

К аналогичному выводу приходят авторы наиболее крупной в отечественной литературе обзорной работы по магматическим горным породам [141]. Расслоенные, или стратиформные, интрузивы основных и ультраосновных пород широко развиты в стабилизированных структурах земной коры – древних и молодых платформах, срединных массивах, областях завершенной складчатости и т.д. Расслоенные массивы основных и ультраосновных пород довольно разнообразны. Среди них встречаются массивы, как образованные породами нормальной щелочности, так и сложенные породами повышенной щелочности (сиенит-габбровые), вплоть до интрузивов, где среди дифференциатов присутствуют щелочные породы. Наиболее распространены массивы основных и ультраосновных пород нормальной щелочности; они же и наиболее изучены. Габброиды, по составу и структуре аналогичные магматическим кумулатам из расслоенных интрузивов, обнаружены при драгировании срединно-океанических хребтов. Было высказано предположение, что они представляют собой фрагменты средней части офиолитовой серии (расслоенного комплекса) и, возможно, являются представителями *«третьего геофизического слоя океанической коры»*.

Виды расслоенности. Наиболее заметная расслоенность, проявляющаяся во всех мощных расслоенных сериях, выражается в колебаниях количеств главных минералов. Некоторые слои обогащены плагиоклазом, другие – темноцветными минералами. Такое различие в составе породы обуславливает максимальную контрастность смежных слоев. При первом описании Скергаардского массива (Восточная Гренландия) подобная перемежаемость получила название ритмической расслоенности. В Скергаардском и многих других расслоенных интрузивах ритмическая расслоенность может быть обусловлена чередованием слоев, настолько сильно различающихся по составу, что, с точки зрения обычной петрографической номенклатуры, породы отдельных слоев следовало бы определять как совершенно различные типы и часто даже относиться к далеко отстоящим одна от другой петрографическим группам.

Наряду с хорошо прослеживающейся в обнажениях ритмической расслоенностью пород по соотношениям пороодообразующих минералов, в строении интрузива выявлена так называемая скрытая расслоенность, соответствующая как направленным, так и колебательным изменениям состава пороодообразующих минералов. По направлению вверх плагиоклазы становятся более кислыми, а оливины и пироксены – более железистыми. Появление или исчезновение определенных минералов (как и непрерывные изменения состава фаз твердых растворов) исследователи также относят к проявлениям скрытой расслоенности.

Количественные соотношения минералов, обуславливающие ритмическую расслоенность, часто определяются различиями в удельной массе. Так, некоторые слои имеют четко выраженную подошву и обогащены в нижних частях тяжелыми, обычно темноцветными минералами, тогда как вверх по разрезу слоя происходит постепенное увеличение содержания легкого светлоокрашенного полевого шпата. Подобное распределение тяжелых и легких составных частей указывает, что на некоторой стадии осаждение кристаллов различной плотности происходило под влиянием силы тяжести. Этот тип расслоенности был назван Баддингтоном гравитационной стратиформностью. В большинстве случаев расслоенность явно возникла при отложении кристаллов на дне магматической камеры и может быть названа расслоенностью кристаллоосаждения. Однако иногда расслоенность формировалась в процессе последовательного затвердевания слоев у кровли и боковых стенок магматической камеры. В частности, к этому типу относится расслоенность в породах боковой и верхней краевых групп Скергаарда. Самая четкая тонкая расслоенность со слоями толщиной несколько миллиметров установлена в ядрах и образцах из поверхностных обнажений восточной части Бушвельдского комплекса (Южная Африка) [254]. По мнению исследователей, образование подобных контрастных кумулатов обусловлено процессом более резкой сортировки кристаллов, которая сменялась их адкумулятивным дорастанием.

На фоне тонкой ритмической расслоенности нередка макроритмическая расслоенность. Так, в Рамском массиве (Шотландия) [254] во всем разрезе ультраосновных пород четко прослеживается крупномасштабная ритмическая расслоенность. Подразделение на ритмические единицы впервые проведено для расслоенной серии восточного блока общей мощностью 825 м. Здесь выделено 15 ритмов со средней мощностью 56 м (от 16 до 160 м для отдельных единиц). Каждый ритм состоит из обогащенной оливином породы (оливинового кумулата) в основании, постепенно переходящего

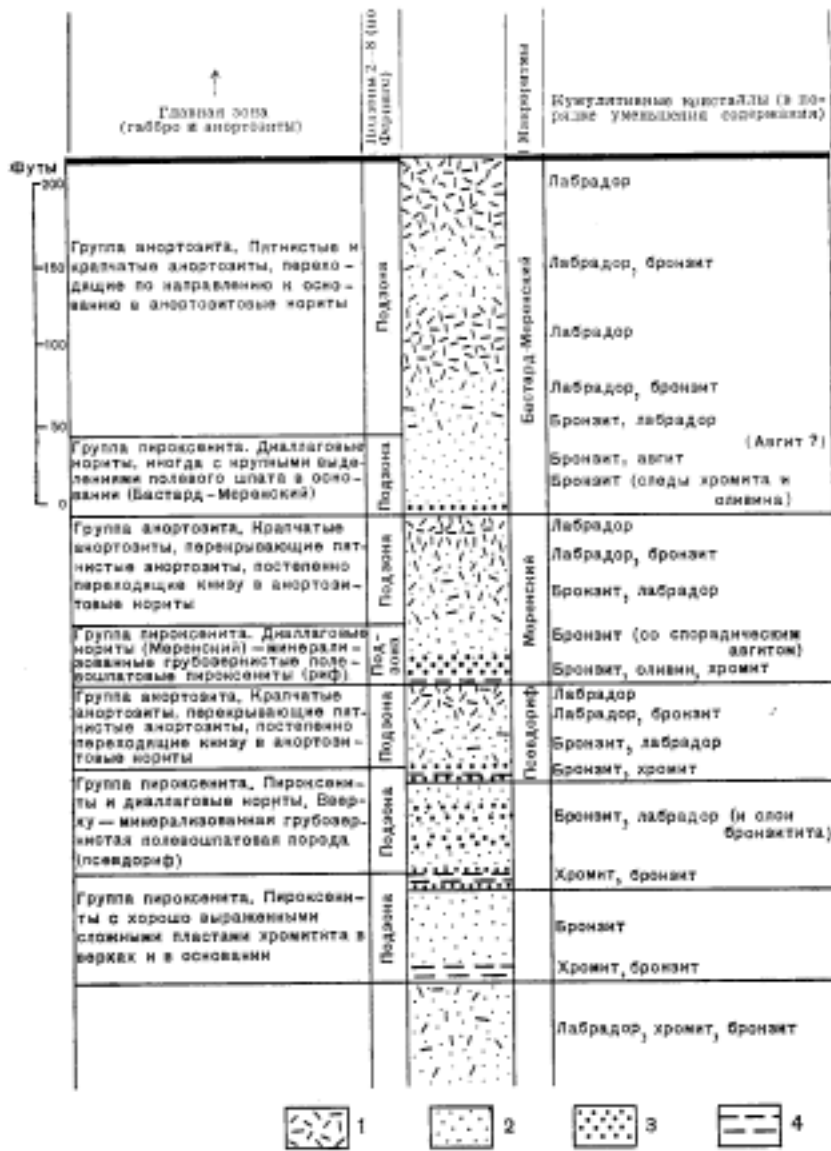


Рис. 65. Макроритмы горизонта рифа Меренского (Бушвельдский интрузив) по [254]. Слева приведено описание подзон, выделенных Ферингой, а справа — интерпретация разреза Л. Уэйджером и Г. Брауном [254], основанная на характере распределения кумулятивных фаз. По распределению этих фаз намечаются ритмические единицы, каждая из которых начинается в основании меланократовыми породами и постепенно переходит вверх в лейкократовые. Кумулятивные минералы: 1 — плагиоклаз, 2 — бронзит, 3 — крупные кристаллы бронзита, 4 — слои кумулятивного хромита

вверх по разрезу в обогащенную плагиоклазом породу (плагиоклазовый кумулат). Эта общая направленность изменения состава пород макроритма осложняется присутствием в оливиновых кумулатах небольших количеств кумулятивной хромовой шпинели, а в плагиоклазовых кумулатах — примеси кумулятивных оливина и моноклинного пироксена, которые места

могут концентрироваться, образуя мелкую ритмическую расслоенность.

Аналогичная макроритмическая расслоенность, на общем фоне тонкой ритмической расслоенности, характерна и для зон ультраосновных пород Бушвельда, Великой дайки и Стиллуотерского интрузива. В породах Скергаардского интрузива макроритмическая расслоенность наиболее крупных масштабов выражается в зональном строении самого интрузива. Его главнейшие подразделения представлены нижней зоной, в которой присутствует кумулятивный оливин, средней безоливиновой зоной и верхней зоной, в кристаллическом осадке которой вновь появляется оливин, имеющий, однако, более железистый состав, чем оливин нижних частей расслоенной серии.

Макроритмичность меньшего масштаба, сходная с макроритмичностью пластов восточной части Рамского массива и базальной серии Бушвельдского массива, установлена у кровли средней зоны Скергаарда. В этой зоне ритмическая расслоенность обусловлена главным образом концентрацией кумулятивного магнетита в отдельных тонких слоях, а также изменением относительных количеств кумулятивных кристаллов пироксена и полевого шпата. Кроме тонкой ритмической расслоенности здесь встречены три мощных слоя, образующих так называемую тройную группу. Мощность двух нижних слоев около 20 м, верхнего — 60 м. Тройная группа прослеживается на площади не менее 4 км². В каждом из прослоев тройной группы наблюдается гравитационная стратиформность, весьма отличная по своим масштабам от обычно наблюдающейся в расслоенной серии.

На фоне ритмической расслоенности в развитии интрузивов отмечена и общая эволюционная направленность. Наиболее яркий ее пример дает Бушвельдский расслоенный интрузив, породы которого представлены мощной серией дифференциатов, меняющихся по составу – от ультраосновных пород типа перидотитов и пироксенитов через габброиды, нориты, анортозиты и сходные основные породы до пород среднего состава типа диоритов и, в итоге – до основных гранофилов. Эти направленные изменения соответствуют мегациклу общего развития интрузивного комплекса.

По данным [254], существует определенное внутреннее единство расслоенности макроритмической и обычного масштаба. Во-первых, и макроритмичность, и обычная ритмичность представляют собой однотипные явления, различающиеся лишь по масштабу развития одного и того же процесса. Во-вторых, макроритмичность описывается лишь в тех случаях, когда нормальная ритмичность выражена слабее обычного, но даже и в этом случае в изложенном фактическом материале имеются указания на существование макроритмичности. Например, в верхней зоне Бушвельдского комплекса магнетитовые слои группируются в нижний ряд из трех слоев (мощностью 1,8, 0,38, и 0,30 м) и верхний ряд, начинающийся в 18 м выше по разрезу и также представленный тремя слоями (0,75, 0,38 и 0,30 м). Подобная повторяемость представляет собой не что иное, как макроритм с мощностью порядка 20 м.

И, наконец, при более детальном рассмотрении оказывается, что деление повторяющейся расслоенности на макроритмы и обычные ритмы весьма условно, так как колебания мощности внутри обеих этих разновидностей достаточно велики. Так, например, в Рамском массиве имеются два типа макроритмов, различающихся по мощности почти на порядок (средние мощности 400 и 50 м соответственно). Часто внутри выделенных авторами макроритмов прослеживаются меньшие по мощности ритмы, которые тем не менее достаточно велики для обычной ритмической расслоенности. В приведенных на рис. 65 макроритмах рифа Меренского (Бушвельдский интрузив) третий снизу распадается на три подритма по слоям с крупнокристаллическими выделениями бронзита, а макроритм Бастард-Меренский – на два подритма по взаимным соотношениям плагиоклаза и бронзита.

Таким образом, в расслоенных интрузивах мы имеем дело с их полициклической расслоенностью, из которой следует вывод о полициклическом характере процессов формирования этих интрузивов ультраосновных и основных пород.

Существующие объяснения. Ключевым вопросом генезиса расслоенных интрузивов является происхождение расслоенности при кристаллизации первично-однородного расплава, а также ритмического повторения слоев. Происхождение ритмической расслоенности – краеугольный камень любой модели расслоенного интрузива. Расшифровке природы этого явления посвящено большое число различных гипотез, привлекающих для его объяснения самые разнообразные механизмы. В частности, Л. Уэйджер и Г. Браун [254] считают, что расслоенность обусловлена процессом аккумуляции кристаллов, осаждающихся из основных магм, но одна концепция осаждения кристаллов под влиянием силы тяжести без привлечения других факторов не может объяснить присутствия меланократовых слоев, перекрывающих лейкократовые, а тем более многократного повторения этого явления. Поэтому для объяснения явления расслоенности, представленной сериями из сотен и тысяч повторяющихся единиц, Л. Уэйджер и Г. Браун считают возможным предложение двух основных гипотез: гипотезу сортировки различных минералов под влиянием механических агентов, действовавших циклически, и гипотезу регулирования процесса отложения циклически повторявшимися изменениями физико-химического состояния магмы.

Возникновение обычной ритмической расслоенности Л. Уэйджер и Г. Браун связывают с первым вариантом возможных гипотез, а именно с воздействием конвекционных потоков, причем из медленных и постоянных потоков осаждались слои однородного состава, а из быстрых и спорадических – сортированные слои. Исследователям представлялось наиболее вероятным, что период действия быстрых потоков был довольно непродолжительным; за это время могло сформироваться лишь несколько десятков слоев мощностью несколько миллиметров каждый. Во многих отношениях такая расслоенность (разновидность ее в Стиллиуотерском массиве получила название дюймовой расслоенности) похожа на установленную в ряде силлов, где конвекционные циклы движения магмы отсутствовали.

Это вынуждает Л. Уэйджера и Г. Брауна выдвинуть еще одну гипотезу, объясняющую возникновение ритмической расслоенности, а именно вернуться к предположениям о периодических изменениях физико-химических условий в магме. Однако ответственность за эти периодические изменения авторы возлагают на выделение скрытой теплоты кристаллизации, за счет чего такая кристаллизация будет время от времени останавливаться. Однако переход вещества из расплавленного состояния в кристаллическое представляет собой реакцию системы на рассеивание тепла в окружающую среду. В связи с этим представляется неправдоподобным, что кристаллического вещества будет образовано больше, чем это обусловлено потерями тепла, и выделится какая-то избыточная теплота кристаллизации.

Далее, Л. Уэйджер и Г. Браун отмечают, что в «*породах главной зоны (Бушвельдского интрузива – М.А.) в качестве кумулятивных фаз присутствуют лишь плагиоклаз и два пироксена. Возможно, что слабая ритмическая расслоенность здесь (как и в средней зоне Скергаардского интрузива) отражает главным образом различия в удельном весе кумулятивных фаз, а не движения магмы в камере*» [254, с. 401]. Но, как уже отмечалось, одним осаждением кристаллов под воздействием силы тяжести без привлечения других факторов объяснить появление ритмической расслоенности (пусть даже слабой) невозможно. Движения магмы отсутствуют, следовательно, необходимо действие какого-то неизвестного фактора. Примечательно, что этот фактор требуется для объяснения ритмической расслоенности на участках, составляющих 30–60 % общей мощности расслоенных серий названных интрузивов.

Таким образом, Л. Уэйджер и Г. Браун для образования ритмической расслоенности обычного масштаба предусматривают в разных случаях действие трех различных факторов. Аналогичная ситуация возникает и по поводу макроритмической расслоенности, но факторы ее вызывающие, предполагаются отличными от тех, которые обуславливают ритмическую расслоенность обычного масштаба. Ответственность за возникновение макроритмичности возлагается на «*существование неустойчивых условий на ранних этапах кристаллизации*» [254, с. 523]. Под этими неустойчивыми условиями в разных случаях понимается воздействие на систему двух различных факторов: колебаний физико-химического состояния магмы непосредственно после момента ее инъекции и периодические инъекции магмы одного и того же состава.

Однако существование макроритмов имеет место и на более поздних этапах кристаллизации. В частности, можно привести пример упоминавшейся тройной группы Скергаардского интрузива. По мнению исследователей, «*расслоенность этих горизонтов по характеру сходна с расслоенностью, проявляющейся в пластах восточной части Рамского массива, но имеет, вероятно, иное происхождение. Аналогичным образом горизонты тройной группы похожи на слои базальной серии Бушвельдского массива, хотя имеют, несомненно, другой генезис*» [254, с. 85]. Таким образом, для объяснения макроритмической расслоенности Л. Уэйджер и Г. Браун допускают существование еще трех различных факторов, причем один из них оказывается неизвестным. Следовательно, для объяснения одного и того же явления полицикличности исследователи предполагают действие шести различных факторов. При этом два, а если учесть неправдоподобность предположения о периодическом прерывании кристаллизации за счет выделения скрытой теплоты, даже три фактора оказываются неизвестными.

Кроме Л. Уэйджера и Г. Брауна образование ритмической расслоенности за счет выделения скрытой теплоты кристаллизации пытался объяснить Е.Д. Джексон [313]. Е.В. Шарков [283] для интерпретации ритмической расслоенности пытается привлечь представления о температурно-концентрационных волнах. Сам процесс кристаллизации расслоенных интрузивов, по его мнению, подчиняется тем же закономерностям, что и затвердевание промышленных отливок. Согласно его представлений, кристаллизация происходит путем перемещения снизу вверх сравнительно маломощной (~3 м) зоны кристаллизации, внешняя граница которой соответствует зоне ликвидуса, а тыльная – солидуса. Возникновение температурно-концентрационных волн Е.В. Шарков объясняет тем, что тепло удаляется из системы быстрее, чем происходит диффузный массообмен на фронте кристаллизации, т.е. изотермы движутся быстрее, чем выравнивается состав расплава. Это приводит к периодическому накоплению перед фронтом остаточного расплава с соответствующим изменением состава выделяющихся минеральных ассоциаций, поскольку он теперь контактирует с более низкотемпе-

ратурным расплавом. Такое «концентрационное переохлаждение» фронта начала кристаллизации приводит, по мнению Е.В. Шаркова, к замедлению скорости его перемещения и в итоге вызывает появление перед фронтом второй (более высокотемпературной) зоны кристаллизации.

На наш взгляд, к возможности быстрого удаления тепла из крупных интрузивных тел надо подходить более осторожно. Во-первых, теплопроводность горных пород на 1,5–2 порядка ниже теплопроводности промышленных отливок [272]: 0,45–5,3 Вт/(м×К) – для горных пород против 30–260 Вт/(м×К) – для металлов и их сплавов. Во-вторых, базальты имеют в 3 раза более высокую теплоемкость по сравнению с чугуном и сталью (1,49 КДж/(кг×К) – для базальта и 0,5 КДж/(кг×К) – для чугуна и стали). В-третьих, отвод тепла из интрузивных тел частично компенсируется выделением скрытой теплоты кристаллизации, что делает невозможным быстрое снижение температуры в крупных интрузивных телах. В-четвертых, следует учитывать, что на процессы кристаллизации в крупных интрузиях накладывает отпечаток эффект частичного автотермостатирования, возникающий за счет образования в контактной зоне интрузива мощной толщии прогретых пород. Тепловой поток через эту зону определяется зависимостью

$$q = K \frac{T_i - T_e}{d}, \quad (20)$$

где d – мощность зоны, T_i и T_e – температуры соответственно на наружной и внутренней границах зоны, а K – коэффициент теплопроводности. Сколько-нибудь значительное переохлаждение расплава в этих условиях возможно лишь в начальные моменты формирования интрузивного комплекса непосредственно в области контакта с холодными вмещающими породами, что обуславливает образование зон закалки. За счет отводящегося от интрузива тепла мощность d зоны прогретых пород

быстро нарастает, обеспечивая быстрое снижение температурного градиента $\frac{T_i - T_e}{d}$, а, следовательно, и теплового потока от интрузива. Эффект частичного автотермостатирования при кристаллизации крупных интрузивов препятствует сколько-нибудь значительному переохлаждению расплава и происхождению температурно-концентрационных волн.

Более того, «очень важно то обстоятельство, что состав кумулятивных фаз во многих случаях аналогичен составу минералов-вкрапленников в эффузивных сериях. Это делает логичным представление о том, что расслоенные интрузивы в ряде случаев могли являться промежуточными магматическими камерами вулканов центрального типа, где и происходил в основном процесс дифференциации» [141, с. 102]. В связи с этим представления о маломощной зоне кристаллизации, распространяющейся в магматических системах от их дна, как-то не вяжутся с широким распространением порфировых и серийно порфировых структур в вулканических породах, а сами вулканы, по деятельности которых только и можно хотя бы косвенно судить о поведении реальных магматических систем, слабо соответствуют спокойному затвердеванию промышленных отливок. Поэтому точка зрения Е.В. Шаркова представляется нам малоубедительной.

Возникновение температурно-концентрационных волн скорее возможно для эффузивов и небольших магматических тел в приповерхностных условиях. И здесь имеется общая точка для модели температурно-концентрационных волн Е.В. Шаркова и модели ликвационного происхождения расслоенности А.А. Маракушева, хотя сами исследователи едва ли отдадут себе в этом отчет. По своей сути ритмическая ликвационная расслоенность А.А. Маракушева, полученная им в ходе экспериментальных исследований по кристаллизации переохлажденного расплава [159], примерно отвечающего калиевому трахитовому расплаву с добавкой гьератита K_2SiO_6 , представляет собой овеществленную в процессе кристаллизации стоячую температурно-концентрационную волну Е.В. Шаркова.

Однако в целом точка зрения А.А. Маракушева на происхождение расслоенных интрузивов основного и ультраосновного составов нам не совсем понятна. С одной стороны, он утверждает, что «ритмическая расслоенность в телах магматических пород распространена очень широко, причем исключительно в вулканической и субвулканической фациях (в лавах и малоглубинных интрузивах – дайках, силлах, лопполитах). С переходом к глубинным плутонам, которые кристаллизуются



Рис. 66. Текстуры динамической расслоенности в габбро-норитах Хабаринского массива (Южный Урал)

медленно, магматическая расслоенность исчезает или сохраняется в них в виде неясной реликтовой полосчатости и вертикальной неоднородности» [159, с. 183]. Отсюда следует, что ритмической расслоенности крупных интрузивов габброидного состава в природе просто не существует. И в то же время результаты экспериментов (как в

этой работе, так и в последующих [155, 157]) используются А.А. Маракушевым в качестве аргумента против возникновения ритмической расслоенности за счет кристаллизационной дифференциации в интрузивах именно габброидного состава. Однако, согласно модели А.А. Маракушева, «*ритмическая расслоенность отражает переохлаждение ликвирующих расплавов при быстром падении температуры, затрудняющее их взаимодействие и стимулирующее дальнейшее автономное расщепление» [159, с. 186]. Как мы только что показали, сколько-нибудь значительное переохлаждение расплава в крупных интрузивах невозможно, поэтому ликвационная модель А.А. Маракушева для происхождения ритмической расслоенности крупных интрузивных комплексов оказывается неприемлемой.*

Таким образом, в ходе интерпретации генезиса обычной ритмической расслоенности в существующих моделях возникают серьезные затруднения. Они становятся практически непреодолимыми, если попытаться дать одновременную интерпретацию как обычной ритмической расслоенности, так и макроритмической расслоенности, т.е. при рассмотрении явления полицикличности формирования интрузивных комплексов в целом.

Наша интерпретация. Ритмическая расслоенность крупных интрузивов габброидного состава как обычного, так и макроритмического масштабов находит простое и естественное объяснение в рамках динамической модели вулканического, а точнее – магматического процесса. Достаточно лишь вспомнить о полициклической изменчивости внутримангматического давления и его влиянии на процессы кристаллизации за счет наличия потенциального барьера на образование центров кристаллизации (см. разделы 1.3.2 и 2.1.4). Происхождение полициклической расслоенности крупных интрузивных массивов основных и ультраосновных пород, по нашему мнению, обусловлено автоколебательным режимом изменения физико-химического состояния кристаллизующейся магмы, накладывающим отпечаток на протекающие в системе процессы, прежде всего за счет высокой изменчивости внутримангматического давления. Возрастание в системе давления делает менее вероятным образование новых центров кристаллизации, и выделение кристаллической фазы происходит за счет укрупнения дорастания уже образовавшихся кристаллов.

Наибольшего развития этот процесс достигает там, где давление максимально, – у дна магматической камеры. Именно здесь должны образовываться наиболее четко выраженные генерации кристаллов-вкрапленников для всех одновременно кристаллизующихся минеральных фаз. В процессе их осаждения происходит дифференциация вкрапленников по плотностям, а следовательно, и образование слоев с четко выраженной гравитационной стратиформностью. Таким образом, повсеместное распространение полициклической расслоенности в интрузивах основного и ультраосновного состава представляет собой аналог столь же повсеместного распространения серийно-порфировых и порфировых структур в вулканических породах.

Однако влияние автоколебательного процесса на эволюцию магматических систем не ограничивается процессами образования генераций кристаллов-вкрапленников и формирования

гравитационной стратиформности за счет их осаждения. Как уже отмечалось, наиболее значительные колебания давления должны приводить к смещению минеральных равновесий в системе. Более того, нарастание давления есть следствие выделения летучих в свободную фазу при температурах, превышающих критические, сброс давления происходит благодаря прорыву летучих из магматической системы в окружающую среду. Следовательно, полициклический автоколебательный процесс становления магматических систем должен отражаться и на химическом составе магмы, а в целом – на ее физико-химическом состоянии, что и обуславливает формирование полициклически расслоенных интрузивных комплексов.

В действительности картина становления расслоенных интрузивов габбро-гипербазитового состава, скорее всего, гораздо сложнее. Следует отметить, что все вышеперечисленные модели их формирования имеют один общий изъян – абсолютно не учитывается возможность присутствия в магме газовой фазы, а следовательно проигнорирован ряд довольно важных эффектов, которые обязаны своим существованием газовой фазы. Отметим следующие.

- Встречный по отношению к гравитационному осаждению кристаллической фазы перенос вещества летучими компонентами. Этот массоперенос может происходить в следующем виде:
 - чисто газового переноса и перераспределения ряда химических компонентов (например, SiO_2):
 - газлифтинговый перенос, обусловленный обособлением и подъемом наиболее газонасыщенных порций магмы.
- Образование субпараллельных внешним контактам интрузива зон газовой буферизации. Их формирование обусловлено перераспределением летучих в расплаве под влиянием полициклических изменений внутриматического давления. Газовая фаза, сокращаясь в объеме при повышении давления и расширяясь – при понижении, делает магму относительно сжимаемой. Под влиянием многократных изменений давления в магматической камере субпараллельно контактам с жесткими породами вмещающей рамы формируется своеобразная «гармошка», состоящая из чередования слоев магмы, различающихся между собой по возможностям сжатия-расширения. Летучие компоненты под влиянием полициклических изменений давления перераспределяются в расплаве и вытесняются в слои с наибольшими возможностями сжатия-расширения – зоны газовой буферизации. Вместе с газами в эти зоны оттесняется и часть расплава, т.е. происходит обогащение легкоплавкими (а следовательно и лейкократовыми) компонентами зон газовой буферизации и обеднение – несжимаемых зон, которые приобретают меланократовый облик.
- Повышенное содержание в зонах буферизации газовой фазы и относительная обогащенность этих зон расплавом оказывает двойное влияние на динамику становления интрузивных комплексов. Во-первых, эти зоны играют роль своеобразной смазки, чем существенно облегчают как перераспределение магмы в пределах интрузива, так и перемещения значительных ее объемов при внедрении в окружающие породы. Во-вторых, обогащенная летучими и расплавом магма в зонах газовой буферизации сама становится высокоподвижной и способной (в случае достаточных объемов, зависящих от мощности зон) к обособлению и самостоятельному перемещению.

В итоге возникает нередко очень сложная картина текстур динамической расслоенности в магматических интрузивах (рис. 6б).

2.3. Дегазационная модель планетарной эволюции⁴

2.3.1. Планетарная эволюция и проблемы геодинамики.

Из представлений о динамической активности магм, заставляющих рассматривать магматические системы как активный тектонический фактор, вытекает ряд важных следствий для геотектоники, как глобальной, так и региональной.

⁴ Раздел написан с использованием результатов совместных работ автора с Л.К. Малышевой [151, 320, 321].

На наш взгляд, наиболее важным следствием этих представлений в области глобальной тектоники является тот факт, что динамическую активность магм можно рассматривать в качестве основной движущей силы глобальных тектонических процессов. В связи с этим представления о конвекционно-ячеистой структуре, охватывающей всю мантию Земли вплоть до ее границ с ядром, оказываются избыточными. Эти представления, несмотря на их серьезную математическую проработку О.Г. Сорохтиным, всегда были наиболее уязвимым местом в концепции глобальной тектоники плит. Как известно, тепловое конвективное движение вещества возникает в том случае, если ньютоновскую жидкость с постоянной кинематической вязкостью заключить между двумя квазипараллельными плоскостями и подогреть снизу. Поэтому в вариантах, использующих широкомасштабную тепловую конвекцию, серьезные трудности возникают с источником тепла, обуславливающим конвективное движение вещества в пределах всей мантии.

В то же время отход от идей тепловой конвекции с привлечением представлений о гравитационной дифференциации мантийного вещества ставит под сомнение правомерность применения законов тепловой конвекции к крупномасштабным перемещениям мантийного вещества. По крайней мере, само существование крупноячеистой конвекционной структуры оказывается под вопросом. По своей сути представления о динамической активности магматических систем являются продолжением идей гравитационной дифференциации вещества Земли, однако предусматривают не пассивное всплывание более легких масс, а, скорее, стремление к расширению и прорыву на поверхность газонасыщенных расплавов. Срединно-океанические хребты (СОХ) в этом случае можно рассматривать как долгоживущие зоны повышенной проницаемости земной коры и верхней мантии, вдоль которых происходят мобилизация, перемещение и внедрение газонасыщенных расплавов. Активное внедрение расплавов ведет к наращиванию земной коры. В зоне сброса давления летучих могут формироваться отрицательные формы рельефа типа рифтовых долин. Таким образом, глобальную систему СОХ, с точки зрения динамической активности магматических систем, можно рассматривать как зону активного раздвижения (а не спокойного растяжения) и наращивания земной коры.

Представления о динамической активности магматических систем позволяют рассматривать восходящие движения обогащенных летучими мантийных магматических расплавов в качестве причины широкомасштабных горизонтальных перемещений блоков (плит) земной коры. В свою очередь потеря динамической активности за счет кристаллизации и дегазации расплавов может привести к опусканиям участков земной коры. В зонах активного вулканизма синхронные с деятельностью вулканов вертикальные движения земной коры регистрируются прямыми наблюдениями. Так, в ходе многолетних геодезических наблюдений на вулканах Килауэа и Мауна-Лоа (Гавайские острова) установлено, что структура вулканов разбухает перед извержениями и сокращается в течение извержения. Более того, аналогичное поведение установлено и для находящейся в 32 км от вершины вулкана Килауэа рифтовой зоны [142]. Отсюда следует, что представления о динамической активности магматических систем, позволяют отчасти восстановить (реабилитировать) значение вертикальных движений в земной коре.

Отдаленная аналогия модели динамически активных магм имеется в ундационной гипотезе тектогенеза, которую Р.В. ван Беммелен предложил в 60-е годы в попытке синтезировать взгляды фиксистов и мобилистов. В основе его концепции лежит представление о появлении в недрах Земли разуплотненных и расширяющихся масс, которые ученый назвал ундациями. Причина их возникновения – дифференциация земного вещества. Наиболее важные и крупные из них – мегаундации – зарождаются в низах мантии. Возникновение их, по мнению Р.В. ван Беммелена, приводило к подъему над ними средней и верхней мантии, а также земной коры. В своде огромных поднятий образовывались гигантские трещины, и кора с верхней мантией соскальзывала по склонам поднятий, обнажая нижние слои мантии. Так возникали океаны. При этом происходило существенное горизонтальное перемещение крупных пластин литосферы в ранге континентов.

Точка соприкосновения модели динамически активных магм и ундационной гипотезы Р.В. ван Беммелена – наличие в земных недрах разуплотненных и расширяющихся масс, которые возникают за счет дифференциации земного вещества. Однако в отличие от ундационной гипотезы предлагаемая нами модель предполагает не пассивное всплывание и глубинное расширение вещества, а актив-

ное внедрение расширяющихся магм в вышележащие горизонты пород, своего рода прорывы высокомолекулярного магматического вещества, находящегося преимущественно в жидкой и газовой фазах с подчиненным значением кристаллической фазы.

В свете модели динамически активных магм получает простое и естественное объяснение полицикличность тектогенеза. В предыдущих разделах работы мы довольно подробно рассмотрели полицикличность вулканического процесса, а в разделе 2.1.3 привели примеры крупных этапов, или циклов вулканизма, определяющих развитие целых регионов. Динамическая модель вулканического процесса позволяет рассматривать его полицикличность как автоколебательный процесс расширения (дегазации) с бесконечно большим числом собственных частот системы. Форма колебаний определяется периодическим выходом системы из состояния неустойчивого равновесия и установлением в системе нового равновесного состояния, которое спустя некоторое время вновь становится неустойчивым.

Этот процесс поддается экстраполиванию в сторону увеличения масштабов цикличности, как по времени, так и по территории, на которой она (цикличность) прослеживается вплоть до включения в рассмотрение планетарных эпох тектономагматической активности, близодновременно прослеживающихся в разных частях земного шара. Эти эпохи можно рассматривать как наиболее крупномасштабную форму проявлений автоколебательного процесса в дифференциации (и прежде всего дегазации) вещества Земного шара. Тектономагматические эпохи в свою очередь осложняются цикличностью фаз складчатости, которые уже имеют более региональный, чем глобальный характер [275]. Фазы слагаются из еще более коротких и мелких импульсов, слишком кратковременных, чтобы в течение них могли возникнуть сколько-нибудь ощутимые несогласия или даже перерывы в палеонтологической летописи. Поэтому эти импульсы регистрируются лишь в форме диастем в литологической последовательности. Различаются диастемы нескольких порядков, закономерно связанные с границами циклотем соответствующих порядков, вплоть до размывов в основании циклотем угленосных и флишевых формаций. В качестве наиболее короткопериодических импульсов тектогенеза В.Е. Хаин рассматривает максимумы сейсмической активности, имеющие глобальное значение.

В области региональной тектоники модель динамической активности магм позволяет пересмотреть роль, которую магматические тела играют в процессах тектогенеза. В рамках представлений о пассивном всплывании магм за счет их более низкой плотности, магматическим системам в региональном тектогенезе, как правило, отводится второстепенная роль. В настоящее время наиболее распространенной является следующая точка зрения: *«Нередко к поверхностным разрывам приурочены тела магматических пород или иные явления, связанные с глубинным магматизмом, но во всех подобных случаях эти разрывы создают зоны повышенной проницаемости пород, в которые устремляются, направляясь к верхним частям земной коры, глубинные расплавы»* [276, с.189]. Нам представляется, что магматические системы благодаря своей высокой динамической активности обладают энергией, вполне достаточной для создания и расширения зон повышенной проницаемости в земной коре. Следовательно, они могут рассматриваться как один из существенных факторов, контролирующих региональные тектонические процессы.

Динамические модели вулканического и магматического процесса имеют большое значение для развития представлений о планетарной эволюции. В настоящее время представления о глобальной геодинамике так или иначе взаимосвязаны с концепцией плитной тектоники, которая без всяких ограничений экстраполируется в отдаленное прошлое Земли. Но ни на одной из планет Солнечной системы, несмотря на все поиски, пока не обнаружено сколь-либо существенных признаков плитной тектоники. Их не смогли обнаружить даже на Венере, которая по своим параметрам очень близка Земле. Все это заставляет предполагать, что земная тектоника плит представляет собой локальный эпизод в планетарной эволюции, который реализуется далеко не всегда. Даже для самой Земли веские доказательства о том, что планетарная эволюция протекала в режиме тектоники плит, имеются лишь для последних 200 млн лет. В то же время для региональной геодинамики многих древних регионов (например, Урала) вопрос о том, насколько правомерно распространение тектоники плит в отдаленное прошлое, – чрезвычайно важен, так как многие структуры имеют более древний возраст.

Основным возражением против экстраполяции плитной тектоники в докембрийское время является следующее. Диссипативные процессы в природе, как правило, необратимы. Как известно, обширные пояса докембрийских эпох тектогенеза имеются на всех континентах. В то же время, исходя из реконструкций плитной тектоники в мезокайнозойское, в конце палеозоя – начале мезозоя существовал единый суперконтинент Пангея. В результате его мезокайнозойского распада континентальная кора подверглась фрагментированию. При этом образовалось не менее шести крупных блоков континентальной коры, эволюция которых привела к формированию континентов в их современном состоянии. В настоящее время выделяется около 12 крупных литосферных плит, в состав которых входит как континентальная, так и океаническая кора. Имеются признаки как дальнейшего дробления крупных континентальных блоков (Красное море, Центрально-Африканский рифт), так и их объединения в результате коллизии (Индостан с Евразией).

Однако глобальная геодинамика в ее современном состоянии не предусматривает какой-либо закономерный механизм для повторного полного воссоединения всех фрагментов континентальной коры в единое целое. Вероятность их объединения в результате стохастического движения резко падает с увеличением числа сталкивающихся блоков. В частности, вероятность случайного объединения всех существующих ныне блоков континентальной коры в единое целое практически равна нулю даже если игнорировать имеющиеся тенденции к их все большему дроблению.

Отсюда следует, что каждая эпоха «раскрытия океанов» и фрагментации континентальной коры по мезо-кайнозойскому сценарию должна приводить к образованию некоторого числа свободных блоков континентальной коры, которые не смогут быть воссоединены при последующем «закрытии океанов». То есть возможность полного рециклинга отсутствует. Поэтому чем больше предполагается число циклов «раскрытия океанов», тем на большее число фрагментов должна быть раздроблена континентальная кора по окончании каждого последующего цикла.

Так как в конце палеозоя – начале мезозоя реконструируется лишь единый блок континентальной коры – Пангея, то отсюда следует, что в докембрийские времена эпох дробления континентальной коры по мезозойскому сценарию не было. В противном случае, если бы все циклы «раскрытия» и «закрытия» океанов, постулируемые для каледонской и герцинской эпох, в действительности имели бы место, то к началу мезозоя распадаться было бы уже нечему – вместо единого блока континентальной коры наблюдался бы хаос ее фрагментов в океанической коре. Таким образом допущения, которые исследователи делают при решении своих региональных проблем, оказываются весьма проблематичными при рассмотрении планеты в целом.

Планеты рождаются, живут и умирают. И в разные стадии развития на них протекают различные процессы. В наибольшей степени эволюции подвержены процессы гравитационной дифференциации вещества планеты. Начиная с момента ее образования, в формирующемся гравитационном поле протекает перераспределение вещества – под воздействием силы тяжести более тяжелые компоненты в своем стремлении к центру тяжести вытесняют более легкие. Энергетический эффект этого процесса определяется разностью плотностей между тяжелыми и легкими компонентами и достигает наибольших величин, во-первых, там где сила тяжести максимальна, т.е. в приповерхностных частях планеты, а во-вторых, при вытеснении из глубин планеты наиболее легких компонентов, т.е. в ходе дегазационных процессов. В конечном счете вся гидросфера и атмосфера Земли была образована в ходе дегазации коры и верхней мантии.

В ходе гравитационного перераспределения планетарного вещества выделяется значительное количество тепловой энергии, что приводит к парциальному плавлению вещества в зонах гравитационной дифференциации. Появление жидкой фазы облегчает дегазационные процессы как на молекулярном уровне, так и в виде обособившихся и находящихся под высоким давлением газовых пузырьков. В результате процесс гравитационного перераспределения вещества еще больше усиливается с одновременным увеличением выделения тепловой энергии, позволяющей перевести в подвижное состояние все большее количество вещества окружающих пород за счет плавления и мобилизации газовой фазы. Поэтому вулcano-магматическую деятельность можно рассматривать как форму протекания планетарных дегазационных процессов. Отсюда следует, что планетарная эволюция в

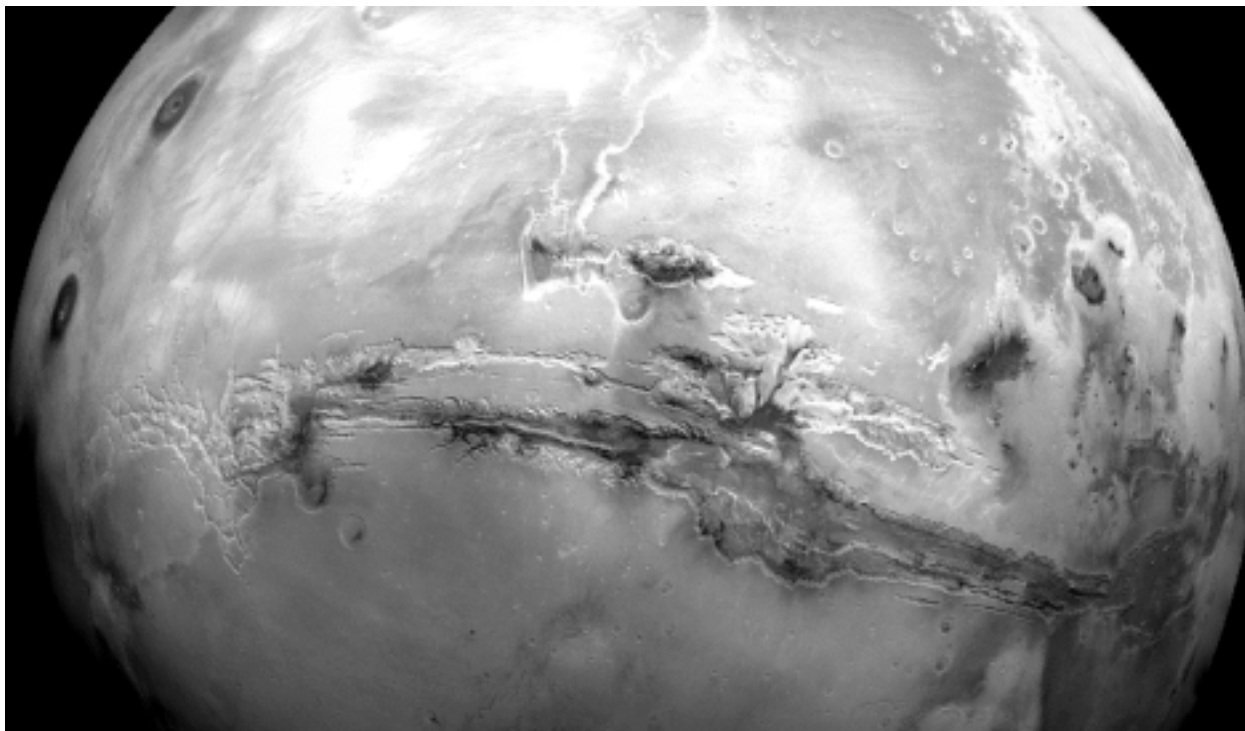


Рис. 67. Глобальная мозаика поверхности Марса, составленная из 102 изображений КА «Викинг-1». В центре долина Маринер, слева три крупных щитовых вулкана поднятия Тарсис (NASA)

наибольшей степени должна прослеживаться в развитии дегазационных процессов, равно как и в форме их проявления – в магмо-тектонической активности.

Считается, что все планеты образовались из однородного, в первом приближении, – протопланетного облака, однако общая картина эволюции специфична для каждой планеты. Прежде всего, она зависит от планетарной массы, т.е. от того потенциала для протекания гравитационно-дифференционных процессов, который был заложен в ходе планетообразования. Помимо этого, формы вулканической активности могут в значительной степени зависеть от физико-химических условий, царящих на поверхности планеты. Корректный учет этих обстоятельств, по нашему мнению, не только не мешает, но и способствует выявлению наиболее общих закономерностей планетарной эволюции.

Проиллюстрируем сказанное выше на примере одной из наиболее изученных планет Солнечной системы – Марса.

2.3.2. Статический и динамический подход в реконструкциях марсианских процессов

Общие сведения. Марс, четвертая планета Солнечной системы, расположена от Солнца на расстоянии в 1,524 раза дальше Земли. Средний экваториальный радиус Марса равен 3393 км, что составляет немногим более половины радиуса Земли. Сила тяжести на поверхности Марса примерно в 2,6 раза меньше по сравнению с земной, а период обращения Марса вокруг своей оси примерно равен земным суткам. На поверхность Марса падает вдвое меньше солнечной энергии. Это определяет его более низкие температуры. Среднегодовые температуры варьируют от $-60\text{ }^{\circ}\text{C}$ на экваторе до $-125\text{ }^{\circ}\text{C}$ на полюсах. Среднесуточные вариации температур на экваторе составляют от -95 до $+15\text{ }^{\circ}\text{C}$, но такие колебания быстро затухают с глубиной, так что на глубине несколько сантиметров от поверхности температура имеет среднесуточные значения. Марс имеет разреженную атмосферу. В зависимости от высоты и времени года поверхностное давление составляет от 0,005 до 0,01 доли земно-

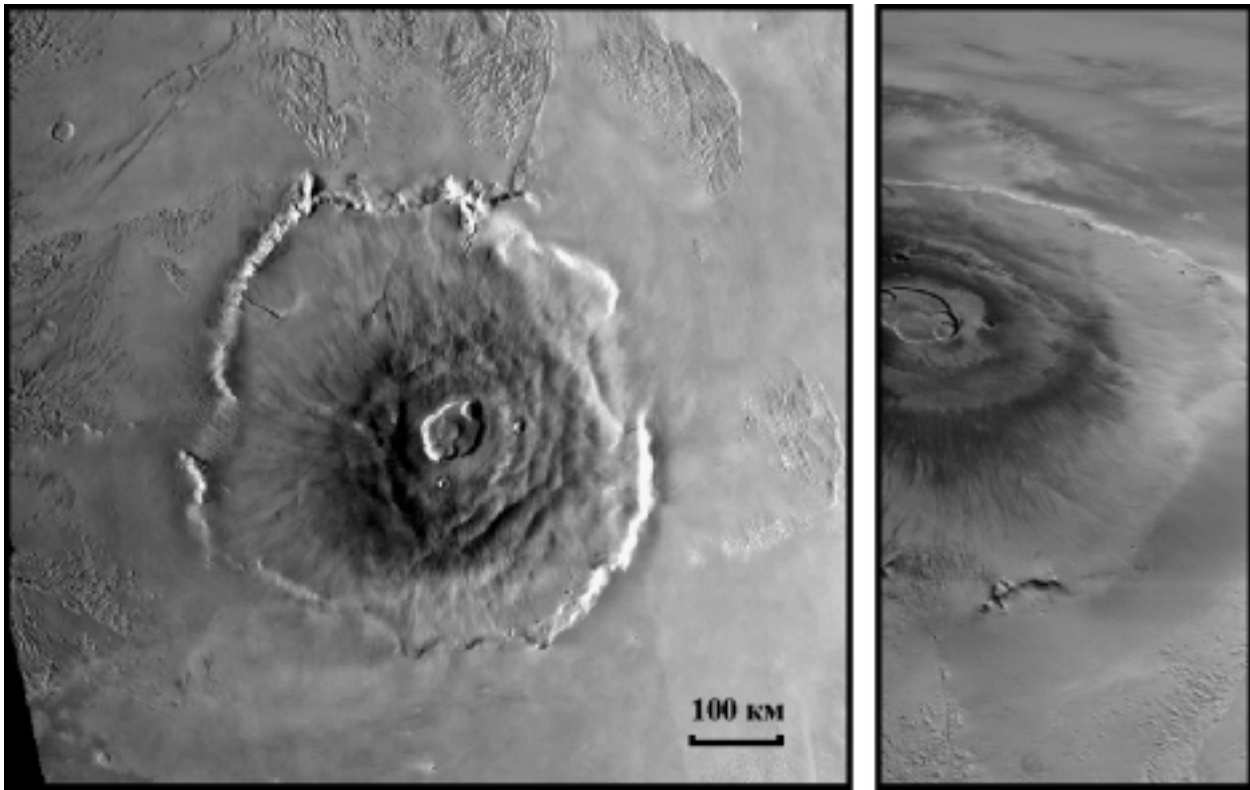


Рис. 68. Центрально-вулканическая структура вулкана Олимпус Монс (фото NASA)

го. Атмосфера состоит на 95,3 % из CO_2 , на 2,7 % из N_2 , на 1,6 % из Ar, и только малая ее часть представлена другими компонентами [330].

Большая часть южного полушария находится на 3–4 км выше среднего уровня поверхности планеты, тогда как большая часть северного полушария имеет высоты на 1–2 км ниже среднего уровня. На фоне этой дихотомии выделяются два поднятия – Фарсида и Элизий, на которых расположены наиболее крупные вулканы. Если самые крупные вулканы Марса находятся в западной части поднятия Фарсида, то в его восточной расположены верховья гигантской планетарной каньоноподобной структуры – долины Маринер (рис. 67). На Земле нет ничего, даже отдаленно похожего на этот каньон по своим масштабам. Он протягивается к востоку, а затем к северу на расстояние более 4,5 тыс. км. Ширина его превышает 100 км, достигая местами 200 км. Глубина в среднем составляет 2–3 км, а в некоторых частях значительно глубже (до 10 км). Значительная часть южного полушария имеет сильно кратерированную поверхность. Среди кратеров расположены несколько обширных равнин и низменностей. Некоторые из них, например, равнина Аргир, подобны кратерным морям Луны. В отличие от южного полушария северный полюс Марса окружен единой Великой Северной равниной. Крупные кратеры на ней практически отсутствуют, что свидетельствует о ее более молодом возрасте.

Возрастные определения участков марсианской поверхности базируются на статистических подсчетах кратеров. В 1973 г. Хартманн [310] вычислил ожидаемые распределения марсианских кратеров по размерам для различных возрастов. Тогда же в ходе первоначальных геоморфологических классификаций марсианской поверхности [297] были выделены территории с высокой, средней и низкой плотностью кратеров. В последней работе был так же сделан вывод о том, что примерно 600 млн лет назад на Марсе имел место период с повышенной скоростью эрозии поверхности, в течение которого в некоторых областях были уничтожены старые кратеры диаметром менее 30 км. В 1978 г. были впервые картированы [335] три основных возрастных комплекса марсианской стратиграфии – ноахидский (древний), гесперийский (средний) и амазонийский (молодой). Однако абсолютные возрасты этих комплексов до сих пор являются предметом спора. Нойкум и Визе [328] опре-

делили ноахидско-гесперийский и гесперийско-амазонийский рубежи как 3,8 и 3,6 млрд. лет назад, тогда как Хартманн с соавторами [311] как 3,5 и 1,8 млрд. лет соответственно.

Вулканы Марса. Одним из первых и наиболее важных результатов «Маринер–9» (1971 г.) явилось обнаружение вулканических особенностей Марса. В самом начале миссии были обнаружены 4 гигантских щитовых вулкана с вершинными кальдерами, в последствии получившие названия Олимп (18°N, 134°W), Арсия (9°S, 120°W), Павлин (1°N, 113°W) и Аскрийский (11°N, 104°W). Три последние образуют протягивающуюся с юго-запада на северо-восток вулканическую гряду Тарсис в пределах одноименного поднятия. К западу, и обособленно от них, расположен высочайший из известных вулканов Солнечной системы – гора Олимп (рис. 68). Последующее изучение остальных частей планеты показало широкую распространенность вулканических форм рельефа, указывающую на то, что вулканизм играл важную роль в эволюции планеты. Еще один крупный щитовой вулкан Элизий был обнаружен примерно на 100 градусов западнее (24°N, 212°W) группы из упомянутых вулканов.

В целом по распространению различных форм вулканического рельефа планета может быть грубо разделена на две полусферы [295]. Одна из них включает почти все центральные вулканические формы рельефа и связанные с ними молодые и слабо кратерированные вулканические равнины. Другая имеет сильно кратерированную поверхность, похожую на лунные ландшафты. Ее вулканические образования являются наиболее древними для Марса. Среди вулканических образований исследователи [295, 323] выделяют два класса структур: редко кратерированные вулканические равнины и конструкции центрального типа, такие как щиты, купола и кратеры.

Хотя радиально симметричные вулканические структуры, такие как щиты и купола, представляют наиболее эффектные доказательства вулканизма Марса, есть основания считать, что не меньшее значение имел вулканизм в формировании молодых (слабо кратерированных) равнин. Многие равнины имеют низкие хребты и холмы или мелкодольчатые уступы, заставляющие думать о границах лавовых излияний. Подобные образования особенно типичны для района, примыкающего с юга к вулканическим щитам. Это позволило исследователям [295, 323] предположить, что большинство плоских равнин в таких местностях образовано мощными потоками лавы. Несмотря на наличие в рельефе выраженных потоковых структур, вывод о том, что это были именно потоки лавы, нам представляется преждевременным. Основания для этого дает анализ камней в районе посадки КА «Марс Пасфайндер» [8].

«Марс Пасфайндер» совершил посадку 4 июля 1997 г. в районе долины Ареса, в точке 19,33°N, 33,55°W. Спускаемый аппарат состоял из посадочного модуля и небольшого автономного марсохода. Одним из главных достижений полета «Марс Пасфайндер» было определение состава нескольких камней с помощью установленного на марсоходе альфа-протон-рентгено-флуоресцентного спектрометра (APXS). До этого посадочные модули КА «Викинг–1» и «Викинг–2» определяли лишь химический состав грунтов Марса – его рыхлых разновидностей и корочек цементации. Место посадки КА «Марс Пасфайндер» было выбрано в общем устье долин Арес и Тиу с тем, чтобы проанализировать разнообразные типы пород, принесенные сюда долинообразующими, как принято считать, катастрофическими паводками [308]. Долины в своих верховьях прорезают древние ноахидские кратерированные возвышенности, а в нижней части – молодые грядовые равнины гесперийского возраста. Все это должно было, казалось бы, обеспечить разнообразие типов пород в камнях места посадки. Однако результат оказался неожиданным [307]. Судя по морфологии камней – общему облику, формам раскалывания, текстурам поверхности, – они действительно разнообразны, но состав всех пяти достоверно проанализированных камней оказался практически одинаковым – андезитовым. Подобное совпадение не может быть случайным и означает, что в зоне посадки «Марс Пасфайндера» эти породы преобладают. Отсутствие среди камней обломков базальтового состава ставит под сомнение точку зрения о том, что молодые вулканические равнины покрыты мощными потоками лавы. Эти структуры обычны для плато-базальтов, тогда как для андезитов наиболее характерен иной тип потоковых структур – пирокластические потоки. К этому вопросу мы вернемся чуть позже.

Долины и каналы Марса. В 1970 г. по снимкам КА «Маринер–9» на поверхности Марса были открыты долины – образования, морфологически сходные с земными долинами и сухими руслами рек (рис. 69). Однако в отличие от большинства долин Земли многие марсианские долины не

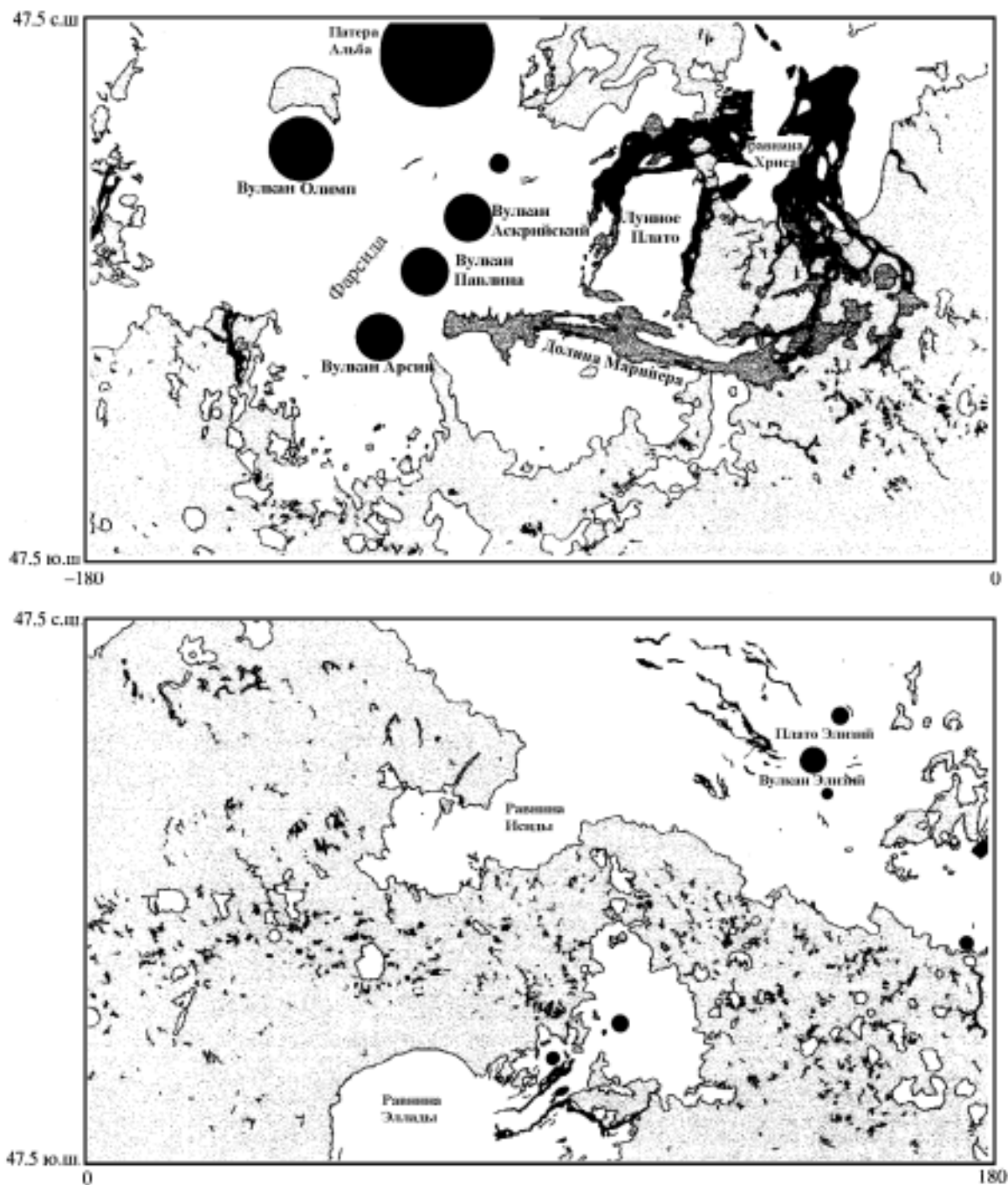


Рис. 69. Карта русел и долин на Марсе.

Системы долин показаны одиночными или ветвящимися линиями, древняя кратерированная местность – светло-серым цветом, русла истечения – темно-серым цветом, вулканы – черными кружками. По М. Карру [114] с добавлений топографических названий

имеют водосборных бассейнов. Были выделены несколько морфологических классов долин [296, 336]: долинные сети (valley networks), долины истечения (outflow valleys), извилистые долины (runoff valleys) и изрезанные долины (fretted valleys). Вне этой классификации благодаря своим гигантским размерам лежит упоминавшаяся выше планетарная структура долины Маринера. По ее сторонам имеется развитая система «притоков» – оврагов длиной до 300 км. Верховья долины (западная око-

нечность) переходят в лабиринт Ночи – разветвленную систему трещин в поверхности. Каждая из них достигает 30 км в ширину, а в целом их система занимает обширный район планеты, примыкающий с востока к другой планетарной структуре – цепи гигантских вулканических щитов Тарсис.

После долин Маринера наиболее крупные эрозионные структуры марсианской поверхности – долины истечения. Они достигают нескольких тысяч км в длину и почти не имеют притоков. Эти крупные русла с несколькими притоками, если последние существуют, начинаются сразу с широкого сечения. Как правило, они имеют днища с признаками размыва, вмещают острова со следами обтекания потоком, а их стенки имеют маркирующие линии течения. Там, где русла врезаны внутри возвышенностей, они достигают в поперечнике от нескольких до десятков километров, а в глубину 1–2 км. В местах пересечения равнин их ширина может достигать 200 км. Русла истечения обнаружены в четырех регионах планеты [114]: вокруг низменной равнины Хриса, к северо-востоку от равнины Эллады, к северо-западу от плато Элизий и вокруг равнины Амазония. Русла, расположенные вокруг низменности Хриса имеют два типа источников. Некоторые из них начинаются в областях, богатых оползнями, и целиком возникают из крупных депрессий, заполненных глыбовым материалом. Истоки других приурочены к восточному окончанию гигантской системы каньонов долины Маринер.

В качестве примера можно привести долины Арес и Тиу [164]. Всего на Марсе известно около 15 долин этого класса. Долины Арес и Тиу начинаются в пределах местностей с хаотическим рельефом провальной природы, пересекают густократерированные возвышенности и открываются на нижележащую равнину Хриса, где их устья объединяются. Длина каждой из долин около 1500 км, а ширина – 25–100 км, т.е. по длине они близки к крупнейшим руслам рек на Земле, но шире последних. В качестве земных аналогов марсианских долин истечения или их некоторых частей обычно приводят [293, 323, 326] формы рельефа, связанные с катастрофическим сбросом озер, подпруженных ледниками, и образующиеся при таянии льда во время подледных вулканических извержений. Однако количественные расчеты показывают [291], что для формирования марсианских долин расходы воды должны были быть на 1–2 порядка выше.

Полную противоположность руслам истечения представляет еще один тип каналов – долин-ные сети (рис. 70). Этот тип широко распространен в древней кратерированной местности, где сложные сети крошечных сросшихся и ветвящихся каналов сбегают по сторонам многих кратеров. В большинстве случаев их поперечник составляет 1–3 км и они гораздо меньше русел истечения. Хотя большая часть долин распространена в пределах кратерированных местностей, более молодые долины так же обнаружены на вулканах и некоторых крутых склонах, таких, как стенки кратеров.

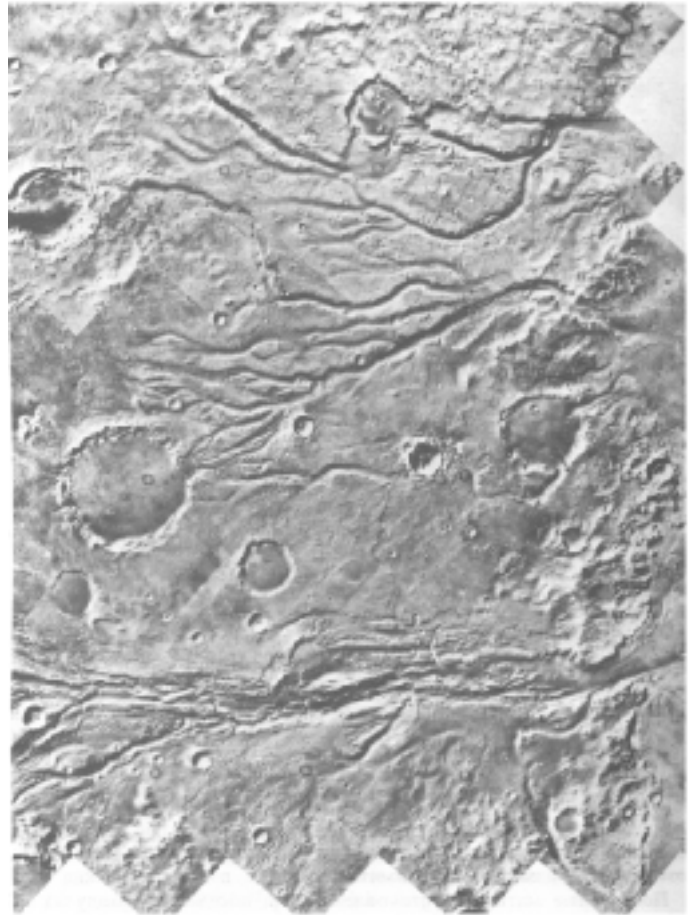


Рис. 70. Долинные сети к западу от места посадки КА «Викинг-1» (NASA)

Статический и динамический подходы в реконструкциях планетарных процессов

В последние годы в ходе международных исследований по Марсу получены обширнейшие и чрезвычайно интересные данные. Но с возрастанием объема информации о строении поверхности Марса и составе слагающих его пород стали возрастать трудности в реконструкциях марсианских процессов. Главным признаком этих трудностей является появление все большего количества взаимно противоречивых концепций, призванных объяснить те или иные особенности строения Марса.

В реконструкциях планетарных процессов возможны два подхода: статический и динамический. Первый подход предполагает возможность сравнения статических объектов (например, форм рельефа) на планетах с разной степенью изученности. При этом в качестве наиболее изученной планеты, как правило, рассматривается Земля. При обнаружении подобия статических объектов, процессы, приведшие к их образованию на более изученной планете (Земле), автоматически переносятся на менее изученную планету (Марс). Различия в масштабах статических объектов трансформируются в соответствующие коэффициенты мощности процессов.

Статический подход, несмотря на кажущуюся простоту и очевидность, имеет ряд недостатков.

1. *Неоднозначность признаков подобия для статических объектов.* Как правило, абсолютное подобие между статическими объектами на сравниваемых планетах отсутствует. Более того, на наиболее изученной планете нередко можно подобрать целый ряд поверхностно подобных объектов, которые, тем не менее, были сформированы различными процессами. Это ведет к возможности многозначной интерпретации изучаемых статических объектов.
2. *Неявный перенос условий развития процессов с наиболее изученной планеты на менее изученную.* Это наиболее серьезный недостаток статического подхода, таящий очень опасную ловушку. При чрезмерном использовании статического подхода исследователи и на других планетах Солнечной системы получают все ту же Землю, лишь искаженную до неузнаваемости за счет разных масштабных коэффициентов переноса на эту планету различных земных процессов.

Статический подход основывается на принципе униформизма, широко используемом в науках о Земле. Однако во многих случаях правомерность использования принципа униформизма даже в условиях Земли вызывает большие сомнения, так как при этом игнорируется возможность направленной эволюции планетарных процессов. В случае применения статического подхода к другим планетам принцип униформизма фактически дополняется геоцентризмом (хотя после окончания эпохи Птолемея и прошла не одна сотня лет), что едва ли повышает их совместную эффективность.

Динамический подход противоположен статическому, так как предполагает сравнение не статических объектов, а самих динамически развивающихся систем. В общем случае он предполагает возможность непосредственного изучения и последующего сравнения планетарных процессов. К сожалению, этот идеальный вариант далеко не всегда возможен даже в условиях Земли, так как временная шкала развития многих геологических процессов слишком велика по сравнению с длительностью жизни человека и человечества. Поэтому реально динамический подход представляет собой корректную экстраполяцию наиболее вероятных планетарных процессов в новые условия. При проведении подобных экстраполяций большое значение имеют динамические модели вулканического и магматического процессов.

Последствия статического подхода к реконструкциям марсианских процессов

Проблема водной эрозии и климатических изменений на Марсе. Одним из ярких примеров использования статического подхода является реконструкция условий образования каналоподобных эрозионных форм марсианского рельефа – каналов истечения и долинных сетей. В первоначальных рабочих моделях [323, 326] рассматривалась возможность формирования каналов истечения под влиянием грязевых потоков, возникающих как следствие прогрева и таяния вечной мерзлоты. Однако в последующие годы обнаруженное подобие марсианских долин истечения с образованиями крупных земных паводков привели к тому, что сейчас едва ли кто из исследователей Марса сомневается в их происхождении за счет воздействия мощных потоков воды. Поэтому стали все больше доминировать концепции, предполагающие наличие в коре Марса или на его поверхности (в

отдаленном прошлом) значительных объемов чистой воды и возможность кратковременных ее катастрофических сбросов. Карр [114] приводит два возможных варианта образования каналов истечения.

1) Мощное извержение подземных вод. Для этого варианта постулируется:

- Существование в коре Марса мегареолита – зоны повышенной пористости, брекчирования и трещиноватости, которая возникла в результате интенсивной метеоритной бомбардировки. Принято считать, что эта пористость уменьшается с глубиной экспоненциально, и константа экспоненциальности для Марса составляет 2,8 км [298].
- Наличие в коре больших запасов жидкой воды с температурой более 0°C, хранилищем которой является пористость мегареолита. Для предполагаемых поверхностных значений его пористости 20 и 50 % Карр [114] приводит суммарную мощность содержащейся в мегареолите воды 540 м и 1,4 км соответственно.
- Наличие определенных обстоятельств (например, значительных перепадов рельефа на поверхности), при которых давление воды внутри порового пространства мегареолита могло оказаться повышенным настолько, чтобы превысить литостатическое давление. Затем, в результате нарушения мерзлотного панциря, происходит бурное извержение воды, разрушающей и выносящей вмещающие породы.

2) Катастрофический сброс озерной воды. Вариант предложен для русел истечения, выходящих из долины Маринер. При разработке этого варианта используются первые два из трех вышеперечисленных постулатов и добавляется четвертый – возможность образования за счет грунтовых вод в долине Маринер, даже в условиях низких температур, – замерзшего озера, из которого происходили периодические сбросы воды.

В свою очередь долинные сети обнаруживали некоторое подобие земным водосборным бассейнам. Поэтому большинство исследователей доказывали, что системы долин сформировались за счет медленной эрозии, вызванной проточной водой. И сейчас принято считать [114], что многочисленные снимки Марсианской Орбитальной Камеры (МОС) подтвердили это. Поскольку факт водной эрозии уже не подвергается сомнению, то наиболее спорным является вопрос об источнике воды и климатических условиях, которые были необходимы для формирования долин. Некоторые исследователи [341] приводили доводы в пользу того, что такие долины могли быть образованы водотоками родникового питания при современных климатических условиях. Другие авторы [299, 309] утверждали, что для образования долин необходимы атмосферные осадки и теплые климатические условия. В противном случае, в условиях господства очень низких температур небольшие водотоки быстро бы замерзли. Однако даже при условии, что большая часть систем долин и русел истечения была сформирована за счет подземных вод при холодных климатических условиях, необходимо предположение о существовании более ранней эпохи с активным гидрологическим циклом [114]. Следовательно, использование статического подхода приводит к необходимости предположения о возможности древних эпох глобального потепления на Марсе. Попытка устранения проблемы образования марсианских долин порождает новую проблему – проблему климатических изменений на Марсе в отдаленном прошлом.

Концепции, предполагающие возможность глобальных изменений климата Марса в прошлые эпохи, имеют проблемы с объяснением источника тепла, способном обеспечить повышение средней температуры поверхности Марса примерно на 70 градусов. Рассмотрим возможные варианты источников тепла.

1) Внешний источник тепла – более высокая солнечная активность в древние эпохи. Этот вариант противоречит как общим астрофизическим представлениям о развитии Солнца, о более низкой солнечной постоянной (на 40 %) в древние эпохи, так и факту широкого распространения ледниковых отложений (тиллитов) в древнейшие эпохи развития Земли. Тиллиты известны с раннего протерозоя и широко распространены в отложениях позднего протерозоя почти всех континентов. Если бы Марс на какое-то время благодаря солнечной активности оказался в условиях нынешней Земли, то Земля, в свою очередь, оказалась бы в условиях нынешней

Венеры. В этом случае образование тиллитов было бы невозможно. Более того, произошла бы полная стерилизация зарождающейся земной жизни.

- 2) Внутренний источник тепла – тепловой поток из недр планеты. На Земле тепловой поток из недр на пять порядков ниже потока солнечной энергии, которая и обеспечивает положительную температуру поверхности Земли. Для того, что бы на Марсе за счет теплового потока из недр поддерживалась бы такая же температура как на Земле, необходимо, чтобы тепловой поток из недр Марса поставлял на единицу площади столько же энергии, сколько получает Земля от Солнца, т.е. для обеспечения достаточного повышения температуры поверхности Марса тепловой поток из его недр должен на пять порядков превышать земной уровень. Но в этом случае Марс должен иметь на пять порядков более высокий уровень эндогенной активности. Экзогенными процессами в этом случае можно пренебречь.
- 3) Повышение температуры планеты за счет парникового эффекта. Результаты теоретического моделирования, приведенные в работе [332], позволили предположить, что для увеличения средней температуры поверхности Марса выше 273 К необходимым условием является существование состоящей из CO_2 и H_2O атмосферы с давлением 4–5 бар. В более поздних работах [315] было показано, что эти более ранние расчеты не учитывают формирование облаков из CO_2 . Более полная модель дает основание считать, что поверхностные температуры не должны были достигать значений выше 214 К независимо от того насколько плотной была атмосфера. Однако Карп [114] считает, что эти выводы не перечеркивают саму возможность парникового разогрева, так как не было учтено возможное влияние других газов – CH_4 , NH_3 и SO_2 , которые могли на короткое время появляться в атмосфере. Как бы там ни было, вышеупомянутые расчеты показывают, что для достижения необходимого повышения температуры требуется углекислого газа на три-четыре порядка больше, чем его содержится в земной атмосфере. С другой стороны, марсианская сила тяжести имеет втрое меньшую величину. Основным источником углекислоты (также как и SO_2 , CH_4 и многих других газов, включая пары воды) является вулканическая деятельность. Следовательно, для поддержания плотной атмосферы и обеспечения достаточного парникового эффекта, Марс по сравнению с Землей в периоды потепления должен был иметь на четыре порядка более высокую вулканическую активность. В эти периоды в рельефообразовании ведущую роль должны играть эндогенные (вулканические) процессы, тогда как говорить о процессах водной эрозии в таких условиях не имеет смысла.

Помимо вышесказанного, все концепции образования рельефа марсианской поверхности, предусматривающие возможность водной эрозии имеет общую проблему. Даже для Земли, в гидросфере которой воды на два порядка больше чем на Марсе, а в геологической истории были обычны широкомасштабные оледенения, формы рельефа, связанные с катастрофическими паводками крайне редки, и оценки максимальных расходов воды в них на два порядка ниже марсианских. Для Марса с его слаборазвитыми атмосферой и гидросферой крайне маловероятны процессы водной эрозии даже земного уровня.

Все вышесказанные проблемы в конечном счете были порождены широкомасштабным использованием статического подхода в реконструкциях марсианских процессов. Это в свою очередь с необходимостью потребовало и переноса в древние марсианские эпохи условий формирования земных эрозионных форм вплоть до соответствующих изменений климата.

Проблема свободной молекулярной воды на Марсе. В июне 2000 г. Планетарный Фотожурнал НАСА (NASA's Planetary Photojournal, PIA01031–PIA01042) представил целую серию прекраснейших фотографий Марсианской Орбитальной Камеры под общим названием «Доказательство недавней жидкой воды на Марсе». Однако в действительности на этих фотографиях изображены лишь некие потоковые структуры. Однозначно соотносить процессы образования этих структур с жидкой водой можно будет лишь тогда, когда удастся доказать, что в момент их формирования содержание H_2O в матрице потока превышало 86 вес. %. Лишь в этом случае с абсолютной уверенностью можно будет констатировать факт наличия свободной воды в грязевой смеси. В диапазоне содержаний H_2O от 17 вес. % до 86 вес. % свободная вода может присутствовать в зависимости от наличия и состава

глинистых минералов. При содержании в грязевой смеси менее 17 вес. % H_2O присутствие свободной воды в грязевой матрице практически исключается.

При смешении небольших количеств воды с тонкообломочным материалом физико-химические свойства результирующей смеси определяются уже не свойствами самой воды, а силами межмолекулярного взаимодействия на межфазных границах. Помимо этого происходят химические реакции молекул воды с тонкообломочными силикатными минералами. В результате образуются глинистые минералы, и возможность к связыванию свободной воды тонкими частицами еще больше возрастает. Отношение объема воды, связываемой частицами менее 0,001 мм, к их объему приближенно составляет для неглинистых минералов – 0,5, для каолинита – 1,6, для иллита – 2,1, для Са-монтмориллонита – 4,2, для Na-монтмориллонита – 16,5. Что и определяет в пересчете на весовые проценты приведенные выше предельные цифры для существования в грязевой смеси свободной воды. В частности, из данных по Na-монтмориллониту следует, что в результате смешения 86 % H_2O и 14 % сухого порошка Na-монтмориллонита свободная вода исчезает и результирующее вещество представляет собой опять-таки Na-монтмориллонит, лишь несколько отличающийся по химическому составу. С этой точки зрения жидкую воду можно с одинаковым успехом искать как в кристаллах гипса – $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, так и в структуре монтмориллонита – $(Na,Ca)_{0,33}(Al,Mg)_2Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$.

Столь частые упоминания здесь монтмориллонита отнюдь не случайны. Для нас он представляет интерес не только как мощнейший поглотитель свободной молекулярной воды, но и как, возможно, один из наиболее широко распространенных минералов в приповерхностных частях марсианской литосферы. Это вполне естественно, если, во-первых, учесть, что на Земле он образуется чаще всего при изменении горизонтов вулканического пепла, а во-вторых, принять во внимание широкое распространение на Марсе вулканических образований и генетически с ними связанных тонкообломочных отложений, а также широкое распространение мерзлоты.

Игнорирование пределов возможного существования свободной воды, вполне простительное для такого прекрасного научно-популярного Интернет-издания, как Планетарный Фотожурнал НАСА, к сожалению, имеет широкое распространение в научной печати. При чтении многочисленных публикаций, посвященных Марсу, складывается впечатление, что вместо физико-химических сведений о таком, казалось бы, привычном веществе, как «грязь», на Марс нередко экстраполируются бытовые представления о ней, как о чем-то обязательно содержащем воду. Отсюда, принятая по умолчанию, довольно однозначная, но едва ли корректная, интерпретация марсианской мерзлоты как лед-содержащих пород.

В действительности в результате взаимодействия воды с тонкими частицами образуется качественно новое если не химическое, то физическое вещество – грязь. Даже в земных условиях (более высокая температура и сила тяжести) глинистые растворы образуют студнеобразную массу (гель), способную удерживать обломки пород, а молекулярные структуры грязевых потоков могут сохраняться в течение длительного времени (дни, недели и даже месяцы) без признаков распада. Слабая гравитация и низкие температуры Марса могли бы лишь способствовать повышению устойчивости этих структур и их консервации при промерзании. Поэтому в условиях Марса грязь можно рассматривать как обычную горную породу, отличающуюся повышенной легкоплавкостью. На Земле вполне обычны силикатные расплавы, однако никто не отождествляет их с жидким кварцем. Более того, образующие при застывании этих расплавов горные породы далеко не всегда являются кварцсодержащими, хотя могут состоять на 50 и более вес. % из SiO_2 . Точно также может полностью отсутствовать в смерзшихся грязевых породах Марса и вода (лед). В свою очередь, поверхностное иссушение в условиях Марса можно рассматривать как своеобразный аналог земных процессов выветривания.

Поскольку вода и грязь представляют собой вещества, различные по химическим и физическим свойствам, то мы делаем принципиальное различие между грязевой и водной эрозией. Из-за особенностей физических свойств (высокая плотность, структурная вязкость, тиксотропия и т.п.) реология тяжелого грязевого потока значительно отличается от реологии водного. По нашему мнению [320], именно этим обстоятельством обусловлена совокупность фактов, определяющих отличие марсианских долинных сетей от рельефа земных водосборных бассейнов: низкая плотность «водосбора», небольшое число притоков у большинства систем долин, практическое отсутствие долин с

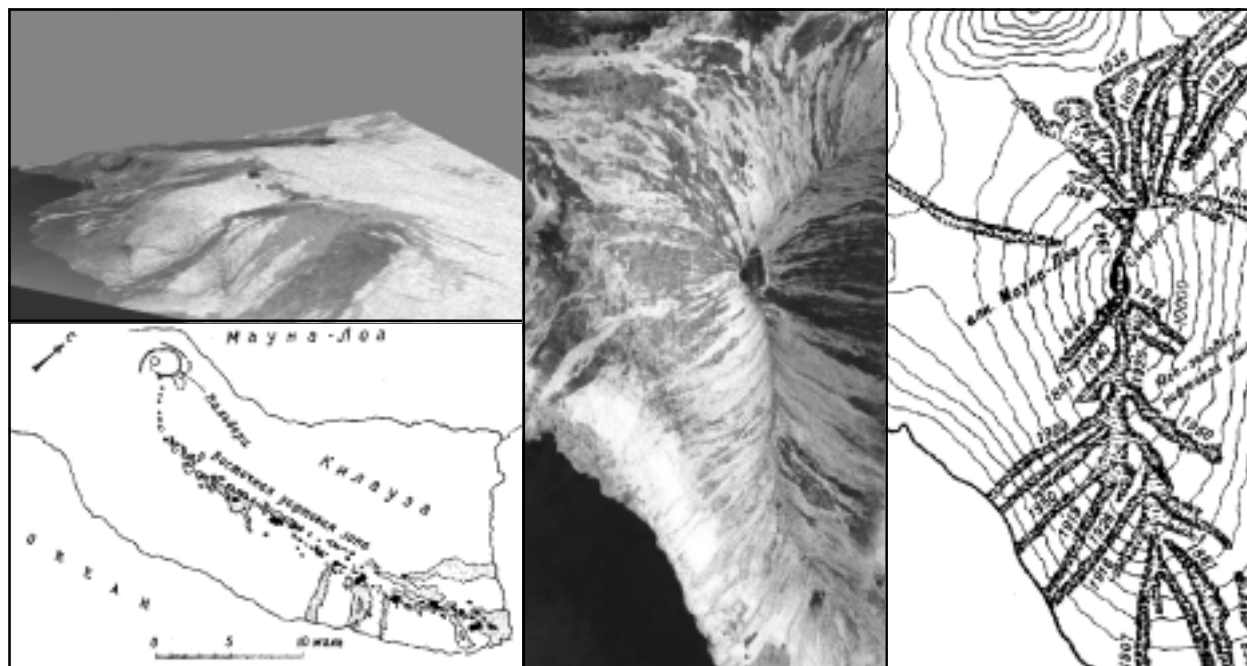


Рис. 71. Действующие щитовые вулканы острова Гавайи – Килауэа (слева) и Мауна-Лоа (справа).

В рельефе четко выражены рифтовые зоны, с деятельностью которых связано образование вулканов. Использованы изображения PIA01304, PIA01717 (NASA's Planetary Photojournal) и фрагменты рисунков из Лучицкого [140] и Макдональда [142]

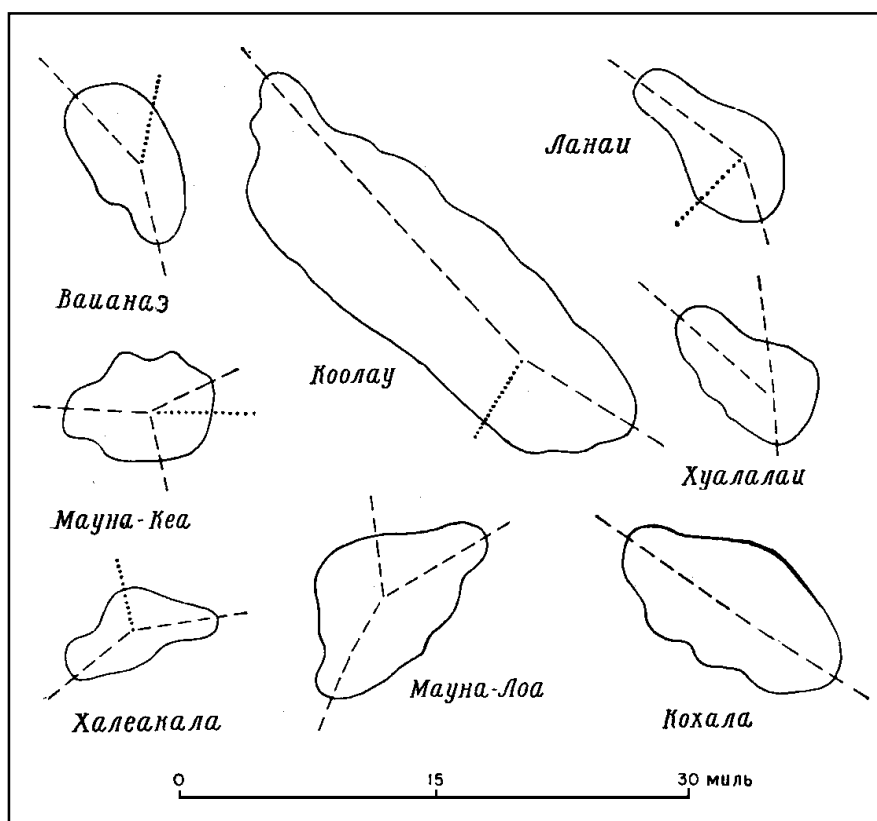


Рис. 72. Горизонтальные сечения гавайских вулканов на уровне около 900 м ниже их вершин (Макдональд, 1975), пунктирными линиями показаны рифтовые зоны

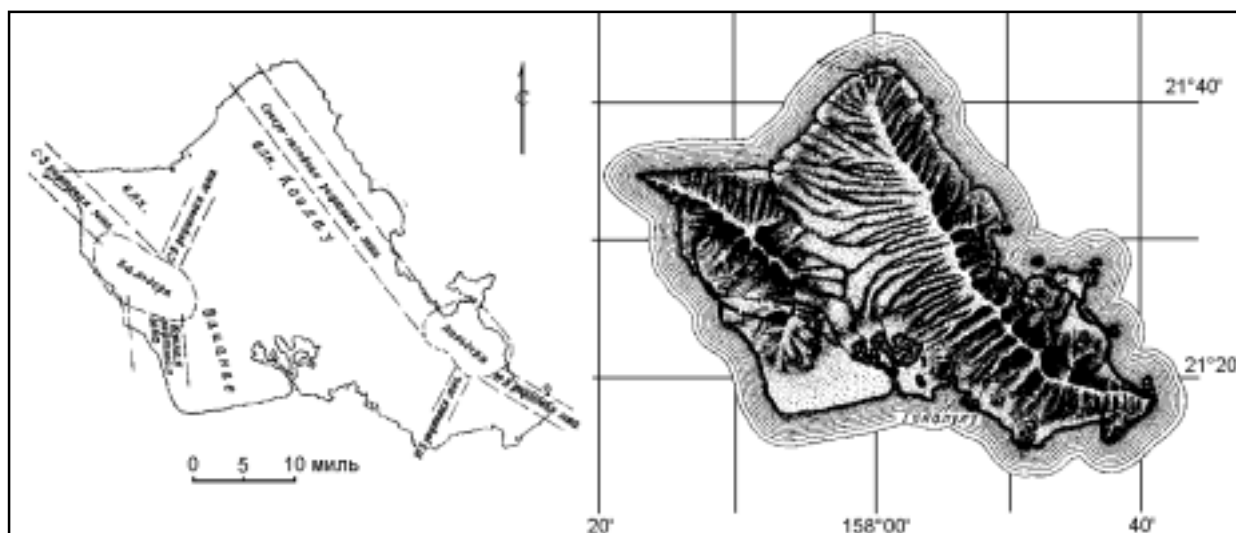


Рис. 73. Рифтовые зоны (слева) и соответствующие хребтообразные формы рельефа (справа) острова Оаху, Гавайи, по Макдональду [142]

поперечным размером менее 1–3 км, которые питали бы более крупные долины. К обсуждению наиболее вероятных процессов марсианской эрозии мы еще вернемся при рассмотрении возможностей динамического подхода во второй части работы, а пока продолжим рассмотрение последствий статического подхода к реконструкциям марсианских процессов.

Проблема марсианских вулканов. Яркий пример использования статического подхода дают существующие ныне представления о формировании аккумулятивных форм марсианского рельефа – гигантских центрально-вулканических и покровно-поточковых структур. Четыре гигантские центрально-вулканические структуры, осложненные вершинными кальдерами, были обнаружены в ходе миссии «Маринер–9» (1971 г.). Большое сходство этих структур с земными щитовыми вулканами привело к тому, что они были классифицированы как щитовые вулканы. Мнение о том, что эти вулканы, как и Гавайские, образованы обширными потоками жидкой лавы, с самого начала было общепринятым и практически не дискутировалось [294, 295].

Считается, что по морфологии и условиям образования щитовые вулканы Марса практически тождественны Гавайским вулканам Земли, лишь отличаясь размерами в большую сторону. При этом для сравнения обычно берется крупнейший из Гавайских островов, а его размеры отсчитываются от океанического дна. Результирующие размеры (около 9 км по высоте и 200 км в поперечнике) действительно лишь в два-три раза меньше размеров крупнейших марсианских центрально-вулканических структур (около 26 км по высоте и до 600 км в поперечнике).

Однако, в отличие от марсианских вулканов, остров Гавайи не является центрально-вулканической структурой. Для него характерна полицентричность эруптивного процесса. Эта полицентричность процесса извержений хорошо выражена в морфологии острова, имеющего не менее пяти крупных аккумулятивных вулканических структур в виде плосковершинных гор и хребтов. Это действующие вулканы Килауэа и Мауна-Лоа, извергавшийся в историческое время вулкан Хуалалаи и потухшие вулканы Мауна-Кеа и Кохала. В целом остров Гавайи формируется преимущественно за счет ареальных извержений, связанных с деятельностью так называемых рифтовых зон [142]. Благодаря аккумуляции изверженного (в основном лавового) материала, зоны образуют хорошо выраженные хребтообразные формы рельефа. Вулканы Мауна-Лоа и Килауэа фактически представляют собой лишь наиболее активные части этих рифтовых зон (рис. 71). Рифтовый ареальный и латеральный вулканизм с соответствующими хребтообразными формами рельефа типичен для всех гавайских вулканов (рис. 72–73).

В свою очередь, в строении марсианских вулканов отсутствуют какие бы то ни было признаки полицентричности эффузивного процесса и наличия рифтовых зон, подобных гавайским [294, 295, 356].

Как можно видеть (см. рис. 68) морфология марсианских вулканов столь значительно отличается от макроструктуры острова Гавайи, что говорить о какой-либо аналогии в аккумулятивных формах рельефа для этих образований не представляется возможным.

При полном несоответствии по аккумулятивным вулканическим формам рельефа гавайских и марсианских вулканов имеется некоторое подобие в отрицательных формах рельефа – наличие вершинных кальдер. Именно это сходство стало формальным основанием для сопоставления марсианских центрально-вулканических структур с гавайскими вулканами. Однако в этом случае возрастает масштабный коэффициент подобия. Кальдера Килауэа достигает приблизительно 4 км в длину и более 3 км в ширину, в западной части ее глубина составляет 120 м. Кальдера Мокуавеовео на вершине Мауна-Лоа имеет длину 4,8 км при ширине 2,4 км и глубине на западном фланге 180 м. Эти кальдеры сопоставляются с кальдерами марсианских вулканов Арсия (100-км простая кальдера), Павлина (45-км простая кальдера, наложенная на менее глубокую 85-км депрессию), Аскрийского (60-км в диаметре комплекс от шести до восьми вложенных кальдер), Олимпа (75-км кальдерный комплекс). Высота стен этих кальдер местами достигает 2,5 км. Таким образом, марсианские кальдеры в 40–50 тысяч раз превышают по объему свои, как считается, земные аналоги.

Однако основное возражение против сопоставления кальдер марсианских и гавайских вулканов определяется не этим гигантским масштабным коэффициентом сопоставления, а генезисом кальдер гавайского типа. Согласно классификации земных кальдер, разработанной Вильямсом [355] и впоследствии дополненной Смитом и Бейли [337], кальдеры гавайских вулканов относятся к типу Килауэа. Особенностью кальдер этого типа является то, что они ассоциируются с мафическими щитовыми вулканами и образуются при опускании уровня магмы в центральном канале при сбросе больших объемов магмы в ходе трещинных извержений в рифтовых зонах. То есть образование кальдер гавайских вулканов жестко обусловлено наличием рифтовых зон в их постройках, полицентричностью эффузивного процесса, определяющей пространственную разобщенность центров кальдерообразования и кальдерообразующего извержения. Классическим примером этого процесса является извержение 1924 г. в рифтовой зоне вулкана Килауэа, когда открытие трещин в низах зоны и извержение через них под уровнем моря вызвали понижение уровня магмы в центральной жерловине примерно на 1200 м.

Кальдеры типа Килауэа – это закономерная черта полицентричных рифтогенных (трещинных) щитовых вулканов, к которым вулканы Марса (ср. рис. 68 и рис. 71–73), вне всякого сомнения, не относятся. Что же касается классических щитовых вулканов центрального типа, то их отличительной особенностью является именно отсутствие вершинных кальдер. В качестве примера можно привести щитовые вулканы Исландии, где, собственно, впервые и был выделен этот тип. Щитовые вулканы Исландии невелики, их диаметр у основания не более 15 км, а превышение над окружающим рельефом – до 900 м (масштабный коэффициент сопоставления по объему с марсианскими вулканами 1:45000). Они образовались при извержениях из трубообразных жерл или очень коротких прижерловых трещин. Наиболее известным в Исландии является щитовой вулкан Скъяульбредур с сечением у основания около 10 км, поднимающийся на высоту более чем 500 м над северным краем равнин Тингвелдир около Рейкьявика. Он имеет очень правильный профиль и падение склонов в среднем 7–8°. Почти круглая в горизонтальных сечениях форма Скъяульбредур является результатом извержений преимущественно из канала центрального типа, а не из боковых рифтовых зон. Выход канала на поверхность соответствует небольшому несколько вытянутому кратеру до 300 м в поперечнике.

Наличие вершинных кальдер на марсианских вулканах исключает возможность сопоставления их с центральными щитовыми вулканами исландского типа. С другой стороны, отсутствие в центрально-вулканических постройках Марса рифтовых зон, равно как и всех прочих сколь либо значительных свидетельств побочных и ареальных извержений с объемами в 40–50 тысяч раз (в соответствии с масштабным коэффициентом) превышающими сильнейшие из гавайских извержений, не позволяет соотносить их с гавайскими вулканами. Таким образом, применение статического подхода при анализе крупных центрально-вулканических структур Марса на основании чисто внешнего сходства с земными вулканами привело к экстраполяции на Марс парадоксального и взаи-

моисключающего по генезису сочетания центрально-вулканических структур щитовых вулканов исландского типа с кальдерами рифтовых щитовых вулканов гавайского типа.

Наличие вершинных кальдер на марсианских вулканах исключает возможность сопоставления их с центральными щитовыми вулканами исландского типа. С другой стороны отсутствие в центрально-вулканических постройках Марса рифтовых зон, равно как и всех прочих сколь либо значительных свидетельств побочных и ареальных извержений с объемами в 40–50 тысяч раз (в соответствии с масштабным коэффициентом) превышающими сильнейшие из гавайских извержений, не позволяет соотносить их с гавайскими вулканами. Таким образом, применение статического подхода при анализе крупных центрально-вулканических структур Марса на основании чисто внешнего сходства с земными вулканами привело к экстраполяции на Марс парадоксального и взаимоисключающего по генезису сочетания центрально-вулканических структур щитовых вулканов исландского типа с кальдерами рифтовых щитовых вулканов гавайского типа.

Несоответствие земных щитовых и марсианских вулканов по аккумулятивным формам рельефа еще более возрастает, если принять во внимание более низкую силу тяжести на Марсе. Как известно, механические силы, вызывающие течение лавового потока по склону, пропорциональны произведению поверхностной гравитации на синус угла наклона поверхности. Поэтому снижение поверхностной гравитации на других планетах приводит примерно к такому же эффекту, как и уменьшение углов наклона поверхности на Земле: скорость течения лавы падает.

Соответствующие гавайским лавовые потоки на Марсе будут иметь втрое меньшие скорости движения по сравнению с Землей. В то же время скорость теплоотвода останется прежней или даже несколько возрастет благодаря более холодным условиям Марса. Если на Земле базальтовые лавы гавайских вулканов текут и застывают при уклонах 6–12° [352], то на Марсе они будут застывать при уклонах 16–34°. То есть лавовые потоки гавайского типа могли бы сформировать на Марсе лишь более крутосклонные структуры. Структура типа щита Скъяльбредур имела бы на Марсе уклоны поверхности 19–22°, а падение склонов самого пологого из исландских щитов – Лингдальсхейди в марсианских условиях превысило бы 8°.

В действительности гигантские вулканы Марса имеют уклоны всего 3–6°, что не позволяет соотносить их с земными щитовыми вулканами. Это противоречие не могут снять и предположения о возможности перемещения лавы на большие расстояния по лавовым тоннелям [316], поскольку более низкая гравитация на поверхности Марса соответственно снижает и потенциал лавы к формированию лавоводов. Проблематичным становится само возникновение протяженных лавовых туннелей. Таким образом, даже самые жидкие силикатные лавы Земли смогли бы сформировать на Марсе лишь более крутосклонные структуры. Следовательно, гигантские центрально-вулканические образования Марса с лавовыми щитами Земли были соотнесены ошибочно.

Кроме кальдер типа Килауэа на Земле широко распространены кальдеры обрушения, связанные с эксплозивным вулканизмом средне-кислого состава – тип Кракатау. Считается, что эти кальдеры образуются в результате обрушения, следовавшего за быстрым извержением больших объемов газонасыщенной магмы в виде газо-пепловой смеси, пирокластических и игнимбритовых потоков. Эти кальдеры имеют размеры, нередко значительно превышающие размеры кальдер гавайского типа. В частности, широко известны кальдеры острова Кюсю, Японии: Асо (диаметр 17–25 км, площадь 379 км²), Айра (23–24 км, 429 км²), Ибусуки (12–26 км, 425 км²), Кикаи (13–22 км, 230 км²). Характерная черта кальдер этого типа – центр кальдерообразующего извержения соответствует центру самой кальдеры, что может представлять интерес при сопоставлении с марсианскими вулканами.

В то же время хорошо известно, что исследователи Марса не смогли обнаружить в пределах рассматриваемых структур сколь либо существенных признаков эксплозивной активности (см. например [295]). Это естественно. Было бы как раз весьма странным, если бы соответствующие земным морфолитологические признаки значительной эксплозивной активности удалось обнаружить на Марсе. При наличии на Марсе рыхлых отложений и мощного слоя мерзлоты, что можно считать установленным, центры эксплозивной активности (эксплозивные кратера, взрывные воронки и небольшие кальдеры) по мере затухания извержений будут элементарно заплывать горячей грязью, которая при замерзании может формировать структуры, ошибочно

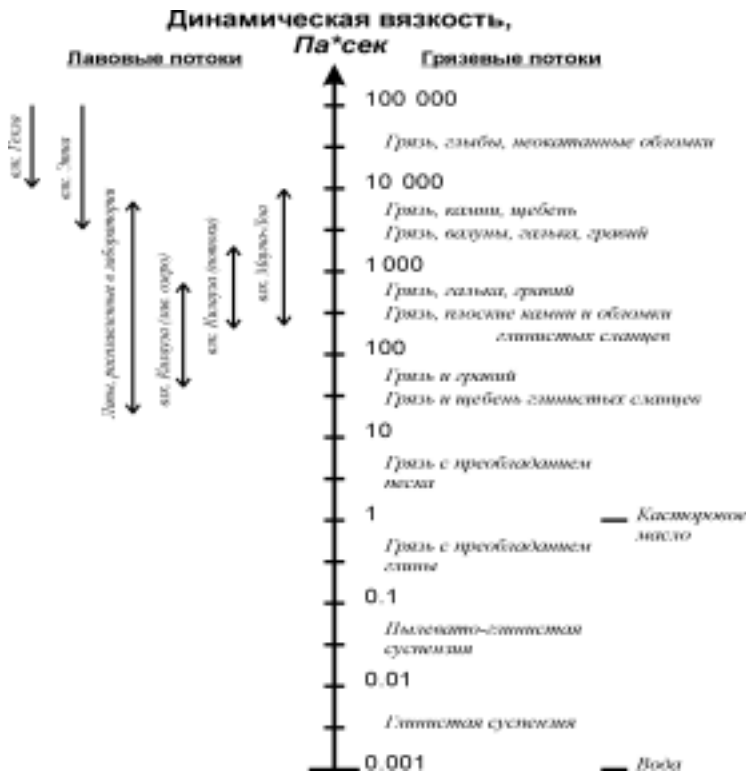


Рис. 74. Динамическая вязкость лавовых и грязевых потоков. Используются данные Макдональда [142] и Виноградова [42]

(см. следующий раздел) отождествляемые с лавовыми покровами. Этот пример еще раз показывает, что делать выводы на основании прямых морфолитологических сопоставлений между Землей и Марсом, мягко говоря, не совсем корректно.

Несмотря на некоторые признаки подобия марсианских кальдер и земных кальдер типа Кракатау, мы считаем, что прямое сопоставление этих структур было бы ошибочным. Во второй части работы мы более подробно остановимся на проблеме формирования мар-

сианских вулканов и постараемся показать, что эти структуры не имеют земных аналогов и скорее всего уникальны для всей Солнечной системы.

Проблема покровных лав на Марсе. С проблемой интерпретации гигантских центрально-вулканических структур Марса тесно смыкается проблема диагностики покровно-потоковых структур, традиционно отождествляемых с покровными лавовыми потоками. Основания для этого прежние – некоторое подобие поверхности этих структур формам рельефа земных лавовых потоков. При диагностировании марсианских потоковых структур исследователи в настоящее время работают в масштабе 10–100 м. При такой детализации лавовые потоки довольно сложно дифференцировать от грязевых потоков, от пирокластических потоков и от их возможной комбинации – грязепирокластических потоков. Все эти потоковые структуры имеют сходные макроструктурные особенности – фронтальные лепестковые уступы, бортовые валы, возвышающиеся над центральными руслами более быстрого течения. Даже при более высоком разрешении при наличии песчано-пылеватых наносов поверхность глыбовых лавовых потоков, пирокластических, и грязевых потоков с крупнообломочным материалом будет выглядеть практически одинаково – обломочный материал погруженный в пылеватую матрицу.

Наиболее сложную задачу при использовании дистанционных методов представляет дифференцирование лавовых потоков от грязевых и грязепирокластических. Поверхностные макроструктуры и текстуры земных лавовых потоков в значительной степени определяются двумя факторами: вязкостью, зависящей от состава лавы и ее температуры, и застыванием поверхностных частей лавового потока в процессе движения. Вязкость грязевых потоков зависит не только от состава грязевого потока, но и от скорости его движения. Другими словами, в процессе движения потоков их грязевая матрица соответствует неньютоновской жидкости. Это обстоятельство определяется повышением фрагментированности молекулярной структуры грязевой матрицы на высоких скоростях движения и ее быстрым восстановлением (своего рода полимеризацией) при замедлении движения. В условиях низких температур на характер движения грязевой массы будет дополнительно влиять как общее снижение ее температуры, так и замерзание поверхностных частей.

Как можно видеть на рис. 74, земные грязевые и лавовые потоки имеют обширное пересечение в диапазоне вязкостей, а более широкий диапазон грязевых потоков в области малых вязкостей

обуславливает принципиальную возможность формирования за счет грязевых потоков более полого-наклонных форм рельефа, чем те, которые формируются при излиянии лав. Застывающие в условиях низких температур грязевые потоки способны формировать канатовидные, фестончатые и плитчатые текстуры типа пахоэхоэ-лав, остроугольные и шипастые обломочные текстуры типа аа-лав, гладко-обломочные текстуры глыбовых лав. В условиях низких температур грязевые потоки, как и лавовые, в зависимости от вязкости, способны формировать пальцеобразные выступы по фронту потока, образовывать грязевые автоинтрузивные дайки, купола и хребты выдавливания, лавовые курганы, могут иметь волнистую, холмистую и неправильную поверхность. В замерзающих грязевых потоках, как и в лавовых, в результате продолжающегося течения внутренних частей потока при застывшей поверхности могут формироваться тоннелеобразные пещеры, в которых возможно формирование грязевых сталактитов и сталагмитов.

Это обуславливает принципиальную возможность формирования на Марсе за счет грязевых потоков практически всех тех характерных особенностей, которые свойственны лавовым потокам Земли. Это естественно – выше мы уже упоминали, что грязь в условиях Марса можно рассматривать как легкоплавкую горную породу. Точно так же и грязевые потоки на Марсе можно рассматривать как своеобразные грязевые лавы. Благодаря частичной литификации рыхлых отложений эти формы рельефа могут длительное время сохраняться в неизменном виде несмотря на поверхностное иссушение. Некоторое исключение составляют лишь формы рельефа и текстуры лав, связанные с деятельностью магматических газов. В грязевых потоках будут отсутствовать формы рельефа и текстуры, связанные с горнитосами, нитевидной струйчатостью, вертикальными газовыми полостями, повышенной пористостью в приповерхностной («шлаковой») части потока. Однако едва ли эти небольшие отличия способны облегчить задачу диагностики дистанционными методами марсианских аккумулятивных потоковых структур.

Доказательством лавовой природы этих потоков могло бы быть лишь обнаружение характерных для лавовых потоков разрезов с внутренним монолитным ядром, связующим веществом которого является не замерзшая грязь или спрессованный тонкообломочный материал, а вулканическое стекло. Разрезы верхних частей марсианской литосферы хорошо представлены в гигантских каньонах Марса. В частности, по данным орбитальной камеры КА «Марс Глобал Сервейер» (МОС MGS) в обрывах долины Маринер вскрыт 8–10 км разрез близгоризонтальных слоистых отложений, значительную часть которых исследователи [324, 325] отождествляют с отложениями лавовых потоков. Для подобного отождествления они указывают следующие основания.

1. Перекрывающие этот разрез равнины состоят, по мнению исследователей, из вулканических потоков, а толщина слоев и топография выступов типична для земных платобазальтов типа базальтов реки Колумбия.
2. Предварительно идентифицированные темные слои имеют спектральные и другие свойства, совместимые с мафическим стеклом, и обнажающиеся в обрывах породы богаты пироксеном, обычным минералом изверженных пород.

Первый из этих доводов мы рассмотрели выше и показали, что достоверные критерии для дифференциации лавовых, пирокластических, грязевых и грязепирокластических потоков на основе морфологических признаков отсутствуют. Не может служить подобным критерием и второй из доводов. Вулканическое стекло и пироксен являются столь же характерными атрибутами для грязепирокластических и пирокластических потоков, как и для лавовых.

В то же время есть веские свидетельства отсутствия монолитных, сцементированных вулканическим стеклом, зон в этих потоковых структурах. При наличии подобных зон было бы естественно ожидать проявления бронирующего эффекта, что характерно для лавовых потоков. Однако в действительности лишь самые верхние 400 м обрывов долины Маринер обладают относительной устойчивостью [324], тогда как профиль остальной части разреза определяется повышенной сыпучестью пород. На наш взгляд, было бы более естественно предположить или первично-фрагментированный (кластический) характер потоковых структур, или цементацию обломков грязевой матрицей, обусловившую осыпание материала стен по мере продвижения вглубь пород фронта поверхностного иссушения, чем вводить [324] довольно странную «метеоритную бомбардировку», нацело

раздробившую «лавовые потоки», но никак не искажившую их выдержанное первично горизонтальное залегание. Что же касается приповерхностной более устойчивой части разреза долины Маринер, то наиболее вероятная причина ее формирования – обогащение и цементация в процессе иссушения приповерхностной части разреза подвижными гидрофильными компонентами (солевые выпоты, возгоны) по типу пустынных солончаков Земли.

Сочетание предположения о первичной фрагментированности материала потоков или цементации их ядра грязевой матрицей с указанными выше свидетельствами вулканического происхождения пород приводит к закономерному выводу о пирокластическом или грязе-пирокластическом генезисе как аккумулятивных потоковых структур на поверхности Марса, так и «лавовых» прослоев в обрывах долины Маринер. Сделанный вывод косвенно подтверждает установленный факт [317] определенной атипичности марсианских «лавовых» потоков по сравнению с земными лавовыми потоками и потоками лавы, зарегистрированными на Ио.

Таким образом, использование статического подхода в анализе аккумулятивных потоковых структур Марса привело к постулированию их силикатно-лавовой природы, с одновременным исключением из рассмотрения более вероятных альтернативных субстратов – пирокластических, грязе-пирокластических и грязевых потоков.

Проблемы морфологического анализа камней в районе посадки КА «Марс Пасфайндер».

Традиционное использование статического подхода может приводить к ошибкам даже в случае анализа данных, полученных при непосредственном исследовании марсианской поверхности и изучении детальных стереоизображений. В качестве примера можно привести работу Базилевского и др. [8]. Работа посвящена изучению морфологии камней, которые исследовались альфа-протон-рентгено-флуоресцентным спектрометром (APXS) марсохода «Соджорнер». В работе использовались стереоизображения камней с разрешением до 0,7 мм на элемент изображения. Задача, которую исследователи поставили перед своей работой, – *«продвинуться в понимании геологических процессов, которые привели к образованию материала этих камней, их истории переноса от места образования до места их современного залегания и того, что происходило с ними там, где они сейчас лежат»* (там же, с.197).

Исследователи приводят прекрасное морфологическое описание камней района посадки. Однако на стадии интерпретации, выполненной в строгом соответствии с общепринятыми нормами статического подхода, исследователи допускают довольно грубые ошибки. Все исследованные спектрометром APXS породы дали содержание SiO_2 , типичное для андезитов – около 62%. Эти данные приводятся и обсуждаются во введении вышеупомянутой работы. Тем не менее, на стадии анализа морфологии камней и ее генетической интерпретации исследователи проводят многократное сопоставление марсианских андезитов с земными базальтами, делая при этом обширные и далеко идущие выводы о скоростях выветривания на Марсе. Основание – некий элемент внешнего подобия.

Задача, которую поставили перед собой исследователи, есть не что иное как попытка фациального анализа [46, с.45] обломков пород в зоне посадки КА «Марс Пасфайндер». Поскольку в работе проводится сопоставление с земными вулканическими породами (базальты Западной пустыни Египта), то при подобных сопоставлениях следует учитывать, что образование вулканогенных фаций [47, с.355] определяется типом вулканизма, который в значительной степени зависит от химического состава извергающейся магмы. Следовательно, с точки зрения фациального анализа, вышеупомянутая статья содержит грубейшую ошибку – при генетических реконструкциях и сопоставлении проигнорирован химический состав пород, поскольку разный химический состав предполагает и разные условия образования текстур (морфологию обломков) этих пород.

По нашему мнению, сопоставление морфологии обломков было бы более корректным, если бы марсианские андезиты сравнивались с продуктами таких классических андезитовых извержений, как извержение вулканов Безымянный в 1956 г. [61, 318], Шивелуч в 1964 г. [63], Сент-Хеленс в 1980 г. [343]. В этих случаях, как и вообще для извержений больших объемов магмы андезитового состава, для процесса извержений были характерны пирокластические потоки и спровоцированные ими лахары.

В то же время материал пирокластических потоков и постэруптивных лахаров имеет ряд характерных особенностей, которые не были учтены исследователями в вышеупомянутой работе. На более близких к центру извержения участках пирокластические потоки способны оказывать сильное эродирующее воздействие на подстилающие породы, выпахивая в процессе движения абразионные желоба в постройке вулкана и каньоны непосредственно у его подножья. Действие интенсивно клубящейся и стремительно передвигающейся газо-пирокластической взвеси подобно гигантскому пескоструйному аппарату. Это эрозионное воздействие усиливается за счет абразии, которую осуществляет перемещаемый потоком крупноглыбовый материал.

В процессе движения потока пластичные крупноглыбовые фрагменты пирокластики приобретают окатанную форму, а их поверхность подвергается мощному воздействию газо-пирокластической смеси («газо-пирокластической абразии»). Эти черты могут ошибочно восприниматься как свидетельство поверхностного выветривания на Марсе. Наряду с окатанностью, для блоков ювенильного материала в пирокластических потоках характерно наличие автоэксплозивных и контракционных трещин (см. рис. 60). Нередко ювенильные блоки рассыпаются по этим трещинам на более мелкие фрагменты уже после прекращения движения. Именно такой характер, судя по приведенным в рассматриваемой работе [8] данным, имеют камни и блоки пород в районе посадки КА «Марс Пасфайндер». Поэтому сопоставление этих пород с обломочным материалом андезитового состава в отложениях пирокластических потоков и постэруптивных лахаров Земли, на наш взгляд (Малышевы, 1999), было бы более корректным. В частности, в отложениях пирокластических потоков в. Безымянный (см. рис. 60, А) при желании можно обнаружить любое количество морфологических двойников для большей части из описанных камней Марса (Барнакл Билл, Йоги, Ведж, Шарк и т.п.), а в лахарной части отложений – практически для всех.

Приведенный пример показывает, что использование статического подхода приводит к грубым ошибкам даже в случае анализа данных, полученных при непосредственном исследовании марсианской поверхности и изучении максимально детальных ее изображений.

Таким образом, широкомасштабное использование статического подхода в реконструкциях марсианских процессов привело к ряду некорректных выводов. В частности оно обусловило:

- 1) появление большого количества взаимно противоречивых концепций водной эрозии на Марсе, геоцентризм которых с необходимостью потребовал переноса в древние марсианские эпохи условий формирования земных эрозионных форм вплоть до соответствующих изменений климата;
- 2) неадекватную оценку роли свободной воды на Марсе;
- 3) некорректное сопоставление гигантских центрально-вулканических структур Марса с земными щитовыми вулканами гавайского типа;
- 4) некорректное отождествление покровно-потоковых структур Марса с лавовыми потоками;
- 5) ошибочные выводы о скоростях выветривания на Марсе, сделанные на основании морфологического анализа камней в районе посадки КА «Марс Пасфайндер».

Возможности динамического подхода

В настоящее время считается общепринятым, что гидросфера и атмосфера Земли сформировались в процессе дегазации коры и верхней мантии прежде всего за счет вулканической деятельности. Этот процесс продолжается и сегодня, однако в древние эпохи Земли он был более мощным. Естественно считать, что процессы дегазации коры и верхней мантии преимущественно в ходе вулканической деятельности протекали и на Марсе в древние эпохи. Масштаб их был возможно значительно меньше земных, но, тем не менее, он был вполне достаточным для образования в условиях низких температур специфических особенностей марсианского рельефа.

Есть одна особенность вулканической деятельности, которая как правило не учитывается. Даже на Земле при наличии водного конденсата в эруптивных облаках образуются аккреционные лапилли – сферические стяжения пепла на каплях влаги. В условиях Марса более низкая сила тяжести обеспечивает более длительное существование эруптивных туч вулканических извержений. По мере медленного остывания газо-пирокластической взвеси этих облаков в условиях низких температур окру-

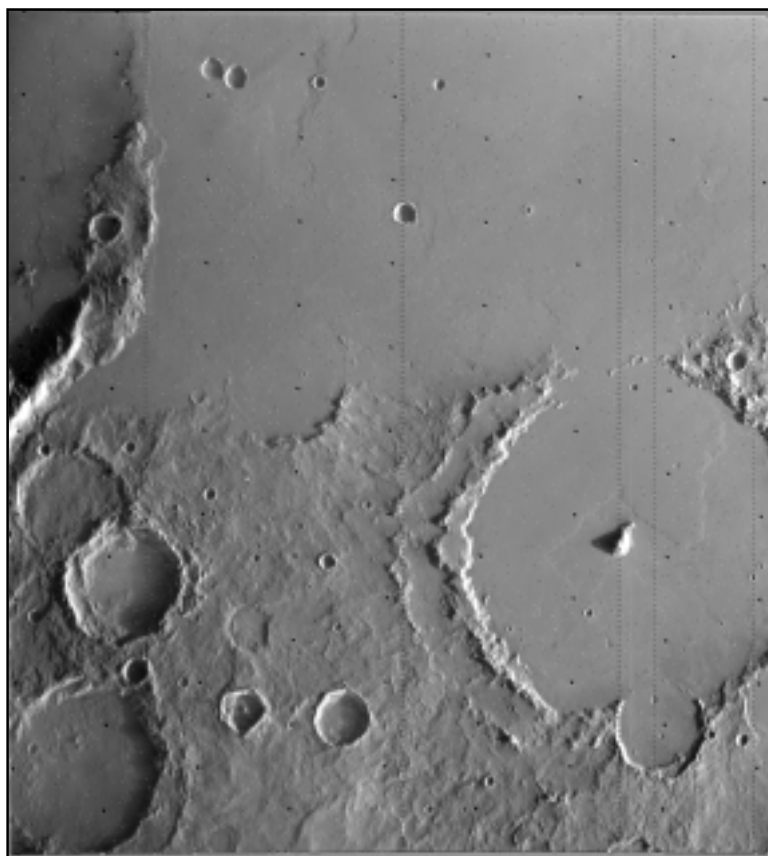


Рис. 75. Ударно-метеоритный кратер Пиккеринг, частично перекрытый большим вулканическим потоком от в. Арсия.

Фронт потока можно видеть внутри 120 км кратера вблизи центрального пика (КА «Викинг-1», NASA)

жающей атмосферы происходит постепенная конденсация всей ювенильной воды и налипание на конденсат пепловых частиц. Формирующиеся аккреционные лапилли выпадают из эруптивной тучи в виде грязевого дождя или грязевого града.

В ходе исследований Марса этот эффект налипания тонких частиц на конденсат был учтен при анализе песчаных отложений на поверхности Марса [134]. Средний размер песчинок очень мал, всего 1–50 мкм. Ветры в начале пылевой бури легко поднимают такие песчинки в атмосферу. Когда буря

затихает, осевшие песчинки, если судить по данным тепловой радиометрии, слипаются в комочки размером до 1 мм. Считается, что наряду с электростатическими силами, в слипании частиц определенную роль может играть намерзающий на них водяной или углекислотный иней. Однако в несопоставимо больших масштабах этот эффект должен проявляться в ходе вулканической деятельности на Марсе. Таким образом, связанные с вулканической деятельностью широкомасштабное формирование аккреционных лапилли и интенсивные грязепады, представляют собой первый момент, который необходимо учитывать при интерпретации морфологии марсианской поверхности.

Далее, интенсивная вулканическая деятельность в условия Марса должна приводить к формированию на его поверхности смерзшегося грязе-пирокластического чехла. Этот чехол может маскировать центры эксплозивной активности и ударно-метеоритные формы рельефа (рис. 75). Наибольшей мощности формирующийся чехол грязепирокластов достигал в районах с наиболее длительной и интенсивной деятельностью. Следует ожидать, что эта мощность должна быть максимальной в районе гигантских вулканов Марса. По нашему мнению, гигантские центрально-вулканические структуры Марса образованы в результате напластования смерзшихся грязепирокластов. Это объясняет наличие на склонах вулканов серий неясных концентрических круговых, иногда взаимно пересекающихся террас, которые по сути оконтуривают зоны наиболее интенсивных грязепадов.

Поскольку в формировании вулканических структур на Марсе большое значение имели грязепирокласты со значительным количеством связанной в них воды, то это не могло не наложить отпечаток и на характер самой вулканической деятельности. Это должно было привести к смещению вулканической деятельности в сторону фреато-магматических процессов, а, следовательно, к формированию больших объемов пирокластики за счет фреатических взрывов вне зависимости от состава извергающегося материала. В процессе формирования марсианского чехла грязепирокластов можно выделить две стадии:

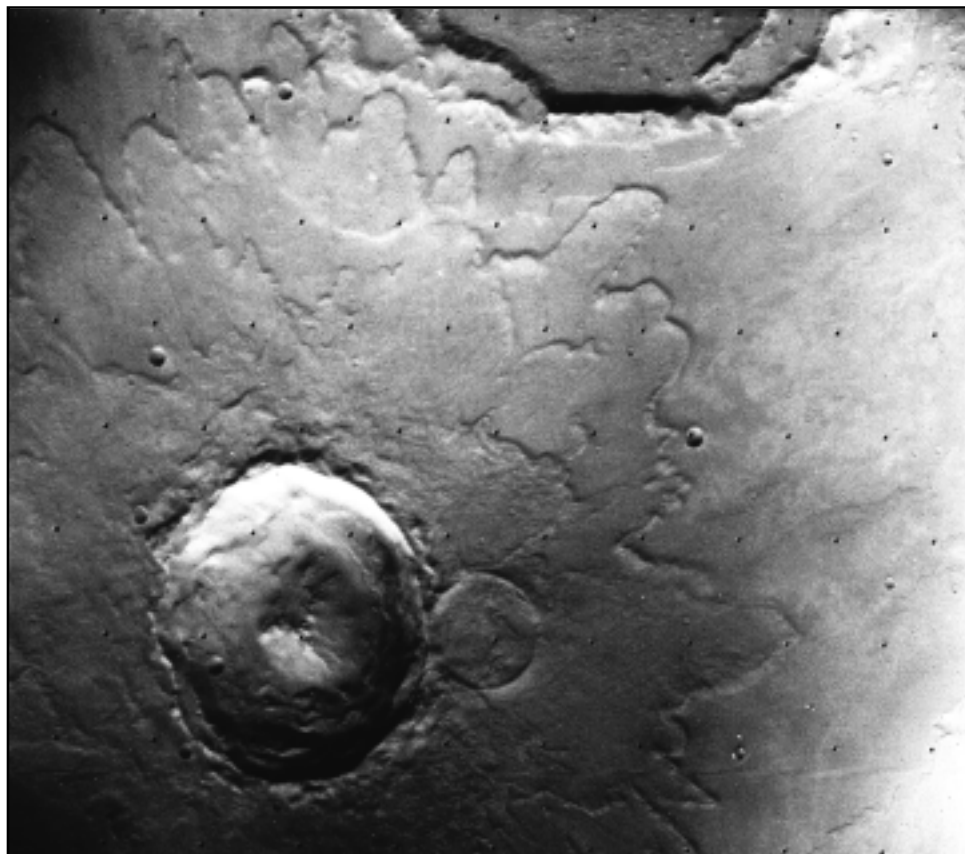


Рис. 76. Ударно-метеоритный кратер Юти, 18 км в диаметре, окружен потоковыми структурами, одна из которых частично перекрывает более древний кратер (фото NASA)

-
1. Древняя, предшествовавшая периоду интенсивной метеоритной бомбардировки, эпоха глобальной общепланетной дегазации с повсеместной вулканической деятельностью и формированием планетарного грязе-пирокластического чехла, который сохранился в древних сильнократерированных областях.
 2. Эпоха площадной планетарной дегазации, связанная с локализацией вулкано-магматической деятельности в пределах отдельных регионов планеты, формированием протоматериковых образований Элизий и Фарсида, и наращиванием в их пределах мощности грязепирокластов. В отличие от Земли, эндогенная активность на Марсе практически прекратилась, не достигнув стадии линейной дегазации, обуславливающей, по нашему мнению, на Земле рифтовый вулканизм и тектонику плит.

Наличие замерзшего грязевого чехла на Марсе подтверждается изучением ударных метеоритных кратеров, многие из которых имеют радиальные потоки с явными следами течения от кратера (рис. 76). Основное количество таких кратеров имеет диаметр 5–50 км. Таким образом, формирование на поверхности Марса грязе-пирокластического чехла, максимальная мощность которого образуется в районах наиболее длительного и интенсивного вулканизма, представляет собой второй момент, который необходимо учитывать при интерпретации марсианской поверхности.

На Земле, с ее более высокой температурой, существуют идеальные условия для очищения воды путем ее оттаивания в океанах и благодаря ее циркуляции в атмосфере. На Марсе очищение воды в значительных объемах невозможно из-за низких температур и убогой атмосферы. Очищение воды за счет эндогенных процессов, например под влиянием температуры внедряющихся магм, невозможно, так как одновременно с оттаиванием грязепирокластов начинается их интенсивное конвективное перемешивание. Отсюда следует, что на Марсе нет погребенных ледников и запасов



Рис. 77. Один из оползней со стен каньонов долины Маринер (фото NASA)

чистой воды, а вся вода сконцентрирована в замерзшем грязе-пирокластическом чехле. На Земле вода имеет возможность мигрировать и заполнять понижения рельефа – океанические впадины. Попутно она уносит с собой и частички твердого материала. На Марсе подобная возможность практически исключается. Таким образом возникает прямо противоположная с Землей ситуация – на Марсе воды больше всего на континентоподобных поднятиях, а не в океаноподобных впадинах. Отсутствие на Марсе условий для очищения воды, и, как следствие, ее полная концентрация в составе грязе-пирокластического чехла представляет собой третий момент, который необходимо учитывать при интерпретации морфологии марсианской поверхности.

В ходе активной вулканической деятельности Марса в районах интенсивного грязепада при наличии уклона должны были образовываться многочисленные небольшие лахары, источником материала для которых являлся как свежевывапавший материал, так и грязе-пирокластические отложения предыдущих извержений. Этого процесса вполне достаточно для формирования долинных сетей. В отличие от водных потоков, грязевые имеют более высокую плотность, более сильное эрозирующее воздействие и несколько отличную реологию. Именно этим обстоятельством обусловлена совокупность фактов, определяющих отличие марсианских долинных сетей от рельефа земных водосборных бассейнов: низкая плотность «водосбора», небольшое число притоков у большинства систем долин, практическое отсутствие долин с поперечным размером менее 1–3 км, которые питали бы более крупные долины.

Замерзший грязе-пирокластический чехол имеет одну важную для нас особенность. В случае оттаивания, он приобретает высокую подвижность, поэтому эрозионное воздействие лахаров может многократно возрасти, если они образуются не только за счет грязепада, но и благодаря извержению больших объемов раскаленного материала в виде лавовых или пирокластических потоков. Высокие температуры магмы и продуктов вулканических извержений обеспечивают возможность мобилизации на полтора-два порядка большего объема грязепирокластов по сравнению с объемом извергнутого материала. На Земле известны гигантские лавовые поля и отложения пирокластических потоков. В частности, объемы отложений пирокластики в горах Сан-Хуан, Колорадо и на Новой Зеландии близки к десяти тысячам кубических километров [140]. И, находясь Земля в марсианских условиях, тепла каждого из них с хватило бы на образование гораздо большей долины, чем долина Маринер.

Таким образом, поверхностные долинные сети на Марсе образованы постэруптивными лахарами, возникавшими как в ходе интенсивных грязепадов, так и при извержениях больших объемов ювенильного материала, скорее всего, в форме пирокластических потоков.

Источником локального прогрева и последующей мобилизации грязе-пирокластического чехла может быть не только вулканическая деятельность (лавовые и пирокластические потоки), но и внедрение в область чехла магматических интрузий. Именно в последнем случае возникают большие объемы высококомобильных горячих грязепирокластов, которые под большим давлением прорываются наружу, формируя долины истечения. Поэтому вполне естественно, что верховья гигантской системы каньонов – долины Маринер – приурочены к гигантскому скоплению грязепирокластов – группе крупнейших в Солнечной системе вулканов вулканического плато Тарсис. Таким образом, долины истечения образуются как следствие внедрения в грязе-пирокластический чехол магматических интрузий, которое приводит к последующему прорыву высококомобильных и горячих грязепирокластов на поверхность Марса.

Важное свойство лахарной массы – ее способность сохранять структуру, даже когда нет перемешивания, т.е. противостоять расслоению под воздействием гравитационной дифференциации. В условиях низких температур Марса лахарная грязе-пирокластическая смесь, скорее всего, не успевала распастись до замерзания, сохраняя первоначальные структуры потока. В существующих климатических условиях Марса лед на низких широтах оказывается неустойчивым относительно атмосферы и постепенно сублимирует. Это приводит к распространению вглубь марсианского грунта волны дегидратации. Согласно существующим оценкам [302], такая волна могла распространиться на несколько сотен метров за время прошедшее после окончания интенсивной метеоритной бомбардировки. В результате иссушения поверхностная часть грязе-пирокластического чехла лишается своего основного цемента – тонкодисперсного льда – и превращается в слабосвязанные отложения рыхлой пирокластики, потеря устойчивости которой может приводить к многочисленным оползням с крутых склонов каньонов. Это явление широко распространено в долине Маринер (рис.77).

2.3.3. Схемы планетарной эволюции для Марса и Земли

В своей эволюции Марс последовательно прошел через четыре стадии. Первая стадия соответствует древней, предшествовавшей периоду интенсивной метеоритной бомбардировки, эпохе глобальной общепланетной дегазации с повсеместной вулканической деятельностью и формированием планетарного грязе-пирокластического чехла, который сохранился в древних сильнократерированных областях.

В ходе активной вулканической деятельности Марса в районах интенсивного грязепада при наличии уклона формировались многочисленные небольшие лахары, источником для которых являлся как свежевывающийся материал, так и грязе-пирокластические отложения предыдущих извержений. В отличие от водных потоков, грязевые имеют более высокую плотность, более сильное эрозирующее воздействие и несколько отличную реологию. Именно этим обстоятельством обусловлена совокупность фактов, определяющих отличие марсианских долинных сетей от рельефа земных водосборных бассейнов. Кроме струйного стекания свежевывающихся грязепирокластов в районах наиболее интенсивных грязепадов происходило покровное течение грязе-пирокластического чехла, что обусловило формирование покровно-потоковых форм рельефа.

Затем Марс вошел во вторую стадию своего развития, соответствующую эпохе площадной планетарной дегазации, связанной с локализацией вулкано-магматической деятельности в пределах отдельных регионов планеты, формированием протоматериковых образований Элизий и Фарсида, и наращиванием в их пределах мощности грязепирокластов. В случае внедрения в чехол смерзшихся грязепирокластов магматических интрузий происходило образование больших объемов высококомобильных и горячих грязепирокластов, которые под большим давлением прорывались на поверхность планеты, формируя русла истечения шириной до 200 км при длине до 1500 км. На заключительных этапах формирования протоконтинентов Марса происходили обширные извержения вулканитов среднего состава, для которых характерно скорее извержение пирокластических, чем лавовых потоков.

Андезиты Марса имеют промежуточные характеристики между субдукционно-связанными (орогенными) и субдукционно-несвязанными (анорогенными) земными андезитами. По мнению О.В. Николаевой и А.М. Абдрахимова [329], состав андезитов в месте посадки КА «Марс Пасфайндер» был определен своеобразным типом марсианской рециркуляции кора-мантия, который не имеет отношения к механизмам тектоники плит.

После формирования протоконтинентов Фарсида и Элизиум, Марс, миновав стадию линейной планетарной дегазации и магмо-тектонической активности – тектонику плит, сразу вошел в стадию локальной вулканической деятельности, в ходе которой сформировались четыре крупнейших вулкана Солнечной системы. И завершила эндогенное развитие Марса продолжающаяся и сейчас стадия почти полного покоя.

Естественно считать, что Марс, имея в десять раз меньшую по сравнению с Землей массу, располагал меньшим потенциалом для развития дегазационных и магмо-тектонических процессов, что обусловило, во-первых, сравнительную кратковременность марсианской эволюции (эндогенные процессы на Марсе завершились многие сотни миллионов лет назад), а во-вторых, более усеченный по сравнению с Землей эволюционный цикл по стадиям дегазационного и магмо-тектонического процессов.

Можно предположить, что для Земли, с ее большим дегазационным потенциалом и продолжающимися эндогенными процессами, возможны следующие стадии развития: 1) эпоха общепланетной дегазации и повсеместной магмо-тектонической активности, приведшая к формированию протопланетной (протоокеанической) коры; 2) эпоха локализации дегазационных и магмо-тектонических процессов в пределах отдельных площадей, обусловившая формирование протоконтинентов и древнейших платформ Земли; 3) эпоха локализации дегазационных и магмо-тектонических процессов в пределах поясов повышенной эндогенной активности; 4) эпоха линейной локализации дегазационных процессов и магмо-тектонической активности, приведшая к раскалыванию протоконтинентов Земли и к формированию спрединговых и субдукционных структур на ее поверхности; 5) эпоха точечной локализации дегазационной и магмо-тектонической активности; 6) эпоха полного прекращения гравитационно-дифференциационных процессов в недрах планеты, и соответствующего прекращения проявлений магмо-тектонических процессов на ее поверхности.

В настоящее время Земля находится на 4-й из вышеперечисленных стадий развития, тогда как формирование геологических структур Урала было завершено на 3-ей стадии – в эпоху поясовой магмо-тектонической активности. Насколько эти рабочие предположения справедливы, покажет дальнейший анализ как эволюции других планет, так и геодинамических структур Земли.

3. ПРАКТИКА: Использование динамических моделей

3.1. Прогноз вулканических извержений

В отечественной литературе проблеме прогноза вулканических извержений посвящено большое количество работ [51, 54, 238–248, 250, 251]. Все исследователи сходятся на том, что успешный прогноз вулканических извержений возможен лишь в случае понимания закономерностей вулканического процесса и механизма извержений. Динамическая модель вулканического процесса позволяет сделать прорыв в этом направлении, а уравнение саморазвития в виде (16) или (17) дает основу общей формуле для уверенного прогноза извержений вулканов. Недостаток прежних подходов – подмена понятия цикличности вулканического процесса его периодичностью. Последняя – частный случай цикличности, проявляющийся только тогда, когда на уровне цикла вышестоящего ранга процесс находится в состоянии, близком к состоянию стационарного развития. С точки зрения описания самого вулканического процесса более удобно поставить в соответствие срочность прогнозов с уровнем цикличности, в пределах которой осуществляются прогнозные работы.

В ноябре 1984 г. был сделан вывод, что имеются все предпосылки для развития в ходе одного из ближайших извержений крупного вулканотектонического обвала и дальнейшего развития этого извержения в форме мощного направленного эксплозивного извержения по аналогии с таковым Сент-Хеленс в 1980 г. В связи с тем, что ожидалось неординарное событие, в декабре 1984 г. о возможном развитии событий было поставлено в известность руководство Института вулканологии ДВНЦ АН СССР, в январе 1985 г. был сделан доклад на семинаре Лаборатории активного вулканизма этого Института, а 21 мая в редакцию журнала «Вулканология и сейсмология» была сдана соответствующая статья [149]. 12 июня в дирекцию Института была послана радиограмма, о том, что начавшаяся активизация может завершиться крупным вулканическим обвалом и направленным развитием извержения. 24 июня – вторая радиограмма о том, что мощное направленное извержение вулкана произойдет в ближайшие дни.

Спустя месяц после направленного извержения вулкана активность вулкана стала повышаться, и возникла угроза отмены экспедиционных работ в районе вулкана. В связи с этим был сделан прогноз о том, что дальнейшее развитие процесса опасности не представляет и наблюдающийся экструзивный процесс предвещает последующее развитие извержения в виде излияния вязкого лавового потока, что и подтвердило дальнейшее развитие событий. В 1986 г. была выявлена гиперболическая зависимость приращений объемов постройки вулкана во времени. Это позволило, наряду с поэтапными качественными прогнозами развития извержения, сделать попытку количественного прогноза времени кульминации извержения, что позволило предсказать кульминацию извержения 17 декабря 1986 г. Общая последовательность событий в январе – апреле 1987 г. была аналогична предкульминационному развитию в двух предыдущих периодах извержения. Но не хватало главного – устойчивой тенденции к гиперболическому нарастанию мощности процесса. В связи с этим был сделан прогноз, что для дальнейшего развития извержения в Безымянный наиболее вероятно затяжное излияние вязкого лавового материала в условиях полного отсутствия эксплозивной деятельности. Что и подтвердил дальнейший ход событий. Примеры по прогнозу развития извержений вулкана Безымянного можно отнести к краткосрочным (прогнозы развития вулканического процесса на уровне цикличности отдельных извержений) и среднесрочным (на уровне эруптивных циклов, в которые группируются рядовые извержения).

В апреле 1987 г. был сделан прогноз о возможном переходе продолжающегося с 1980 г. извержения вулкана Шивелуча в форму пароксизмальной эксплозивной деятельности. Прогноз был сделан исходя из режимных наблюдений, выполнявшихся автором, анализа динамики предыдущих извержений и с использованием некоторых качественных аспектов динамической модели вулканического процесса. Переход извержения в форму пароксизмальной эксплозивной деятельности произошел спустя 6 лет после сделанного прогноза – 21 апреля 1993 г. [53, 274].

Пепловая туча над вулканом поднялась на высоту до 18 км, а длина пирокластических и грязевых потоков достигла 15–20 км. Развитие событий подтвердило точку зрения автора о чисто магматической природе эксплозивной активности вулкана Шивелуча в 1984–1987 гг., а сделанный прогноз о возможной смене режима извержения реализовался в полном объеме. Этот пример прогноза можно также отнести к среднесрочным, так как он использует динамику развития извержений этого вулкана в пределах эруптивного цикла.

В 1988 г., в ходе анализа динамики извержений вулкана Ключевского, были выявлены экспоненциальные закономерности в разрушении его постройки побочными прорывами в течение последних ста лет. В то же время имело место гиперболическое нарастание мощности извержений после 1966 г. На основании этих и некоторых других закономерностей был сделан вывод о том, что в период с 1989 по 1994 г. процесс извержений может достичь катастрофического уровня, а сам вулкан является среди вулканов Камчатки наиболее опасным объектом в плане возможности катастрофического разрушения его постройки. Работа содержала анализ возможного развития вулкана Ключевского на уровне цикличности двух разных масштабов: прогноз дальнейшего хода извержений вулкана на уровне эруптивных циклов и на уровне возможной макроцикличности в развитии вулкана. Прогноз первого уровня к настоящему времени оправдался в полном объеме. В строгом соответствии с расчетной зависимостью, за побочным прорывом 28 января 1988 г., новое продолжительное побочное извержение началось 26 июля 1989 г. на юго-восточном склоне вулкана (высота 4300–4000 м), закончившееся лишь 10 февраля 1990 г. и названное прорывом им. Скуридина.

В свою очередь закономерное нарастание количества поступающего на поверхность ювенильного материала реализовалось в двух пароксизмальных извержениях вулкана. В начале 1990 г. произошло его мощное вершинное извержение, которое исследователи [16] определили как пароксизмальное. Оно характеризовалось выбросом раскаленных бомб и пепла на высоту до 1,5 и 6 км соответственно и формированием нового кратера на месте внутрикратерных шлаковых конусов. Еще более мощный пароксизм имел место в ходе вершинного извержения вулкана 7 сентября – 2 октября 1994 г. 1 октября из вершинного кратера в течение 9–10 ч на абсолютную высоту ~12–13 км (7–8 км над кратером) поднималась мощная, нагруженная пеплом эруптивная колонна. Фонтаны бомб взлетали на 2–2,5 км над кратером, максимальный размер обломков достигал 1,5–2 м в диаметре. По северо-северо-западному склону изливались лавовые потоки, а по северо-западным, западным, южным и восточным склонам спустились многочисленные глыбово-пепловые пирокластические потоки. Лавовые потоки имели длину до 5 км, пеплово-глыбовые – 2–6 км. Мощные грязевые потоки прошли уже по проработанным руслам путь 25–30 км и достигли р. Камчатки.

Что касается прогноза на уровне возможной макроцикличности в развитии вулкана, то он, по счастью, пока не реализовался, но, являясь бессрочным, по-прежнему остается в силе: существующие тенденции в развитии вулкана Ключевского по-прежнему заставляют рассматривать этот вулкан как объект с максимально высокой степенью опасности катастрофического разрушения его постройки в ближайшем будущем.

Анализ перспектив использования динамической модели в плане количественного прогноза времени извержений выполнен [145] на примере сейсмической подготовки и сопровождения извержения вулкана Шивелуча 12 ноября 1964 г. Оценочные расчеты показывают, что, с учетом некоторых ограничений, предложенная методика моделирования процесса подготовки вулканических извержений уже сейчас перспективна для практического использования с целью прогноза времени вулканических извержений.

3.1.1. Проблематика прогноза вулканических извержений

В отечественной литературе проблеме прогноза вулканических извержений посвящено большое количество работ [51, 54, 238–248, 250, 251]. Наиболее детально изучено общее состояние проблемы В.И. Горельчик [51]. По ее данным, хотя не все вулканические землетрясения сопровождаются извержениями вулканов, зато почти все извержения предваряются землетрясениями. Специфичность связей между сейсмической и вулканической активностью для каждого вулкана, как считает В.И. Горельчик, является основным препятствием в поиске общей форму-

лы для уверенного прогноза извержений вулканов. В то же время сейсмологический метод в настоящее время наиболее перспективен для прогноза извержений андезитовых и дацитовых вулканов, а также прорывов побочных кратеров базальтовых вулканов. Место извержений довольно точно определяется по эпицентрам предвещающих землетрясений. Для прогноза времени извержений в современной вулканологии наиболее часто используют две основные характеристики сейсмического режима вулканов – частоту и энергию вулканических землетрясений.

Прогноз извержений по возрастанию числа землетрясений, по мнению В.И. Горельчик, не всегда возможен. Известны случаи значительного увеличения числа слабых толчков, которые не сопровождаются извержениями. Считается, что перспективен учет не только числа вулканических землетрясений, но и их энергии. Такое направление в решении проблемы прогноза извержений по сейсмологическим данным развивалось в Советском Союзе. При изучении извержений вулканов Безымянного в 1958–1961 гг., Шивелуча в 1964 г., Токати в 1972 г. П.И. Токаревым было установлено, что графики нарастания условных деформаций перед извержением аппроксимируются равнобокой гиперболой. В.И. Горельчик считает, что предложенный П.И. Токаревым метод прогноза извержений может успешно применяться для целого ряда вулканов, извержениям которых предшествует непрерывно растущая сейсмическая активность. Что касается прорывов побочных кратеров базальтовых вулканов, то здесь, как она предполагает, нужны какие-то дополнительные прогностические признаки, так как рои вулканических землетрясений не всегда сопровождаются поверхностными проявлениями вулканической деятельности.

То же самое можно сказать о прогнозировании таких извержений центрального типа, сейсмическая подготовка которых развивается внешне так же, как у прорывов побочных кратеров, либо по другим законам, когда не происходит изменение числа и энергии вулканических землетрясений накануне извержения. Для прогноза центральных извержений базальтовых вулканов сейсмологический метод, по данным В.И. Горельчик, считается неперспективным, так как вулканические землетрясения А- и В-типов в этих случаях не обнаруживают непосредственной близости с внешними проявлениями вулканической активности. Однако в ряде случаев краткосрочный прогноз извержения может быть сделан по проявлению интенсивного вулканического дрожания (за 1–2 ч до начала извержения) или по изменению характера дрожания. Таким образом, сейсмические предвестники центральных извержений базальтовых вулканов существуют, хотя и не являются ведущими, и число их, по-видимому, может быть увеличено более детальными исследованиями.

Основные направления дальнейшего развития работ по прогнозу извержений вулканов любого состава, по В.И. Горельчик, – изучение не только числа и энергии вулканических землетрясений, но также и глубин и механизмов очагов, спектрального состава излучаемых колебаний, пространственного распределения эпицентров, вулканического дрожания – наиболее распространенного из явлений, предшествующих самым различным типам извержений вулканов, экспериментальные исследования по предсказанию эффектов, сопутствующих разрушению образцов горных пород. В целом, по данным В.И. Горельчик, несмотря на отдельные успехи, проблема прогноза извержений на сегодняшний день не может считаться решенной.

Все исследователи сходятся на том, что успешный прогноз вулканических извержений возможен лишь в случае понимания закономерностей вулканического процесса и механизма извержений. Нам представляется, что динамическая модель вулканического процесса позволяет сделать прорыв в этом направлении, а уравнение саморазвития в виде (16) или (17) дает основу той общей формуле для уверенного прогноза извержений вулканов, про отсутствие которой упоминала В.И. Горельчик (см. выше). Использование динамической модели вулканического процесса дает теоретическую основу для прогнозных работ.

С точки зрения динамической модели вулканического процесса некоторые моменты прежнего подхода вызывают сомнения. Прежде всего, это касается тезиса, что *«физической основой долгосрочного прогноза извержений (или активности) вулканов является в среднем равномерное во времени поступление магмы на поверхность земли (постоянство среднего расхода вулкана) в течение длительного времени и цикличность извержений (или активности вулкана). На основе детального анализа прошлых извержений можно определить средний расход вулкана..., выделить циклы извер-*

жений (или активности) и определить их периоды, найти среднее значение периодов и их дисперсию, определить закон распределения периодов» [238, с. 79].

В этой трактовке цикличность вулканического процесса, по сути, подменяется периодичностью с допуском на возможность случайных вариаций периодов между циклами активности вулкана. Выше мы уже касались ошибочности отождествления цикличности и периодичности вулканического процесса, так как периодичность – частный случай цикличности, проявляющийся только тогда, когда на уровне цикла вышестоящего ранга процесс находится в состоянии, близком к состоянию стационарного развития. Недоучет этого обстоятельства может привести (и приводил) к серьезным просчетам в прогнозировании. Серьезные затруднения в плане интерпретации при долгосрочном прогнозе возникли, в частности, для серии побочных прорывов вулкана Ключевского в 80-е годы и для извержения Авачинского вулкана в начале 1991 г. В последнем случае, насколько нам известно, были даже попытки отрицать сам факт начавшейся активизации этого «домашнего» вулкана, апеллируя к долгосрочному прогнозу и объясняя появлявшееся иногда над вулканом зарево красочными камчатскими закатами.

Поскольку понимание закономерностей вулканического процесса находилось на зачаточной стадии развития, сама проблема прогноза извержений трактовалась с чисто утилитарной точки зрения, как «одна из мер защиты населения от вулканической опасности», а работы были жестко ориентированы на «прогноз места, времени, энергии и опасности извержений» [243, с.108]. Однако место извержения каждого действующего вулкана, как правило, известно изначально – это сам вулкан. Исключения требуют лишь ареальные извержения и детализация мест образования побочных прорывов. Термин «время извержения» весьма условен, и практически теряет смысл, когда вулкан длительное время находится в активном состоянии. Ну а оценки энергии весьма субъективны даже для тех извержений, которые уже произошли. Для примера можно упомянуть оценки энергии разлета вещества по баллистическим траекториям в ходе того «направленного взрыва» Безымянного 30 марта 1956 г., которого в природе на самом деле не было [150]. Нам представляется, что в прогнозных работах должны доминировать не «время, место и сила извержений», а понимание и прогнозирование самого развития вулканического процесса. Это является необходимым и достаточным условием для определения вулканической опасности.

Утилитарность подхода к прогнозу вулканических извержений прослеживается и в подразделении прогнозных работ по степени срочности. «По заблаговременности (предупреждению) методы прогноза делятся на долгосрочный, среднесрочный и краткосрочный (оперативный). Условно можно принять срок заблаговременности долгосрочного прогноза более одного года, среднесрочного – от 1 мес до года и краткосрочного – менее 1 мес» [248, с.55]. Все это удобно с точки зрения потребления результатов прогнозных работ, но мало пригодно к описанию самого вулканического процесса. Одни и те же события даже на одном и том же вулкане могут развиваться с разной скоростью и охватывать различные промежутки времени. Вспомним хотя бы о «медленных» и «быстрых» лавовых потоках Безымянного. При описании самого вулканического процесса более удобно поставить в соответствие срочность прогнозов с уровнем цикличности, в пределах которой осуществляются прогнозные работы.

В трех последующих разделах содержится описание попыток прогнозирования хода извержений вулканов Безымянного, Ключевского и Шивелуча. Примеры по прогнозу развития извержений Безымянного можно отнести к краткосрочным (прогнозы развития вулканического процесса на уровне цикличности отдельных извержений) и среднесрочным (на уровне эруптивных циклов, в которые группируются рядовые извержения). Пример прогноза развития извержения на Шивелуче можно также отнести к среднесрочным, так как он использует динамику развития извержений этого вулкана в пределах эруптивного цикла. Примеры прогноза активности Ключевского могут рассматриваться как среднесрочный (в рамках эруптивной цикличности) и долгосрочный (на уровне предполагающей макроцикличности в развитии вулкана).

Здесь следует отметить, что в 80-е годы (время наблюдений автора) процесс извержений вулкана Безымянного не представлял опасности для окружающего населения из-за отсутствия этого населения. Определенную угрозу он мог представлять лишь для неосторожных наблюдателей.

В связи с этим прогнозные работы на вулкане для автора имели значение лишь постольку, поскольку, во-первых, позволяли собирать более высококачественный наблюдательный материал и, во-вторых, давали возможность проверить адекватность складывающихся у автора теоретических представлений о сути протекающих на вулкане процессов.

3.1.2. Практика прогноза: вулкан Безымянный

До 1984 г. попытки официального прогнозирования развития извержений автором не предпринимались. Однако в ноябре 1984 г. в ходе анализа последствий только что завершившегося осеннего извержения вулкана был сделан вывод, что имеются все предпосылки для развития в ходе одного из ближайших извержений крупного вулканотектонического обвала и дальнейшего развития этого извержения в форме мощного направленного эксплозивного извержения по аналогии с вулканом Сент-Хеленс в 1980 г.

Анализ динамики осеннего извержения 1984 г. показал, что активный восточный блок вулкана достиг критической высоты и начал разрушаться уже в ходе этого извержения. В то же время структура восточного блока представляла собой переходную форму между экструзивным куполом и стратовулканическим комплексом. Одновременное наличие субвертикальных неоднородностей, свойственных экструзивным куполам, и субгоризонтальных неоднородностей, характерных для стратовулканов, делали эту структуру более неустойчивой по сравнению и со стратовулканами, и с экструзивными куполами.

В ходе осеннего извержения вулкана в 1984 г. в его постройке образовался ряд ослабленных зон. Устойчивость блока нарушалась наличием эксплозивной воронки в его вершинной части и глубокой эрозионной впадиной, лишавшей опоры породы блока с юго-восточной стороны. Более того, отрог впадины внедрялся в нижнюю часть постройки блока параллельно атрио вулкана, подрезая структуру блока снизу, тем самым нарушая устойчивость пород всей восточной части блока.

Наибольшую прочность в разрезе восточного блока имели лавовые потоки длительных периодов эффузивной деятельности вулкана в 1981–1982 гг. Но под этими потоками в разрезе вулкана находилась погребенная эрозионная впадина, окончательно сформировавшаяся в ходе извержения вулкана 13 июня 1981 г., и полностью заполненная обломочным материалом обвальных лавин при последующем развитии извержения в том же году. Учитывая положение в нижней части восточного блока мощных отложений лавокластита с наполнителем из вулканического щебня и песка (что было установлено при осмотре летом 1983 г. стенок вновь формирующейся впадины), эту часть разреза также можно было считать ослабленной зоной. Чтобы в ходе следующего извержения произошел крупный обвал с последующим развитием мощного направленного извержения, было необходимо и достаточно того, чтобы следующее извержение началось с экструзивных деформаций блока, как это и наблюдалось в извержениях предыдущих лет.

В связи с тем, что ожидалось неординарное событие, в декабре 1984 г. о возможном развитии событий было поставлено в известность руководство Института вулканологии ДВНЦ АН СССР, в январе 1985 г. был сделан доклад на семинаре Лаборатории активного вулканизма этого Института, а 21 мая в редакцию журнала «Вулканология и сейсмология» была сдана соответствующая статья [149]. Тогда же директор Института вулканологии С.А. Федотов высказал пожелание: в случае появления признаков подобного развития событий постараться предсказать это извержение (в те времена была популярна идея так называемой «ядерной зимы» и в случае особо мощного извержения планировалось поднять базирующуюся в Ленинграде летающую лабораторию и исследовать верхние части эруптивного облака), что автор этих строк и постарался сделать.

12 июня, после появления первых признаков начала развития мощного экструзивного процесса, в Институт была направлена радиограмма, о том, что начавшаяся активизация может завершиться крупным вулканическим обвалом и направленным развитием извержения. 24 июня, после появления в ходе извержения первых автоэксплозивных лавин была послана вторая радиограмма о том, что мощное направленное извержение вулкана произойдет в ближайшие дни. В принципе имелись все условия для заброски в район вулкана подготовленной и технически хорошо оснащенной группы разносторонних специалистов для проведения широкого спектра

исследований этого уникального извержения. Однако, как позже выяснилось, «сейсмика прогноз не подтвердила» и в районе вулкана вместе с автором этих строк по собственной инициативе остались дожидаться извержения лишь П.П. Фирстов и М.А. Алидибиров. Все техническое оснащение группы состояло из радиостанции и фотоаппаратов. Мы знали, что нас может ожидать, поэтому выбрали безопасную и удобную для наблюдений позицию, что и позволило получить уникальный материал, несмотря на плохие погодные условия.

Внеочередные сеансы радиосвязи с базовой радиостанцией института не было предусмотрено. Активная эксплозивная деятельность вулкана началась вечером 29 июня. Это была пятница, и базовая радиостанция уже завершила свою работу. Кульминация же извержения произошла в ночь с субботы на воскресенье, и мы посадили питание своей радиостанции в тщетных попытках хотя бы через каких-либо посредников оповестить руководство института о событиях происходящих на вулкане.

После извержения в институте создали комплексную экспедицию для изучения его последствий. В ее состав входил и автор этих строк. Спустя месяц после направленного извержения вулкана активность стала повышаться и возникла угроза срыва экспедиционных работ из-за отзыва экспедиции. Этим была обусловлена необходимость следующего прогноза дальнейшего развития извержения. Руководству института была направлена радиограмма о том, что дальнейшее развитие процесса опасности не представляет и наблюдающийся экструзивный процесс предвещает последующее развитие извержения в виде излияния вязкого лавового потока. Этот вывод был сделан на основании как прямой аналогии с извержением вулкана летом 1981 г., так и из предположений, что на вулкане уже произошел мощный, может быть даже избыточный, своеобразный «газовый разряд».

Если предвещающее кульминацию лавинообразное развитие экструзивно-деформационного процесса было обусловлено высоким уровнем избыточного внутриматрического давления летучих, то экструзивная деятельность июля 1985 г. носила релаксационный характер. А поскольку ожидать эксплозивной активности не приходилось, активизация вулкана могла привести лишь к излиянию нового лавового потока, что и подтвердило дальнейшее развитие событий. Более того, предположения об избыточности «газового разряда» оказались вполне обоснованными. Эксплозивная деятельность вулкана полностью отсутствовала в импульсе активности вулкана в декабре 1985 г. и была чрезвычайно слабой в июньском всплеске активности в 1986 г. И лишь в декабре 1986 г. произошло извержение с четко выраженной эксплозивной кульминацией.

В 1986 г. анализ результатов фоторегистрации деформационно-экструзивного процесса показал, что в ходе весенне-летнего периода активности (вплоть до его эксплозивно-эффузивной кульминации) развитие процесса происходило по гиперболическому закону, что для приращения объема постройки вулкана привело к выполнению зависимости

$$(21) \quad V = \frac{2.3 \times 10^6}{T - t + 0.4} \text{ м}^3,$$

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

Предкульминационное развитие осенне-зимнего периода активности вулкана было в общих чертах аналогично соответствующему этапу предыдущего периода. Это обеспечило сравнительно легкую возможность для оперативного прогнозирования качественного развития извержения (переход от деформационного купола к экструзивному, от экструзивного купола – к лавовому вздутию, от лавового вздутия – к началу формирования лавового потока и, наконец, переход извержения в эксплозивную стадию), о чем каждый раз посредством радиограмм извещали руководство института.

Наряду с этим, имеющаяся аналогия послужила основанием к попытке количественного прогноза времени предстоящей эксплозивно-эффузивной кульминации рассматриваемого периода активности. Для количественного прогноза использована полученная при анализе предыдущего пери-

ода эмпирическая зависимость (21) приращения объема постройки вулкана от времени до кульминации. После преобразования эта зависимость принимает вид:

$$T = t + \frac{2.3 \times 10^6}{V} + 0.4 \text{ м}^3, \quad (22)$$

где T – момент предполагавшейся кульминации; V – приращение объема постройки к моменту времени t . В качестве V в приведенную выше формулу подставлялись значения приращения объема постройки вулкана в конце ноября – начале декабря.

В результате получили, что взрывная кульминация извержения наиболее вероятна 21 декабря, о чем 9 декабря радиограммой доложили руководству Института вулканологии. Но, как показал дальнейший анализ, хотя предкульминационное развитие деформационно-экструзивно-эффузивного процесса в ходе этого периода активности (как и в предыдущем) происходило по гиперболическому закону, тем не менее, эмпирическая зависимость приращения объема постройки вулкана от времени до кульминации в этом периоде несколько отличалась от зависимости (21) и имела вид

$$V = \frac{3.0 \times 10^6}{T - t + 0.4} \text{ м}^3. \quad (23)$$

Как и в предыдущем периоде активности, в эту зависимость хорошо вписались и объемы взрывно-эффузивной кульминации. Однако небольшое отличие эмпирической константы обусловило 4-дневную в абсолютном, или 33% в относительном выражении погрешность определения времени взрывно-эффузивной кульминации извержения, которая в действительности произошла днем 17 декабря.

Общая последовательность событий в январе – апреле 1987 г. аналогична предкульминационному развитию в двух предыдущих извержениях. Более того, по масштабам проявления экструзивный процесс этого этапа существенно превышал свои аналоги в обоих предыдущих. На основании этого в конце апреля (после осмотра вулкана с вертолета) Е.Ю. Жданова направила в дирекцию института радиограмму о том, что в ближайшее время должно произойти извержение вулкана, аналогичное извержениям 25 июня и 17 декабря 1986 г. Но для подобного заключения о возможности перехода процесса к взрывно-эффузивной кульминации не хватало, по мнению автора, главного – устойчивой тенденции к гиперболическому нарастанию мощности процесса. В связи с этим автор был вынужден дать опровержение и альтернативный прогноз о том, что для дальнейшего развития извержения Безымянного наиболее вероятно затяжное излияние вязкого лавового материала в условиях полного отсутствия взрывной деятельности. Что и подтвердил дальнейший ход событий.

Приведенные факты говорят о том, насколько большой практический интерес представляет анализ указанных гиперболических закономерностей предкульминационного развития процесса извержения. Именно с потенциальной возможностью прогноза извержений связана огромная практическая ценность выявления и изучения подобных закономерностей. Это подтверждает и тот небольшой практический опыт автора, который был описан выше.

3.1.3. Практика прогноза: вулкан Шивелуч

Предыстория прогноза. Начавшемуся в августе 1980 г. извержению Шивелуча предшествовал 16-летний период покоя. Экструзия сформировалась строго на месте куполовидного поднятия (высота 25 м от восточного основания, диаметр основания – 300 м) [69], образовавшегося после мощного направленного взрывного извержения вулкана 11–12 ноября 1964 г. Какой-либо сейсмической активности, предвещающей или сопровождающей на ранних стадиях развитие деформационно-экструзивного процесса, не было зарегистрировано. Первые признаки активности вулкана были обнаружены 23 августа 1980 г. Автор этих строк находился в это время в г. Ключи и был свидетелем всех происходивших событий.

В этот день в расположенном в 40 км от вулкана г. Ключи отметили слабый налет светло-серого пепла. В дневное время вулкан практически не просматривался либо из-за облачности, либо



Рис. 78. Характерное эруптивное облако газо-пеплового выброса Шивелуча (фото А.Б. Белоусова)

из-за дымки, висевшей в районе вершины Кратерной, однако ночью в районе этой вершины заметили свечение. Хотя в ряде работ [69, 108] начало извержения отнесено именно к упомянутой выше дате, вулкан, скорее всего, в эти дни находился уже на довольно высоком (если не на максимальном) уровне активности. Растущее деформаци-

онное поднятие уже освободилось от чехла поверхностных пород, превратившись в четко выраженный и интенсивно растущий экструзивный купол. Для этого периода были характерны интенсивные обвалы склонов растущей экструзии с разносом вулканокластического пепла по шлейфу на большие расстояния. Поэтому утверждение о начале извержения с эксплозивной деятельностью [108] только на основании слабого пеплового налета на листьях деревьев представляется малоубедительным, особенно если учесть отсутствие сейсмической активности вулкана.

Впервые зарегистрированные визуально во второй половине сентября «слабые пепловые эксплозии» [108] тоже представляли собой пепловые облака крупных обвальных лавин раскаленного материала купола. Здесь, по нашему мнению, сказывается характерная ошибка визуальных наблюдений того периода: тенденция к отождествлению любых пепловых выделений в районе вулкана с проявлениями «взрывной» деятельности вулкана. Не подтверждают наличие эксплозивной деятельности и непосредственные наблюдения в районе купола, которые провели 5–6 ноября А.И. Фарберов и Е.С. Прибылов: наиболее сильные и продолжительные землетрясения, регистрировавшиеся на установленной к тому времени (в 6 км от вулкана) телеметрической станции, прямо коррелировались с лавинами обрушений на куполе и предвещали их на несколько десятков секунд.

В ноябре интенсивный рост купола продолжался, хотя к этому времени и наметились некоторые тенденции к снижению активности вулкана. К концу ноября 1980 г. купол достиг высоты 173 м (150 м в среднем) при диаметре 470 м [69]. Рост купола происходил сравнительно спокойно без каких бы то ни было проявлений эксплозивной деятельности. Это спокойное развитие осложнялось лишь обвальными лавинами раскаленного материала купола. Наиболее частое и интенсивное свечение этих лавин в темное время суток наблюдалось в январе 1981 г. Все более ослабевающий рост купола продолжался практически весь 1981 г. и прекратился лишь к концу года [98, 266]. Высота купола все это время оставалась практически неизменной (максимальная – 180 м, средняя – 150 м), тогда как его диаметр увеличился до 540 м. В течение 1982 и 1983 гг. вулкан находился в спокойном состоянии, регистрировалась лишь фумарольная деятельность, а в строении купола изменения отсутствовали [99, 109].

В 1984 г. на вулкане впервые зарегистрированы чрезвычайно редкие, но довольно мощные газопепловые выбросы. Первый слабый выброс был зарегистрирован 18 марта 1984 г. После этого над Кратерной вершиной вулкана на высоту от 1500 до 4500 м стали все чаще подниматься эруптивные облака, имевшие, при отсутствии ветра, характерную грибообразную форму (рис. 78). В работе [266] эти выбросы подразделяются на два генетических типа. К первому отнесены взрывы гидровулканического типа, при которых на поверхность выбрасывалась обводненная резургентная пирокластика с размерами частиц от 0,1 до 0,05 см. Взрывы такого типа, по мнению авторов, происходили в нижней части купола или атрио. Аргументацию для выделения этого типа взрывов дал осмотр

Рис. 79. Вершина Кратерная вулкана Шивелуч из района базового лагеря, расположенного в 2 км от экструзивного купола (в центре)



пирокластических отложений вулкана И.А. Меняйловым и В.Н. Шапарем в ходе экспедиционных работ в марте 1984 г. Однако возможна и альтернативная точка зрения: выпадение теплой пирокластки на снежный покров ведет к его частичному подтапливанию, об-

воднению и смерзанию в корку грязепирокластических отложений. В частности, после извержения Безымянного 17 декабря 1986 г. склоны купола Нового были повсеместно покрыты смерзшейся коркой водонасыщенных грязепепловых отложений, из чего, естественно, не следовал вывод о гидровулканической природе этого извержения.

В то же время визуальные наблюдения регистрировали лишь второй из выделяемых в этой работе [266] типов – магматический. Такие взрывы в 1984 г. отмечались в марте, мае и сентябре. Во время взрывов 20 мая и 6 сентября наблюдалось свечение над куполом. Центр этих взрывов, по результатам аэрофотограмметрического изучения их последствий, располагался в северной части экструзивного купола, там же, где постоянно действовали наиболее мощные фумаролы. Образующееся после взрыва эруптивное облако обычно протягивалось в виде узкого шлейфа длиной до 5–10 км, в полосе которого выпадал светло-серый пепел с размерами частиц менее 0,01 см, по составу отвечающий кислым андезитам с содержанием SiO_2 60–61%.



Рис. 80. Развитие газопеплового выброса с вершины экструзивного купола Шивелуча в 14 ч 35 мин 13 августа 1986 г. Временной интервал съемки 20–30 с.

Однако уже в следующей работе, обобщающей данные за тот же самый период времени, тип магматических эксплозий уже не упоминался, и оставались лишь «своеобразные гидрогеологические условия эксплозивного кратера», которые «способствовали периодическому возникновению фреатических взрывов, центры которых располагались на северных склонах и в атрио вулкана», а в «результате этих взрывов выбрасывалась обводненная резургентная пирокластика» [265, с. 16]. На наш взгляд, гидрогеологические условия кратера Шивелуча в тот период времени мало чем отличались от гидрогеологических условий в кальдере Безымянного на ранних стадиях роста купола Нового (конец 50-х – начало 60-х годов).

В 1985 г. характер активности Шивелуча не изменился [83]: наблюдалась постоянная слабая или умеренная фумарольная деятельность, на фоне которой отмечались единичные газопепловые выбросы. Эксплозии происходили на экструзивном куполе или у его подножия. Высота эруптивных колонн составляла 4 км. Первый выброс в 1985 г. наблюдали 26 мая в 10 ч. Высота эруптивного облака была близка к 3 км. Второй взрыв отмечен 8 августа в 13 ч 43 мин. Высота подъема газопеплового облака достигла 3 км. 19 сентября в 16 ч 50 мин произошел третий в 1985 г. газопепловый выброс. Высота облака достигала 4 км. Истечение газопепловой струи 19 сентября сопровождалось непрерывным вулканическим дрожанием и продолжалось около 30 мин. Четвертый, последний в 1985 г. выброс с высотой газопепловой колонны до 1 км зарегистрирован 25 октября. Продукты эксплозий представлены вулканическими песками и пеплами, которые образовались в результате дробления закристаллизованного материала купола. Всего по сейсмическим данным в 1985 г. произошло около 10 подобных взрывов, а в 1986 г. их было уже более 20. Только за первые 3 месяца 1987 г. имели место 12 таких взрывов. В те редкие случаи, когда взрыв удавалось наблюдать в ночное время, регистрировалось интенсивное свечение нижней части эруптивной колонны и отмечались электрические разряды внутри эруптивного облака. Так, взрыв 12 января 1987 г. сопровождался свечением нижней части эруптивной колонны высотой около 500 м.

В августе 1986 г. и феврале-апреле 1987 г. автором этих строк выполнялись режимные наблюдения за вулканом из расположенного в непосредственной близости от купола (2 км) экспедиционного лагеря (рис. 79). В ходе наблюдений было зарегистрировано развитие газопепловых выбросов как непосредственно с экструзивного купола (рис. 80), так и из атрио вулкана (рис. 81). Взрывная

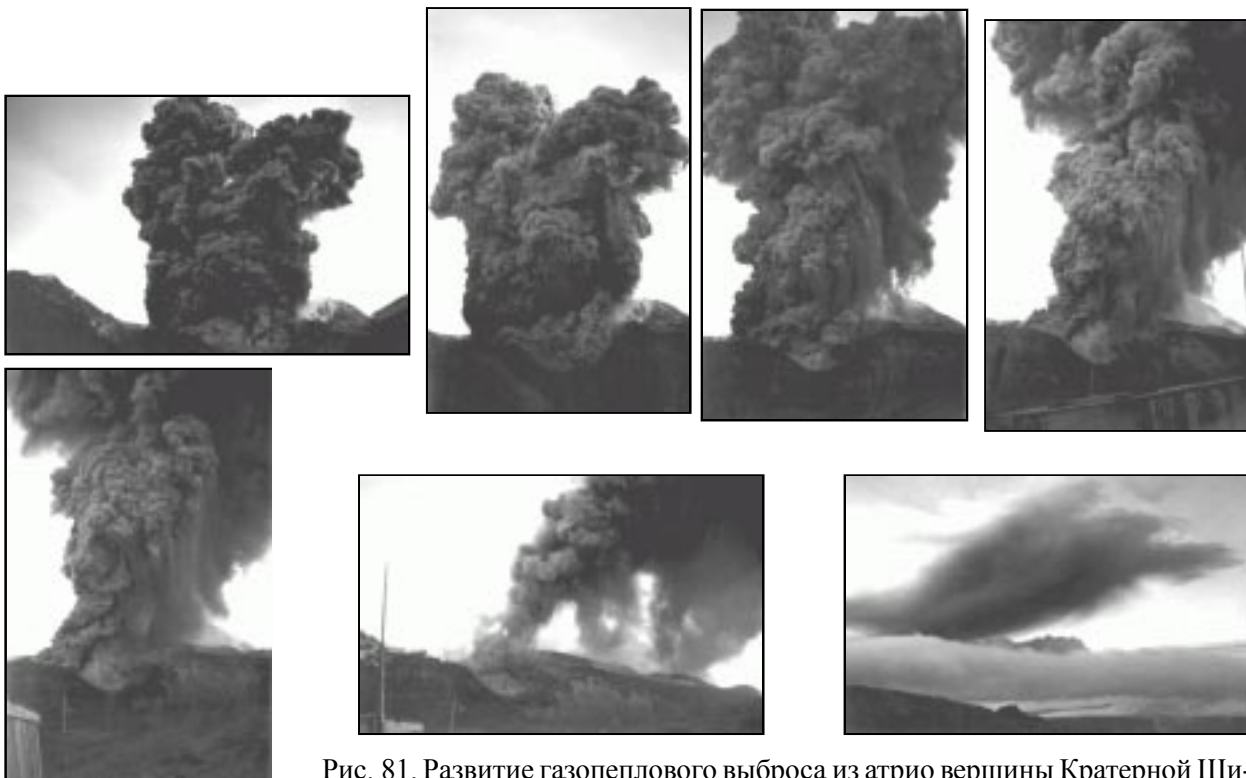


Рис. 81. Развитие газопеплового выброса из атрио вершины Кратерной Шивелуча в 6 ч 55 мин 26 августа 1986 г. Временной интервал между первыми 5-ю снимками 20–20 с; 6-й снимок – спустя 5 мин после взрыва, 7-й – спустя 15 мин.

деятельность вулкана сопровождалась выпадением в непосредственной близости от экструзивного купола тефры характерного резургентного облика, состоявшей из пепла, вулканического песка и мелкого щебня. Наши режимные наблюдения полностью опровергали предположения об обводненности пирокластического материала выбросов.

В качестве примера эксплозивной деятельности вулкана можно привести описание развития взрыва, произошедшего 13 августа 1986 г. (см. рис. 80). Утром 13 августа вулкан находился в состоянии умеренной фумарольной деятельности. К середине дня последняя стала слабой, а непосредственно перед взрывом практически отсутствовала. На этом фоне постепенного уменьшения фумарольной деятельности в 14 ч 35 мин из вершинной части экструзивного купола произошел мощный газопепловый выброс. Как можно видеть на приведенной выше кинограмме, зоной его образования служат трещины сразу по всей вершинной части купола диаметром около 400 м. В связи с этим нам представляется, что попытки однозначного отождествления [266] эксплозивной деятельности с так называемыми «взрывными воронками» – изометрическими углублениями в постройке вулкана, имеющими на порядок меньшие поперечные размеры, – не совсем корректны. В лучшем случае эти углубления соответствуют устойчивым зонам наибольшей проницаемости в постройке купола.

Сам выброс сопровождался сильным низкочастотным гулом. Примерно через 40 с после начала взрыва стал слышен треск электрических разрядов, который продолжался до конца второй минуты процесса. Непосредственно после начала взрыва скорость подъема эруптивной тучи составляла 25–30 м/с, затем снизилась до 20 м/с. Одновременно от основания эруптивной колонны происходило формирование пирокластических волн. Спустя 4–5 мин верхняя часть эруптивной тучи находилась уже на высоте около 2 км над экструзивным куполом. Ее грибообразная форма и четкий рельеф поверхности (типа «цветной капусты») начали размываться и на ограниченной площади, непосредственно примыкавшей к экструзивному куполу, прошел слабый пеплопад. В 14 ч 50 мин и 14 ч 58 мин на общем фоне возобновившихся парогазовых выделений произошли два парогазовых выброса на высоту соответственно 500 и 600 м.

Основания для прогноза. Отличия этого извержения от ранее изучавшихся извержений вулкана Шивелуча, резургентный облик тефры, отсутствие в первые три года взрывов в зимний период времени давали дополнительные основания рассматривать это извержение как фреатическое. Однако режимные наблюдения за вулканом и анализ его исторической деятельности не позволяли присоединиться к этому мнению. Магматический расплав, как известно, является жидкостью высокой вязкости. С нарастанием вязкости к нему все больше применимо представление как о максвелловской жидкости [136]. По отношению к быстро меняющимся внешним нагрузкам, подобные жидкости ведут себя как аморфное твердое тело, тогда как при действии медленно меняющихся сил – как обычная вязкая жидкость. Так как процессы выделения летучих из расплава и образования дегазационных трещин протекают очень быстро, то резургентный облик тефры представляет собой вполне естественное явление. В частности, подобный облик характерен для пеплов вулкана Безымянного. Представлениям о фреатической природе противоречили отсутствие сезонной корреляции в эксплозивной деятельности вулкана и имевшаяся тенденция к учащению выбросов.

Г. Тагиев [223] приводит прекрасный пример спокойного течения лавового потока в прямом контакте с водой: поток раскаленной лавы вулкана Ньямлагире в мае 1948 г. без всяких фреатических взрывов спокойно тек по дну оз. Киву. В связи с этим нам представляется, что для отнесения извержения к фреатическим должны быть более веские основания, чем «отсутствие ювенильного материала» и «резургентный облик пепла». В противном случае ситуацию нетрудно довести до абсурда, объявив все извержения фреатомагматическими и переименовав вулканологию во фреатологию.

Если же исключить фреатический характер извержения, то в рассматриваемом извержении вулкана Шивелуча, с одной стороны, была налицо определенная задержка эксплозивной деятельности по отношению к росту экструзивного купола, а с другой – тенденция к ее усилению. В связи с этим можно было предположить, что в приповерхностной части магматического канала рассеяно большое количество летучих под давлением. При повышенной вязкости расплава это вполне возможно, так как процесс миграции летучих в свободной фазе затруднен. Остывание вещества в приповерхностной части магматического канала лишь увеличивает их количество в свободной фазе, что

неизбежно ведет к взрывной деятельности: нарастающее давление ведет к превышению предела прочности вещества, вследствие чего происходит заложение трещин, вдоль плоскости которых происходит частичная дегазация ювенильного материала.

Высказанное предположение на основе качественных аспектов динамической модели вулканического процесса позволяло объяснить и задержку эксплозивной деятельности по отношению к росту экструзивного купола (недостаточное для эксплозивной деятельности количество летучих в приповерхностных частях магматического канала и их спокойное расширение за счет роста экструзии), и тенденцию к усилению эксплозивной деятельности (возрастание количества летучих в свободной фазе), и резургентный облик тефры. Однако из этих же соображений следовало, что мы не имели права исключить возможность выхода всей этой системы из состояния неустойчивого равновесия и кратковременного перехода процесса в стадию пароксизмальной эксплозивной деятельности, которая могла полностью или частично уничтожить выросший в ходе извержения экструзивный купол.

Дополнительные основания для этого вывода давал сравнительный анализ динамики предшествовавших извержений. Как уже упоминалось, начавшемуся в 1980 г. извержению непосредственно предшествовало пароксизмальное извержение вулкана 11–12 ноября 1964 г., полностью разрушившее выросшие в ходе предыдущих периодов его активности купол Суелич и несколько безымянных куполов. На их месте образовался открытый к югу кратер с размерами 2×3 км. В течение нескольких часов было извергнуто около $1,5 \text{ км}^3$ пирокластического материала, большая часть которого в форме пирокластических потоков распространилась на расстояние до 16 км от вулкана, превратив от 70 км^2 [188] до 98 км^2 [63] в выжженную пустыню, а остальное в виде пепла выпало на площади свыше 100 тыс. км². Среди исторических извержений пароксизмальному извержению вулкана 12 ноября 1964 г. соответствует аналогичное извержение в ночь с 17 на 18 февраля 1854 г. Анализируя имеющиеся данные, Г.С. Горшков и Ю.М. Дубик [63] пришли к выводу, что в целом извержение 1854 г. было более мощным, чем извержение 1964 г. В результате эксплозий 17–18 февраля 1854 г. образовался кратер диаметром около 2 км, из которого хлынули чрезвычайно мощные пирокластические потоки длиной до 20 км. Грязевые потоки этого извержения на западе достигли р. Еловки, а на юге – р. Камчатки.

Извержению 1964 г. предшествовало связанное с ростом экструзивного купола извержение 1944–1950 гг. Рост купола сопровождался эксплозивной деятельностью в основном связанной с формированием нисходящих раскаленных лавин (пирокластических потоков), и лишь в начальную и конечную стадии извержения имели место редкие вертикальные эксплозии. Исторический обзор характера извержений вулкана Шивелуча, выполненный Г.С. Горшковым и Ю.М. Дубиком, показал, что аналогичное извержение имело место в конце 90-х годов прошлого столетия. В этом извержении рост экструзивного купола, впоследствии уничтоженного взрывом вулкана в 1964 г., так же сопровождался эксплозивной деятельностью, связанной с формированием пирокластических потоков.

Таким образом, для каждого из изучавшихся вулканологами извержений вулкана Шивелуча имеется свой исторический аналог. В таком случае, если начавшееся в 1980 г. извержение вулкана, столь не похожее на оба предшествовавшие извержения, не является фреатическим, то оно также должно иметь аналог среди исторических извержений вулкана. Таким аналогом, по мнению автора, является последовавшее за пароксизмальным взрывом вулкана в 1854 г. извержение конца 70-х – начала 80-х годов прошлого столетия. В 1879 г. священник Ключевской церкви Я. Крахмалев описывал состояние вулкана следующим образом: «... сопка 'Сивелыч' ... и теперь по временам выбрасывает зонтикообразные столбы пеплу и мелких камней с песком...». В этих скупых строчках Крахмалева в какой-то степени отражается и длительный характер эксплозивной деятельности вулкана, и небольшая мощность извержения, и грибообразная форма эруптивных облаков, и резургентный облик тефры, что характерно для эксплозивной деятельности вулкана в современном извержении.

Однако особый интерес представляет дальнейшее развитие этого, аналогичного современному, извержения. Продолжая исторический обзор, Г.С. Горшков и Ю.М. Дубик ссылаются на кругосветного путешественника Ф. Гиллемара, который в сентябре 1882 г. наблюдал эксплозивную деятельность вулкана, а уже в июле 1883 г. «конус внезапно раскололся на два, испуская огромное коли-

чество лавы, которая стекала по склонам». В заключение обзора авторы пришли к выводу, что в ходе извержения в кратере вырос экструзивный купол, который затем был полностью или частично взорван с образованием пирокластических потоков. Следовательно, в динамике развития этого и современного извержений имеется практически полная аналогия за исключением финальных моментов, поскольку современное извержение еще продолжалось.

Даже на основании проделанного в первой части работы анализа динамики современного извержения и имеющейся исторической аналогии можно было достаточно уверенно делать вывод о возможном переходе продолжающегося извержения в пароксизмальную стадию. Однако этот же вывод следовал из представлений автора о полицикличности вулканического процесса. Предпринятый анализ показал, что, во-первых, в процессе извержений вулкана Шивелуча выделяются циклы, по крайней мере, двух более крупных, чем цикл единичного извержения, временных масштабов. С одной стороны, это три фазы эволюции Шивелуча, выделенные А.А. Меняйловым [171]. В ходе каждой из них происходило закономерное изменение химического состава продуктов извержений от существенно эксплозивных к эффузивным за счет изменения вязкости расплава. Смена фаз сопровождалась скачкообразным изменением состава продуктов и форм извержений в обратном направлении. С другой стороны, Г.С. Горшков и Ю.М. Дубик [63] выделяют в извержениях вулкана Шивелуча цикличность кратковременных пароксизмальных взрывов, повторяющихся через длительные интервалы времени (в сто и более лет) и разрушающих Кратерную вершину.

Во-вторых, в цикличности каждого временного масштаба вслед за пиковой активностью вулкана происходит последующее постепенное ослабление. Например, А.А. Меняйлов отмечает, что началу третьей фазы эволюции Шивелуча соответствовали мощные извержения с выбросами пемз и кальдерообразование с последующим снижением активности. В связи с этим для эруптивных циклов Г.С. Горшкова и Ю.М. Дубика было бы естественно ожидать после наиболее сильных извержений вулкана (таких как извержение 1854 г. и 1964 гг.) более слабых по сравнению с ними, но более сильных по сравнению со всеми последующими в этом эруптивном цикле извержений. Это и наблюдалось фактически в извержении конца 70-х – начала 80-х годов прошлого столетия и в принципе должно наблюдаться в ходе продолжающегося в настоящее время извержения.

В-третьих, в ходе единичного цикла каждого временного масштаба наряду с изменением объемов поступления на поверхность ювенильного материала происходит закономерное изменение как состава продуктов извержений, так и форм извержения их на поверхность за счет изменения вязкости расплава с последующим скачкообразным изменением этих параметров в обратном направлении в момент смены циклов. При этом, чем больше временной масштаб цикла, тем значительнее эти изменения при сохранении общей тенденции для циклов всех временных масштабов. Следовательно, тенденция изменения состава продуктов и форм извержений, имеющая место в фазах эволюции вулкана, хоть и в меньшем развитии, но должна отражаться в его эруптивных циклах, связанных с пароксизмальными взрывами вулкана. Поэтому вполне естественно было бы ожидать, что в каждом из эруптивных циклов после пароксизмальных извержений вулкана в 1854 и 1964 гг. последуют извержения с более ярко выраженным эксплозивным характером, чем у всех последующих извержений в том же эруптивном цикле, что наблюдалось фактически в извержении конца 70-х – начала 80-х годов прошлого столетия и отчасти наблюдается в современной активности вулкана.

Все извержения Шивелуча, о которых имеется информация, сопровождалось образованием пирокластических потоков. С учетом динамики развития цикличности на уровне эруптивных циклов естественно было считать, что и рассматриваемое извержение не будет в этом плане исключением. Таким образом, были все основания ожидать от этого сравнительно спокойного («тихого») извержения вулкана Шивелуча, которое отдельными исследователями даже не воспринималось как извержение («так, фреатика...»), мощного завершающего аккорда с переходом извержения в фазу пароксизмальной эксплозивной деятельности. В ходе пароксизма возможны полное или частичное уничтожение выросшего в ходе извержения экструзивного купола и извержение достаточно большого объема пирокластических потоков.

Гораздо сложнее было дать хотя бы грубую оценку времени, когда этот взрыв произойдет. Пожалуй, единственный метод, который мы в данном случае можем использовать, это метод

прямой аналогии между развитием сходных извержений. Но имеющаяся в нашем распоряжении информация о ходе аналогичного современному извержению конца 70-х – начала 90-х годов прошлого столетия крайне мала. В частности, в современном извержении взрывы продолжают уже четвертый год, а из ранее приведенной цитаты Я. Крахмалева следует, что слабые эксплозии вулкана за четыре года до завершения этого извержения пароксизмальным взрывом уже происходили. Поскольку Крахмалев не указывает, когда эти взрывы начались, постольку весь запас времени, которым мы располагаем до завершения современного извержения пароксизмальным взрывом, заключается в словосочетании Крахмалева «... и теперь по временами ...». В случае успешной реализации данного прогноза можно было бы с большей уверенностью ожидать от следующего извержения вулкана сходства с извержением 1944–1950 гг.

Сделанные выводы в апреле 1987 г. были доведены до сведения руководства Института вулканологии, а материал был направлен в печать, но не был опубликован, так как в рамках парадигмы «прогноза времени, места и силы» (см. раздел 3.1.1) прогноз изменения характера вулканической активности не имел практического значения и, более того, оказывался «ненаучным».

Последующее развитие событий. Бездоказательные высказывания о фреатическом или в лучшем случае фреатомагматическом характере извержения, исчезнувшие было [81, 83] после проведения нами режимных наблюдений, вновь стали появляться в последующих работах [82, 84]. Однако эксплозивная активность вулкана продолжала оставаться на довольно высоком уровне: в год в среднем происходило около 46 газопепловых выбросов, а всего за период 1988–1992 гг. телеметрическими станциями зарегистрировала 216 событий, отождествляемых с подобными взрывами [16, 82]. Режим эксплозивной деятельности был в этот период близок к стационарному, однако ее характер стал постепенно меняться: выпадающая из эруптивных столбов пирокластика стала формировать на склонах купола небольшие лавины или пеплово-глыбовые пирокластические потоки. Наиболее крупные потоки, образовавшиеся при выбросе 4 августа 1990 г., имели протяженность до 2 км [16]. Все эти годы происходило постепенное и устойчивое усиление сейсмической активности вулкана [53].

Переход извержения в форму пароксизмальной эксплозивной деятельности произошел спустя шесть лет после сделанного прогноза – 21 апреля 1993 г. [53, 274]. Пепловая туча над вулканом поднялась на высоту до 18 км, а длина пирокластических и грязевых потоков достигла 15–20 км. Сведения об постпароксизмальных изменениях в постройке экструзивного купола в работах [53, 274] отсутствуют, однако известно, что после извержения возобновилась экструзивная деятельность вулкана. Таким образом, развитие событий подтвердило точку зрения автора о чисто магматической природе эксплозивной активности вулкана Шивелуча в 1984–1987 гг., а сделанный прогноз о возможной смене режима извержения реализовался в полном объеме.

3.1.4. Практика прогноза: вулкан Ключевской⁵

Расположенный в самом центре Камчатского полуострова вулкан Ключевской (рис. 82) – не только самый высокий действующий вулкан Евразии, но и один из наиболее активных вулканов мира. Частые и мощные его извержения издавна привлекают внимание исследователей. В конце 80-х годов появился ряд работ [261, 264, 269, 303, 304], обобщающих наблюдения за вулканом. В них, в частности, делался вывод о том, что в отдаленном будущем (десятки и сотни тысяч лет) произойдут существенные изменения постройки вулкана в форме образования вершинной кальдеры или обрушения северо-западного склона, но «*трудно предполагать его* (вулкана – М.А.) *разрушение в недалеком будущем*» [269, с.15].

Вопрос о времени разрушения вулкана представляется крайне важным хотя бы потому, что эндогенное разрушение постройки действующего вулкана может сопровождаться катастрофическим извержением. И если последнее произойдет не через десятки и сотни тысяч лет, а в ближайшие годы и десятилетия, то оно может представлять реальную угрозу расположенному в 30 км к северу от вулкана г. Ключи. В другой работе дословно сказано следующее: «*Не обнару-*

⁵ Методика моделирования приведена на момент получения результатов (май 1988 г.).

Рис. 82. Вулкан Ключевской (извержение центрального кратера летом 1984 г.)



жено признаков существования крупного периферического очага под Ключевским вулканом. Вулкан действует и разгружается почти непрерывно. Это означает, что вероятность огромных извержений с образованием кальдеры проседания под конусом или выбросом кубических километров ювенильных базальтов в настоящее время крайне мала» [264, с.39].

Однако факт отсутствия признаков крупного периферического очага под действующим вулканом нельзя рассматривать как гарантию отсутствия опасности катастрофического извержения. Ювенильный материал последнего может поступить непосредственно из глубинного магматического очага, который для вулкана Ключевского расположен на глубине более 60 км [264]. Что касается непрерывной разгрузки вулкана, то одного факта ее наличия для обоснования сделанного в приведенной выше цитате вывода явно недостаточно. Известно большое количество примеров (Безымянный, 1956 г., Сент-Хеленс, 1980 г., Мон-Пеле, 1902 г., Кракатау, 1883 г. и др.), когда катастрофическое извержение вулкана предварялось интенсивной, но, как в последствии выяснилось, недостаточной его разгрузкой. Более того, пароксизмальное извержение самого вулкана Ключевского 31 декабря 1944 г. предварялось достаточно длительным периодом времени (около месяца [187]), в течение которого происходила частичная разгрузка вулкана. Вопрос наличия или отсутствия опасности катастрофического извержения в итоге сводится не к факту наличия активности вулкана, которая может закономерно нарастать, убывать или сохранять постоянное значение, а к выявлению наиболее общих тенденций изменения этой активности с течением времени. В связи с изложенным автор счел необходимым показать возможность альтернативной точки зрения на направление дальнейшей эволюции вулкана Ключевского.

В работе [146] на примере физических, вулканических и сейсмоактивных систем показано, что самопроизвольный выход систем из состояния неустойчивого равновесия описывается дифференциальным уравнением

$$\frac{d^2 x}{dt^2} = k \left[\left(\frac{dx}{dt} \right)^2 - V_0^2 \right]^\gamma, \quad (24)$$

где x – параметр состояния системы; V_0 – скорость изменения этого параметра в состоянии равновесия; k – коэффициент; γ – степень пропорциональности. Частным случаем этого уравнения при $V_0 = 0$ и $\gamma < 1$ является «лавинообразный» (чем больше, тем быстрее) характер процесса активизации систем, при котором скорость изменения параметра x во времени t прямо пропорциональна его отклонению от значения в состоянии неустойчивого равновесия x_0 :

$$\frac{dx}{dt} = B(x - x_0)^\beta. \quad (25)$$

В этом уравнении коэффициент B и показатель степени β связаны с соответствующими параметрами уравнения (24) соотношениями: $\beta = \frac{1}{2(1-\gamma)}$ и $B = [2k(1-\gamma)]^{\frac{1}{2(1-\gamma)}}$. Дифференциальное уравнение (25) в свою очередь имеет решения при $\beta = 1$ ($\gamma=0,5$)

$$(26) \quad x - x_0 = (x_1 - x_0) \times e^{B(t-t_1)},$$

при $\beta > 1$ ($0,5 < \gamma < 1$)

$$(27) \quad x - x_0 = [B(\beta - 1)(T_a - t)]^{\frac{1}{\beta-1}},$$

где x_1 – значение параметра x в момент времени t_1 ; момент времени

$T_a = t_1 + \frac{1}{B(\beta - 1)(x_1 - x_0)^{\beta-1}}$ соответствует вертикальной асимптоте зависимости параметра x от времени t .

Если рассматривать вулкан Ключевской как своеобразную систему, то наиболее характерной чертой ее современного развития является формирование побочных прорывов – гигантских трещин в постройке вулкана, по которым во время извержений происходит поступление на поверхность ювенильного материала (рис. 83). К концу 80-х годов на склонах вулкана насчитывалось 89 эксплозивных, эксплозивно-эффузивных и эффузивных центров извержения (по В.А. Ермакову [77], с учетом извержений последних лет), связанных с формированием побочных прорывов. Около половины рассматриваемых структурных единиц образовалось в ходе извержений вулкана за последние 90 лет, в то время как возраст оставшихся варьирует от 100 до 1800 лет и более [77]. Поэтому вполне возможно, что современный процесс образования побочных прорывов по своему размаху не имеет аналогов в развитии Ключевского, по крайней мере, за последние 1,5–2 тыс. лет. По существующим



Рис. 83. Побочный прорыв извержения 1983 г.

настоящее время оценкам [269], вулкан имеет возраст всего 7–8 тыс. лет. Поэтому можно предположить, что современный процесс образования гигантских трещин в постройке вулкана (побочных прорывов) является беспрецедентным для всей истории его развития. Если рассматривать образование этих прорывов как процесс разрушения постройки вулкана, то настораживает хотя бы такой факт, что за последние 56 лет произошло 13 побочных прорывов, в то время как за предыдущие 212 лет имеются сведения лишь о трех.

На рис. 84 изображена зависимость количества побочных прорывов вулкана от времени за последние 90 лет. Обращает на себя внимание экспоненциальная форма этой зависимости, начиная с 1966 г. (прорыв Пийпа). И прорыв Пийпа, и все последующие прорывы со средним квадратичным отклонением полгода (184 дня) ложатся на кривую

$$N - N_0 = (N_1 - N_0) \times e^{B(t-t_1)}, \quad (28)$$

где $N - N_0$ – количество побочных прорывов, начиная с прорыва Пийпа; значения t_1 и $N_1 - N_0$ определяют начальные условия (для прорыва Пийпа $N_1 - N_0 = 1$, t_1 – 6 октября 1966 г.); а коэффициент B имеет значение $2,23 \cdot 10^{-4} \text{ сут}^{-1}$ ($8,2 \cdot 10^{-2} \text{ год}^{-1}$).

Изменение во времени количества побочных прорывов, предшествовавших прорыву Пийпа, имеет аналогичный характер. Однако оптимизация начальных условий по среднему квадратичному отклонению дает для прорыва Туйла (1934 г.) значения $N_1 - N_0$, близкие к 4. Но если прорыв Туйлы является четвертым прорывом в этом цикле, то предыдущие прорывы с вероятностью 95 % должны были произойти в периоды с 1895 г. по 1899 г., с 1913 г. по 1917 г. и с 1923 г. по 1927 г. Первые два действительно имели место. Это латеральное излияние лавового потока в 1896–1899 гг. и побочный прорыв 1915 г. [187]. Вполне естественно предположить, что и в 1923 – 1927 гг. также произошло побочное извержение вулкана, оставшееся незамеченным.

Таким образом, процесс образования побочных прорывов с конца прошлого века (прорыв 1896–1899 гг.) по 1956 г. (прорыв Вернадского и Кржижановского) также соответствует зависимости (28) со стандартным отклонением 1 год (387 дней) и значением коэффициента $B = 1,03 \cdot 10^{-4} \text{ сут}^{-1}$ ($3,7 \cdot 10^{-2} \text{ год}^{-1}$). Зависимость (28) представляет собой не что иное, как решение (26) уравнения (25) для взятого в качестве параметра количества гигантских трещин в постройке вулкана ($x=N$) при $\beta=1$. Отсюда следует, что процесс образования побочных прорывов Ключевского, по крайней мере, в последние 90 лет, имеет лавинообразный характер: чем больше побочных прорывов, тем легче и соответственно быстрее происходит формирование новых.

Эту лавинообразность разрушения постройки Ключевского побочными прорывами можно объяснить следующим образом. Для того чтобы в постройке вулкана образовалась гигантская трещина, необходимо, чтобы сама постройка перед этим оказалась в напряженном состоянии. Если попытаться представить сам процесс образования гигантской трещины, то он должен начаться с появления локальных дефектов постройки вулкана (микротрещин, микродислокаций, нарушений сплошности и т.п.). Причем эти дефекты образуются не в одном каком-то изначально определенном направлении, а дают некоторый ореол рассеивания. Заложение же самой трещины происходит по направлению, в котором количество микродефектов максимально. После завершения работы прорыва локальный участок постройки вулкана упрочняется за счет самой дайки побочного прорыва, но вне этого участка остаются неиспользованные точечные дефекты постройки. Чем больше произошло побочных прорывов, тем легче и, следовательно, быстрее может проходить процесс образования новых.

Поскольку наблюдающийся процесс разрушения постройки Ключевского побочными прорывами соответствует частному случаю решения уравнения (24), то систему Ключевского можно рассматривать как находящуюся в процессе выхода из состояния неустойчивого равновесия по соотношению прочности постройки вулкана к его активности. Это обстоятельство делает вероятным катастрофическое разрушение постройки вулкана не через десятки и сотни тысяч лет, а в ближайшие годы и десятилетия. Между 1956 г. и 1966 г. процесс развития системы вулкана по рассматриваемому параметру вновь стал неустойчивым, в результате чего константа лавинообразности (коэффициент B) разрушения постройки вулкана гигантскими трещинами возросла более чем

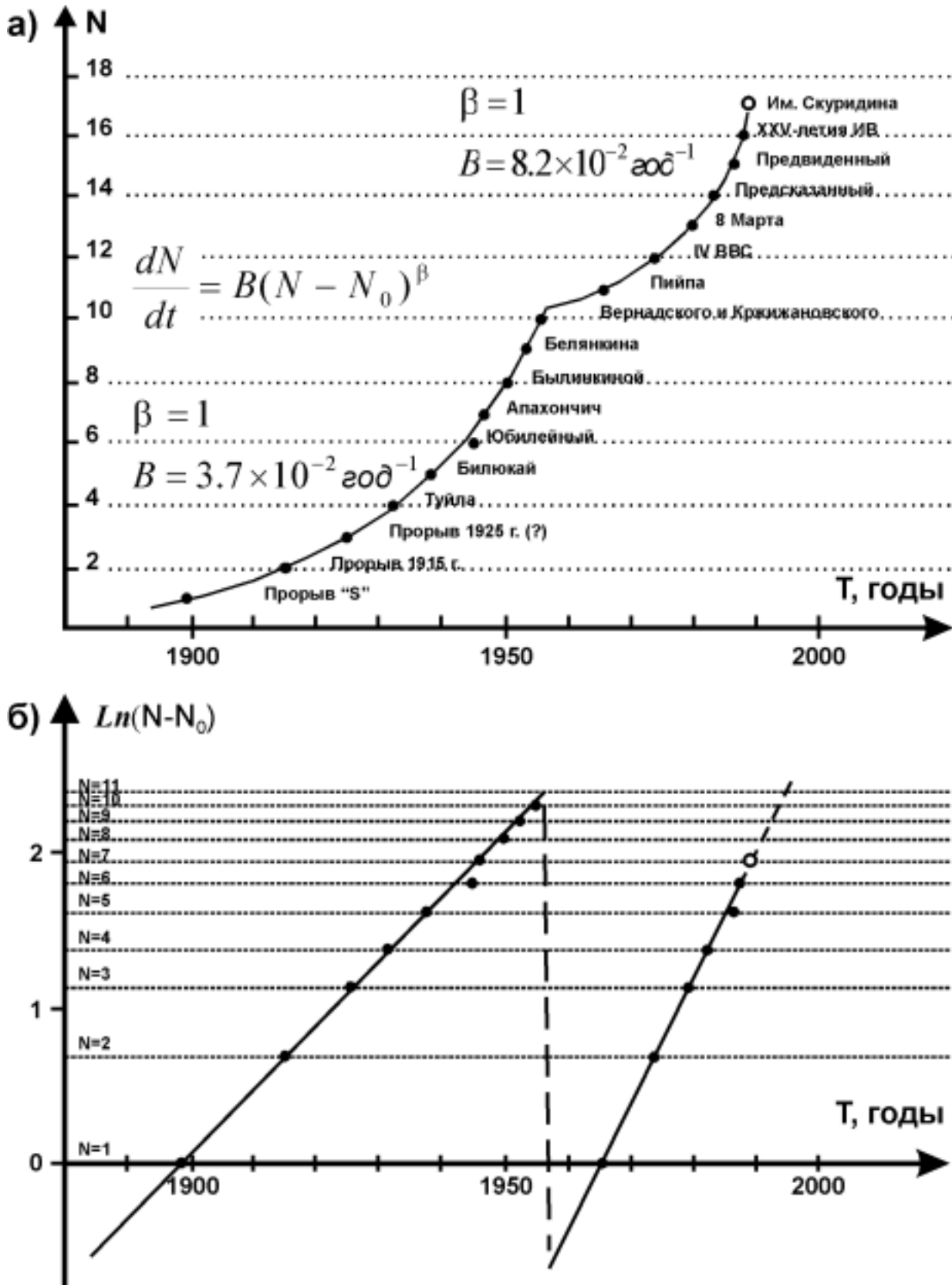


Рис. 84. Зависимость увеличения количества (N) побочных прорывов в постройке вулкана Ключевского от времени.

Прорыв Им. Скуридина произошел в соответствии с расчетной зависимостью уже после завершения работы (см. текст)

Таблица 8.

Результаты расчета значений B и β для взятого в качестве параметра количества ювенильного материала, поступившего на поверхность в извержениях вулкана Ключевского после 1966 г.

Исходные данные [270]				Результаты расчета		
№№ п.п. точки наблюдения	Дата	Суммарное количество ювенильного материала Δm , млн т	Интервал времени между наблюдениями Δt , сут	Точки наблюдений, используемые для расчета	B	β
1	23.07.74	58		1, 2, 3	$3,378 \cdot 10^{-4}$	1,1133
2	06.08.80	184	2022	1, 2, 4	$2,459 \cdot 10^{-4}$	1,1820
3	08.03.83	369	1097	1, 3, 4	$1,942 \cdot 10^{-4}$	1,2254
4	24.02.87	1250	1449	2, 3, 4	$1,200 \cdot 10^{-4}$	1,2997
Средние значения					$2,24 \cdot 10^{-4}$	1,205
Стандартное отклонение					$0,91 \cdot 10^{-4}$	0,078

в 2 раза. Если учесть, что крайне редкое образование побочных прорывов имело место и до прорыва 1896–1899 гг., то можно сделать вывод, что состояние системы Ключевского, по соотношению прочности его постройки и активности, становится с течением времени все более и более неустойчивым, а константа лавинообразности стремится к возрастанию.

Если существовавшая до 1988 г. тенденция сохранилась бы в ближайшем будущем, то в период с 1989 г. по 1994 г. следовало бы ожидать формирования еще 3–5 гигантских трещин в постройке вулкана.

В противном случае, если процесс развития системы Ключевского по рассматриваемому параметру вновь стал бы неустойчивым, то возможен переход к новому циклу разрушения постройки вулкана со скачкообразным возрастанием константы лавинообразности и относительным снижением частоты прорывов в начале цикла. Однако в целом опасность катастрофического разрушения постройки в этом случае только возрастает. Рассмотрим еще один параметр, характеризующий изменение состояния системы Ключевского – количество поступающего на поверхность ювенильного материала.

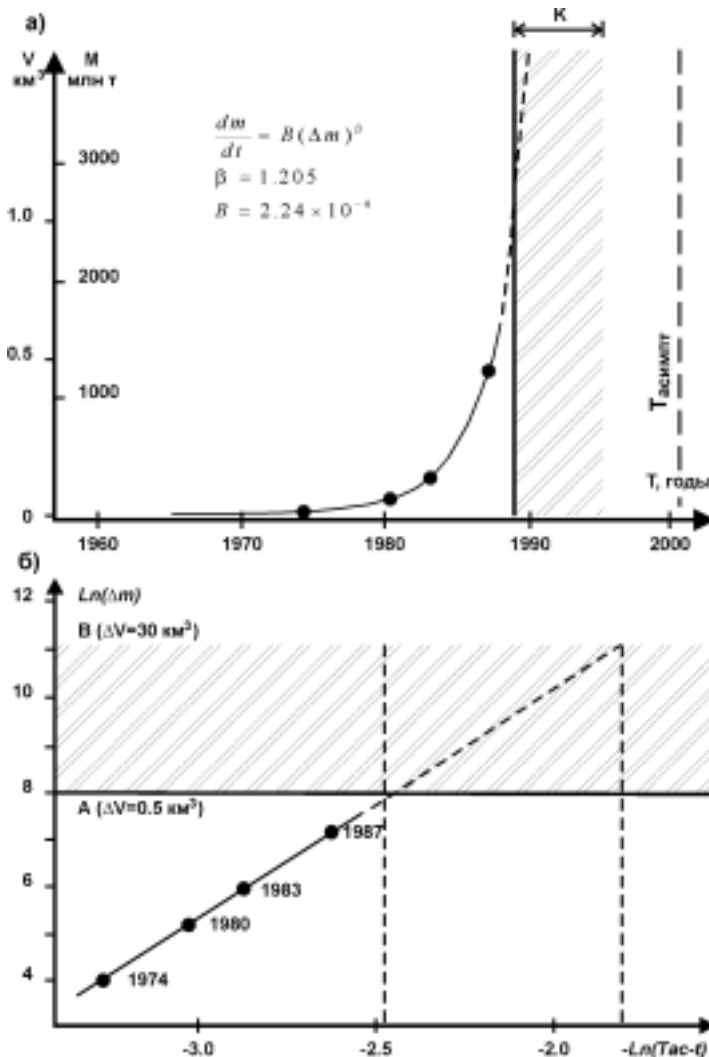


Рис. 85. Зависимость от времени количества ювенильного материала, поступившего на поверхность в ходе извержений вулкана Ключевского после 1966 г.

а – обычный масштаб, *б* – двойной логарифмический; *А* и *В* соответственно верхний и нижний пределы возможной катастрофичности извержений вулкана Ключевского, *К* – временной интервал возможной катастрофичности

После начала современного цикла разрушения постройки вулкана побочными прорывами началась постепенная и устойчивая активизация процесса его извержений. Зависимость от времени логарифма суммарного количества ювенильного материала, поступившего на поверхность после прорыва Пийпа, имеет вогнутый характер, что характерно для решений уравнения (25) при $\beta > 1$. Имея три последовательные и представительные (разделенные достаточно большими интервалами времени) значения суммарного количества поступившего на поверхность после прорыва Пийпа ювенильного материала Δm ($\Delta m_i, \Delta m_j, \Delta m_l$), можно составить систему уравнений для нахождения значений коэффициента B и показателя степени β уравнения (25) и его решения (27) для случая $\beta > 1$:

$$B(\beta - 1)\Delta t_{ij} = \Delta m_i^{1-\beta} - \Delta m_j^{1-\beta}$$

$$B(\beta - 1)\Delta t_{jl} = \Delta m_j^{1-\beta} - \Delta m_l^{1-\beta}$$

где $\Delta t_{ij} = t_j - t_i$ и $\Delta t_{jl} = t_l - t_j$ – интервалы времени между соответствующими значениями Δm . Опубликованные данные [269] позволяют получить четыре значения параметра Δm и, следовательно, составить четыре системы уравнений для определения значений β и B . Исходные данные и результаты расчета приведены в табл. 8.

Все системы не только имеют решения, но и дают близкие значения⁶ параметров B и β ($B = 2,24 \cdot 10^{-4}$ при $\sigma = 0,91 \cdot 10^{-4}$ и $\beta = 1,205$ при $\sigma = 0,078$). С учетом найденных значений решение (27) уравнения (25) принимает вид

$$(29) \quad \Delta m = 4.58 \times (T_a - t)^{-4.88} \times 10^8, \text{ млн } t$$

где асимптота $T_a = t_l + \frac{1}{B(\beta - 1)\Delta m_l^{\beta-1}}$ соответствует концу декабря 2000 г., а разность $(T_a - t)$ выражена в годах. Разброс в значениях коэффициента β и возможность наличия погрешностей определения исходных данных [269] не позволяют экстраполировать полученную зависимость на сколько-нибудь значительный временной интервал в будущее. Однако если тенденция к лавинообразному гиперболическому нарастанию количества изверженного материала сохранилась бы еще некоторое время, то в период с 1989 по 1994 гг. процесс извержений вулкана мог бы достичь катастрофического уровня (рис. 85). В противном случае не исключена возможность скачкообразного изменения констант лавинообразности и перехода к новому циклу эруптивной активности с некоторым снижением мощности извержений в его начале.

Но независимо от того, сохранится ли существующая закономерность в нарастании количества изверженного материала или нет, сам факт наличия лавинообразности по данному параметру не позволяет исключить в ближайшие годы и десятилетия вероятность извержений вулкана по мощности близких к катастрофическому уровню. Опасность этих извержений существенно возрастает, если учитывать возможность разрушения постройки вулкана. Так, при катастрофическом разрушении вулкана Камень (ближайшего соседа Ключевского) в этот процесс по самым скромным оценкам было вовлечено около 5 км его постройки [166]. Восточный склон вулкана оказался полностью уничтоженным и на его месте в настоящее время находится цирк размером 4×7 км (рис. 86).

Что касается Ключевского, то большая крутизна склонов привершинной части его постройки и значительная ослабленность последней Апахончичским, Крестовским и Козыревским желобами (шаррами) делает возможным крупный обвал [166]. Кроме этого, нельзя не учитывать ярко выраженную тенденцию приближения побочных прорывов к вершине вулкана. Так, средний гипсометрический уровень центров извержений доисторических побочных прорывов составляет 940 м при стандартном отклонении $\sigma = 370$ м; прорывов цикла, предшествовавшего

⁶ Размерность коэффициента B связана с размерностью параметра Δm (млн t) и размерностью времени t (сут) соотношением $[B] = [t]^{-1} \cdot [\Delta m]^{1-\beta}$.

современному, – 1200 м при $\sigma = 320$ м; прорывов современного цикла лавинообразного разрушения постройки вулкана – 2760 м при $\sigma = 780$ м. Последние побочные прорывы – Предвиденный 1987 г. и февральский 1988 г. – имеют высоту 3,5–4 тыс. м.

Отсюда следует, что в процесс лавинообразного разрушения постройки вулкана гигантскими трещинами все больше вовлекается ее привершинная часть. Это повышает вероятность обвала этой части постройки с мгновенной декомпрессией верхней части магматической колонны и развитием извержения в форме направленного взрыва. Нельзя не учитывать также возможности проявления сильных масштабных эффектов в процессе разрушения постройки Ключевского. В настоящее время в механике разрушения установлено, что для двух геометрически подобных объектов, нагруженных

одинаковым образом, напряжения разрушения будут связаны зависимостью [93, 94] $\frac{\delta_1}{\delta_2} = \sqrt{\frac{L_2}{L_1}}$, где L – характерный размер объекта; δ – характерное напряжение. Эта зависимость имеет следующий смысл: чем больше объект, тем при меньшем значении напряжения возможно его хрупкое разрушение. К Ключевскому (высочайшему вулкану Евразии) сказанное выше применимо более чем к любому другому вулкану континента.

Еще один аргумент в пользу возможности катастрофического извержения дает анализ истории развития ближайших соседей Ключевского – вулканов Северной группы. В настоящее время на природу разрушения построек некоторых вулканов Северной группы нет единой точки зрения. Разрушение построек одних и тех же вулканов рассматривается, с одной стороны, как результат обвалов и обрушений [166], а с другой – как следствие взрывной деятельности самих вулканов [76, 77, 78]. Точка зрения автора смыкается с обоими вышеприведенными взглядами при условии эндогенного характера процесса разрушения. Этим процессом могут быть спровоцированный и сопровождающийся извержением обвал, вызванное мощным извержением формирование кальдеры обрушения или непосредственно взрывная деятельность вулкана. Сделаем обзор проявлений процесса эндогенного разрушения в постройках вулканов Северной группы.

Вулкан Камень [76, 77, 166, 187]. Тип постройки до разрушения – стратовулкан. Предварительный по отношению к катастрофическому процесс эндогенного разрушения постройки – радиальные побочные прорывы (наличие даек, шлаколавовых куполов). Состав лав последних извержений, формировавших постройку перед разрушением, – базальт. Состав ювенильного материала в момент разрушения – андезит [76].

Вулкан Ближний Плоский (Крестовский) [77, 187, 205]. Тип постройки до разрушения стратовулкан. Предварительный по отношению к катастрофическому процесс разрушения – радиальные побочные прорывы. Состав лав последних извержений, формировавших постройку, – базальт. Характер разрушения – кальдера диаметром 5 км. Состав ювенильного материала в момент и непосредственно после разрушения – андезит.

Вулкан Дальний Плоский (Ушковский) [77, 166, 187, 205]. Внешняя кальдера диаметром 6 км. Тип постройки до разрушения –



Рис. 86. Вулкан Камень (слева), судьбу которого может повторить вулкан Ключевской (справа)

стратовулкан. Предварительный процесс разрушения – радиальные побочные прорывы. Состав лав последних извержений, формировавших постройку перед разрушением, – базальт. Состав ювенильного материала непосредственно после разрушения – андезит. *Внутренняя кальдера* диаметром 3 км. Тип постройки до разрушения – стратовулкан. Предварительный процесс разрушения – радиальные побочные прорывы. Состав лав последних извержений, формировавших постройку, – базальт. Данные о составе ювенильного материала в момент и непосредственно после разрушения отсутствуют в связи с современным оледенением.

Вулкан Средний [77, 187]. Воронка направленного взрыва диаметром 1,5 км. Тип постройки до разрушения – стратовулкан. Предварительный процесс разрушения – радиальные побочные прорывы. Состав лав последних извержений, формировавших постройку перед разрушением, – базальт. Данные о составе кратерного аглутината не приводятся.

Вулкан Большая Зимина [77]. Кальдера диаметром 7 км. Тип постройки до разрушения – стратовулкан. Предварительный процесс разрушения – радиальные побочные прорывы. Состав лав последних извержений, формировавших постройку перед разрушением, – базальт. Состав ювенильного материала в момент и непосредственно после разрушения – андезит.

Вулкан Горный Зуб [77]. Постройка сильно разрушена денудацией. Восстановить размеры и характер эндогенного разрушения не представляется возможным. В разрезе выявлены два стратовулканические комплекса. Нижний стратовулканический комплекс: предварительный по отношению к катастрофическому процесс разрушения постройки – радиальные побочные прорывы; состав лав, формировавших постройку перед разрушением, – базальт; состав ювенильного материала в момент и непосредственно после разрушения – дацит. Верхний стратовулканический комплекс: предварительный процесс разрушения постройки – радиальные побочные прорывы; состав лав последних извержений, формировавших постройку перед разрушением, – базальт. Состав ювенильного материала в момент и непосредственно после разрушения – андезитодацит, дацит.

Вулкан Заречный [179]. Кальдера диаметром 4 км, взрывная воронка диаметром 1 км. Тип постройки до разрушения – стратовулкан. Состав лав последних извержений, формировавших постройку перед разрушением, – базальт. Данные о предварительном процессе разрушения и о составе ювенильного материала в момент и непосредственно после разрушения отсутствуют в связи с плохой обнаженностью.

Вулкан Старый Шивелуч [171]. В процесс эндогенного разрушения вовлекался дважды. В ходе позднего этапа разрушения сформировалась кальдера диаметром 7 км. Тип постройки перед обоими этапами разрушения – стратовулкан. Процесс предварительного разрушения постройки – радиальные побочные прорывы. Состав лав последних извержений, формировавших постройку перед разрушением, – базальт. Состав ювенильного материала в момент и непосредственно после разрушения – андезит.

Вулканы Малая и Большая Удины [77, 187]. В современных постройках процесс эндогенного разрушения не выражен. О том, что он имел место, свидетельствует большое количество агломератовых лав. Состав лав последних извержений, формировавших постройку перед разрушением, – базальт (по составу агломератовых включений в лавах). Состав ювенильного материала в момент и непосредственно после разрушения – андезит.

Вулкан Харчинский [179]. Взрывная воронка диаметром 1,5 – 2 км, частично разрушенная процессами денудации. Тип постройки до разрушения – стратовулкан. Процесс предварительного разрушения постройки – радиальные побочные прорывы. Состав ювенильного материала до и после разрушения – базальт.

Вулкан Острый Толбачик. Воронка направленного взрыва [78] или цирк обвального происхождения [166] диаметром 3 км. Тип постройки до разрушения – стратовулкан. Процесс предварительного разрушения постройки – радиальные побочные прорывы. Состав лав последних извержений, формировавших постройку перед разрушением, – базальт. Состав ювенильного материала в момент и непосредственно после разрушения – андезит [78].

Вулкан Плоский Толбачик [78]. Кальдера диаметром 3 км. Тип постройки до разрушения – стратовулкан. Процесс предварительного разрушения постройки – радиальные побочные прорывы.

Состав лав последних извержений, формировавших постройку перед разрушением, – базальт. Данные о составе ювенильного материала в момент и непосредственно после разрушения отсутствуют.

Из сделанного обзора следует, что все вулканы Северной группы на определенных стадиях своего развития один или даже несколько раз вовлекались в процессы эндогенного разрушения. Практически в каждом случае непосредственно перед катастрофическим разрушением постройки вулкан оказывался в состоянии, близком к современному состоянию Ключевского, а именно – представлял собой базальтовый стратовулкан, постройка которого разупрочнялась радиальными побочными прорывами. Обращает на себя внимание и тот факт, что в большинстве случаев катастрофическому разрушению постройки базальтовых стратовулканов соответствует скачкообразное изменение состава ювенильного материала в сторону повышения кислотности с соответствующим изменением типа вулканической деятельности. Скорость этой трансформации настолько велика, что какие-либо признаки тенденции к повышению кислотности непосредственно перед катастрофическим разрушением полностью отсутствуют. Поэтому отсутствие подобных тенденций к изменению химического состава в последних извержениях Ключевского не позволяет исключить вероятность скачкообразного изменения режима его деятельности.

Обычно принято считать, что наибольшую опасность представляет среднекислый вулканизм за счет извержений взрывного характера. Однако из сделанного обзора следует, что именно к катастрофическому разрушению базальтовых стратовулканов приурочены наиболее мощные извержения ювенильного материала среднекислого состава. В итоге, анализ истории развития вулканов Северной группы приводит к проблеме эволюции вулканических центров, в которой режим (тип) их деятельности не является статичным, а претерпевает существенные изменения с течением времени. При этом за скачкообразным изменением состава ювенильного материала в сторону повышения кислотности следует долговременное и постепенное ее уменьшение с соответствующими изменениями в режиме вулканической деятельности вплоть до возможности повторного формирования базальтовой стратовулканической структуры и ее последующего разрушения.

С учетом всего сказанного выше был сделан следующий вывод. Современное состояние вулкана Ключевского и объективно существующие тенденции в его развитии не позволяют исключить вероятность катастрофического разрушения его постройки в ближайшие годы и десятилетия и перенести ее, как это сделано в ряде упомянутых выше работ, на десятки и сотни тысяч лет в отдаленное будущее. Более того, существующие тенденции к лавинообразному выходу системы Ключевского из состояния неустойчивого равновесия по прочности его постройки и количеству поступающего на поверхность ювенильного материала заставляют рассматривать этот вулкан как объект с максимальной степенью опасности именно в ближайшем будущем.

Представляется наиболее вероятной следующая последовательность событий. Резкое усиление процесса извержений вулкана может привести к катастрофическому разрушению его постройки. Наиболее вероятен спровоцированный обвалом направленный взрыв в восточном и северо-восточном секторах вулкана, как наиболее ослабленных процессом разрушения его постройки гигантскими трещинами побочных прорывов. В момент этого катастрофического извержения возможно скачкообразное изменение состава ювенильного материала в сторону увеличения кислотности. В заключение автор считает необходимым отметить следующее. Уровень нашего знания динамики саморазвивающихся систем не позволяет использовать уравнение (24) в качестве прогнозного критерия.

В частности, нет ответа на вопросы, почему процесс выхода природных систем из состояния неустойчивого равновесия зачастую носит многофазный, ступенчатый характер⁷, как, когда и почему происходит скачкообразная смена констант лавинообразности. С другой стороны, для оценки вероятности реализации выявленной опасности необходимы наблюдения, по крайней мере – ряда подобных событий, что в случае Ключевского не представляется возможным, так как речь идет о событии уникальном, не имеющем исторических прецедентов. Однако даже чисто качественное выявление опасности катастрофического события в нашем случае представляет интерес постольку,

⁷ Вулкан Ключевской в этом плане не является исключением (см., например, [153]).

поскольку имеются тоже чисто качественные, но прямо противоположные взгляды на наличие опасности катастрофического извержения Ключевского в ближайшем будущем [264, 269].

В 1989 г. все изложенное было направлено для публикации в редакцию журнала «Вулканология и сейсмология». Однако общая ситуация практически исключала возможность публикации этой работы. На протяжении ряда лет (1985 – 1987 и т.д.) на вулкане Ключевском работала Ключевская комплексная экспедиция, в составе которой были сконцентрированы основные силы и средства Института вулканологии ДВНЦ АН СССР. Одной из главных задач, стоявших перед этой экспедицией, была оценка степени опасности вулкана. Публикации [261, 264, 269, 303, 304] фактически содержали итоговые результаты многолетних работ экспедиции, и, оспаривая выводы этих статей, автор этих строк поневоле ставил под сомнение целесообразность расходования на протяжении ряда лет средств целого института. А это уже экономика. Но автор ставил задачу хотя бы привлечь внимание к проблеме.

Работа, получив три отрицательные рецензии, несмотря на поддержку Е.К. Мархинина, В.А. Коротеева и С.Н. Иванова, так и не была опубликована. Но в самом Институте вулканологии, как показали, последующие события, не было особой уверенности в собственной правоте. В начале 1989 г., практически сразу после завершения нашей работы, вышла в свет статья П.И. Токарева [248], в которой он рассматривал прогнозируемость побочных извержений вулкана Ключевского. При анализе тенденции к перемещению мест побочных прорывов к центральному кратеру он сделал вывод, что *«настанет такой момент, когда они сольются с центральным кратером. В этот момент, по-видимому, будут наблюдаться какие-то процессы (пароксизмальное извержение центрального кратера, значительное разрушение конуса и т. д.)»*. По его оценкам, этот момент может наступить между 1994 и 2027 гг.

Вероятно, под влиянием самого поведения вулкана Ключевского (а, возможно, и нашей неопубликованной работы), кардинально изменилась и официальная точка зрения Института вулканологии. В конце 1994 г. были опубликованы сразу три работы [1, 70, 137], в которых при помощи, поддержке и прямом соавторстве одного из основных оппонентов нашей работы – директора Института С.А. Федотова – просчитывались различные варианты катастрофического разрушения Ключевского не в каком-то отдаленном будущем, а в его современном состоянии.

По сути наша работа содержала анализ возможного развития вулкана Ключевского на уровне цикличности двух разных масштабов: прогноз дальнейшего хода извержений вулкана на уровне эруптивных циклов и на уровне возможной макроцикличности в развитии вулкана. Дальнейшие события, произошедшие на вулкане, позволяют считать, что прогноз первого уровня к настоящему времени оправдался в полном объеме. В строгом соответствии с зависимостью (28) за побочным прорывом 28 января 1988 г., названным прорывом им. XXV-летия Института вулканологии и действовавшим 230 сут. [16], 26 июля 1989 г. на юго-восточном склоне вулкана (высота 4300–4000 м) началось новое продолжительное побочное извержение, закончившееся лишь 10 февраля 1990 г. и названное прорывом им. Скуридина. После прорыва, скорее всего, произошло упоминавшееся выше скачкообразное изменение констант лавинообразности в образовании побочных прорывов с одновременным снижением частоты их образования.

В свою очередь закономерное нарастание количества поступающего на поверхность ювенильного материала реализовалось в двух пароксизмальных извержениях вулкана. В начале 1990 г. произошло мощное вершинное извержение вулкана, которое исследователи [16] по классификации Б.И. Пийпа определили как пароксизмальное. Извержение характеризовалось выбросом раскаленных бомб и пепла на высоту до 1,5 и 6 км соответственно и формированием нового кратера на месте внутрикратерных шлаковых конусов, которые образовались в ходе предшествующих относительно слабых межпароксизмальных извержений. Однако, как показали дальнейшие события, тенденция к усилению активности вулкана этим извержением не завершилась.

В ходе вершинного извержения вулкана 7 сентября – 2 октября 1994 г., имел место еще более мощный пароксизм [180, 181]. Извержение началось как взрывное (5 дней), затем стало взрывно-эффузивным (19 дней), и завершилось мощным пароксизмальным проявлением (1 октября) с последующим постепенным затуханием вулканической активности (2 дня).

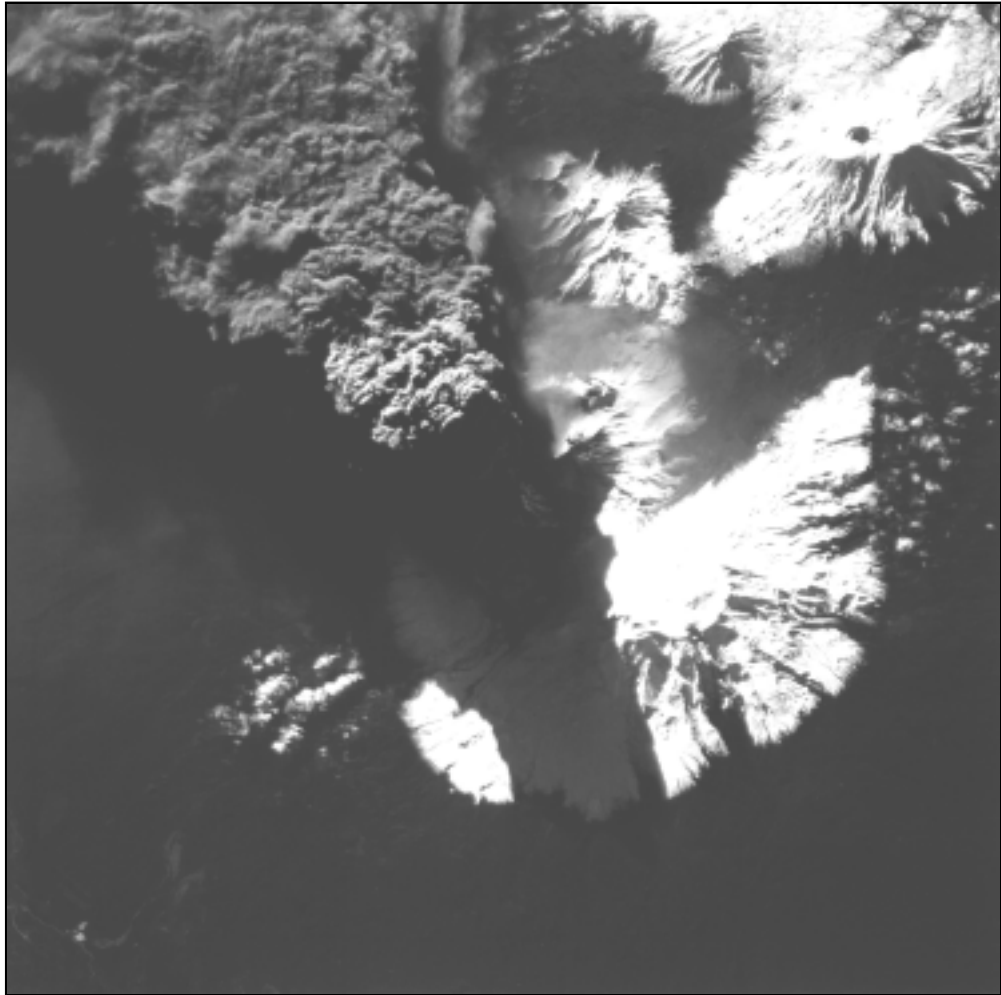


Рис. 87. Эруптивная туча Ключевского в первые часы извержения 30 сентября 1994 г. Фотография получена астронавтами с борта космического челнока Эндейвор. Столб пепла над вулканом Ключевским (в центре) достигает высот более 18 км (Планетарный Фотожурнал NASA, PIA01766)

Из вершинного кратера в течение 9–10 ч на абсолютную высоту ~12–13 км (7–8 км над кратером) поднималась мощная, нагруженная пеплом эруптивная колонна (рис. 87). Фонтаны бомб взлетали на 2–2,5 км над кратером, максимальный размер обломков достигал 1,5–2 м в диаметре. По северо-северо-западному склону изливались лавовые потоки, а по северо-западным, западным, южным и восточным склонам спускались многочисленные глыбово-пепловые пирокластические потоки. Лавовые потоки имели длину до 5 км, пеплово-глыбовые – 2–6 км. Мощные грязевые потоки прошли уже по проработанным руслам путь 25–30 км и достигли р. Камчатки. Размер обломков пород, переносимых основным руслом лахара, у р. Камчатки достигал 1,5 м в диаметре. Грязевые потоки размыли автомобильную грунтовую дорогу, идущую вдоль правого берега р. Камчатки на восток от г. Ключи, на участке от 6 до 12 км.

Что касается прогноза на уровне возможной макроцикличности в развитии вулкана, то он, по счастью, пока не реализовался, но, являясь бессрочным, по-прежнему остается в силе: существующие тенденции к лавинообразному выходу системы Ключевского из состояния неустойчивого равновесия по прочности его постройки и количеству поступающего на поверхность ювенильного материала заставляют рассматривать этот вулкан как объект с максимально высокой степенью опасности катастрофического разрушения его постройки в ближайшем будущем.

3.2. Динамическая модель вулканического процесса и некоторые проблемы рудообразования

3.2.1. Газо-гидротермальный процесс и связанное с ним оруденение

При рассмотрении проблемы использована обзорная часть работы [194]. Основы современных представлений о зональности оруденения – закономерном упорядочении расположения рудных элементов в месторождениях полезных ископаемых – были заложены в 20–30-е годы XX в. работами Дж. Сперра [221, 339, 340] и В. Эммонса [286, 300, 301]. Дж. Сперр было намечено «три главных ряда нисходящей зональности рудных месторождений», обусловленных падением температуры при кристаллизации основных магм: $Cr \rightarrow Ni \rightarrow Cu \rightarrow Zn \rightarrow Pb \rightarrow Ag$, кислых: $Sn \rightarrow W \rightarrow Cu \rightarrow Zn \rightarrow Pb \rightarrow Ag$ и промежуточных: $Au \rightarrow Cu \rightarrow Zn \rightarrow Pb \rightarrow Ag$. В. Эммонс предпринял попытку «реконструировать» «идеальную жильную систему» от кровли батолита до поверхности. В итоге В. Эммонс выделил 16 зон: безрудная $\rightarrow Sn \rightarrow W \rightarrow As \rightarrow Bi \rightarrow Au \rightarrow Cu \rightarrow Zn \rightarrow Pb \rightarrow Ag \rightarrow$ безрудная $\rightarrow Ag \rightarrow Au \rightarrow Sb \rightarrow Hg \rightarrow$ безрудная.

В то же время А.Е. Ферсман обозначил типовую последовательность развития рудных элементов во времени: $Li, Mo, Sn, W, Bi \rightarrow W, As, Au, Fe, Zn \rightarrow Cu, Zn, Pb, As, Sb \rightarrow Pb, As, Au, Co, Ni \rightarrow Sb, As, Ag$. Вся последующая почти полувековая история развития «теории зональности» – это последовательное перемещение центра тяжести в исследованиях от эмпирического обобщения фактов к развитию генетических представлений о природе зональности.

Критика представлений Дж. Сперра и батолитовой температурной концепции В. Эммонса сосредоточилась главным образом на проблемах генезиса. В итоге такие генетические вопросы, как природа растворов, связь их с магматизмом, роль фактора времени, значение пульсаций гидротерм для процессов формирования месторождений, влияние вмещающих пород на осаждение металлов, стали главными, определившими основное направление в развитии представлений о зональности.

Случаи отклонений зональности месторождений от намеченной В. Эммонсом схемы позволили А.М. Бетману [41] прийти к заключению о том, что «существует, однако, так много случаев обратной (не соответствующей Эммонсу) зональности, которым нельзя найти подходящего объяснения, что возникает сомнение, является ли зональное расположение чем-то большим, чем идеальное предположение» (41, с.355). Развитие генетических исследований в 40–60-х годах направило дискуссию о зональности в русло выявления различных факторов, влияющих на распределение минерализации в пространстве.

С.С. Смирнов [217, 218] в качестве важнейшего фактора, определяющего зональность, помимо различной «специализации» интрузий, указал на значение фактора времени и пульсационный характер минералообразования. Он попытался показать, что изменения рудоносных растворов не столько в пространстве, сколько во времени, ответственны за образование различных рудных формаций вокруг остывающего интрузива. Металлоносный очаг в течение долгого периода своего развития – остывания интрузивов – отдельными вспышками последовательно выделяет газовой-жидкие растворы различного состава. Процесс дистилляции в большинстве случаев представляется прерывным, пульсирующим. И в то же время у С.С. Смирнова нет было особой четкости в представлениях о природе пульсаций, так как в другом месте этой же работы причину пульсаций он связывает уже не с деятельностью магматического очага, а с цементацией каналов поступления рудоносных растворов рудным веществом и возобновлением циркуляции после новой вспышки трещинообразования, т.е. по сути с внешними по отношению к деятельности магматического очага и мало зависящими от него причинами. Эта гипотеза встретила широкую поддержку, так как, по мнению В.И. Смирнова [215], хотя и не раскрывала причин эволюции рудоносных растворов и механизма отделения их от магматических расплавов, значительно более удовлетворительно объясняла причины зонального расположения рудных месторождений вокруг гранитоидных интрузивов.

В работах Ф.И. Вольфсона, А.В. Королева, В.А. Невского [44, 132] и других исследователей предприняты попытки объяснения развития прямой или обратной, центробежной или центростремительной зональности приоткрыванием трещин снизу вверх, от центра к периферии или в противо-

положном направлении. Р.Т. и В.И. Уолкеры [350] попытались учесть при построении схем зональности одновременное проявление двух факторов: дифференциации рудных элементов в пространстве и во времени. В итоге они привели два ряда зональности – пространственный и временной: с последовательностью минералов рудных элементов Fe, Sn, W → Fe, Cu, Mo → Fe, Pb, Zn → Pb, Au, As → Fe (карбонаты) и Fe → Cu → Zn → Pb → Ag → Au соответственно.

Влияние физико-химических факторов – особенностей состава растворов, их эволюции по мере взаимодействия с вмещающими породами – подчеркнул Ю.А. Билибин [18]. В противовес температурной зональности В. Эммонса и пульсационной С.С. Смирнова Ю.А., Билибин сконцентрировал внимание на «зональности отложения» как функции *«физико-химических особенностей отложения минералов из одного и того же рудоносного раствора»* [18, с.86]. Развитие физико-химического направления в анализе зональности можно видеть в работах А.Г. Бетехтина, Д.С. Коржинского, Н.И. Наковника, С.Н. Набоко, А.А. Беуса, В.А. Жарикова, А.А. Маракушева и многих других. Выявлено важное значение изменений щелочности-кислотности, окислительно-восстановительного потенциала и режима серы в растворах в процессе их просачивания и взаимодействия с окружающими породами. Ряд осаждения рудных элементов в процессе щелочно-кислотной эволюции упрощенно оказалось возможным выразить через электроотрицательность ионов [129, 131, 158].

Постепенно накапливался обильный геологический материал по конкретным месторождениям, показывающий, что направленные тренды зональности нередко осложнены значительными флуктуациями [224]. Еще Ю.А. Билибин [18] указывал на возможность как прямого, так и обратного типа зональности, за что был незаслуженно раскритикован в печати. Наличие ритмичной зональности установлено в полиметаллических месторождениях Болгарии, Чехословакии, Польши, Швеции, Югославии, Венгрии, Марокко, Гренландии, Канады, США, Мексики и Перу.

Проведенный в Праге в 1963 г. Международный симпозиум по генезису рудных жил, посвященный проблемам зональности оруденения, привел к дальнейшему утверждению, вместо батолитовой концепции зональности В. Эммонса, представлений о «полиасцендентном», пульсационном формировании большинства месторождений, сложной физико-химической природе процессов рудообразования, существенном влиянии на распределение оруденения различных внешних (среды) и внутренних (источников, состава растворов, *pT*-параметров) факторов. Установление многообразия факторов, влияющих на зональность оруденения (наряду с важным значением их для познания природы процессов эндогенного минералообразования) способствовало распространению представлений о том, что зональность – это следствие прихотливого стечения обстоятельств, развития трещин, влияния местных неоднородностей состава, физических свойств пород и т.д., и утверждению мнения о том, что зональность в связи с этим может быть самой различной даже в сходных месторождениях одного типа: центробежной или центростремительной, прямой или обратной, контрастной или расплывчатой.

Под влиянием представлений об индивидуальном характере, стали отходить на второй план ранее сделанные эмпирические обобщения Дж. Сперра и В. Эммонса. Другая группа исследователей продолжала настаивать на закономерном распределении рудных элементов по мере удаления от магматического очага. В частности, А.Н. Кен и В.И. Васильев [115, 116], применив метод палеореконструкций на период рудообразования, сделали попытку показать, что зональность обширной группы колчеданных месторождений, описывавшаяся ранее для одних месторождений как прямая, для других как обратная, относимая к зональности пульсационной или отложения, обладает единой упорядоченностью концентрации рудных элементов вкrest первичного напластования пород в последовательности Fe → Cu → Zn → Pb → Ag → Au. Работы по зональности редкометалльных пегматитов и карбонатитов А.И. Гинзбурга, редкометалльных апогранитов А.А. Беуса, рудоносных грейзенов Г.Н. Щербы, золоторудных месторождений Д.А. Тимофеевского, В.Н. Петровской, Н.И. Бородаевского, сульфидно-кассетеритовых месторождений Б.Н. Флерова, Д.О. Онтоева, И.Н. Кигая, а также работы по месторождениям других типов, позволяли прийти к выводу о том, что вне зависимости от генезиса и влияния многих факторов на локализацию руд основные черты зональности сохраняются в каждом типе.

К выводу об устойчивости проявления зональности оруденения, вне зависимости от многих индивидуальных особенностей формирования конкретных месторождений, пришли Д.В. Рундквист и И.А. Неженский [194] при сравнении зональности грейзеновых месторождений различных районов. В результате обобщения были установлены, в частности, два устойчивых ряда зональности и последовательности проявления оруденения: один для оловянно-вольфрамовых, другой для вольфрамово-молибденовых месторождений, представляющих как бы две различные «репродукции» с общего ряда зональности руд В. Эммонса. В целом это позволило Д.В. Рундквисту и И.А. Неженскому прийти к выводу, близкому к сформулированному Ч. Парком и Р. Мак-Дормидом [331, с. 194]: *«никаким в отдельности взятым примером месторождения нельзя охватить все перечисленные группы минералов, но предложенная В. Эммонсом реконструкция жильной системы в направлении от поверхности на глубину, несомненно имеет большое значение для изучения и понимания явлений зональности»*.

В связи с этим Д.В. Рундквист и И.А. Неженский [194] предприняли попытку суммировать имеющиеся сведения о зональности эндогенных рудных месторождений с позиций предположения о наличии закономерной и устойчиво сохраняющейся зональности рудных месторождений. Объективный анализ имеющихся данных привел их к заключению о том, что зональность оруденения проявляется на фоне ритмичного и направленного изменения состава пород в разрезе и в плане и выявляет сложные закономерности формирования минерализации во времени. Характерно сочетание в пределах месторождений прогрессивной и регрессивной зональности при преобладании в целом регрессивной. На ряде наиболее хорошо изученных месторождений (редкометалльных, золоторудных, некоторых медно-никелевых), формирующихся длительно, намечается «инверсия» зональности во времени: прямая зональность сменяется обратной, обратная – прямой, расходящаяся – сходящейся и т.д. В итоге в таких случаях может наблюдаться сложная картина с совмещенными разновозрастными структурно-геометрическими типами зональности.

В то же время последователи пульсационной гипотезы С.С. Смирнова, разбились на две группы. Одна из них связывает природу пульсаций в рудообразовании с деятельностью магматических очагов, другая объясняет ритмичную зональность обширным классом в значительной степени случайных условий рудоотложения. Подобное раздвоение, как было показано, свойственно и самой пульсационной гипотезе С.С. Смирнова.

В качестве примера работ первой группы можно привести исследования А.Н. Леонтьева [138], развивающего представление о «геохимических пакетах», т.е. об интрателлурическом «пакетном», или «порционированном» характере той массы рудного и флюидного вещества, которое образует рудные месторождения. Проанализировав данные по выбранным им для рассмотрения рудоносным пегматитовым, микроклин-альбит-кварцевым и грейзеновым образованиям внутри гранитовых интрузивов, он пришел к выводу о концентрированной дискретной порционной форме переноса рудного вещества на волне менее богатых флюидом магматических инъекций. Он утверждает, что во многих достоверно известных случаях продолжения аномальных рудных зон в породах кровли интрузива имеют характер прорыва вдоль ослабленных трещинных зон, а главной чертой многих месторождений является растянутость оруденения во времени – через ряд магматических пульсаций.

Второе направление в трактовке пульсационной гипотезы С.С. Смирнова представляют работы А.Г. Твалчрелидзе, Д.В. Патаридзе, А.Г. Мегалашвили, А.А. Бахсолиани [224–226]. По их мнению, ритмичная зональность может возникать лишь при неравновесности рудообразования в градиентных условиях. В качестве переменного параметра, обуславливавшего зональное отложение оруденения в жилах, эти исследователи рассматривают градиент температур, хотя в каждом конкретном случае, по их мнению, могут выступать и другие параметры – фильтрационный эффект в породах разной проницаемости, скорость осаждения сульфидов различных металлов на геохимических барьерах и др. Для объяснения генезиса собственно ритмичной зональности они использовали модель протекания конкурирующих химических реакций [226], а в целом генетическая модель ритмичной зональности базируется на представлении о неравновесности рудообразования и наличии градиентов главных параметров рудообразования. При этом шаг зональности, по мнению этих исследователей, полностью определяется абсолютной величиной таких градиентов. Как можно видеть, в этой точке зрения ритмичная зональность

рудообразования определяется сложными и в значительной степени случайными условиями самого рудообразования. Идеи С.С. Смирнова о пульсационной деятельности магматического очага, генерирующего рудоносные растворы, здесь остаются невостребованными.

С точки зрения динамической модели магматического процесса, пульсационное отделение в окружающую среду летучих, обогащенных рудными компонентами, представляет собой закономерное явление, отражающее полицикличность деятельности магматических очагов. Причем эта полицикличность свойственна всем магматическим системам, а не только остывающим. Нарастание активности металлоносного очага может приводить к формированию прогрессивной зональности, а спад активности – к регрессивной. Как мы уже подчеркивали в разделе 2.2.1, благодаря динамической активности магм, деятельность очагов в глубинах земли сопровождается своеобразными «магматическими извержениями». Инъекции магмы в окружающие породы (аналоги наземной эффузивной деятельности) более характерны для основных пород, тогда как для кислых должны быть вполне обычны импульсы бурного отделения летучих (аналоги наземной взрывной деятельности), обуславливающие вспышечный характер трещинообразования.

По нашему мнению, образование зональности эндогенных рудных месторождений происходит под влиянием двух закономерных факторов (полициклично-импульсного режима деятельности металлоносных очагов и устойчивой зональности в распределении рудных компонентов по мере удаления от металлоносного очага) и в значительной мере случайных факторов, которые определяются средой рудоотложения. Недооценка одного из закономерных факторов – полициклично-импульсного режима деятельности металлоносных магматических очагов – едва не привела к взаимному уничтожению представлений о закономерном развитии процесса по обоим факторам и передаче приоритета представлениям о формировании зональности эндогенного рудообразования под влиянием преимущественно случайных факторов.

В связи с изложенным автор этих строк считает необходимым присоединиться к мнению Д.В. Рундквиста и И.А. Неженского о том, что *«разделение сложной суммарной картины зональности на составляющие ее «элементарные» части с выделением наиболее простых закономерных связей между рудными элементами, минералами и парагенезисами представляет собой одну из основных задач в ходе исследования зональности месторождений»* [194, с.202]. Однако это выявление закономерных связей между рудными компонентами, минералами и парагенезисами, по нашему мнению, возможно лишь при условии учета полициклично-пульсационной газо-гидротермальной деятельности металлоносных очагов.

3.2.2. Серный перехват в сульфидном рудообразовании

Введение

Сера – один из широко распространенных химических элементов земной коры. В глубинах Земли, по существующим оценкам [40], – ее концентрация на 2 порядка больше, чем в коре. В целом сера вместе с кислородом, железом, кремнием, магнием, никелем и алюминием относится к главным химическим элементам, из которых в основном и образована наша планета. И тем не менее значение серы в эволюции земной коры и верхней мантии в настоящее время недооценивается. Прежде всего это касается той роли, которую сера играет в магматическом процессе. Как правило, исследователи учитывают возможное поведение в магматическом расплаве лишь газообразной и растворенной серы. Низкая растворимость серы в расплаве, по их мнению, делает невозможным ее присутствие в магматическом расплаве в значительных количествах.

Однако свободная сера, пожалуй, наиболее интересный компонент магм благодаря ее своеобразным физико-химическим свойствам. Она имеет температуру плавления немногим превосходящую температуру кипения воды: 112,8 °С для α (ромбической) разновидности и 119,3 °С для β (моноклинной) разновидности. Испаряется сера в условиях атмосферного давления при температуре 444,6 °С. Однако наибольший интерес представляют критические параметры серы: критическая температура 1313 К (1040 °С) и критическое давление 18,2 МПа. Так как критическая температура серы попадает в самый центр возможного температурного диапазона магматичес-

ких расплавов, то в магме, в зависимости от конкретных условий, она может находиться как в жидком, так и в газообразном состояниях.

Из-за специфики физико-химических свойств серы на пути преимущественного движения летучих компонентов в магматическом очаге возможно существование зоны ее «отгонки», в которой свободная сера находится в жидком состоянии. Нижняя граница этой зоны определяется изотемпературной поверхностью в 1040 °С на глубинах, превышающих 700 м. Верхняя граница зоны «отгонки» жидкой серы определяется либо поверхностью повторного повышения температуры выше 1040 °С, либо расположенной ближе к поверхности земли изобарической поверхностью, конкретное положение которой зависит от температуры магмы в очаге. В частности, для андезитовых магм с температурой около 900 °С, изобарическая граница зоны «отгонки» должна располагаться на глубине около 530 м. При данной температуре в окрестностях этой границы в пределах первых десятков метров по глубине возможно совместное сосуществование жидкой серы и ее паров. А еще ближе к поверхности при той же температуре возможно существование серы только в газообразном состоянии вплоть до зоны поверхностного охлаждения, где происходит окончательная конденсация паров серы.

Описанная выше специфика поведения серы, подтверждающаяся наблюдениями за вулканическими процессами, позволяет объяснить закономерности в изменении состава вулканических газов и имеет большое значение для понимания процессов образования месторождений сульфидных руд. Рассмотрим эти моменты более подробно.

Источники свободной серы.

Рассмотрим физико-химические аспекты образования отложений свободной серы. Особенно часто процесс образования самородной серы из вулканических газов изображается следующими двумя реакциями [45]:

1. $\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 \rightarrow \text{H}_2\text{O} + \text{S}$.
2. $\text{H}_2\text{S} + \text{SO}_2 \rightarrow \text{H}_2\text{O} + \text{S}$,

Принято считать, что ведущей из этих реакций является первая, т.е. процесс окисления сероводорода кислородом воздуха. Некоторые основания для этой точки зрения дает изучение изотопного состава [45]. При температурах ниже 120 °С продуктами этих реакций будут налеты твердой серы, выше – капельки жидкости или газообразная сера в зависимости от конкретных *PT*-условий. В России хорошо известны отложения серы в кратерных озерах вулканов Головина, Эбеко, Мутновского [45]. Остатки кратерно-озерных серных залежей имеются на вулканах Мачеха, Чекурочки и др. В последние годы интенсивно изучается расплав самородной серы на дне термального озера в кальдере Узон (Камчатка) [113]. Однако наибольший интерес для понимания значения серы в вулканическом процессе и ее взаимодействий с вулканическими газами представляют наблюдения за излиянием на вулканах серных лавовых потоков.

В России небольшие многократно изливавшиеся потоки серы наблюдались Р.Е. Остроумовым, Н.И. Массеровым и Г.М. Власовым [45] на вулканах Менделеева (о. Кунашир), Берутарубе (о. Итуруп), Эбеко и Билибина (о. Парамушир) и на других. За рубежом излияние серных потоков регистрировались на вулканах Якияма, Курикома, Удшизава (Япония), а также в районе Горби (Чили). Значительные количества серы образовались в результате подводного извержения еще в начале текущего столетия в заливе Пленти (Новая Зеландия). Однако наибольшую известность получили наблюдения Т. Ваганабе [351] за многократными излияниями потоков серы на вулкане Сиретоко в 1936 г.

Вулкан Сиретоко расположен на окончании одноименного полуострова, выступающего от восточного берега о. Хоккайдо. Кроме центрального конуса, на западном склоне вулкана находятся три боковых кратера, к одному из которых и приурочивались серные излияния (в 1876, 1889, 1890 и 1936 гг.). В 1936 г. периодические излияния серы продолжались более 5 (вероятно около 8) месяцев. Сера изливалась вместе с горячей водой и паром из небольшой туннелеобразной полости в кратере. В результате многократных излияний сформировался суммарный серный поток длиной до 1500 м при ширине в нижней части 20–25 м и мощности до 5 м. Он состоял из многочисленных (более 40) тонких поточков, т.е. имел слоистое строение. Помимо этого окрестности вулкана были покрыты, как снегом, порошковатой серой.

В данном случае образование серы невозможно объяснить за счет реакции близповерхностного окисления вулканического сероводорода кислородом воздуха. Для этого потребовалось бы допустить наличие и непрерывный подток невероятно большого количества свободного кислорода, а кинетика образования серы соответствовала непрерывно протекающему химическому взрыву, что также маловероятно. Для устранения этого противоречия необходимо, во-первых, допустить, что в данном случае образование серы происходило в соответствии с реакцией 2, а, во-вторых, признать принципиальную возможность участия в вулканическом процессе уже образовавшейся свободной серы. Последнее возможно, так как для реакции 2 требование протекания вблизи поверхности земли не является критичным. Отсюда следует важный вывод о том, что **свободная сера может образовываться и существовать практически на всем пути движения вулканических газов.**

Как уже указывалось, по существующим оценкам в глубинах Земли концентрация серы на два порядка выше. Если учесть, что в условиях сверхвысоких давлений химические связи неустойчивы, то сделанный выше вывод необходимо дополнить возможностью поступления в магматический процесс свободной серы из мантии Земли. Все вышесказанное позволяет утверждать, что **в составе магматических флюидов присутствует равновесная смесь $H_2S + SO_2 + H_2O + S$** , тогда как в составе вулканических газов благодаря специфике физических свойств серы определяются лишь первые три компонента. Представления о равновесии в системе $H_2S + SO_2 + H_2O + S$ чрезвычайно важны для понимания закономерностей изменения состава вулканических газов. Перейдем к рассмотрению этого вопроса.

Сера в вулканическом процессе.

Факт повышения роли газов группы серы по мере активизации вулкана широко известен и настолько характерен для деятельности различных вулканов, что может использоваться в качестве прогностического признака для предстоящего извержения. В России наиболее детально этой проблемой занимался И.А. Меньяйлов [172, 173, 175]. Возможно, только преждевременная трагическая гибель не позволила ему до конца разобраться в этом вопросе.

В качестве примера можно привести деятельность в. Безымянного. В ходе анализа водных вытяжек из пеплов докульминационной стадии извержения 1955–1956 гг. Л.А. Башариной [12, 13] было установлено, что на общем фоне существенно сульфатного состава эксгаляций извержения газы его первой фазы (октябрь–ноябрь 1955 г.) содержали Cl значительно больше, чем последующие. Отношение S/Cl стало максимальным во время и непосредственно после кульминационного извержения 30 марта 1956 г., а в последующие годы стало снижаться за счет возрастания доли галогенных газов. В первое десятилетие постпароксимальной активности вулкана, по мере роста купола, в газах уменьшалось содержание SO_2 , H_2S , CO, CO_2 и увеличивалось HF и HCl.

Подобные же тенденции выявлены и в ходе рядовых извержений вулкана [175, 177] – нарастание его активности характеризуется увеличением соотношения S/Cl, а спад – уменьшением. Наряду с этим, активизация вулкана сопровождается изменением состава возгонов. Так при посещении купола в спокойном состоянии в апреле 1963 г. исследователями [176] был обнаружен слой возгонов, состоящих из гипса, хлоридов и фторидов, а 22–23 июля 1964 г. [177], – непосредственно перед взрывной активизацией вулкана, поверхность выжимающихся вертикальных обелисков была покрыта парящими трещинами с натеками переплавленной серы зеленовато-желтого цвета; такие же натеки обнаружены и на отдельных глыбах на склонах купола.

Обычно факт повышения роли газов группы серы с ростом активности вулкана и ее последующего посткульминационного снижения исследователи связывают с плохой растворимостью серы и ее соединений в силикатных расплавах. Откуда в таком случае берутся повышенные содержания соединений серы и почему повышение их концентрации коррелирует с ростом активности вулкана? При ответе на этот вопрос остается единственная возможность – постулировать поступление магматических газов из глубинного очага.

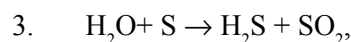
Однако подобная интерпретация в ряде случаев встречает серьезные затруднения. В частности на вулкане Безымянном количественные оценки показывают, что, по крайней мере, с середины 70-х годов извергаемый ювенильный материал непосредственно перед извержением находился в самой постройке купола Нового. Более того, наибольшее количество газов группы серы выделялось

в ходе пароксизмальных извержений вулкана, которые были спровоцированы обвалом приповерхностных частей купола Нового [5, 149]. Если газы группы серы из-за низкой растворимости не могли в значительных количествах содержаться в разрушенных частях постройки и непосредственно под ними, то откуда они вообще могли взяться в столь значительных количествах?

Подобные же трудности возникли перед исследователями [306] при попытках установить источник 17 млн т SO_2 , выброшенных в стратосферу при пароксизмальном извержении вулкана Пинатубо 15 июня 1991 г. По мнению исследователей, главным и непосредственным источником серы для выброшенного в стратосферу гигантского облака двуокиси серы был накопленный перед извержением пар. Другие потенциально возможные источники избытка серы (не извергнутая магма, разложение ангидрида, обогащенные сульфатом гидротермальные флюиды, и дегазация восходящего расплава), по мнению исследователей, сделали относительно незначительные вклады в общее количество извергнутой двуокиси серы. В этом случае вновь возникает вопрос – откуда могло взяться такое гигантское ее количество, если газы группы серы в расплаве обладают низкой растворимостью.

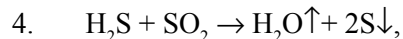
Ответ на этот вопрос очевиден, если допустить возможность наличия в составе летучих компонентов свободной серы. Благодаря специфике физических свойств расплав серы, может в значительных количествах накапливаться в «зоне отгонки» в периоды покоя. Основной движущей силой мощных эксплозивных извержений является энергия расширяющихся летучих и прежде всего водяного пара. В частности, извергнутая 15 июня 1991 г. вулканом Пинатубо дацитовая магма непосредственно перед извержением по тем же оценкам [306] содержала около 5 объемных процентов газов, из которых мольная доля водяного пара составляла около 80 процентов.

В свою очередь высокотемпературные пары воды, как поступающие из глубинных источников, так и выделяющиеся из самого расплава в ходе кристаллизации, воздействуют на равновесие в системе $\text{H}_2\text{S} + \text{SO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{S}$ двояким образом. Во-первых, за счет температурного воздействия сера в зоне «отгонки» полностью или частично переводится из жидкого состояния в газообразное и может конденсироваться уже только на поверхности активизированных блоков вулкана. Во-вторых, увеличение количества $\text{H}_2\text{O} + \text{S}$ в газовой фазе приводит к смещению химического равновесия в направлении



т.е. в сторону увеличения в системе двуокиси серы и сероводорода. Именно взаимодействием высокотемпературных паров воды с серой в зоне ее «отгонки» объясняется появление значительных количеств газов группы серы в ходе извержений.

После извержения при остывании вещества в приповерхностных частях магматического канала возникает обратная тенденция. При температуре ниже 1024°C на глубинах менее 700 м свободная сера полностью или частично переходит в жидкое состояние. В то же время пары воды, как более легкие и более подвижные, быстрее покидают остывающие породы. За счет этого равновесие в системе $\text{H}_2\text{S} + \text{SO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{S}$ смещается в обратном направлении



а следовательно происходит прогрессирующее снижение относительного количества газов группы серы среди поступающих на поверхность летучих.

Концепция «серного перехвата» в сульфидном рудообразовании.

Как известно, магматические газы в значительных количествах переносят микрокомпоненты. Это подтверждается наблюдениями на активных вулканах, где в прямой зависимости от степени их активности варьирует с течением времени и количество выносимых на поверхность микрокомпонентов.

Однако жидкая сера, располагаясь в зоне «отгонки» на путях преимущественного движения летучих в виде концентрации капель серной жидкости и тонкопленочного выполнения трещин, представляет собой прекрасный геохимический сорбент для задержки и накопления металлов, транспортируемых магматическими газами. Это обуславливает, в частности, высокую концентрацию элементов-примесей в расплавах самородной серы [113]. Свободной сера и в парообразной форме может

реагировать с металлами, но при прохождении металлоносных флюидов через расплав серы вероятность подобных реакций скачкообразно возрастает. Поэтому зону «отгонки» жидкой серы можно рассматривать как мощный геохимический барьер, на котором происходит перехват серой транспортируемых металлов и образование сульфидных соединений



Возможность подобного процесса подтверждается изучением серных месторождений, где самородная сера сопровождается дисульфидами железа, пиритом и марказитом, при значительно меньшем количестве других сульфидов. Особого внимания заслуживают наблюдающиеся в пределах рудников Хоробецу и Абута, остров Хоккайдо, переходы от серных к колчеданным залежам, имеющим наложенную, метасоматическую природу [45]. Веским подтверждением возможности протекания процессов серного перехвата может служить установленный [353, 354] факт образования в силикатных магмах сульфидов (пирротина) в условиях конденсации серы.

На глубине более 700 м фактор давления уже не влияет на образование зон «отгонки» серы, и ведущее значение приобретают температурные условия. Движущиеся по магматической колонне флюиды совершают работу, пропорциональную разности между их плотностью и плотностью окружающей магмы. Поэтому на пути движения летучих возможны многократные локальные колебания температуры – разогрев на участках концентрации флюидных потоков и снижение температуры в зонах их рассеивания. Если эти колебания происходят, что вполне вероятно, в окрестностях температурного барьера 1040 °С, то образуется целая система зон «отгонки» серы, в которых происходит интенсивный перехват металлов и сульфидообразование.

По мере аккумуляции жидкой серой металлов из проходящих через зону «отгонки» летучих, удельный вес серного расплава возрастает, и он начинает мигрировать (стекать по трещинам, осаждаться в виде капель) в нижележащие горизонты магмы. Но как только он попадает в ниже расположенные зоны магмы с температурами, превышающими критическую температуру серы, происходит термическая сепарация капель серно-сульфидной жидкости на собственно свободную серу, которая переводится в газообразное состояние и возвращается в зону «отгонки», и чистый сульфидный расплав, имеющий еще больший удельный вес и, соответственно, обладающий еще большей миграционной способностью, в нижележащие горизонты магмы. Эта разновидность термической сепарации возможна в условиях статичности зоны «отгонки».

Однако, как показывает изучение вулканических процессов, движение магматических газов может иметь импульсный, автоколебательный характер. В этом случае под воздействием поступающих высокотемпературных летучих возможен второй вариант термической сепарации – перевод избыточной серы в каплях серно-сульфидной жидкости из жидкого состояния в газообразное, ее удаление и повторное осаждение уже в новой зоне «отгонки».

В свою очередь, возникший после термической сепарации чистый сульфидный расплав оказывается под воздействием еще одного температурного эффекта: многие соединения MeS имеют довольно низкие, по сравнению с магматическим расплавом, температуры плавления-кристаллизации. В частности, соединение FeS (троилит) имеет температуру плавления 920 °С, CuS (ковеллин) – 827 °С, Cu₂S (халькозин) – 856 °С, CoS – 856 °С, NiS (миллерит) – 769 °С, Ag₂S (аргентит) – 611 °С [272]. В связи с этим накапливающийся в нижних частях магматической камеры сульфидный расплав остается в жидком состоянии еще длительное время после полного завершения кристаллизации окружающих расплав сравнительно более тугоплавких пород нижних горизонтов магматической камеры. Это обуславливает высокую мобильность расплава и его способность к инъекированию как в породы рамы, так и в раскристаллизованные породы самого интрузива, причем последние должны вести себя как твердое тело.

Все вышесказанное позволяет предложить концепцию «серного перехвата», отводящую ведущую роль в сульфидном рудообразовании зонам серной «отгонки». Однако, перед тем как сделать беглый обзор возможности применения этой концепции к процессам формирования главных типов сульфидных месторождений, необходимо подчеркнуть принципиальную ограниченность использования изотопного анализа серы для решения проблем генезиса сульфидных месторождений. По мнению многих исследователей возрастание величин δ³⁴S по сравнению с метеоритным

стандартом в сульфидах ряда месторождений обусловлена заимствованием серы из осадочных и метаморфических пород. Однако в этом случае не учитывается возможность существования жидкой серы в магматических расплавах и известный факт изотопной сепарации при переходе вещества из жидкого состояния в газообразное. Поэтому в зонах «отгонки» жидкой серы очень вероятно появление избытка ^{34}S , в связи с чем вышеупомянутое возрастание величин $\delta^{34}\text{S}$ скорее всего можно рассматривать лишь как дополнительное подтверждение возможности ширококомасштабного сульфидообразования за счет «серного перехвата» в зонах «отгонки».

В существующих концепциях образования сульфидных магматических руд возможность существования и особенности поведения свободной серы не учитываются. В результате объяснение формирования сульфидных магматических руд дается в виде различных противоречащих друг другу концепций. Ряд исследователей считают [71, 72], что наиболее удовлетворительное объяснение основных закономерностей распределения сульфидов в стратифицированных месторождениях может быть получено исходя из представлений о наличии в базитовых расплавах несмешивающейся сульфидной жидкости, причем начало раздельного существования двух жидкостей относится к периоду магмообразования при плавлении мантийного субстрата.

Другие [6], подчеркивая определяющую роль серы в концентрировании халькофильных элементов в породах и интрузиях основного состава, предполагают различные источники для серы и рудных элементов. В последнем случае, согласно гипотезе магматической сульфуризации, недосыщенные серой исходные магмы могут насыщаться ею по пути следования к месту интрузии за счет кристаллических и осадочных пород земной коры или за счет мантийных флюидов в зонах глубоких разломов. По мнению этой группы исследователей, взаимодействие серы с железосодержащими, т.е. основными, а так же ультраосновными магмами, определяет формирование несмешивающейся с ними сульфидной жидкости.

Применение концепции «серного перехвата» позволяет легко устранить существующие трудности в решении проблемы генезиса сульфидных магматических месторождений. В частности, все исследователи сходятся на том, сульфидные магматические руды проходили в своем формировании стадию плавления, и для их формирования большое значение имели процессы гравитационного осаждения. Именно за счет гравитационного осаждения сульфидного расплава из зон «отгонки» и «серного перехвата» могли формироваться гравитационно-стратиформные залежи вкрапленных руд медно-никелевых месторождений Норильского рудного района, а также прожилковые и вкрапленные сульфидные руды уральских магматических месторождений. Накопление в низах магматических камер сульфидного расплава и его высокая подвижность позволяют объяснить особенности формирования наиболее важного с промышленной точки зрения типа массивных сульфидных руд медно-никелевых месторождений.

При выходе высокотемпературных летучих за пределы интрузива возможно формирование зон «отгонки» и «серного перехвата» в зоне экзоконтакта, что обуславливает формирование скарновых сульфидных месторождений. Более того, зоны «отгонки» могут формироваться на больших расстояниях от интрузива, т.е. в ходе телетермальной активности. Благодаря этому концепция «серного перехвата» позволяет существенно дополнить представления о процессах формирования колчеданного оруденения. В настоящее время в этой области практически безраздельно господствуют представления о сульфидообразовании по модели «черных курильщиков». Однако эта модель испытывает трудности при объяснении процессов образования значительных объемов массивных руд колчеданных месторождений. Эти трудности можно устранить дополнив модель «черных курильщиков» концепцией «серного перехвата», так как именно под «курильщиком» должна находиться зона отгонки серы, в которой с максимальной интенсивностью должны протекать процессы сульфидообразования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные закономерности динамики извержений вулкана Безымянного – полициклическость вулканического процесса, тесная связь характера извержений с режимом отделения летучих и широкое распространение признаков саморазвития – самоорганизации и саморегуляции. Все эти закономерности находят свое отражение в изменениях форм извержений, фацеального состава вулканитов, химического, минерального и газового состава, в эволюции самой постройки Безымянного. Рассмотренные на примере извержений Безымянного наиболее характерные черты вулканического процесса обычны и для извержений других вулканов и зон ареального вулканизма, хотя в силу специфики вулканического процесса в каждом конкретном случае форма проявлений этих закономерностей может быть весьма разнообразной.

Фактический материал свидетельствует в пользу следующей модели вулканического процесса. Питающая вулкан магма всегда находится на уровне предела насыщения летучими, присутствующими в ней как в свободной фазе, так и в растворенном состоянии. В этих условиях теплотери и частичная кристаллизация расплава неизбежно должны приводить к тому, что оставшийся расплав по отношению к летучим оказывается пересыщенным и летучие начинают выделяться из расплава. Из-за высоких температур наиболее легкая («газовая») фракция летучих сразу оказывается в надкритическом состоянии и обособляется в газовую фазу, обеспечивая значительный прирост магматического давления. Усиливающие этот механизм моменты – транспортировка и дополнительный прирост внутримангматического давления за счет миграции летучих. В этом плане мангматические системы можно рассматривать как динамически активные, т.е. испытывающие тенденцию к непрерывному расширению. Качественной моделью вулканического процесса является аналог саморазворачивающейся пружины – саморегулирующийся и самоорганизующийся автоколебательный процесс расширения мангматических систем при наличии большого (теоретически – бесконечно большого) набора колебательных частот. Полициклическая изменчивость внутримангматического давления накладывает отпечаток на все процессы, происходящие в манге. В частности, она отражается в формировании порфировых и серийно-порфировых структур благодаря наличию потенциального барьера [220, 273] на образование центров кристаллизации.

В количественном моделировании процесса используется дифференциальное уравнение второго порядка. Исходными данными для количественной модели вулканического процесса послужили эмпирические закономерности, установленные автором в ходе наблюдений за процессом извержений вулкана Безымянного. В дальнейшем эти наблюдения были проанализированы и обобщены. Все это позволяет дополнить качественную сторону модели вулканического процесса количественной и охарактеризовать последнюю в виде суперпозиции нескольких уравнений СРП, описывающих саморазвитие системы в разных временных масштабах и, соответственно, отличающихся друг от друга значениями констант саморазвития – коэффициентом пропорциональности k , показателями

степени нелинейности α и λ , а также скоростью развития в стационарном состоянии $\left(\frac{d\tau}{dt}\right)_0$:

$$\frac{d^2\tau}{dt^2} = \sum_i k_i \left[\left(\frac{d\tau}{dt}\right)^{\lambda_i} - \left(\frac{d\tau}{dt}\right)_{0i}^{\frac{\alpha_i}{\lambda_i}} \right].$$

Динамическая модель вулканического процесса позволяет несколько по-иному взглянуть на проблемы образования и эволюции манг. Наша точка зрения на образование манг с некоторыми оговорками полностью соответствует концепции трансмангматических флюидов. Транспортировка летучими глубинного давления – основной источник динамической активности глубинных мангматических систем, за счет которого они испытывают постоянное стремление к расширению (внедрению, инъекции) в вышележащие горизонты. В приповерхностных условиях дополнительным источником динамической активности манг является выделение летучих из расплава по мере

кристаллизации последнего. В качестве факторов, в наибольшей степени влияющих на эволюцию вещественного состава магм, можно указать на гравитационную дифференциацию вещества в магматической камере, на полициклическую изменчивость внутримангматического давления и на перенос породообразующих окислов летучими компонентами. Естественное следствие динамической модели вулканического процесса – динамическая модель магматического процесса – может успешно использоваться при анализе формирования расслоенных интрузивов и, как составная часть дегазационной модели планетарного развития, может иметь большое значение для понимания эволюционных процессов Земли, Марса и других планет Солнечной системы.

С точки зрения практической деятельности человека, применение динамических моделей вулканического и магматического процессов может иметь большое значение для прогноза вулканических извержений, так как успешный прогноз возможен лишь в случае понимания закономерностей вулканического процесса и механизма извержений. Динамическая модель вулканического процесса позволяет сделать прорыв в этом направлении, а уравнение саморазвития дает основу общей формуле для уверенного прогноза извержений вулканов. Приведены примеры практического использования динамической модели вулканического процесса для прогноза извержений вулканов Безымянного, Шивелуча, Ключевского. Кроме того, для практики человеческой деятельности чрезвычайно важно, что изучение динамики вулканического процесса проливает дополнительный свет на процессы рудообразования. Разрабатываемую сейчас автором концепцию серного перехвата в формировании сульфидного оруденения можно рассматривать как пример практического использования динамических моделей.

Насколько нам удалось решить поставленные задачи и передать восприятие живого и целостного вулканического процесса во всем его многообразии – об этом судить читателю.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адушкин В.В., Зыков Ю.Н., Федотов С.А. Механизм разрушения вулканической постройки вследствие потери устойчивости и оценка размеров возможного обрушения Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1994. 6. С.81–85.
2. Активные вулканы и гидротермальные системы Камчатки. Путеводитель научных экскурсий. // Петропавловск – Камчатский., 1985. 225 с.
3. Алидибиров М.А. Модель высвобождения энергии при вулканических взрывах вулканского типа // Вулканология и сейсмология. 1987. №4. С.50–58.
4. Алидибиров М.А., Белоусов А.Б., Кравченко Н.М. Фаза направленного взрыва извержения вулкана Безымянный в 1985 г. // Вулканология и сейсмология. 1987. №5. С.81–89.
5. Алидибиров М.А., Богоявленская Г.Е., Кирсанов И.Т. и др. Извержение вулкана Безымянный в 1985 г. // Вулканология и сейсмология. 1988. №6. С.3–17.
6. Альмухамедов А.И., Медведев А.Я. Источники серы и рудных элементов сульфидных медно-никелевых месторождений // Флюиды в магматических процессах. М.: Наука., 1982. С. 280–292.
7. Аносов Г.И., Балеста С.Т., Унтасин В.К. Особенности сейсмических моделей земной коры под вулканами // Вулканизм и геодинамика. М: Наука., 1977. С.115–122.
8. Базилевский А.Т., Маркевич В.Дж., Томас Н., Келлер Х.У. Морфология камней, исследованных с помощью спектрометра APXS в месте посадки КА «Марс Пасфайндер» // Астрон. вест. 1999. Т.33. № 3. С.196–215.
9. Балеста С.Т., Гонтовая Л.И., Каргапольцев А.А. и др. Результаты сейсмических исследований земной коры Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1991. №3. С.3–18.
10. Балеста С.Т., Иванов Б.В., Унтасин В.К., Аносов Г.И. Строение земной коры района Ключевской группы вулканов, особенности тектоники и вулканизма // Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток., 1976. С.7–16.
11. Балеста С.Т., Унтасин В.К., Аносов Г.И. Строение земной коры под вулканами в различных геоструктурных зонах по геофизическим данным // Геодинамика магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский., 1974. С.76–81.
12. Башарина Л.А. Водные вытяжки пепла и газы пепловой тучи вулкана Безымянного. // Бюл. вулканол. ст. 1958. №27. С.38–42.
13. Башарина Л.А. Фумарольная деятельность вулкана Безымянного в 1956–1957 гг. // Бюл. вулканол. ст. 1960. №29. С.15–27.
14. Башарина Л.А. Экзгаляции базальтовых и андезитовых лав камчатских вулканов // Современный вулканизм. М., 1966. С.139–145.
15. Белоусов А.Б., Белоусова М.Г. Извержения вулкана Безымянный // Природа. 1998. № 3. С.36–38..
16. Белоусов А.Б., Белоусова М.Г., Жданова Е.Ю. Деятельность вулканов Северной группы (Камчатка) в 1990–1992 гг. // Вулканология и сейсмология. 1996. №2. С.25–34.
17. Белоусов А.Б., Фирстов П.П., Жданова Е.Ю. Извержения вулкана Безымянный в 1993–1995 гг. // Вулканология и сейсмология. 1998. № 3. С. 60–70.
18. Библин Ю.А. К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений // Зап. Всесоюз. Минерал. О-ва. 1951. Ч. 80, вып. 2. С.81–87.
19. Биндеман И.Н. Петрология вулкана Дикий Гребень (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1992. №4. С.33–55.
20. Бишоп Р. Колебания. М.: Наука, 1979. 160 с.
21. Богоявленская Г.Е. Вулкан Безымянный и его экструзивные образования. // Бюл. вулканол. ст. 1957. №26. С.13–18.
22. Богоявленская Г.Е. Вулкан Безымянный на Камчатке и его агломератовый поток. // Тр.Лаб.вулканол. АН СССР. М., 1960, Вып.18. С.3–34.
23. Богоявленская Г.Е., Брайцева О.А. О генетической классификации пирокластических отложений и типах отложений извержения вулкана Безымянный 1955–1956 гг. // Вулканология и сейсмология. 1988. №3. С.39–55.
24. Богоявленская Г.Е., Брайцева О.А., Мелекесцев И.В. и др. Катастрофические извержения типа направленных взрывов на вулканах Сент-Хеленс, Безымянный, Шивелуч // Вулканология и сейсмология. 1985. №2. С.3–26.
25. Богоявленская Г.Е., Гаранин В.К., Жилыева В.А. и др. Ферришпинелиды в экструзивных продуктах извержений вулкана Безымянный // Вулканология и сейсмология. 1979. №4. С.49–56.
26. Богоявленская Г.Е., Иванов Б.В., Будников В.А., Андреев В.Н. Извержение вулкана Безымянного в 1977 г. // Бюл. вулканол. ст. 1979. №57. С.16–25.
27. Богоявленская Г.Е., Иванов Б.В., Кирсанов И.Т., Максимов А.П. Зависимость кристаллизации лав вулкана Безымянного от механизма извержений // Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток., 1976. С.118–127.
28. Богоявленская Г.Е., Кирсанов И.Т. Двадцать пять лет вулканической активности вулкана Безымянного. // Вулканология и сейсмология. 1981. №2. С.3–13.
29. Большое трещинное Толбачинское извержение. Камчатка, 1975 – 1976 гг. М. Наука, 1984. 638 с.
30. Борисов О.Г. Особенности фумарольной деятельности на агломератовых отложениях вулкана Безымянного // Современный вулканизм. М., 1966. С.153–160.

31. Борисов О.Г. Состояние фумарол действующих вулканов Ключевской группы и вулкана Шивелуча за период с августа 1957 г. по октябрь 1958 г. // Бюл. вулканол. ст. 1960. №30. С.7–16.
32. Борисов О.Г., Борисова В.Н. Экструзии и связанные с ними газо-гидротермальные процессы. Новосибирск: Наука, 1974. 200 с.
33. Борисов О.Г., Никитина И.Б. Состояние фумарол вулканов Шивелуч и Безымянного в 1960 г. // Бюл. вулканол. ст. 1962. №33. С.3–19.
34. Борисова В.Н., Борисов О.Г. Наблюдения в кратере вулкана Безымянного летом 1960 г. // Бюл. вулканол. ст. 1962. №32. С.14–19.
35. Брайцева О.А., Егорова И.А., Несмачный И.А. и др. Тефрохронологические исследования как метод изучения закономерностей циклического развития вулкана // Бюл. вулканол. ст. 1978. №54. С.41–52.
36. Брайцева О.А., Егорова И.А., Несмачный И.А. и др. Тефрохронологическое датирование лавовых комплексов и реконструкция истории формирования современного вулкана // Бюл. вулканол. ст. 1978. №55. С.41–53.
37. Брайцева О.А., Кирьянов В.Ю. О прошлой активности вулкана Безымянный по данным тефрохронологических исследований // Вулканология и сейсмология. 1982. №6. С.44–55.
38. Брайцева О.А., Мелекесцев И.В. Вулкан Карымский: история формирования, динамика активности и долгосрочный прогноз // Вулканология и сейсмология. 1989. №2. С.14–31.
39. Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Богоявленская Г.Е., Максимов А.П. Вулкан Безымянный: история формирования и динамика активности // Вулканология и сейсмология. 1990. №2. С.3–22.
40. Браунлоу А.Х. Геохимия. М.: Недра. 1984. 463 с.
41. Бэртман А.М. Промышленные минеральные месторождения. М.: ИЛ, 1949. 647 с.
42. Виноградов Ю.В. Этюды о селевых потоках. 1980. Л.: Гидрометеиздат. 144 с.
43. Влодавец В.И. Ключевская группа вулканов. // Тр. Камч. вулканол. ст., 1940. Вып. 1.
44. Вольфсон Ф.И., Невский В.А. О первичной зональности в гидротермальных месторождениях. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1949. №1. С.79–94.
45. Вулканические серные месторождения и некоторые проблемы гидротермального рудообразования. Власов Г.М., Лейн А.Ю., Петраченко Е.Д. и др. М.: Наука, 1971, 360 с.
46. Геологический словарь. М.: Недра. 1973. Т.1. 486 с.
47. Геологический словарь. М.: Недра. 1973. Т.2. 456 с.
48. Гирина О.А. Отложения пирокластических волн вулкана Безымянный // Вулканология и сейсмология. 1996. №5. С.42–53.
49. Гирина О.А. Пирокластические отложения извержения вулкана Безымянный в 1984 г. // Вулканология и сейсмология. 1990. №3. С.82–91.
50. Гирина О.А., Богоявленская Г.Е., Демянчук Ю.В. Извержение вулкана Безымянный 2 августа 1989 г. // Вулканология и сейсмология. 1993. №2. С.8–15.
51. Горельчик В.И. Сейсмические проявления вулканической деятельности // Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток, 1976. С.89–107.
52. Горельчик В.И. Сейсмический режим вулканов в процессе подготовки эксплозивного извержения // Вулканизм и геодинамика. М., 1977. С.144–155.
53. Горельчик В.И., Гарбузова В.Т., Дроздин Д.В., Левина В.И., Фирстов П.П., Чубарова О.С., Широков В.А. Вулкан Шивелуч: глубинное строение и прогноз извержения по данным детальной сейсмичности 1962 – 1964 гг. // Вулканология и сейсмология. 1995. №4–5. С.54–75.
54. Горельчик В.И., Зобин В.М., Токарев П.И. Сейсмичность вулканов // Вулканология и сейсмология. 1987. №6. С.61–77.
55. Горельчик В.И., Степанов В.В. Сейсмичность района северной группы вулканов Камчатки в 1971–1972 гг. // Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток, 1976. С.108–117.
56. Горельчик В.И., Степанов В.В. Состояние Ключевского и Безымянного вулканов по данным детальных сейсмологических наблюдений в 1971–1973 гг. // Бюл. вулканол. ст. 1977. №53. С.53–60.
57. Горшков Г.С. Извержение сопки Безымянной (предварительное сообщение). // Бюл. вулканол. ст. 1957. №26. С.19–72.
58. Горшков Г.С. К вопросу о классификации некоторых типов взрывных отложений. // Вопросы вулканизма. М., 1962. С.31–38.
59. Горшков Г.С. Направленные вулканические взрывы // Геол. и геофиз. 1963. №12. С.140–143.
60. Горшков Г.С. О связи вулканических и сейсмических явлений при извержении вулкана Безымянного (1955–1956 гг.) // Бюл. вулканол. ст. 1961. №31. С.32–37.
61. Горшков Г.С., Богоявленская Г.Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения (1955–1963 гг.). // М. Наука, 1965. С.170.
62. Горшков Г.С., Богоявленская Г.Е. Сопка Безымянная в 1956–1958 гг. // Бюл. вулканол. ст. 1961. №31. С.17–22.
63. Горшков Г.С., Дубик Ю.М. Направленный взрыв на вулкане Шивелуч // Вулканы и извержения. М., 1969. С.3–37.
64. Грейтон Л.К. Предположения о вулканическом тепле. М.: ИЛ, 1949. 167 с.
65. Гриб Е.Н., Леонова В.Л. Игнимбриты кальдеры Большой Семячик (Камчатка): состав, строение, условия образования // Вулканология и сейсмология. №5–6. 1992. С.34–50.
66. Гуценко И.И. Деятельность вулканов Северной Камчатки (с 1 января по 15 октября 1958 г.) // Бюл. вулканол. ст. 1960. №30. С.3–6.
67. Гуценко И.И. Деятельность вулканов Северной Камчатки в 1957 г. // Бюл. вулканол. ст. 1960. №29. С.3–6.
68. Гуценко И.И. Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. М.: Наука, 1965. С.144.

69. *Двигало В.Н.* Рост купола в кратере вулкана Шивелуча в 1980–1981 гг. по фотограмметрическим данным // Вулканология и сейсмология. 1984. №2. С.104–109.
70. *Делемень И.Ф.* Механизмы потери гравитационной устойчивости вулканической постройки (на примере Ключевского вулкана) // Вулканология и сейсмология. 1994. 6. С.64–80.
71. *Дистлер В.В., Гроховская Т.Л., Евстигнеева Т.Л. и др.* Петрология сульфидного магматического рудообразования. М.: Наука, 1988. 232 с.
72. *Дистлер В.В., Смирнов А.В., Гроховская Т.Л. и др.* Стратификация, скрытая расслоенность и условия образования сульфидного оруденения дифференцированных трапповых интрузий // Условия образования магматических рудных месторождений. М., 1979. С.211–269.
73. *Дубик Ю.М., Вольнец О.Н.* Влияние характера эруптивного процесса на кристаллизацию плагиоклаза // Бюл. вулканол. ст. 1972. №48. С.64–70.
74. *Дубик Ю.М., Меняйлов И.А.* Новый этап эруптивной деятельности вулкана Безымянного // Вулканы и извержения. М., 1969. С.38–77.
75. *Ермаков В.А.* О характере дифференциации магм вулканов // Бюл. вулканол. ст. 1974. №50. С.19–31.
76. *Ермаков В.А.* Отложения направленного взрыва вулкана Камень. // Вулканы и извержения. М., 1969. С.82–93.
77. *Ермаков В.А.* Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. М.: Недра, 1977. 233 с.
78. *Ермаков В.А., Вадеевская А.А.* Вулканы Острый и Плоский Толбачик // Бюл. вулканол. ст. 1973. №49. С.43–53.
79. *Ермаков В.А., Вольнец О.Н., Сапожников Е.А.* Дзэндзур – Жупановская группа вулканов // Бюл. вулканол. ст. 1973. №49. С.36–42.
80. *Ермаков В.А., Меняйлов И.А., Никитина Л.П.* Состояние действующих вулканов Северной Камчатки в 1964 г. // Бюл. вулканол. ст. 1966. №40. С.8–13.
81. *Жаринов Н.А., Горельчик В.И., Белоусов А.Б. и др.* Извержения и сейсмический режим северной группы вулканов в 1986–1987 гг. // Вулканология и сейсмология. 1990. № 3. С.3–20.
82. *Жаринов Н.А., Горельчик В.И., Жданова Е.Ю. и др.* Извержения Северной группы вулканов в 1988–1989 гг., сейсмологические и геодезические данные // Вулканология и сейсмология. 1991. № 6. С.3–33.
83. *Жаринов Н.А., Жданова Е.Ю., Белоусов А.Б. и др.* Активность Северной группы вулканов Камчатки в 1985 г. // Вулканология и сейсмология. 1988. №3. С.3–12.
84. *Жданова Е.Ю., Агеев С.А.* Оживление вулканической деятельности в кратере вулкана Шивелуча в 1990–1992 гг. // Вулканология и сейсмология. 1994. № 4–5. С.215–217.
85. *Заварицкий А.Н.* Вулканы Камчатки // Тр. лаб. вулканологии АН СССР. М., 1955, вып.10.
86. *Заварицкий А.Н.* Некоторые вулканические породы окрестностей Ключевской сопки на Камчатке. // Зап. Всесоюз. Минерал. о-ва. 1931. № 60, Вып.2.
87. *Заварицкий А.Н.* О вулканах Камчатки. Камчатский сборник // М.; Л. 1940. вып. 1.
88. *Заварицкий А.Н.* Северная группа вулканов Камчатки. М: АН СССР, 1935. 54 с.
89. *Заварицкий А.Н., Соболев В.С.* Физико-химические основы петрографии изверженных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1961. С.43–53.
90. *Зотов И.А., Перцев Н.Н.* Признаки действия трансмагматических флюидов в интрузивах // Флюиды в магматических процессах. М., 1982. С.7–27.
91. *Зубин М.И., Смирнов В.С., Таракановский А.А.* Плотностные и геоэлектрические неоднородности в земной коре и верхней мантии в районе Ключевской группы вулканов // Вулканизм и геодинамика. М., 1977. С.136–144.
92. *Зубин М.И., Таракановский А.А.* Тектоника и особенности поля силы тяжести района Ключевской группы вулканов // Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток, 1976. С.17–28.
93. *Иванов А.Г., Учайев А.А., Рыжанский В.А. и др.* Импульсное разрушение геометрически подобных объектов // Доклады АН СССР. 1981. Т. 261, № 4. С.868–873.
94. *Иванов А.Г., Цыткин В.И.* Деформация и разрушение стеклопластиковых оболочек при экстремальных импульсных нагрузках // Механика композитных материалов. 1987. № 3. С.472–480.
95. *Иванов А.И.* К вопросу об определении места прорыва магматического канала // Вулканология и сейсмология. 1997. № 2. С.50–57.
96. *Иванов Б.В.* Некоторые особенности вулканизма Ключевской группы вулканов в связи с ее глубинным строением // Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток, 1976. С.52–61.
97. *Иванов Б.В.* Некоторые особенности вулканизма Ключевской группы вулканов в связи с ее глубинным строением // Вулканизм и геодинамика. М. 1977. С.35–43.
98. *Иванов Б.В., Андреев В.Н., Богоявленская Г.Е. и др.* Активность вулканов Камчатки и Курильских островов в 1981 г. // Вулканология и сейсмология. 1982. №4. С.103–108.
99. *Иванов Б.В., Гавриленко Г.М., Двигало В.Н. и др.* Активность вулканов Камчатки и Курильских островов в 1983 г. // Вулканология и сейсмология. 1984. №6. С.114–121.
100. *Иванов Б.В., Гарбузова В.Т., Рожков А.М., Фешин В.В.* Состояние вулканов Северной Камчатки в 1970 г. // Бюл. вулканол. ст. 1973. №49. С.3–9.
101. *Иванов Б.В., Горельчик В.И.* Тектоника, сейсмичность и вулканизм района Ключевской группы вулканов // Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток, 1976. С.42–51.

102. Иванов Б.В., Кадик А.А., Максимов А.П. Физико-химическая эволюция андезитовых расплавов и генезис андезитов. Ч. I // Вулканология и сейсмология. 1981. №3. С.29–40.
103. Иванов Б.В., Кирсанов И.Т., Хренов А.П., Чирков А.М. Действующие вулканы Камчатки и Курильских островов в 1978–1979 гг. // Вулканология и сейсмология. 1979. №6. С.94–100.
104. Иванов Б.В., Кирсанов И.Т., Чирков А.М. и др. Состояние вулканов Камчатки с мая 1979 г. по январь 1980 г. // Вулканология и сейсмология. 1980. №3. С.87–89.
105. Иванов Б.В., Марков И.А., Чирков А.М. Состояние вулканов Камчатки и Курильских островов в 1974 г. // Бюл. вулканол. ст. 1976. №52. С.145–152.
106. Иванов Б.В., Никитина Л.П., Меняйлов И.А. и др. Состояние вулканов Северной Камчатки в 1972 г. // Бюл. вулканол. ст. 1975. №51. С.36–42.
107. Иванов Б.В., Серафимова Е.К., Вергасова Л.П., Марков И.А. Состояние вулканов Северной Камчатки в 1971 г. // Бюл. вулканол. ст. 1975. №51. С.28–35.
108. Иванов Б.В., Чирков А.М., Дубик Ю.М. и др. Состояние вулканов Камчатки и Курильских островов в 1980 г. // Вулканология и сейсмология. 1981. №3. С.99–103.
109. Иванов Б.В., Чирков А.М., Дубик Ю.М. и др. Состояние действующих вулканов Камчатки и Курильских островов в 1982 г. // Вулканология и сейсмология. 1984. №4. С.104–110.
110. Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Вода в магматических расплавах. М.: Наука, 1971. 267 с.
111. Кадик А.А., Максимов А.П., Иванов А.П. Физико-химические условия кристаллизации и генезис андезитов. М. Наука, 1986. 158 с.
112. Карпов Г.А., Фалзуллин С.М., Надежная Т.Б. Расплав самородной серы на дне термального озера в кальдере Узон (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1996. № 2. С.34–47.
113. Карпов Г.А., Фалзуллин С.М., Надежная Т.Б. Расплав самородной серы на дне термального озера в кальдере Узон (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1996. № 2. С. 34 – 47.
114. Карр М.Х. Марс: водоносные горизонты, океаны и перспективы обнаружения жизни // Астрономический вестник. 1998. Т.32. № 6. С.514–529.
115. Кен А.Н. О зональности, возрасте и генезисе колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая // Тр. ВСЕГЕИ. М., 1968. Т.155. С.155–159.
116. Кен А.Н., Васильев В.И. Расшифровка структур колчеданно-полиметаллических месторождений доскладчатого возраста // Разведка и охрана недр. 1969. №4. С.14–18.
117. Кирсанов И.Т. Экструзивные извержения на вулкане Безымянном в 1965 – 1974 гг. и их геологический эффект. // Проблемы глубинного магматизма. М., 1979. С.50–68.
118. Кирсанов И.Т., Двигалов В.Н., Гирина О.А. и др. Извержение в. Безымянного в 1984 г., его продукты, геологический и энергетический эффекты // Тез. докл. VI Всесоюз. вулканологического совещания. Петропавловск-Камчатский, 1985. Вып. 1. С. 34–35.
119. Кирсанов И.Т., Кирсанова Т.П. Вулканы Северной Камчатки в 1965 г. // Бюл. вулканол. ст. 1969. №46. С.17–24.
120. Кирсанов И.Т., Студеникин Б.Ф. Динамика экструзивного извержения вулкана Безымянного в 1965–1968 гг. // Бюл. вулканол. ст. 1971. №47. С.15–22.
121. Кирсанов И.Т., Студеникин Б.Ф., Рожков А.М. и др. Новый этап извержения вулкана Безымянного. // Бюл. вулканол. ст. 1971. №47. С.8–14.
122. Кирсанов И.Т., Хренов А.П., Вакин Е.А. Действующие вулканы Камчатки и Курильских островов в 1973 г. // Бюл. вулканол. ст. 1975. №51. С.3–18.
123. Кирсанова Т.П., Кирсанов И.Т. Эксгаляции и гидрохимия вод ручьев и озер на вулканах Безымянном и Шивелуч в 1965 г. // Бюл. вулканол. ст. 1971. №47. С.58–64.
124. Ковалев Г.Н., Слезин Ю.Б. Некоторые вопросы динамики вулканического процесса. // Геодинамика, магнообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974.
125. Кожемяка Н.Н. Четвертичные пемзовые, туфо-игнимбритовые поля и центры извержения южной Камчатки // Бюл. вулканол. ст. 1979. №57. С.26–38.
126. Конов А.С., Озеров А.Ю. Закономерности в динамике извержений вулкана Ключевского и сопровождающем их вулканическом дрожании. // Вулканология и сейсмология. 1988. №3. С.21–38.
127. Конради С.А., Келль Н.Г. Геологический отдел Камчатской экспедиции 1908–1911 гг. // Изв.РГО. 1925. №57, вып.1.
128. Коржинский Д.С. Зависимость состава магмы от щелочности трансмагматических флюидов // Доклады АН СССР. 1977. Т. 235, № 2.
129. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., 1953. С.332–453.
130. Коржинский Д.С. Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации // Магматизм и формации кристаллических пород и глубины Земли. М., 1972.
131. Коржинский Д.С. Теория процессов минералообразования. М.: АН СССР, 1962 г. 24 с. (Чтения им. В.И. Вернадского. № 3).
132. Королев А.В. Зависимость зональности оруденения от последовательности развития структур рудных месторождений // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1949. № 1. С.66–78.
133. Крашенинников С.П. Описание земли Камчатки. М.; Л: Изд-во Главсевморпути, 1949. 841 с.

134. *Ксанфомалити Л.В.* Парад планет. М.: Наука. Физматлит. 1997. 256 с.
135. *Кураленко Н.П.* Пеплы основных типов извержений некоторых андезитовых вулканов Камчатки // Литол. и полезные ископ.. 1980. № 6. С.123–131.
136. *Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М.* Теоретическая физика. М.: Наука, 1987. Т. VII. 246 с.
137. *Леонов В.Л.* Линеаменты, трещиноватость и устойчивость склонов Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1994. 6. С.44–63.
138. *Леонтьев А.Н.* Интрателлурические потоки и порционирование рудоносного флюида // Флюиды в магматических процессах. М., 1982. С.156–180.
139. *Летников Ф.А.* О явлении инверсии флюидных систем в магматическом процессе // Флюиды в магматических процессах. М., 1982. С. 76–89.
140. *Лучицкий И.В.* Основы палеовулканологии. М.: Наука, 1971. Т.1. 480 с.
141. Магматические горные породы. Основные породы. М.: Наука. 1985. 487 с.
142. *Макдональд Г.* Вулканы. М.: Мир, 1975. 431 с.
143. *Максимов А.П., Иванов Б.В.* Физико-химические условия кристаллизации и генезис андезитов. М.: Наука, 1986. 158 с.
144. *Максимов А.П., Фирстов П.П., Гирина О.А., Малышев А.И.* Извержение вулкана Безымянный в 1986 г. // Вулканология и сейсмология. №1. С.3–20.
145. *Малышев А.И.* Гиперболические закономерности сейсмической подготовки извержения в Шивелуч 12 ноября 1964 г. // Вулканология и сейсмология. 2000. №3. С.70–78.
146. *Малышев А.И.* Динамика саморазвивающихся процессов // Вулканология и сейсмология. 1991. № 4. С.61–72.
147. *Малышев А.И.* Динамика эруптивной активности в Безымянный в 1986–1987 гг. // Вулканология и сейсмология. 1995. №3. С.16–27.
148. *Малышев А.И.* Динамика эруптивной активности вулкана Безымянный в 1986 – 1987 гг. // Вулканология и сейсмология. 1995. №3. С.16–27.
149. *Малышев А.И.* Извержения вулкана Безымянный в 1981–1884 гг. // Вулканология и сейсмология. 1987. №2. С.89–93.
150. *Малышев А.И.* Направленный взрыв вулкана Безымянный 30 марта 1956 г. (вопросы интерпретации) // Вулканология и сейсмология. 1997. № 3. С.46–53.
151. *Малышев А.И., Малышева Л.К.* Эволюция Марса и проблемы геодинамики Земли // Ежегодник–1999. ИГиГ. Свердловск. 2000. С.68–71.
152. *Малышев А.И., Семенов И.В.* Образование аккреционных лапилли при извержении вулкана Безымянного летом 1985 г. // Ежегодник Института геологии и геохимии УрО АН СССР. Свердловск, 1985. С.54–57.
153. *Малышев А.И., Тихонов И.Н.* Закономерности динамики форшок-афтершоковых последовательностей землетрясений в районе южных Курильских островов // Доклады АН СССР. 1991, Т.319, № 1. С.134–137.
154. *Малышев А.И., Тихонов И.Н., Дугарьцаренов К.Ц.* Методика построения математических моделей развития форшок-афтершоковых последовательностей сильных курильских землетрясений. Южно–Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1992. 35 с.
155. *Маракушев А.А.* Петрогенезис. М.: Недра, 1988. 294 с.
156. *Маракушев А.А.* Петрография. М.: Изд-во МГУ, 1976. Ч. 1. 384 с.
157. *Маракушев А.А.* Петрология. М.: Изд-во МГУ, 1988. 309 с.
158. *Маракушев А.А., Безмен Н.И., Сорокин В.И.* Миграционная способность металлов и образование рудных ореолов // Геология рудн. месторождений. 1971. № 2. С.3–28.
159. *Маракушев А.А., Иванов И.П., Римкевич В.С.* Экспериментальное воспроизведение ритмичной магматической расслоенности // Доклады АН СССР. 1981. Т. 258, № 1. С.183–186.
160. *Мархинин Е.К., Альпова О.М., Никитина И.Б. и др.* Изучение состояния вулканов Ключевой группы и вулкана Шивелуч в 1960 г. // Бюл. Вулканол. ст. 1962. №32. С.3–13.
161. *Мархинин Е.К., Башарина Л.А., Борисов О.Г. и др.* Изучение состояния вулканов Ключевой группы и вулкана Шивелуч в 1958–1959 гг. // Бюл. Вулканол. ст. 1961. №31. С.3–16.
162. *Мархинин Е.К., Токарев П.И., Пугач В.Б.* Изучение состояния вулканов Ключевой группы и вулкана Шивелуча в 1961 г. // Бюл. вулканол. ст. 1964. №35. С.3–8.
163. *Мархинин Е.К., Токарев П.И., Пугач В.Б., Дубик Ю.М.* Извержения вулкана Безымянного весной 1961 г. // Бюл. вулканол. ст. 1963. №34. С.12–35.
164. *Марченко А.Г., Базилевский А.Т., Хоффманн Х. и др.* Геология общего устья долин Арес и Тиу на Марсе. // Астрономический вестник. 1998. Т.32. № 6. С.483–513.
165. *Масуренков Ю.П.* Геодинамика и эволюционные ряды предельных вулканов // Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский. 1974.
166. *Мелекесцев И.В., Брайцева О.А.* Гигантские обвалы на вулканах. // Вулканология и сейсмология. 1984. № 4. С.14–23.
167. *Мелекесцев И.В., Кирьянов В.Ю.* Когда будет извергаться вулкан Авача на Камчатке? // Вулканология и сейсмология. 1984. №6. С.107–110.
168. *Мелекесцев И.В., Краевая Т.С., Брайцева О.А.* Рельеф и отложения молодых вулканических районов Камчатки. // М. Наука, 1970. 104 с.
169. *Мелекесцев И.В., Пономарева В.В.* Вулкан Кизимен (Камчатка) – будущий Сент-Хеленс? // Вулканология и сейсмология. 1992. №4. С.3–32.

170. Мелекесцев И.В., Сулержицкий Л.Д. Вулкан Ксудач (Камчатка) за последние десять тысяч лет // Вулканология и сейсмология. 1987. №4. С.28–39.
171. Меньяйлов А.А. Вулкан Шивелуч – его геологическое строение, состав и извержения. // Тр. лаб. вулканологии АН СССР. М., 1955. 264 с.
172. Меньяйлов И.А. Вулканические газы и вулканическая активность // Вулканизм островных дуг. М.: Наука. 1977. С.103–109.
173. Меньяйлов И.А. Зависимость состава вулканических газов от состояния вулканической активности и геохимический прогноз извержений // Бюл. вулканол. ст. 1976. №52. С.42–48.
174. Меньяйлов И.А. Поведение газообразных серы и хлора во время движения пирокластических потоков вулкана Безымянного // Бюл. вулканол. ст. 1968. №44. С.49–51.
175. Меньяйлов И.А. Состав газов фумарол вулканов Ключевской группы в зависимости от состояния их активности // Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток, 1976. С.127–141.
176. Меньяйлов И.А., Никитина Л.П. Вулканы Северной Камчатки в 1962–1963 гг. // Бюл. вулканол. ст. 1964. №37. С.21–32.
177. Меньяйлов И.А., Никитина Л.П. Экзгаляции вулканов Северной Камчатки в 1964 г. // Бюл. вулканол. ст. 1966. №40. С.14–24.
178. Меньяйлов И.А., Никитина Л.П., Шапарь В.Н. Химический состав и изотопные отношения газов пирокластических потоков извержения вулкана Безымянный в июле 1985 г. // Вулканология и сейсмология. 1987. №4. С.40–49.
179. Огородов Н.В., Белоусов В.И. Некоторые данные о вулканах Харчинском и Заречном. // Бюл. вулканол. ст. 1961. №31. С.46–51.
180. Озеров А.Ю., Карпов Г.А., Дроздин В.А. и др. Динамика извержения Ключевского вулкана 7 сентября – 2 октября 1994 г. (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1996. №5. С.3–16.
181. Озеров А.Ю., Карпов Г.А., Осипенко А.Б. Динамика и состав продуктов пароксизмального извержения Ключевского вулкана в 1994 г. // Материалы 1–го Всерос. петрографического совещания. Уфа, 1995. Т.2. С.110–111.
182. Озеров Ю.А., Демянчук Ю.В., Сторчеус А.В., Карпов Г.А. Извержение вулкана Безымянный 6–8 октября 1995 г. // Вулканология и сейсмология. 1996. №3 С.107–110.
183. Парк Ч.Ф. Теория зональности // Проблемы рудных месторождений. М., 1958. С.207–228.
184. Парк Ч.Ф., Мак-Дормид Р.А. Рудные месторождения. М.: Мир, 1966. 545 с.
185. Петров В.П. Магма и генезис магматических горных пород. М.: Недра, 1972.
186. Пийп Б.И. Деятельность Камчатской вулканологической станции Академии наук СССР в 1944 г. // Бюл. вулканол. ст. 1946. №13.
187. Пийп Б.И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944–1945 гг. и в прошлом. // Тр. Лаб. вулканологии АН СССР. М., 1956, вып.11. 311 с.
188. Пийп Б.И., Мархинин Е.К. Гигантское извержение вулкана Шивелуч 12 ноября 1964 г. // Бюл. вулканол. ст. 1965. № 39. С.28–34.
189. Пийп В.Б., Ефимова Е.А., Гонтовая Л.И. Интерпретация годографов сейсмических волн вдоль профиля КМПВ в районе Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1991. №5. С.83–91.
190. Пономарева А.П. Приконтактные фации как показатели поведения флюида в интрузивных телах гранитоидов // Флюиды в магматических процессах. М., 1982. С. 76–89.
191. Пономарева В.В. Вулкан Крашенинникова: история формирования и динамика активности // Вулканология и сейсмология. 1987. №5. С.28–44.
192. Пэк А.В. Структура и некоторые вопросы генезиса Левихинских колчеданных месторождений на Среднем Урале // Колчеданные месторождения Урала. М., 1950. С.193–282.
193. Ритман А. Вулканы и их деятельность. М. Мир, 1964. 437 с.
194. Рундквист Д.В., Неженский И.А. Зональность эндогенных рудных месторождений. Л.: Наука, 1975. 224 с.
195. Рябчиков И.Д., Орлова Г.П. Мантийные флюиды и эволюция процессов рудообразования // Основные проблемы рудообразования и металлогении. М.; 1990. С.128–137.
196. Святловский А.Е. О вулканотектонике Ключевской группы вулканов на Камчатке. // Бюл. вулканол. ст. 1957. №26. С.25–31.
197. Селезнев Б.В., Двигало В.Н., Гусев Н.А. Развитие вулкана Безымянный по данным стереофотограмметрической обработки материалов аэрофотосъемок 1950, 1967 и 1976–1981 гг. // Вулканология и сейсмология. 1983. №1. С.52–64.
198. Селянгин О.Б. Геологическое строение и эволюция кальдерного комплекса вулкана Ксудач // Вулканология и сейсмология. №3. 1987. С.16–27.
199. Селянгин О.Б. Непрерывно-дифференцированные потоки лав с включениями и вероятное устройство области дифференциации магмы под вулканом // Бюл. вулканол. ст. 1979. №57. С.39–52.
200. Селянгин О.Б. Новое о вулкане Мутновский: строение, развитие, прогноз // Вулканология и сейсмология. 1993. №1. С.17–35.
201. Селянгин О.Б. Эволюция кальдерного комплекса, ритмичность и направленность вулканического процесса в Карымской группе вулканов, Камчатка // Вулканизм и геодинамика. М. 1977. С.187–201.
202. Серафимова Е.К. Фумарольная деятельность вулкана Безымянного в 1966–1967 гг. // Бюл. вулканол. ст. 1971. №47. С.23–28.
203. Серезников П.И., Литасов Н.Е., Огородов Н.В., Спеченкова Н.В. Кошелевский вулканический массив // Бюл. вулканол. ст. 1973. №49. С.54–59.
204. Сиринов А.Н. Извержение вулкана Безымянного в мае – июне 1962 г. // Бюл. вулканол. ст. 1964. №38. С.45–61.
205. Сиринов А.Н. О соотношении центрального и ареального вулканизма. М.: Наука, 1968. 195 с.
206. Скрипко К.А. К оценке роли гравитационной дифференциации летучих при движении пирокластических потоков // Бюл. вулканол. ст. 1975. С.64–69.

Л и т е р а т у р а

207. *Слезин Ю.Б.* Влияние свойств магмы на характер извержения (результаты численного эксперимента) // Вулканология и сейсмология. 1994. № 4–5. С.121–127.
208. *Слезин Ю.Б.* Динамика дисперсионного режима вулканических извержений. 1. Теоретическое описание движения магмы в канале вулкана // Вулканология и сейсмология. 1983. №5. С.9–17.
209. *Слезин Ю.Б.* Динамика дисперсионного режима вулканических извержений. 2. Условие неустойчивости расхода и природа катастрофических эксплозивных извержений // Вулканология и сейсмология. 1984. №1. С.23–25.
210. *Слезин Ю.Б.* Динамика дисперсной струи эксплозивного вулканического извержения // Вулканология и сейсмология. 1982. №3. С.18–29.
211. *Слезин Ю.Б.* Изменение расхода вещества в процессе крупного эксплозивного извержения // Вулканология и сейсмология. 1991. №1. С.35–45.
212. *Слезин Ю.Б.* Механизм экструзивных извержений // Вулканология и сейсмология. 1995. №4–5. С.76–84.
213. *Слезин Ю.Б.* Основные режимы вулканических извержений // Вулканология и сейсмология. 1995. №2. С.72–82.
214. *Слезин Ю.Б.* Эволюция вулканического извержения (теоретическое описание) // Вулканология и сейсмология. 1997. №2. С.3–15.
215. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1982. 669 с.
216. *Смирнов В.С., Болабоко Г.Т.* Аномалии электропроводности в районе Ключевской группы вулканов // Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток, 1976. С.28–42.
217. *Смирнов С.С.* Избр. тр. М.: АН СССР, 1955. 248 с.
218. *Смирнов С.С.* К вопросу о зональности рудных месторождений // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1937. № 6. С.1071–1082.
219. *Соболев В.С.* Образование магм и магматических горных пород // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, 1976.
220. Современная кристаллография. М.: Наука, Т.3. 407 с.
221. *Сперр Дж.* Рудные магмы // О рудной магме. М., Л., 1933. С.6–69.
222. *Стратула Д.С.* О закономерностях изменения некоторых особенностей четвертичного вулканизма в пределах рядов вулканов Курильской островной дуги // Вулканы и извержения. М.:Наука, 1969. С.127–139.
223. *Тазиев Г.* Запах серы. М.: Мысль, 1980. 222 с.
224. *Твалчрелидзе А.Г.* Теория ритмичной зональности жильных рудных тел//Основные проблемы рудообразования и металлогении. М., 1990. С.155–167.
225. *Твалчрелидзе А.Г., Мегалашвили А.Г., Бахсолиани А.А.* Ритмическая зональность жильных полиметаллических месторождений и вопрос ее генезиса // Geol. Carpathica. 1987. Vol. 38, N 2. P. 225–236.
226. *Твалчрелидзе А.Г., Патаридзе Д.В.* Ритмическая зональность жильных свинцово-цинковых месторождений
227. *Тимербаева К.М.* К геологии юго-восточной окраины Ключевского дола // Тр. Лаб. вулканол. АН СССР. М., 1963. Вып.23.
228. *Тимербаева К.М.* Петрология Ключевских вулканов на Камчатке. // М.:Наука, 1967. 207 с.
229. *Тиррель Г.В.* Вулканы. М.: ОНТИ НКТП СССР. 1934. 220 с.
230. *Тиррель Г.В.* Основы петрологии. М.; Л. 1932. 328 с.
231. *Тихонов В.И.* Унаследованные и наложенные структуры Камчатки и их роль в распределении вулканов. // Тр. геол. ин-та АН СССР. 1963. Вып.89.
232. *Токарев П.И., Борисова В.Н.* Извержение вулкана Безымянного в апреле 1960 г. // Бюл. вулканол. ст. 1961. №31. С.23–27.
233. *Токарев П.И.* Возможный механизм побочных извержений вулканов // Вулканология и сейсмология. 1991. № 5. С.56–68.
234. *Токарев П.И.* Вулканические взрывы // Вулканология и сейсмология.1983. № 5. С.3–8.
235. *Токарев П.И.* Вулканические землетрясения Камчатки. М.: Наука, 1981. 164 с.
236. *Токарев П.И.* Вулканическое дрожание // Вулканология и сейсмология. 1981. №3.
237. *Токарев П.И.* Динамика и большие деформации вулканов // Вулканология и сейсмология. 1990. № 2. С. 53–64.
238. *Токарев П.И.* Долгосрочный прогноз извержений вулканов // Вулканология и сейсмология. 1979. №3. С. 77–90.
239. *Токарев П.И.* Закономерности вулканического процесса и прогноз // Вулканизм островных дуг.: Тр. Советско-Японского симпозиума. М. 1977. Т. 1. С. 85–94
240. *Токарев П.И.* Извержения и сейсмический режим вулканов Ключевской группы (1949–1963 гг.). М.: Наука, 1966. 118 с.
241. *Токарев П.И.* К методике прогноза извержений вулканов Камчатки по сейсмологическим данным. // Бюл. вулканол. ст. 1977. № 53. С.38–45.
242. *Токарев П.И.* Общие принципы прогноза извержений // Вулканизм и глубины Земли. М., 1971. С.35–37.
243. *Токарев П.И.* Предвестники вулканических извержений // Вулканология и сейсмология.1985. № 4. С.108–119.
244. *Токарев П.И.* Предсказание времени и места начала Большого Толбачинского извержения в июле 1975 г. // Доклады АН СССР.1976. Т. 229, № 2. С.439–442.
245. *Токарев П.И.* Прогноз времени, места и опасности больших взрывов андезитовых вулканов // Землетрясения и предупреждение стихийных бедствий: Матер. 27–го Междунар. геол. конгресса; коллоквиум 06. М., 1984. Т. 6. С.66–81.
246. *Токарев П.И.* Прогноз извержений вулканов // Физические основания поисков методов прогноза землетрясений. М.: Наука. 1970. С.133–140.
247. *Токарев П.И.* Прогноз побочного извержения вулкана Ключевского в марте 1983 г. // Вулканология и сейсмология. 1983. № 5. С. 3–8.
248. *Токарев П.И.* Прогноз побочных извержений Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1988. № 6. С.47–62.

249. Токарев П.И. Сейсмический режим вулканов Ключевской группы в 1964 г. // Бюл. вулканол. ст. 1967. №43. С.3–8.
250. Токарев П.И. Характеристики и повторяемость вулканических извержений // Вулканология и сейсмология. 1987. № 6. С. 110–118.
251. Токарев П.И., Федотов С.А., Степанов В.В. Прогноз начала развития извержения // Большое трещинное Толбачинское извержение. Камчатка, 1975–1976 гг. М., 1984. С.373–388.
252. Токарев П.И., Широков В.А. Сейсмичность района Северной группы вулканов Камчатки в 1965–1966 гг. // Бюл. вулканол. ст. 1969. 45. С.12–20.
253. Уайт Д., Уоринг Г. Вулканические эманации // Геохимия современных поствулканических процессов. М., 1965.
254. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.
255. Фарберов А.И., Левыкин А.И., Ермаков В.А., Балеста С.Т. Состав и состояние вещества земной коры в районе Ключевской группы вулканов // Вулканизм и геодинамика. М., 1977. С.122–136.
256. Федотов С.А. О внедрении даек и механизма трещинных извержений // Вулканология и сейсмология. 1982. № 6. С.79–95.
257. Федотов С.А. О механизме глубинной магматической деятельности под вулканами островных дуг и сходных с ними структур // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 5. С.25–37.
258. Федотов С.А. Об извержениях в кальдере Академии наук и Карымского вулкана на Камчатке в 1986 г., их изучении и механизме // Вулканология и сейсмология. 1997. № 5. С.3–37.
259. Федотов С.А. Расчет питающих каналов и магматических очагов, имеющих устойчивые давление и температуру // Вулканология и сейсмология. 1982. № 3. С.3–17.
260. Федотов С.А., Чирков А.М., Андреев В.Н. и др. Краткое описание хода трещинного Толбачинского извержения в 1975 г. // Бюл. вулканол. ст. 1978. № 53. С.3–12.
261. Федотов С.А., Андреев В.Н., Жданова Е.Ю. и др. Вершинное извержение Ключевского вулкана в 1984–1985 гг. // Вулканизм и связанные с ним процессы. Петропавловск–Камчатский, 1985. 58–60 с.
262. Федотов С.А., Горицкий Ю.А. Тепловой расчет цилиндрических питающих каналов расходов магмы для вулканов центрального типа. Ч. 1 // Вулканология и сейсмология. 1979. № 6. С.78–93.
263. Федотов С.А., Горицкий Ю.А. Тепловой расчет цилиндрических питающих каналов расходов магмы для вулканов центрального типа. Ч. 2 // Вулканология и сейсмология. 1980. № 1. С.3–15.
264. Федотов С.А., Жаринов Н.А., Горельчик В.И. Деформация и землетрясения Ключевского вулкана, модель его деятельности // Вулканология и сейсмология. 1988. № 2. С.3–42.
265. Федотов С.А., Иванов Б.В., Гуценко И.И. и др. Вулканическая деятельность в Курило-Камчатской зоне в 1980–1984 гг. // Вулканология и сейсмология. 1986. №2. С.3–21.
266. Федотов С.А., Иванов Б.В., Двигало В.Н. и др. Деятельность вулканов Камчатки и Курильских островов в 1984 г. // Вулканология и сейсмология. 1985. №5. С.3–23.
267. Федотов С.А., Мархинин Е.К., Ковалев Г.Н. и др. Большое трещинное Толбачинское извержение на Камчатке. Южный прорыв 1975–1976 гг. // Доклады АН СССР. 1977. Т.237, №5. С.1155–1158.
268. Федотов С.А., Михайлова-Филипова М.И. Непрерывное течение магмы по цилиндрическому каналу, питающему вулкан: условия длительного существования // Вулканология и сейсмология. 1997. № 1. С.3–16.
269. Федотов С.А., Хренов А.П., Жаринов Н.А. Ключевской вулкан, его деятельность в 1932–1985 гг. и возможное развитие. // Вулканология и сейсмология. 1987. № 4. С.3–16.
270. Федотов С.А., Хренов А.П., Чирков А.М. Большое трещинное Толбачинское извержение 1975 года на Камчатке // Доклады АН СССР. 1976. Т.228. №5. С.1193–1196.
271. Фелицын С.Б., Кирьянов С.Ю. Площадная изменчивость тефры некоторых вулканических извержений по данным валового силикатного анализа // Вулканология и сейсмология. 1987. №1. С.3–14.
272. Физические величины: Справочник. М.: Энергоатомиздат, 1991. 1232 с.
273. Физический энциклопедический словарь. М.: СЭ, 1984. 944 с.
274. Фирстов П.П., Гаврилов В.А., Жданова Е.Ю., Кирьянов В.Ю. Начало нового экструзивного извержения вулкана Шивелуча в апреле 1993 г. // Вулканология и сейсмология. 1994. № 4–5. С.33–47.
275. Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 511 с.
276. Хаин В.Е., Михайлов А.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1985. 327 с.
277. Хренов А.П. Динамика извержений и процессы кристаллизации магм. М.: Наука, 1982. 130 с.
278. Хренов А.П., Дубик Ю.М., Иванов Б.В. и др. Эруптивная деятельность вулкана Карымский за 10 лет (1970–1980 гг.) // Вулканология и сейсмология. 1982. №4. С. 29–48.
279. Чейз Ф. Количественно-минералогический анализ под микроскопом. М.: ИЛ, 1963. 154 с.
280. Чубарова О.С., Горельчик В.И., Гарбузова В.Т. Сейсмический режим вулкана Безымянный 1975–1979 гг. // Вулканология и сейсмология. 1983. №3. С.58–69.
281. Шанцер А.Е. Вулкан Таушниц // Бюл. вулканол. ст. 1973. №49. С.24–28.
282. Шанцер А.Е., Кутыев Ф.Ш., Петров В.С. Вулкан Кизимен // Бюл. вулканол. ст. 1973. №49. С.29–35.
283. Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука, 1980.
284. Штейнберг Д.С., Феритатер Г.Б. Об особенностях химического состава гранитов вулканических и плутонических ассоциаций // Доклады АН СССР. 1969. Т. 182. № 4.

285. Щербакова М.Н. Динамика эксплозивных извержений и цикличность // Матер. 1-го Всерос. петрографического совещания. Уфа, 1995. Т.2. С.160–161.
286. Эммонс В.Х. Изменение первичного оруденения с глубиной. М.; Л.: Геолразведиздат, 1933. 40 с.
287. Энгельс Ф. Развитие социализма от утопии к науке.
288. Эрлих Э.Н. Новые данные о вулcano – тектонических структурах Камчатки и вопросы развития четвертичного вулканизма // Геотектоника. 1966. №6. С.48–63.
289. Ярмолюк В.В. Источники магматической воды и динамика летучих в магматическом процессе // Вулканология и сейсмология. 1982. N3. С.30–38.
290. Ярмолюк В.В. Летучие в вулканическом процессе // Флюиды в магматических процессах. М., 1982. С. 41–63.
291. Baker V.R. The channels of Mars. Austin: Univ. Texas Press.1982. 198 p.
292. Bogdanowitsch K. Geologische Shizze von Kamtschatka // Petermanns Geogr. Mitteil. Jahrg. 1904. 48 p.
293. Bretz J.H. The lake Mizoula floods and the channeled scabland // J.Geol. 1969. V.77. P. 505–543.
294. Carr M.H. The volcanoes of Mars // Scientific American. V. 234. Jan. 1976. P.32–43.
295. Carr M.H. Volcanism on Mars // J.Geophys.Res. 1973. V.78. No.20. P.4049–4062.
296. Carr M.H. Water on Mars. New York: Oxford Univ. Press, 1996. 229 p.
297. Carr M.H., Mazursky H., Saunders R.S. A generalized geological map of Mars // J. Geophys. Res. 1973. V.78. P.4031.
298. Clifford S.M. A model for the hydrologic and climatic behavior of water on Mars // J.Geophys.Res. 1993. V.98. P.10973–11016.
299. Craddock R.A., Maxwell T.A. Geomorphic evolution of the Martian highlands through ancient fluvial processes // J.Geophys.Res. 1993. V.98. P.3454–3468.
300. Emmons W.H. Hypogene zoning in metalliferous lodes // 16 th Intern. Geol. Cong. Rept. 1935. Vol. 1. P. 417–432.
301. Emmons W.H. The principles of economic geology. N.Y.: McGraw-Hill, 1940. 529 p.
302. Fanale F.P., Salvai J.R., Zent A.P., Postawko S.E. Global distribution and migration of sub-surface ice on Mars // Icarus. 1986. V.67. P.1–18.
303. Fedotov S.A., Ivanov B.V., Zharinov N.A. et al. Eruption of volcanoes the Kurile-Kamchatka arc. in the period of 1980 – 1985 // Intern. volcanol. congress. New Zealand. 1986. P.240.
304. Fedotov S.A., Zharinov N.A., Khrenov A.P. Basaltic Klychevskoy Volcano, the volcano of the Kurile-Kamchatka arc. its activity and probable development // Hawaii. Symposium on How Volcanoes Work. Hilo. 1987. P.70.
305. Fisher R.V., Schminke H.U. Pyroclastic rocs. Springer-Verlag. Berlin; Heidelberg; New York; Tokio, 1984. 472 p.
306. Gerlach T.M., Westrich H.R., Symonds R.B. Pre-Eruption Vapor in Magma of the Climactic Mount Pinatubo Eruption: Source of the Giant Stratospheric Sulfur Dioxide Cloud // Newhall, C. G., and Punongbayan, R. S., eds., 1996, Fire and mud: eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines: Philippine Institute of Volcanology and Seismology, Quezon City, and University of Washington Press, Seattle, 1126p.
307. Golombek M., Cook R.A., Economou T. et al. Overview of the Mars Pathfinder mission and assessment of landing site predictions // Science. 1997. V. 278. P.1743–1748.
308. Golombek M., Cook R.A., Moore H.J., Parker T.J. Selection of the Mars Pathfinder landing site // J.Geophys.Res. 1997. V.102. P.3967–3988.
309. Gulick V.C., Baker V.R. Origin and evolution of valleys on martian volcanoes // J. Geophys. Res. 1973. 1990. V.95. P.14325–14344.
310. Hartmann W.K. Martian cratering. 4. Mariner–4 initial analysis of cratering cronology // J. Geophys. Res. 1973. V.78. 4096.
311. Hartmann W.K., Strom R.G., Weidenschilling S.J. Chronology of planetary by comparative studies of planetary cratering // Basaltic volcanism on the terrestrial planets. N.Y.: Pergamon press, 1981. P.1049–1128.
312. Hoblitt R.P., Miller C.D., Vallance J.W. Origin and stratigraphy of the deposit produced by the May 18 directed blast // The 1980 Eruptions of Mount St.Helens. Wash. // Geol. Surv. Prof. Paper. 1981. Vol.1250. P. 401–419.
313. Jackson E.D. Primary textures and mineral associations in Ultramafic zone of Stillwater complex, Montana: Geol. Surv. Prof. Pap., 1961. 358 p.
314. Jolly W.T. Development and degradation of Archean Lavas, Abitibi area, Canada, in light of major element geochemistry // J. Petrol. 1980. Vol. 21, N 2.
315. Kasting J.F. CO2 condensation and the climate of early Mars // Icarus. 1991. V.94. P.1–13.
316. Keszthelyi L., McEwen A.S., Thordarson Th. Terrestrial analogs and thermal models for martian flood lavas // LPSC XXX, 1999, abs.1227.
317. Keszthelyi L., McEwen A.S.. Identifying lava flow transport style in recent high resolution images of Io and Mars // LPSC XXXI,2000,abs.1526.
318. Malyshev A.I. Directed-Blast Eruption of Besymiannyi on March 30, 1956: Problems of Interpretation // Vol. Seis. 1998. V.19. P. 311–319.
319. Malyshev A.I. Evolution of Bezymiannyi Eruptive Activity in 1986–1987 // Vol. Seis., 1995, Vol.17. pp. 257–270.
320. Malyshev A.I., Malysheva L.K. An origin of valley networks and outflow valleys // Lunar and Planetary Sciences XXXI. Houston. 2000. Abs. 1125.
321. Malyshev A.I., Malysheva L.K. Pyroclastic flows and posteruptive lahars as the relief-forming factor of a Mars surface // IUGG99 Birmingham abstracts. 1999. Volume A. P. 52.
322. Malyshev A.I., Tikhonov I.N. Pattern of Japan Seismicity before the Large Earthquakes of 1985–1988 // Vol. Seis. 1996. Vol.18. p.299–314.

323. *McCauley I.F., Carr M.H., Cutts J.A. et al.* Preliminary Mariner 9 Report of the Geology of Mars // *Icarus*. 1972. 17. P.289–327.
324. *McEwen A. S.* Stratigraphy of the upper crust of Mars // Fifth International Conference on Mars. 1999. Abs.6024.
325. *McEwen A., Malin M., Keszthelyi L. et al.* Recent and ancient flood lavas on Mars // *LPSC XXX, 1999*, abs.1829.
326. *Milton D.J.* Water and process of degradation in the Martian landscape // *J.Geophys.Res.* 1973. V.78. No.20. P.4037–4047.
327. *Moore J.G., Sisson T.W.* Deposits and effects of the May 18 pyroclastic surge // The 1980 Eruptions of Mount St.Helens. Wash., Geol. Surv. Prof. Paper. 1981. Vol. 1250. P. 421–438.
328. *Neukum G., Wise D.U.* Mars: A standard crater curve and possible new time scale // *Science*. 1976. V.194. P.1381–1387.
329. *Nikolaeva O. V., Abdрахимов A. M.* Rocks of Andesitic Composition at the Mars Pathfinder Site Reveal Chemical Analogy with Subduction-related Andesites of Earth // 30th Annual Lunar and Planetary Science Conference, March 15–29, 1999, Houston, TX, abstract no. 1376.
330. *Owen T., Niemann K., Rushneck D.R. et al.* The composition of the atmosphere at the surface of Mars // *J.Geophys.Res.* 1977. V.82. P.111–145.
331. *Park C.F.* The zonal theory of ore deposits // *Econ. Geol.* 1955. Vol. 50, N 2. P.226–248.
332. *Pollack J.W., Kasting J.F., Richardson S.M., Poliakov K.* The case for a warm, wet climate on early Mars // *Icarus*. 1987. V.71. P.203–224.
333. *Rosenbaum J.G., Waitt R.B.* Summary of eyewitness accounts of the May 18 eruption // The 1980 Eruptions of Mount St.Helens. Wash., Geol. Surv. Prof. Paper. 1981. V. 1250. P. 53–67.
334. *Rowley P.D., Kuntz M.A., Macleod N.S.* Pyroclastic-flow deposits // The 1980 Eruptions of Mount St.Helens. Wash.; Geol. Surv. Prof. Paper. 1981. Vol. 1250. P. 489–512.
335. *Scott D.H., Carr M.H.* Geologic map of Mars. USGS Map I–1083. 1978. 1:25000000.
336. *Sharp R.P., Malin M.C.* Channels on Mars // *Geol.Soc.Amer.Bull.* 1975. V. 86. P.593–609.
337. *Smith R.L., Bailey R.A.* Resurgent cauldrons // *Studies in volcanology. Geol. Soc. America Inc. Mem.* 1968. V. 116.
338. *Sparks R.S.J., Walker G.P.L.* The ground surge deposit – a third type of pyroclastic rock // *Nature. Physical Science*. 1973. Vol. 241. P. 62–64.
339. *Spurr I.E.* A Theory of ore deposition // *Econ. Geol.* 1907. N 2. P. 781–795.
340. *Spurr J.E.* The ore magmas. N.Y.: McGraw-Hill, 1923. 905 p.
341. *Squyres S.W., Kasting J.F.* Early Mars: How warm and how wet? // *Science*. 1994. V.265. P.744–748.
342. *Tanaka K.L.* Sedimentary history and mass flow structures of Chrise and Acidalia Planitiae, Mars // *J.Geophys.Res.* V.102. N E2. P.4131–4149.
343. The 1980 Eruptions of Mount St.Helens. Wash. // *Geol. Surv. Prof. Paper*. 1981. Vol. 1250. 600 p.
344. *Voight B.* A method for prediction of volcanic eruptions // *Nature*. 1988. Vol. 332. P. 125–130.
345. *Voight B.* A relation to describe rate-dependent material failure // *Science*. 1989. Vol. 243. P. 200–203.
346. *Voight B.* Time scale for the first moments of the May 18 eruption // The 1980 Eruptions of Mount St.Helens. Wash.; Geol. Surv. Prof. Paper. 1981. Vol. 1250. P. 69–86.
347. *Voight B., Glicken H., Janda R.J., Douglass P.M.* Catastrophic rockslide avalanche of May 18 // The 1980 Eruptions of Mount St.Helens. Wash. ; Geol. Surv. Prof. Paper. 1981. Vol. 1250. P. 347–377.
348. *Voight B., Orkan N., Young K.* Deformation and failure-time prediction in rock mechanics // *Rock mechanics as a guide for efficient utilization of natural resources*. 1989. Balkema, Rotterdam. P. 919–929.
349. *Waitt R.B., Jr.* Devastating pyroclastic density flow and attendant air-fall of May 18 – stratigraphy and sedimentology of deposits // The 1980 Eruptions of Mount St.Helens. Wash. ; Geol. Surv. Prof. Paper. 1981. Vol. 1250. P. 439–458.
350. *Walker R.T., Walker W.I.* The origin and nature of ore deposits. Colorado Springs. 1956. 384 p.
351. *Watanabe T.* Eruption of molten sulphur from the Shiretoko Iwo-San volcano, Hokkaido // *Japan. J. Geol. and Geogr.* 1940. V. XIII. N 3–4.
352. *Wentworth C.K.* The physical behavior of basaltic lava flows // *J. Geol.* 1954. V. 62.
353. *Whitney J.A.* Fugacities of sulfurous gases in pyrrhotite-bearing silicic magmas // *American mineralogist*. 1984. Vol. 69. Pp. 69–78.
354. *Whitney J.A., Stormer J.C.* Igneous sulfides in the Fish Canyon Tuff and the role of sulfur in calc-alkaline magmas // *Geology*. 1983. Vol. 11. No. 2. P. 99–102.
355. *Williams H.* Calderas and their origin. Berkley and Los Angeles. 1941.
356. *Zimbelman J.R., Edgett K.S.* Volcanic and modified landforms on the Tharsis Montes, Mars // *LPSC XXIII*. 1992. P.1581–1582.

Именной указатель

А

Абдрахимов А.М. 212
Алидибиров М.А. 80, 123, 142, 144, 218
Алыпova О.М. 36
Апрелков С.Е. 17, 18
Аристархов В.А. 35, 75

Б

Базилевский А.Т. 206
Бахсолиани А.А. 240
Башарина Л.А. 136, 139
Бейли Р.А. 202
Белоусов А.Б. 95, 220
Беммелен Р.В. 188
Бернштейн В.А. 34
Бетехтин А.Г. 239
Бетман А.М. 238
Беус А.А. 239
Билибин Ю.А. 239
Богданович К.И. 14, 15, 19, 124
Богоявленская Г.Е.
19, 20, 21, 22, 34, 35, 36, 37, 46, 102, 125, 131
Борисов О.Г. 35, 136
Борисова В.Н. 35, 38
Бородаевский Н.И. 239
Брайцева О.А. 20, 21, 24, 131
Браун Г. 180, 182, 183, 184
Бушин В.Н. 36

В

Васильев В.И. 239
Ватанабе Т. 242
Визе Д.У. 192
Вильямс Х. 202
Виноградов А.П. 176
Виноградов Ю.В. 204
Власов Г.М. 242
Влодавец В.И. 14, 19, 124
Войт Б. 173
Вольнец О.Н. 125, 129
Вольфсон Ф.И. 238

Г

Гиллемар Ф. 224
Гинзбург А.И. 239
Гирин О.А. 131, 134
Горельчик В.И. 214, 215
Горшков Г.С.
20, 21, 27, 34, 35, 39, 40, 45, 50, 102, 125, 131, 224, 225
Грейтон Л.К. 155
Гущенко И.И. 35

Д

Демянчук Ю.В. 37, 94, 123
Джаггар А. 156, 176, 179

Джексон Е.Д. 184
Дубик Ю.М.
36, 38, 123, 124, 125, 129, 130, 140, 141, 224, 225
Дягилев Г.А. 19, 124

Е

Ермаков В.А.
11, 15, 16, 17, 19, 21, 22, 25, 36, 38, 56, 125, 131, 135, 228

Ж

Жариков В.А. 239
Жаринов Н.А. 37, 94
Жарков Ф.И. 35
Жданова Е.Ю. 83, 86, 95, 219

З

Заварицкий А.Н. 14, 19, 124, 167
Затонский В.И. 68
Зотов И.А. 177
Зубин М.И. 17, 18

И

Иванов Б.В. 13, 16, 17, 18, 125, 130
Иванов С.Н. 236

К

Карр М.Х. 194, 197, 198
Келль Н.Г. 18
Кен А.Н. 239
Кигай И.Н. 239
Киришев К.С. 75
Кирсанов И.Т. 36, 125
Кирсанова Т.П. 136
Кирьянов В.Ю. 21, 96
Классов Н.К. 34, 35, 42
Ковалев Г.Н. 155
Кожемяка Н.Н. 155
Козырев А.И. 76
Конради С.А. 18, 19, 124
Коржинский Д.С. 239
Королев А.В. 238
Коротеев В.А. 236
Краевая Т.С. 15
Крахмалев Я. 224, 226

Л

Леонтьев А.Н. 240
Лучицкий И.В. 167, 200

М

Магуськин Б.Б. 74
Мак-Дормид Р. 240
Макдональд Г. 3, 169, 200, 201, 204
Максимов А.П. 21, 131
Мальшева Л.К. 187
Маракушев А.А. 167, 180, 185, 186, 239
Мархинин Е.К. 35, 36, 52, 123, 236
Массеров Н.И. 242
Мегалашвили А.Г. 240

Мелекесцев И.В. 15, 21, 131

Меняйлов А.А. 225

Меняйлов И.А.

36, 38, 124, 136, 140, 141, 142, 162, 221, 243

Миллер Т. 96

Н

Набоко С.Н. 239

Наковник Н.И. 239

Невский В.А. 238

Неженский И.А. 240, 241

Никитина Л.П. 36, 136, 142

Николаева О.В. 212

Нойкум Г. 192

О

Огородов Н.В. 14

Озерова Н.А. 36

Омори Ф. 172

Онтоев Д.О. 239

Остроумов Р.Е. 242

П

Парк Ч. 240

Патаридзе Д.В. 240

Перре Ф.А. 169, 178

Перцев И.Н. 177

Петровская В.Н. 239

Пийп Б.И. 11, 14, 15, 19, 22, 26, 124, 236

Пономарева А.П. 179

Попов С.В. 36, 56

Прибылов Е.С. 220

Пугач В.Б. 35, 52

Р

Ритман А. 104, 129, 162, 169

Рундквист Д.В. 240, 241

С

Сапожникова А.М. 36

Святловский А.Е. 14, 15

Селиванов Н.В. 34

Селянгин О.Б. 161

Семенов Л.А. 36

Серафимова Е.К. 136, 137, 138, 139, 140, 180

Серветник П.Ф. 83

Сирин А.Н. 15, 18, 36, 38, 123, 125, 131

Скуридин Ю.Ф. 66, 68, 122

Слезин Ю.Б. 155

Смирнов В.И. 238

Смирнов С.С. 238, 239, 240, 241

Смит Р.Л. 202

Соболев В.С. 167

Сорокин В.П. 34, 45, 46

Сорохтин О.Г. 188

Сперр Дж. 238, 239

Сушко Б.Н. 35, 36

Т

Тазиев Г. 155, 223

Таракановский А.А. 17, 18

Твалчрелидзе А.Г. 240

Тимербаева К.М. 14, 35

Тимофеевский Д.А. 239

Тимошкин А.А. 35

Тимошкин Л.А. 35

Тиррель Г.В. 3, 168

Тихонов В.И. 14

Токарев П.И. 29, 35, 36, 38, 45, 54, 215, 236

Трошин А.Г. 19, 124

У

Удачин А.В. 34, 35

Уолкер В.И. 239

Уолкер Р.Т. 239

Уэйджер Л. 180, 182, 183, 184

Ф

Фарберов А.И. 220

Федотов С.А. 217, 236

Ферсман А.Е. 238

Фирстов П.П. 80, 95, 218

Флеров Б.Н. 239

Х

Хаин В.Е. 189

Ханзутин В.П. 72

Хартман В.К. 192, 193

Хренов А.П. 166

Ч

Чейз Ф. 129

Чубарова О.А. 96

Чуркин Я.Н. 36

Ш

Шамшин В.А. 43

Шапарь В.Н. 136, 221

Шарков Е.В. 184, 185

Широков В.А. 36

Щ

Щерба Г.Н. 239

Э

Эммонс В. 238, 239, 240

Эрлих Э.Н. 17

Ю

Юри Г. 176

Я

Ярмолук В.В. 178

Содержание

ВВЕДЕНИЕ	3
1. НАБЛЮДЕНИЯ: Объект исследования – вулкан Безымянный	5
1.1. Геологическое положение и история развития	5
1.1.1. Географическое положение	6
1.1.2. Геологическое положение	8
1.1.3. Геофизические данные	12
1.1.4. Тектоника района	14
1.1.5. Современное строение и история развития вулкана	18
1.1.6. Сейсмическое сопровождение извержений	27
1.2. Динамика извержений вулкана	30
1.2.1. Условия наблюдений	32
1.2.2. Представительность наблюдательного ряда данных	34
1.2.3. Извержения 1955–1980 гг.	40
1.2.4. Извержения 1981 – 1987 гг.	66
1.2.5. Извержения 1988 – 2000 гг.	93
1.3. Продукты извержений	100
1.3.1. Фациальный состав	102
1.3.2. Минеральный состав	124
1.3.3. Химический состав	131
1.3.4. Летучие	136
2. ТЕОРИЯ: От динамической модели вулканического процесса к дегазационной модели планетарной эволюции	146
2.1. Динамическая модель вулканического процесса	146
2.1.2. Отражение полицикличности вулканического процесса в химическом, минеральном, фациальном и газовом составах продуктов извержений Безымянного	149
2.1.3. Аналогии полицикличности вулканического процесса в извержениях других вулканов	155
2.1.4. Качественная схема динамики вулканического процесса	163
2.1.5. Количественный аспект	169
2.2. Динамическая модель магматического процесса	176
2.2.1. Магмообразование и эволюция магматических систем	176
2.2.2. Процессы формирования расслоенных интрузивов	180
2.3. Дегазационная модель планетарной эволюции	187
2.3.1. Планетарная эволюция и проблемы геодинамики.	187
2.3.2. Статический и динамический подход в реконструкциях марсианских процессов	191
2.3.3. Схемы планетарной эволюции для Марса и Земли	211
3. ПРАКТИКА: Использование динамических моделей	213
3.1. Прогноз вулканических извержений	213
3.1.1. Проблематика прогноза вулканических извержений	214
3.1.2. Практика прогноза: вулкан Безымянный	217
3.1.3. Практика прогноза: вулкан Шивелуч	219
3.1.4. Практика прогноза: вулкан Ключевской5	226
3.2. Динамическая модель вулканического процесса и некоторые проблемы рудообразования	238
3.2.1. Газо-гидротермальный процесс и связанное с ним оруденение	238
3.2.2. Серный перехват в сульфидном рудообразовании	241
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	247
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	249
АЛФАВИТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ	259

Н а у ч н о е и з д а н и е

Александр Иванович Малышев

Ж и з н ь в у л к а н а

Рекомендовано к изданию

Ученым советом

Института геологии и геохимии

и НИСО УрО РАН

ЛР № 020764 от 24.04.98

Технический редактор Ю.Б. Корнилов

Компьютерная верстка и оформление обложки автора

НИСО УрО РАН № 104(00) Д 226

Подписано в печать

Формат 60x84 1/8

Печать офсетная

Усл.печ.л. 32.5

Тираж 250

Заказ 84

Институт геологии и геохимии.

Екатеринбург, 620151, Почтовый пер., 7
