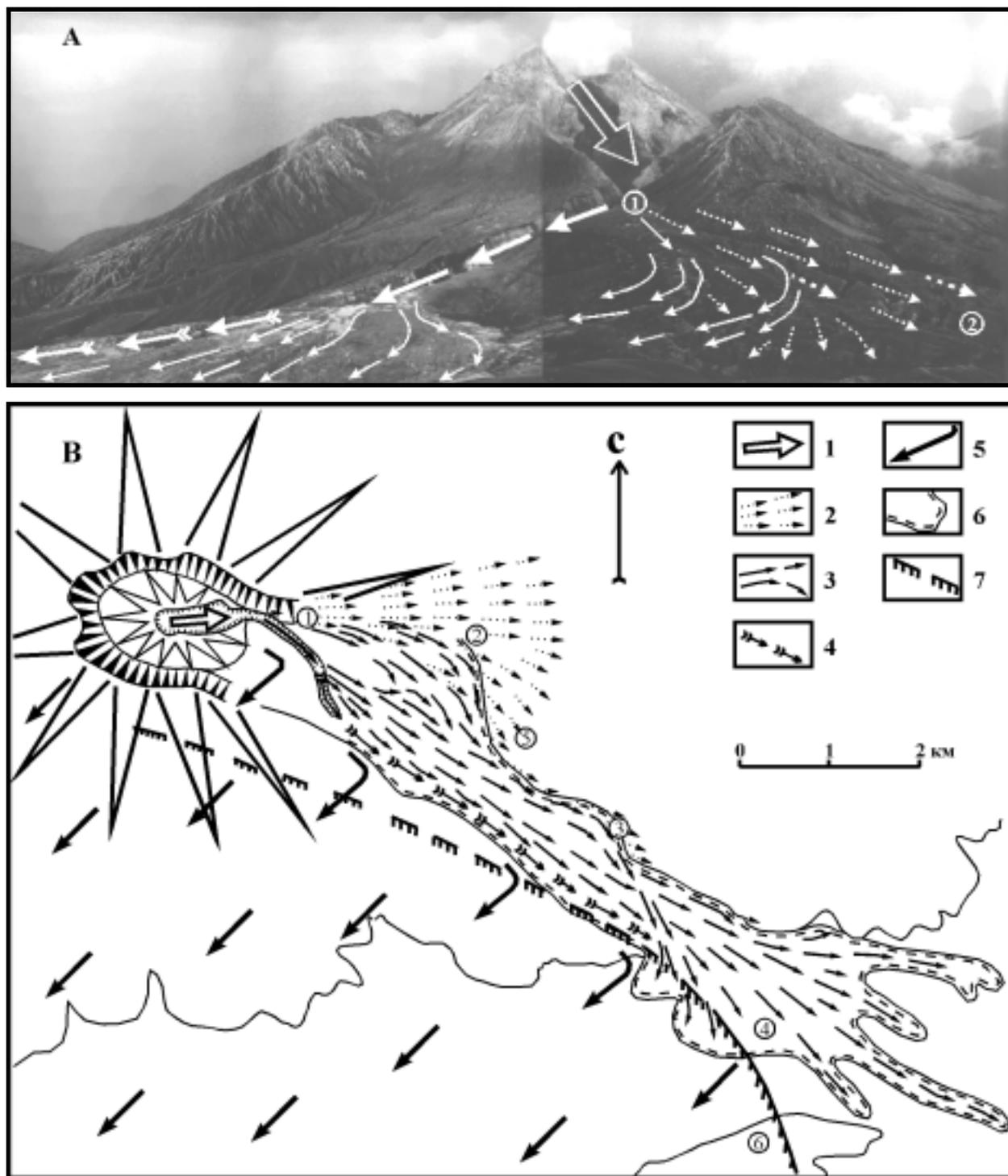


Рис. 48. Формирование отложений пироклаستيку 30 июня – 1 июля 1985 г.

Условные обозначения: 1 – начальное направление сверхмощного истечения раскаленной пироклаستيку, 2–4 траектории движения соответственно наиболее легкой пироклаستيку, 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 пироклаستيку, 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 пироклаستي. 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

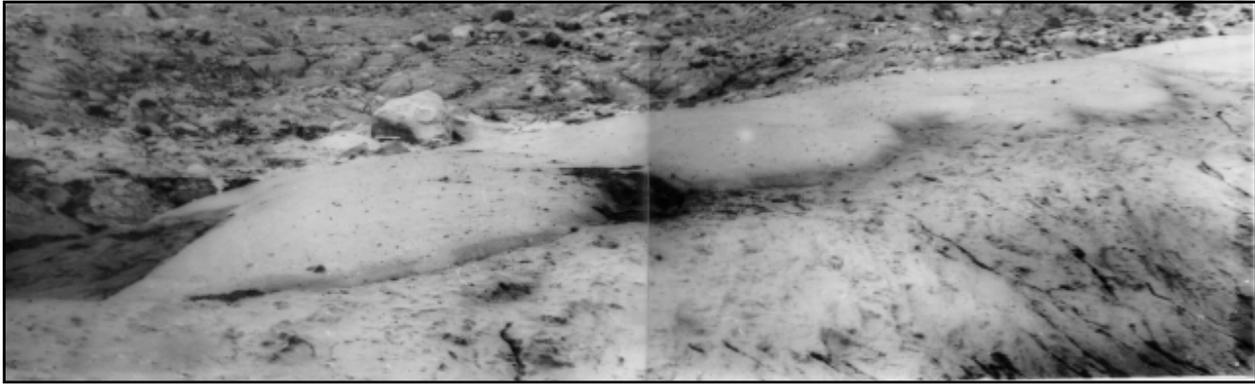


Рис. 50. Песчано-пепловый заплеск, переходящий в небольшой пирокластический поток

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 цементированного вечной мерзлотой материала из мантийного чехла купола Нового и северо-восточного склона кальдеры. Разрушаясь, эти блоки формировали характерные острровершинные 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).

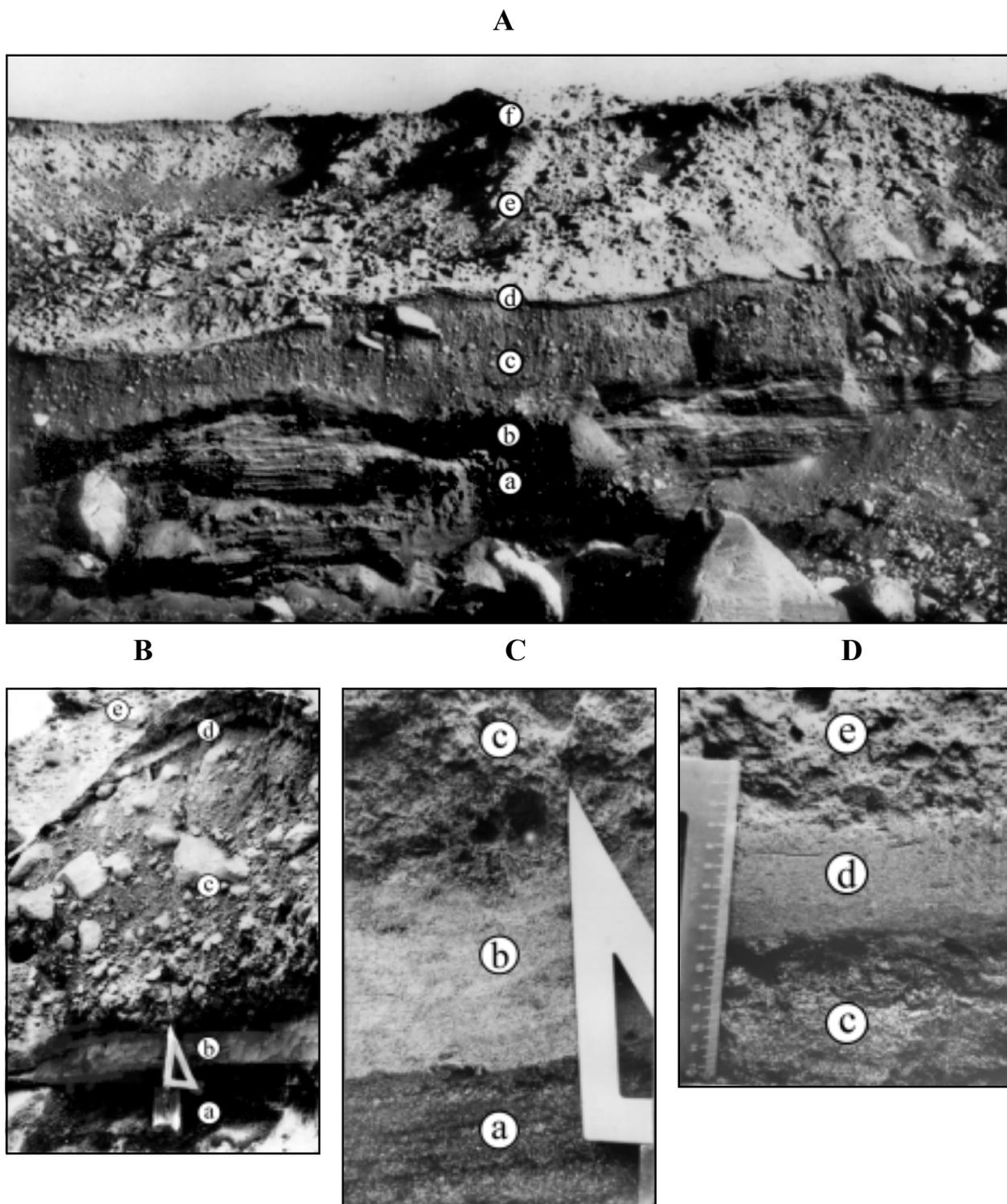


Рис. 51. Разрез пирокластических отложений по руслу Ключа Тундрового  
(А – общий, В – средний, С и D – крупный план).

*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.

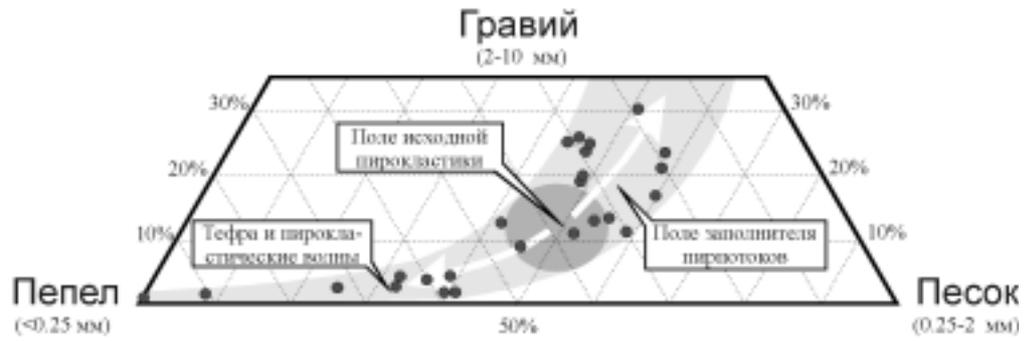
Как можно видеть, процесс движения потоков раскаленной пирокластики имеет ряд особенностей, которые, как правило, не учитываются в попытках реконструкции развития этих процессов по результирующим отложениям. Эти особенности свойственны и автоэксплозивным лавинам, и пирокластическим потокам, но за счет 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.

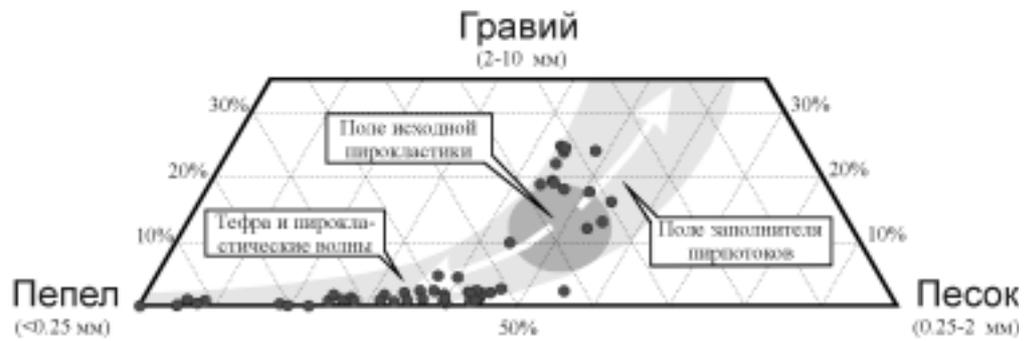


Рис. 52. Эволюция гранулометрического состава пирокластических и тэфровых отложений по мере удаления от центра извержения.

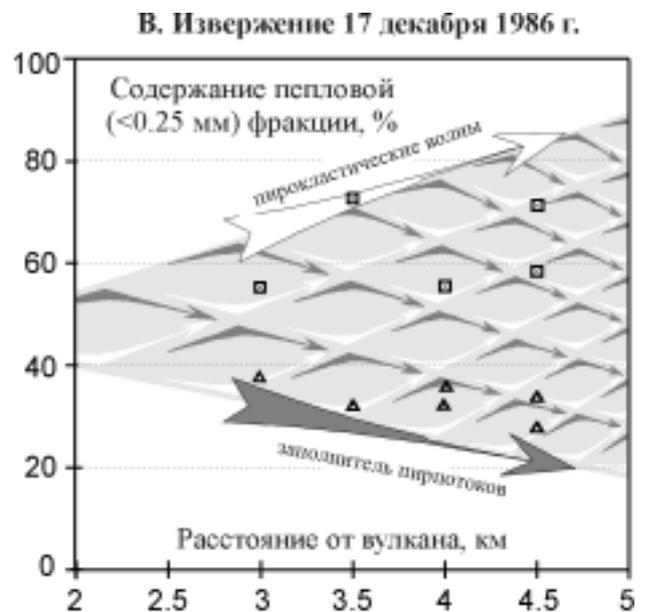
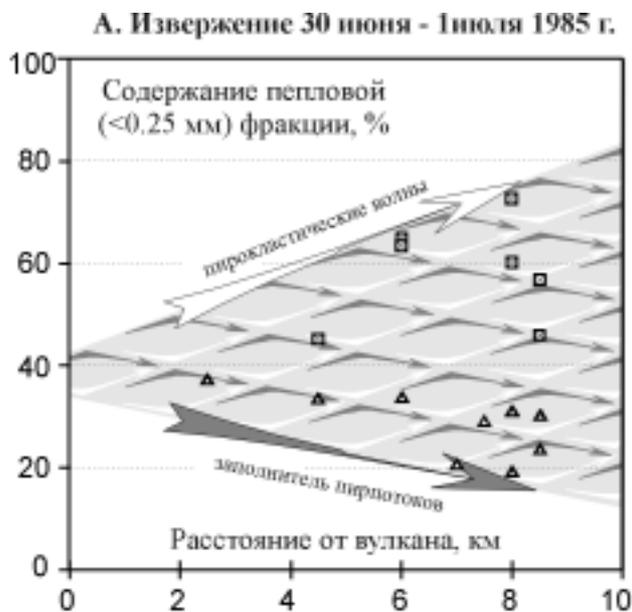


Рис. 53. Изменение содержания пепловой фракции в пирокластических отложениях по мере увеличения расстояния от центра извержения. Усл. обозн. см рис. 44

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 пронеситься над ними, продолжая прямолинейное движение. В случае движения потока раскаленной пироклаستيку вкост 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 пироклаستيку, 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 пироклаستيку является наличие достаточно длительного интервала времени, в течение которого продолжается извержение (истечение) потока раскаленной пироклаستيку 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 пироклаستيку все больше приобретают характерный облик пемзовых пирокластических потоков, резко контрастируя с первичными отложениями катастрофического потока раскаленной пироклаستيку. При извержении вулкана Сент-Хеленс 18 мая 1980 г. это пульсирующее затухание истечения пироклаستيку 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  $\text{SiO}_2$ .

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 «резургентный» 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. Волынцом, 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 опацификации 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).

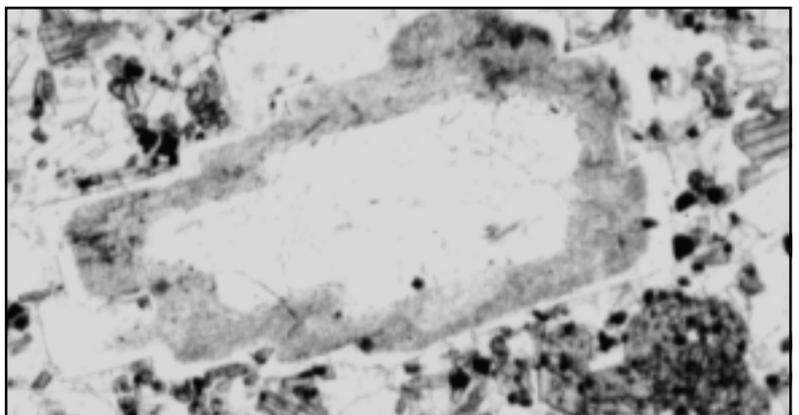


Рис. 55. Один из видов зональности вкрапленников плагиоклаза, выраженный в наличии зон с большим количеством включений стекла (x 40)

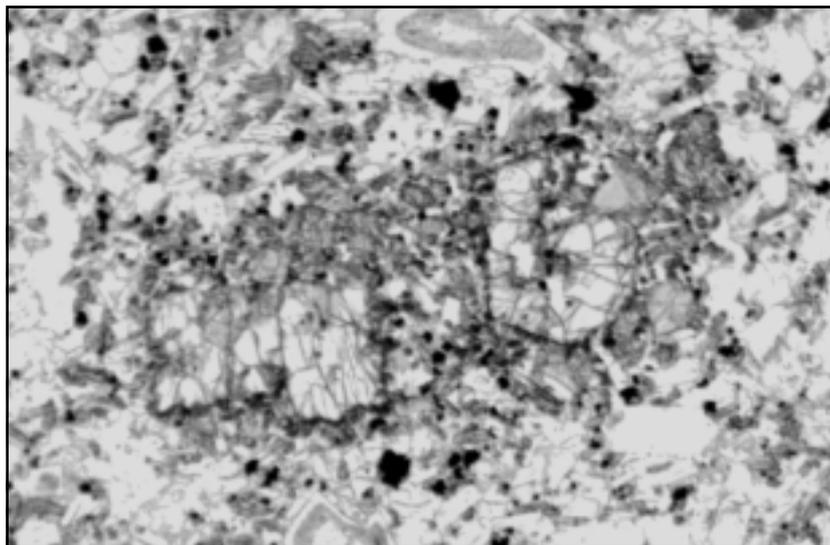


Рис. 56. Гломеропорфировое выделение клинопироксена в породе с преимущественным развитием гиперстена в основной массе (x 40).

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 обычны 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 м) 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: опацификация 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 – дупироксеновыми. 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 порообразующего минерала в это время сменил ромбический пироксен. Однако роговая обманка в виде единичных кристаллов, в значительной степени подвергнувшись реакционной переработке, продолжала встречаться в породах Безымьянного 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  $\mu$ ; 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 последовавших извержений можно привести описание состава продуктов извержения 1985 г. [5]. Породы этого извержения имеют серийно-порфировую структуру. Вкрапленники представлены плагиоклазом (*Pl*), орто- и клинопироксе-

Количественно-минералогический состав андезитов извержения 1985 г.

Андезиты	Вкрапленники, %							Основная масса, %
	<i>Pl I</i>	<i>Pl II</i>	<i>Pl III</i>	<i>Opх</i>	<i>СРх</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 (*Opх*, *СРх*), магнетитом (*Mt*), редкими кристаллами роговой обманки (*Amf*) и единичными зернами оливина (*Ol*). Количественно-минералогический состав показан в табл. 2.

**Плагиоклаз.** Выделяются три его генерации. Плагиоклазы 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 %. *СРх I* встречается в виде четко ограненных призм и округленных зерен размером 0,7 – 1,2 мм. Вокруг отдельных зерен наблюдается тонкая оторочка магнетита. *СРх II* представлен изометричными кристаллами диаметром 0,1 – 0,3 мм. Отмечается обрастание им гиперстена, замещение роговой обманки. Кристаллы *СРх I* и *СРх 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 плагиоклаза, 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 интерсертальная. В чистое прозрачное стекло погружены многочисленные микролиты плагиоклаза, пироксенов, магнетита. Как можно видеть из приведенного выше описания, количество генераций плагиоклаза 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  $\mu$ . 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. Волынцом [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-порфириковых и порфириковых 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.

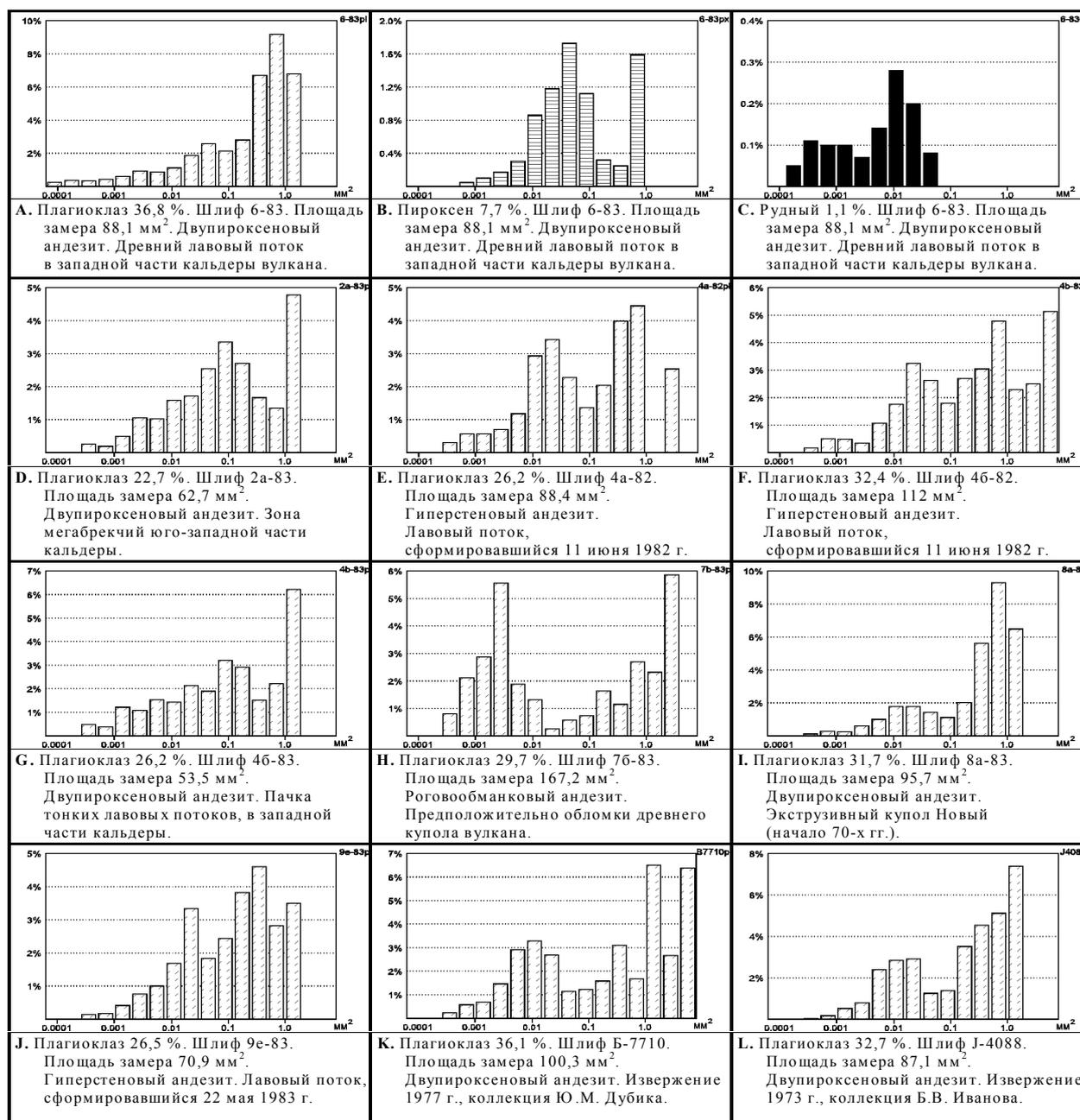


Рис. 57. Серийно-порфировые структуры пород Безымянного. По оси абсцисс в логарифмическом масштабе отложена площадь сечений ( $mm^2$ ), по оси ординат – их содержание в шлифе.

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 дупироксеновых 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 внутриматричного 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 внутриматричного 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. Богдавленская [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. Это же мнение 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 <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	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	Б1-8-84Б [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	Б1-1476 [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	Б1-1447 [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	Б1-1478 [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	Б1-81017 [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	Б1-30/13 [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	Б1-1592 [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	Б1-1589 [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	Б1-13/5 [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	Б1-1422 [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	Б1-1455 [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	Б1-36М [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]; Б1-134 [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	Б1-1459 [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	Б1-1419 [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	Б1-16/7 [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	Б1-46М/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	Б1-13/7 [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	Б1-1500 [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	Б1-14/11 [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	Б1-13/2 [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	Б1-1464 [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 <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	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]

**Результаты статистической обработки изменчивости главных химических компонентов пород Безымянного.**

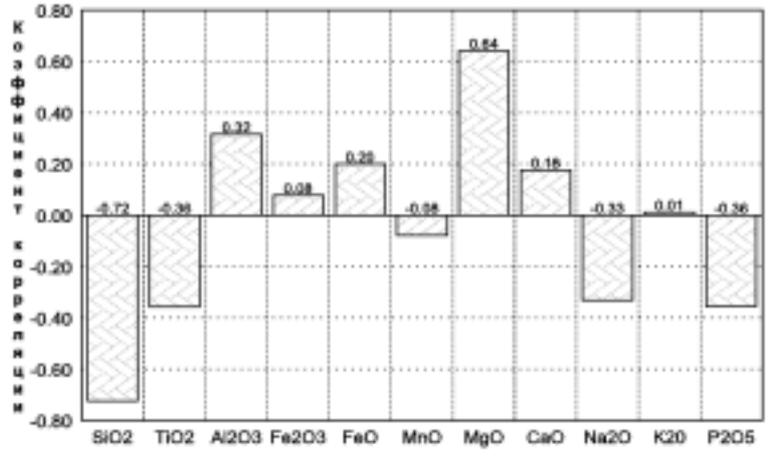
Показатель	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
<b>Исторические извержения</b>											
Среднее содержание	58,281	0,717	17,730	3,728	3,661	0,151	3,760	7,123	3,433	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 SiO<sub>2</sub></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	
<b>Древние извержения</b>											
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 SiO<sub>2</sub></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	
<b>Сравнение древних и исторических извержений</b>											
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 SiO<sub>2</sub>. По величине с ней сопоставима лишь прямая корреляция со временем содержания MgO. Слабая корреляция со временем имеется в изменениях содержаний Na<sub>2</sub>O, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и TiO<sub>2</sub>. 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 SiO<sub>2</sub> ростом количества MgO.

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

$$\{SiO_2\} = (-0,077 \pm 0,011) \times t + 64,065 \text{ мас. \%},$$

где размерность времени [t] = 1 год. То есть имеется достаточно хорошо выраженная тенденция к ежегодному снижению содержания SiO<sub>2</sub> 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 SiO<sub>2</sub> на самых ранних этапах исторического цикла активности. Несмотря на «золотую» 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 SiO<sub>2</sub> по сравнению с материалом этого извержения и первыми лавами купола Нового.

Поскольку в наибольшей степени коррелирует со временем содержания SiO<sub>2</sub>, то наибольший интерес среди межкомпонентных корреляций представляют собой связи между изменчивостью в содержаниях SiO<sub>2</sub> 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 SiO<sub>2</sub>, что, скорее всего,

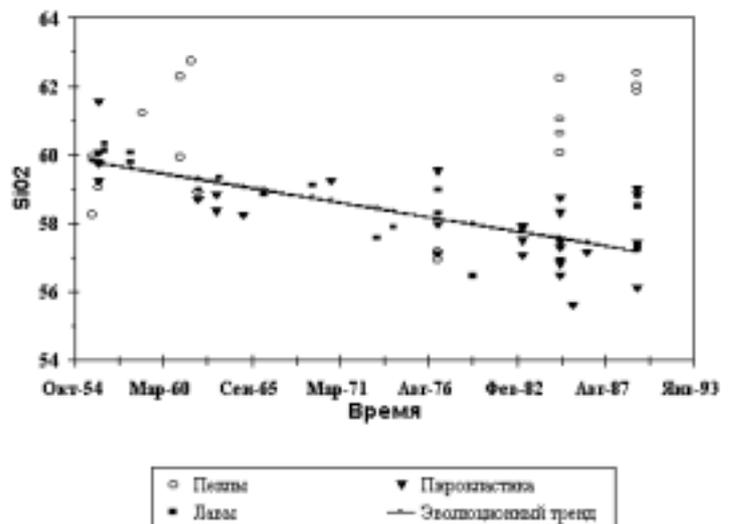


Рис. 59. Изменение содержания SiO<sub>2</sub> в ходе исторического цикла эволюции Безымянного

связано с более широким диапазоном изменчивости составов. Максимальная корреляционная зависимость – между содержаниями  $\text{SiO}_2$  и  $\text{CaO}$ .

К наиболее существенным различиям в межкомпонентных корреляциях исторических и древних извержений относится различие в связи между  $\text{SiO}_2$  и  $\text{FeO}$ : 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  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в продуктах исторических извержений. Наряду с этим, средний состав исторических извержений отличается более низким содержанием  $\text{SiO}_2$ , глинозема, щелочей (прежде всего  $\text{K}_2\text{O}$ ) 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  $\text{MgO}$ . В пределах от 2,5 до 1,5 раз сократились интервалы вариаций для  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{FeO}$ . При этом абсолютно не изменились диапазоны вариаций для  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$  и, что особенно показательно, для  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$ . 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  $\text{CO}_2$ ,  $\text{HCl}$  и  $\text{SO}_2$ . Максимальную концентрацию имел углекислый газ, а  $\text{SO}_2$  преобладал над  $\text{HCl}$ .

Впоследствии установлено [178], что фумарольные газы из горячих отложений пирокластических потоков обеднены  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{HF}$ ,  $\text{HCl}$  и резко обогащены  $\text{H}_2$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{Ar}$ , 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

Безымянный 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 Безымянном 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 пересекающих 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, цементированным 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 подсосыванием 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<sub>2</sub>O), содержание которых достигает 16–80%. Процент собственно вулканических газов редко превышает единицу. Вторым по значимости компонентом является двуокись углерода (CO<sub>2</sub>), затем следуют серные газы (SO<sub>2</sub>, SO<sub>3</sub>, H<sub>2</sub>S), галогеноводороды (HCl, HF). В периоды усиления активности вулкана в составе фумарол отмечалось [106, 107, 177] появление горючих газов (H<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>).

Соотношения между сернистыми и галоидными соединениями в газе и газовом конденсате различно, что объясняется [33, 202] неполной растворимостью газа SO<sub>2</sub> в конденсате. Поэтому часто в составе газа присутствуют только SO<sub>2</sub> и CO<sub>2</sub>, 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<sub>2</sub> · n H<sub>2</sub>O 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<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, окись ванадия V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; из гидроокислов – сассолин В(ОН)<sub>3</sub>; хлоридов – галит NaCl, молизит FeCl<sub>3</sub>; фторидов – а-ральстонит Na<sub>x</sub>(Mg<sub>x</sub>Al<sub>2-x</sub>)(F,ОН)<sub>6</sub>·yH<sub>2</sub>O, фторид алюминия AlF<sub>3</sub>; сульфатов – тенардит Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, ангидрит CaSO<sub>4</sub>, афтиталит 2Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>·K<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, миллозивечит [(Fe)Al]<sub>2</sub>(SiO<sub>4</sub>)<sub>3</sub>, сульфат алюминия; водные сульфаты – гипс CaSO<sub>4</sub>·2H<sub>2</sub>O, алуноген Al<sub>2</sub>(SiO<sub>4</sub>)<sub>3</sub>·18H<sub>2</sub>O, галлотрихит FeAl<sub>2</sub>(SO<sub>4</sub>)<sub>4</sub>·22H<sub>2</sub>O, астраханит Na<sub>2</sub>Mg(SO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>·4H<sub>2</sub>O, эпсомит MgSO<sub>4</sub>·7H<sub>2</sub>O. Наибольшее распространение среди возгонов имеют опал, сера, сульфаты кальция и алюминия, гематит, меньшее – сассолин, фториды и хлориды. К наиболее редким минеральным об-

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. Глобули 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
$\alpha$ -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 глобули 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, тонкопленочные налеты
Хлориды железа	Дневная поверхность, стенки трещин $t = 60 - 500 \text{ }^\circ\text{C}$	Тонкопленочные налеты на поверхности минеральных агрегатов
Фториды	Только на дневной поверхности, $t = 100 - 500 \text{ }^\circ\text{C}$	Тонкопленочные 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 эксгаляций извержения эксгаляции 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 постпароксимальной активности вулкана по мере роста купола в газах уменьшалось содержание SO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, CO, CO<sub>2</sub> 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 °C газы группы серы резко преобладали над галоидными (SO<sub>2</sub> – 66,10 и 67,78 %, HCl – 9,83 и 13,09 %, CO<sub>2</sub> – 11 и 10 %, H<sub>2</sub> – 7,8 и 8,4 %, CH<sub>4</sub> – 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 эксгалации 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. Основным источником 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. Меняйлов [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. Меняйловым [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 автовзрывности, особенно отчетливые для наиболее крупных обрушений. Последние все больше приобретают характерные черты автовзрывных 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 формирование 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 пересекающих 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 пересекают 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

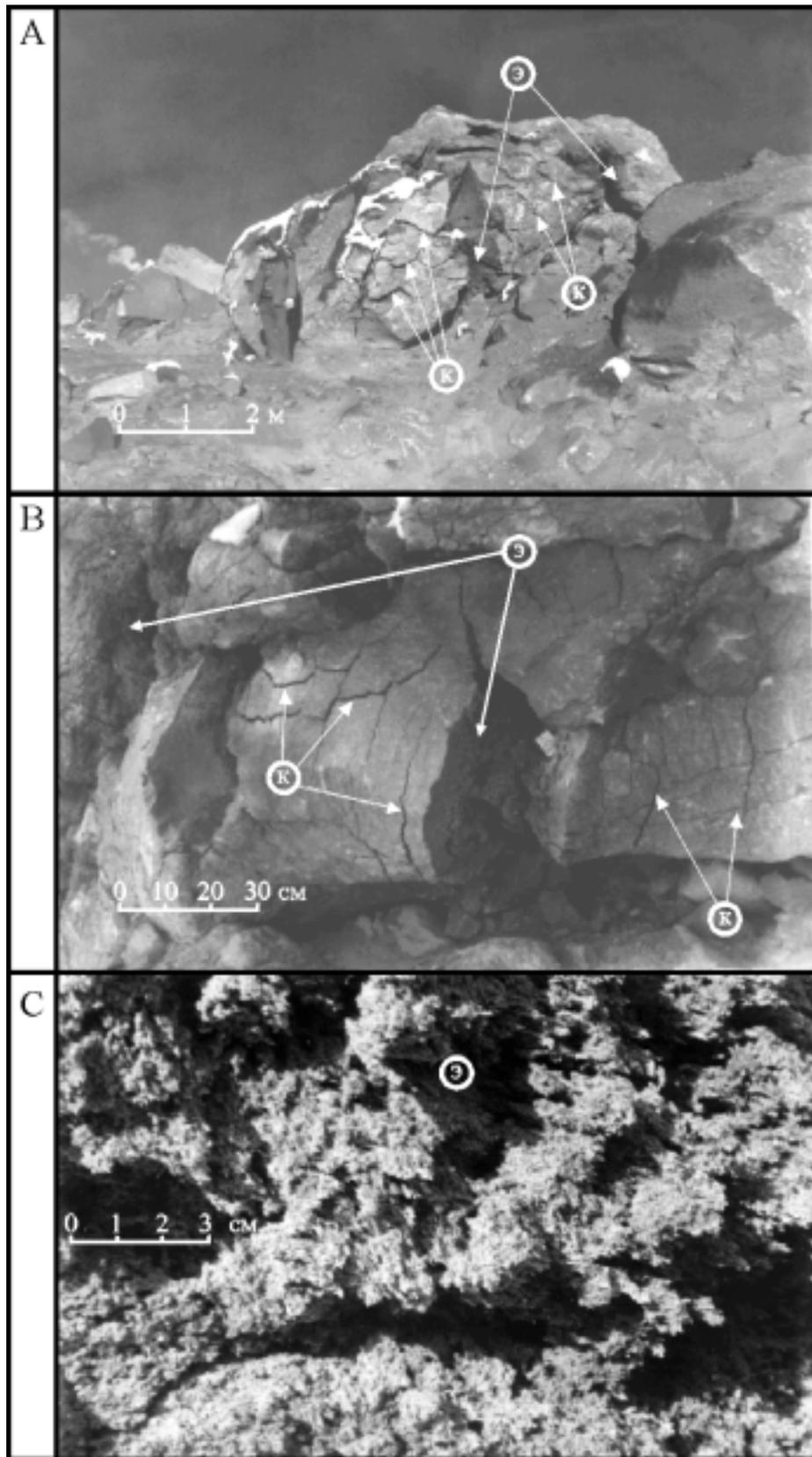


Рис. 60. Контракционные (к) и автоэксплозивные (э) трещины в крупной глыбе ювенильного андезита (пирокластический поток 17 декабря 1986 г.).

*А и Б – соответственно общий и средний план, С – крупный план пировойлочной 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 соответствии 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 внутривулкановом 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 происходит 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) внутриматричного 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. 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, 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 магматическом 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 магматического давления. Дополнительными (усиливающими этот механизм) моментами являются 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. Однако объем каждой магматической системы остается неизменным при нарастающем внутриматричном 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 саморазвивающейся 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 внутриматического давления, а сброс этого давления носит полициклический характер. Тем самым мы приходим к необходимости реабилитации концепции динамической активности магм.

Полициклическая изменчивость внутриматического 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 внутриматического давления отражается в образовании порфировых и серийно-порфировых структур вулканических пород благодаря наличию потенциального барьера [220, 273] на образование центров кристаллизации. Уровень внутриматического 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 внутриматического 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 внутриматического 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  $\alpha$  и  $\lambda$ , 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  $\text{SiO}_2$  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  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в продуктах исторических извержений. Наряду с этим средний состав исторических извержений отличается более низким содержанием  $\text{SiO}_2$ , глинозема, щелочей (прежде всего,  $\text{K}_2\text{O}$ ) 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  $\text{MgO}$ . В пределах от 2,5 до 1,5 раз сократились интервалы вариаций для  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{FeO}$ .

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  $\text{SiO}_2$  на  $0,077$  мас. %. Практически столь же хорошо выражена лишь тенденция к ежегодному увеличению на  $0,030 \pm 0,005$  мас. % в содержании  $\text{MgO}$ .

Наряду с общей тенденцией к повышению основности извергаемого в ходе исторических извержений материала имеются признаки повышения содержаний  $\text{SiO}_2$  на самых ранних этапах исторического цикла активности. Несмотря на «золотую» 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  $\text{SiO}_2$  по сравнению с 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 мкм; 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 *Pl 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 мк. В этом же извержении составы *PI* 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 застройке 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 застройке 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 близферической 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. Аналоги 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 взрывной 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 км<sup>2</sup>). 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 редкопорфиновые. 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 взрывными 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 Дзэндзур-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 чехла<sup>2</sup>. 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

<sup>2</sup> 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<sub>2</sub>) с соответствующим изменением минерального состава – от кварц-содержащих амфибол-пироксеновых андезитов до оливин-пироксеновых андезитобазальтов.

Четко выраженная макроритмичность 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 км<sup>3</sup> 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 вулкаников 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 вулкаников свойственна и внутрикальдерным постройкам, отличающимся 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 вулкаников 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 исследователей<sup>3</sup>, 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 км<sup>3</sup>.

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<sub>2</sub> – 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%.

<sup>3</sup> 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*

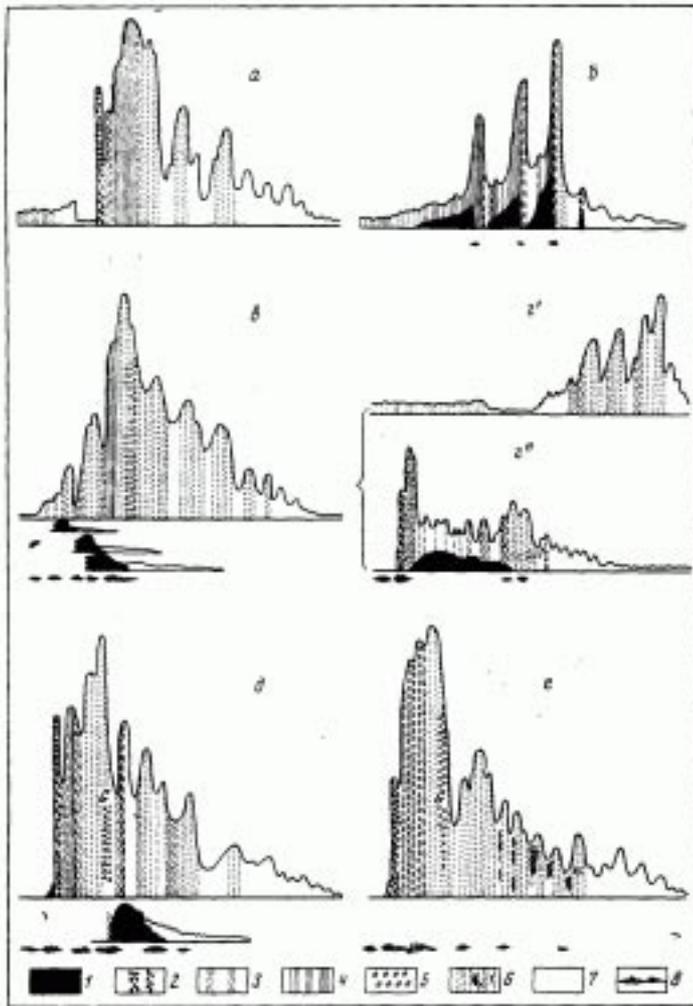


Рис. 61. Диаграммы извержений (по А. Ритману [193]).

*a* – 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 производству 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 полове 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. Меняйлов [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 эманаций 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 простирания, 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 плагиориолитов 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 эксгаляциях. 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  $\mu$  при давлении  $P$  и абсолютной температуре  $T$ , а  $R$  – универсальная газовая постоянная (8310 Дж/кмоль·К). Пусть магма имеет плотность  $\rho$ . 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 <sub>2</sub> O	374	SO <sub>2</sub>	158
CO <sub>2</sub>	31	H <sub>2</sub> S	100
HF	188	CO <sub>2</sub>	-140
HCl	51	CH <sub>4</sub>	-83
H <sub>2</sub>	-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 Fe<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub> 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

$$L = \int_H^{H+\Delta H} \frac{kRT}{\mu g} \frac{dh}{\frac{P_{am}}{\rho g} + h} \quad , \quad (7)$$

получив зависимость приращения высоты магматической колонны  $L$  от доли выделяющихся летучих  $k$  в магматической колонне высотой  $\Delta H$  при условии залегания ее верхней части на глубине  $H$ :

$$L = \frac{kRT}{\mu g} \ln \left| 1 + \frac{\Delta H}{\frac{P_{am}}{\rho g} + H} \right| \quad . \quad (8)$$

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/м<sup>3</sup> 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 (Т=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 внутриматического 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 внутриматическом 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 полицикличности 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 преодолет 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 внутриматического 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 внутриматричного 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 внутриматричного давления отражается в образовании порфирировых и серийно-порфирировых 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 порфирировых и серийно-порфирировых 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 теплоты 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 –*

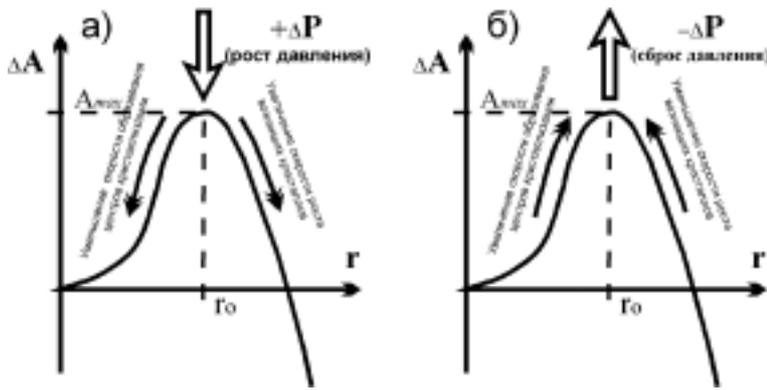


Рис. 62. Потенциальный барьер при образовании центров кристаллизации и его значение для кристаллизации в условиях переменного давления

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 образования

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 внутримангматического 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 внутримангматического 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 внутримангматического 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 внутримангматического 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

$$\vec{F} = m \vec{a} \text{ или, что то же самое, } \vec{F} = m \frac{d^2 \vec{s}}{dt^2}. \text{ Отсюда получаем } dA = m \frac{d^2 \vec{s}}{dt^2} d\vec{s}.$$

Последнее выражение 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:

$$\frac{dx}{dt} = B(x - x_0)^\beta, \tag{12}$$

где  $x$  – параметр, характеризующий развитие процесса;  $x_0$  – значение параметра в равновесном состоянии,  $\frac{dx}{dt}$  – скорость его изменения,  $B$  – коэффициент,  $\beta$  – 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 аналогичию 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

$$\frac{d^2x}{dt^2} = k \left[ \left( \frac{dx}{dt} \right)^2 - V_0^2 \right]^\gamma, \tag{13}$$

где  $x$  – количественный параметр, характеризующий развитие системы во времени  $t$ ;  $V_0 = \left( \frac{dx}{dt} \right)_0$ ,  $k$  и

$\gamma$  – 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:

$$(14) \quad F_x = a |E_x - E_0|^\gamma \quad \text{или}$$

$$(15) \quad m_x \frac{d^2x}{dt^2} = a \left| \frac{m_x \left(\frac{dx}{dt}\right)^2}{2} - \frac{m_x \left(\frac{dx}{dt}\right)_0^2}{2} \right|^\gamma.$$

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

$$(16) \quad \frac{d^2\tau}{dt^2} = k \left| \left(\frac{d\tau}{dt}\right)^\lambda - \left(\frac{d\tau}{dt}\right)_0^{\lambda/\alpha} \right|,$$

Здесь  $\tau$  и  $t$  – соответственно внутреннее и внешнее по отношению к саморазвивающейся системе время; показатели степени  $\lambda$  и  $\alpha$  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  $\tau$  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:

$$\dot{\Omega}^{-\alpha} \ddot{\Omega} - A = 0 \quad , \quad (18)$$

где  $\Omega$  – измеряемая величина (например напряжение); а  $A$  и  $\alpha$  – 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 саморазвивающейся 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-

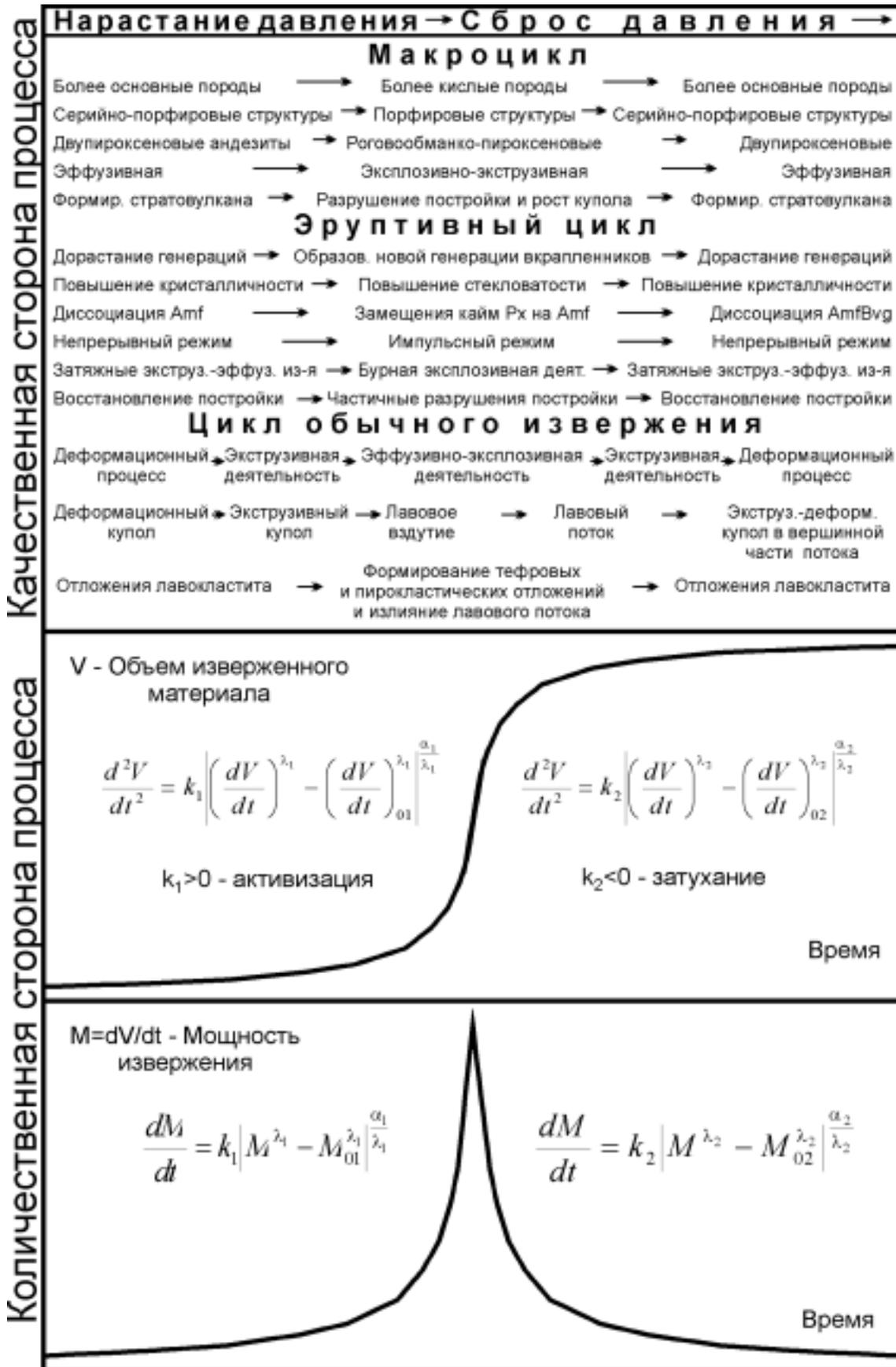


Рис. 63. Взаимосвязь (синхронизация) количественной и качественной сторон динамической модели вулканического процесса

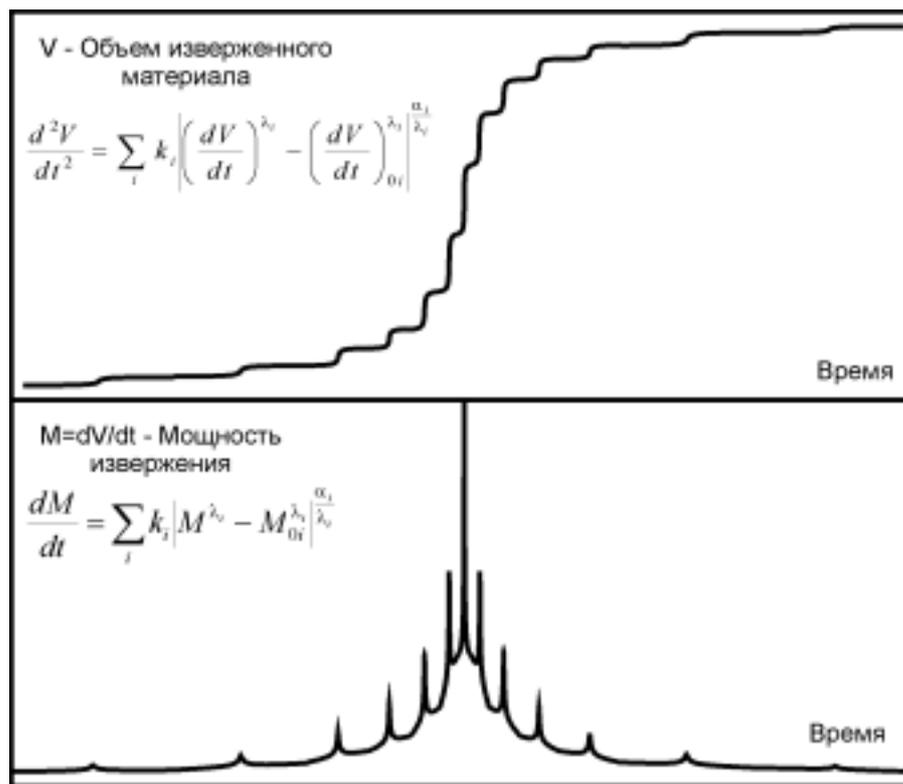


Рис. 64. Полицикличность как суперпозиция цикличности разных временных масштабов

эффицентом пропорциональности  $k$ , показателями степени нелинейности  $\alpha$  и  $\lambda$ , а также скоростью развития в стационарном состоянии  $\left(\frac{dx}{dt}\right)_0$  (рис. 64):

$$\frac{d^2x}{dt^2} = \sum_i k_i \left| \left(\frac{dx}{dt}\right)^{\lambda_i} - \left(\frac{dx}{dt}\right)_{0i}^{\lambda_i} \right|^{\frac{\alpha_i}{\lambda_i}}. \quad (19)$$

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  $\alpha$  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  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  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 магмообразования [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. Ярмолюк [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 их 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  $\rho$ , 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 внутриматематического 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 в пору 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 внутриматричного 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].