

Е.К. МАРХИНИН

ВУЛКАНИЗМ



Е.К. МАРХИНИН

ВУЛКАНИЗМ

4774



МОСКВА „НЕДРА“ 1985



Мархинин Е. К. Вулканизм.— М.: Недра, 1985.— 288 с., ил.

Вулканизм охарактеризован как природное явление, присущее не только Земле, но и другим космическим телам (Луне, Марсу, Меркурию, Венере, спутникам Юпитера), высказано мнение, что вулканизм — это форма развития планет. Рассмотрены современные вулканические процессы на Земле, описаны продукты вулканизма, как силикатные, так и летучие. На основе метода актуализма прослежено развитие вулканизма в истории Земли от архея до новейшего времени. Освещена роль вулканизма в формировании внешних оболочек планеты (коры, гидросферы и атмосферы), его значение для образования различных типов месторождений полезных ископаемых, роль вулканических процессов в возникновении жизни на Земле.

Для геологов, геофизиков, геохимиков, океанологов и географов; может быть использована студентами соответствующих специальностей.

Табл. 34, ил. 46, список лит.— 50 назв.

Рецензент: *И. В. Лучицкий*, чл.-корр. АН СССР (Институт литосферы АН СССР)

Евгений Константинович Мархинин

ВУЛКАНИЗМ

Редактор издательства **Е. К. Семилеткова**
Переплет художника **И. А. Слюсарева**
Художественный редактор **Г. Н. Юрчевская**
Технический редактор **М. Е. Карева**
Корректор **В. В. Старенькая**

ИБ № 5050

Сдано в набор 28.01.85. Подписано в печать 17.05.85. Т-10945. Формат 60×90^{1/16}. Бумага типографская № 1. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл. печ. л. 18,0. Усл. кр.-отт. 18,25. Уч.-изд. л. 20,0. Тираж 4550 экз. Заказ 330/8977—1. Цена 3 р. 30 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Ленинградская типография № 4 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 191126, Ленинград, Социалистическая ул., 14.

Вулканология, задачей которой прежде всего является изучение современных вулканических процессов, должна считаться одной из основных наук, создающих базу для развития геологии.

А. Н. Заварицкий

Великому немецкому поэту Иоганну Вольфгангу Гёте принадлежат такие строчки:

Бедные скалы базальта,
Вам надо огню подчиняться.
Хоть никто не видал,
Как породил вас огонь.

Они взяты из эпиграммы, которую поэт адресовал тем ученым, которые утверждали вулканическое происхождение базальта. К таким ученым относился разностронний исследователь, ныне больше известный как автор книги о приключениях барона Мюнхгаузена, Рудольф Эрих Распе.

Гёте был не только великим поэтом — он был также минералогом и геологом, другом Абрагама Готвальда Вернера — главы непунистической школы. Вернер полагал, что извержения вулканов происходят из-за того что в слоях земной коры горят пласты угля.

«Почему вулканы извергаются длительное время, например гора Этна?» — задавал себе вопрос Вернер. И отвечал на него так: «Потому что горение происходит без доступа кислорода воздуха и поэтому длится долго».

Таковы были представления ученых о роли вулканизма в жизни Земли 200 лет назад. Даже базальту — главной вулканической породе — приписывалось осадочное происхождение. Однако и сравнительно недавно значение вулканизма в жизни Земли сильно недооценивалось. Академик А. П. Виноградов на первых чтениях имени Вернадского в Институте геохимии и аналитической химии в Москве в 1959 г., ссылаясь на известного американского геофизика Дж. Ферхугена, говорил: «По подсчетам Ферхугена не более чем сотые, а то и тысячные доли процента от объема земной коры приходится на вулканические продукты».

Хотя ряд крупных геологов как у нас в стране, так и за рубежом указывали на важную роль вулканизма в образовании полезных ископаемых (Г. С. Дзюценидзе, В. И. Смирнов, В. Н. Котляр, А. Л. Яншин и др.), на его большое значение в процессах литогенеза, в образовании коры и гидросферы.

(Д. Т. Вилсон, Н. П. Васильковский, Н. М. Страхов, К. К. Зеленов, А. А. Куденко, В. П. Стеценко, В. К. Ротман и др.), в целом роль вулканизма в жизни Земли сильно недооценивалась и недооценивается до сих пор. Так, в 1971 г. вышла книга английского геолога М. Руттена, посвященная проблеме возникновения жизни, в которой он писал: «Такие редкие и случайные события, как извержения вулканов, не могли способствовать появлению жизни».

Выяснение роли вулканизма в жизни Земли было главной задачей автора на протяжении почти 30 лет его работы в области вулканологии. Еще в начале 60-х годов автор пришел к заключению, что «вся геохимическая эволюция осадочной водной и воздушной оболочек, так же как возникновение и развитие жизни, есть в конечном итоге результат эволюции первично вулканических продуктов. При этом особенно сложное преобразование претерпели вулканические газы, прошедшие путь от вулканических паров через морскую воду до крови, циркулирующей в сосудах высокоразвитых живых существ, и от простых углеродистых соединений через сложные до органической основы жизни». Этот тезис был положен в основу доклада автора на 2-м Всесоюзном вулканологическом совещании в 1964 г. в г. Петропавловске-Камчатском. Доклад вызвал очень острую дискуссию.

Исходя из того что континентальная земная кора наращивается вулканическими продуктами, извергаемыми в зонах перехода от океана к континентам, что этот процесс происходил в течение всей геологической истории Земли, автором в конце 50-х — начале 60-х гг. была поставлена и решена задача о роли вулканизма в формировании коры в областях островных дуг (на примере Курильской островной дуги). Результаты этой работы нашли отражение в монографии «Роль вулканизма в формировании земной коры» [24].

Формирование земной коры за счет вулканических продуктов сопряжено с процессом образования гидросферы и атмосферы Земли. Естественно, что ряд работ автора был посвящен роли вулканизма в образовании водной и воздушной оболочек Земли. Но земная кора, гидросфера и атмосфера вместе составляют сферу жизни — биосферу. Поэтому следующим шагом в наших исследованиях были работы, связанные с выяснением значения вулканизма для возникновения жизни. Автор пришел к выводу, что это значение заключалось прежде всего в том, что вулканы сыграли большую роль в формировании внешних оболочек Земли, явившихся сферой, в которой могла возникнуть и развиваться жизнь.

Планета Земля является на сегодняшний день единственной планетой, на которой известна жизнь.

Планета Земля является также единственной планетой, на которой много жидкой воды. Работы биофизиков последних лет свидетельствуют о том, что возникновение жизни, по-видимому,

было бы невозможно без наличия на поверхности Земли жидкой воды. Важнейшим вкладом вулканов в возникновение жизни на Земле явилось создание ими гидросферы.

Знакомство с работами по абиогенному синтезу сложных органических соединений в лабораториях позволило автору сделать предположение, что вулканические процессы могли привести к образованию сложных органических соединений, дальнейшая эволюция которых привела к возникновению жизни.

Пионером таких экспериментов был американский биохимик Миллер, который в 1953 г., пропуская электрические разряды через смесь, содержащую водяной пар, водород, аммиак и метан, получил ряд сложных органических соединений, в том числе несколько аминокислот. Позднее Харада и Фокс, пропускающая смесь перечисленных газов через кварцевую трубку, наполненную раскаленным (с температурой 900—1000 °С) песком, получили еще более оптимистические результаты — большее количество органических соединений, и в том числе аминокислот.

Опираясь на данные работ по абиогенному синтезу сложных органических соединений в лабораториях, автор пришел к выводу, что пеплово-газовые столбы вулканических извержений представляют собой гигантские природные химические реакторы, в которых могли возникать сложные органические соединения.

Эти реакторы обладают необходимыми газовыми компонентами, исходными для синтеза сложных органических соединений. Температуры в них имеют градиенты от 1000 °С до температуры окружающего воздуха.

Градиенты давлений колеблются от 10^7 до 10^5 Па, что приводит образующиеся в этих пеплово-газовых столбах органические соединения к быстрому выносу из сферы высоких температур.

Пепловые частицы служат минеральными катализаторами.

В пеплово-газовых столбах зачастую происходят многочисленные электрические разряды.

Извержение вулкана Тятя (на о. Кунашир) в 1973 г. позволило проверить сделанное предположение, а извержение вулкана Толбачик (на п-ове Камчатка) в 1975—1976 гг. подтвердило выводы автора.

Во время этих извержений было стерильно отобрано несколько сотен проб вулканических продуктов, анализы которых показали наличие в них абиогенных сложных органических соединений.

Эти вулканогенные органические соединения можно разделить на две группы.

Первая группа включает биологически важные молекулы типа аминокислот, аминокислот, порфиринов, углеводов. Вторая группа, гораздо более значительная по объему, содержит гетероатомные соединения и углеводороды (в том числе нефтяного ряда).

Таким образом, автор пришел к выводу, что роль вулканизма в возникновении жизни заключалась не только в формировании внешних оболочек Земли, т. е. среды, в которой жизнь могла возникнуть и развиваться, но также в том, что вулканические извержения создали сложные органические соединения, дальнейшая эволюция которых привела к возникновению жизни [25].

Со времени опубликования первых работ автора, посвященных роли вулканизма в жизни Земли, прошло два десятилетия. Это были десятилетия революционного развития геологии, богатые фундаментальными открытиями в океане и в космосе. На дне океанов была установлена глобальная система срединноокеанических хребтов и рифтовых долин и открыто явление спрединга. Это позволило уяснить механизм формирования океанической земной коры и пролить свет на процессы, происходящие на островных дугах и на окраинах континентов, а тем самым на рост континентальной коры, ибо необходимым следствием спрединга является субдукция. Возникновение и развитие теории движения литосферных плит привело к необходимости переосмысливания многих ранее установленных фактов и концепций. Оно в то же время подтвердило исключительно важную роль вулканизма в жизни Земли.

Исследования планет Солнечной системы показали со всей очевидностью важную роль вулканизма в формировании их поверхностей. Гигантские действующие вулканы ныне известны не только на Земле, но и на других космических телах.

В советской геологии бурно развивалось важнейшее научное направление, тесно связанное с практикой геологоразведочных работ — палеовулканология (И. В. Лучицкий и другие исследователи). Развитие этого направления также способствовало более глубокому пониманию роли вулканизма в эволюции Земли.

Предлагаемая читателю книга, насколько известно автору, первая в советской и зарубежной литературе, в которой сделана попытка на основе современных знаний всесторонне рассмотреть значение вулканизма в жизни Земли. Естественно, автор использовал материалы своих же ранее опубликованных работ и многочисленные публикации других авторов. Но он поставился переосмыслить их с позиций сегодняшнего дня. В этой книге автор уделил также большое внимание проблемам развития вулканизма в истории Земли и связи вулканических процессов с образованием полезных ископаемых.

Работая над книгой, автор опирался на результаты личных исследований многих вулканических извержений Камчатки и Курильских островов и их последствий, а также на наблюдения в районах современного и древнего вулканизма Японии, Исландии, Италии, Карелии, Забайкалья, Казахстана, Средней Азии, Приморья и др.

Задача этой главы — обратить внимание читателей на то, что вулканизм представляет собой явление, присущее не только Земле, но и широко распространенное в космосе. Идеи, которые развиваются автором о важной роли вулканизма в образовании внешних оболочек Земли, руд, природных углеводородов, а также в возникновении на Земле предбиологических систем, имеют более общее, космическое значение. Другими словами, представляется весьма вероятным, что вулканизм мог играть определяющую роль в формировании внешних оболочек многих космических тел и в образовании на этих телах руд, углеводородов и предбиологических соединений. Вселенная включает множество звезд и планетных систем. Очень вероятно, что они имеют некоторые общие черты эволюции. В эволюции планет к ним, очевидно, относится вулканизм. Исследование ближайших к Земле планет солнечной системы, в первую очередь Луны и Марса, показало, что в жизни этих планет, так же как и в жизни Земли, вулканические явления имели очень большое значение. Роль вулканов в строении таких небесных тел, как Луна и Марс, вырисовывается более наглядно, чем у Земли. На Земле вулканические постройки на дне океанов скрыты под мощной толщей воды, а на континентах древние вулканы в подавляющем большинстве полностью разрушены и переработаны экзогенными геологическими процессами, обусловленными наличием на планете гидросферы, атмосферы и жизни, которые, как мы покажем в этой книге, сами являются результатом эволюции продуктов вулканической деятельности.

В этой главе мы коснемся вулканизма только нескольких планет, о вулканизме которых имеются уже обширные сведения.

Вулканизм Луны

В последние годы благодаря исследованиям астронавтов и работам автоматических станций получен большой материал по вулканизму Луны. Стало возможным сопоставить геологическое дешифрирование фотографий с данными геофизических исследований и изучением образцов лунных пород. Это привело к ясному представлению о широкой распространенности на Луне вулканических форм рельефа и продуктов вулканических из-

вержений, т. е. к представлению о важной роли вулканизма в формировании поверхности Луны.

Анализ полученного в последние годы материала по вулканизму Луны был проведен А. Л. Сухановым. Он предпринял, в частности, попытку оценить долю вулканических форм среди остальных форм лунной поверхности и пришел к выводу, что «первично-вулканогенные формы, переработанные вулканизмом кратеры и области площадных излияний встречаются практически по всей поверхности Луны». По его мнению, естественно полагать, что «все участки лунной поверхности в тот или иной момент прошли стадию вулканической переработки» [25, с. 14].

Среди вулканических форм лунной поверхности выделяются следующие. 1. Купола. Округлые поднятия с поперечником 5—15 км и высотой до сотен метров. 2. Центральные вулканы. Они связаны с куполами переходными разновидностями. Согласно А. Л. Суханову, центральные вулканы выше куполов, круче, зачастую имеют вершинные кратеры и обнаруживают признаки наложения на соседние структуры. 3. Дайки и вулканические хребты. Вулканические хребты представляют собой цепочки вулканических образований, прорезаемые дайками и включающие трещинные экструзии, потоки, силлы и лакколиты. 4. Области площадных излияний. Они представляют собой морфологически монотонные лавовые покровы, нередко покрытые трещинами, бороздами, холмами и шлаковыми конусами. 5. Вулканогенные кратеры. Очень распространенные формы лунной поверхности. Имеют различное строение и различные размеры до нескольких десятков даже до 100—120 км в поперечнике.

Образцы горных пород, доставленных с Луны, исследовались многими учеными. П. В. Гаст установил, что образцы, отобранные в разных точках поверхности Луны, представлены породами, сходными с земными базальтами. Он исследовал образцы лунных изверженных пород, доставленных «Аполлоном-11» и «Аполлоном-12», и сравнил составы лунных и земных базальтов. Значения содержания SiO_2 , CaO , Al_2O_3 , MgO , K_2O , P_2O_5 в лунных базальтах частично попадают в интервалы содержания этих окислов в земных базальтах; Na_2O в лунных базальтах меньше, чем в любых земных. FeO и TiO_2 , наоборот, значительно больше (табл. 1).

Гарольд С. Юри отмечал, что очень любопытное различие в химическом составе земных и лунных пород касается европия.

«Этот элемент двухвалентен в сильно восстановительных средах и трехвалентен в менее восстановительных условиях. В породах лунной поверхности европий обнаруживает ясно выраженную тенденцию следовать двухвалентному стронцию и ослабленную тенденцию поведения, подобно другим трехвалентным редкоземельным элементам. Это говорит о том, что породы лунной поверхности образовались в сильно восстановительных условиях» [25, с. 15].

Химический состав базальтов Луны (по данным советских и американских исследований)

Окислы	«Луна-16» Море Изобилия	«Аполлон-15» Море Дождей	«Аполлон-11» Море Спокойствия
SiO ₂	43,80	46,60	40,38
TiO ₂	4,90	1,80	10,90
Al ₂ O ₃	13,65	11,90	9,43
Cr ₂ O ₃	0,20	0,40	0,30
FeO	19,35	19,80	19,32
MnO	0,20	0,30	0,26
MgO	7,05	8,40	7,20
CaO	10,40	10,60	11,05
Na ₂ O	0,38	0,30	0,46
K ₂ O	0,15	0,04	0,17

Абсолютный возраст образцов лунных пород колеблется в пределах от 3 млрд. до 4,5 млрд. лет. Очевидно, вулканизм на Луне миллиарды лет назад был очень интенсивным. Остаются еще невыясненными верхняя возрастная граница лунного вулканизма, а также, существуют ли на Луне современные вулканические проявления. Два рода фактов заставляют сомневаться в возможности современного вулканизма на Луне: во-первых, очень древний возраст отобранных в разных местах Луны горных пород и, во-вторых, некоторые геофизические данные. Так, например, измерение электропроводности Луны указывает на то, что до глубины 700—900 км температура вещества недостаточна для его плавления. Установленные на Луне сейсмометры зафиксировали лунотрясения до глубины около 800 км, что дало основание считать, что мощность твердой лунной коры не менее этой величины. Однако А. Л. Суханов отмечает: «Имеются признаки неоднократной вулканической активности в таких кратерах, как Тихо и Аристарх (Strom, Fielder, 1968, 1970), возраст которых, судя по количеству перекрывающих их мелких кратеров, не превышает 200—400 млн. лет, а возможно, и на порядок меньше. Лучи одного из самых молодых кратеров, кратера Коперник, местами перекрыты плащами темного материала, очевидно вулканического. Некоторые определенно эндогенные кратеры (например, Райт и Шейлер) по степени сохранности сравнимы с Тихо и Аристархом. В Аристархе и ряде других точек эндогенная активность проявляется и сейчас (Козырев 1963; Middlehurst, 1967; Chapman, 1967; Hartman Harris, 1968, и др.).

...Но, во всяком случае, почти все вулканические структуры Луны образованы, по нашим понятиям, очень древним палеовулканизмом гигантских масштабов, и современный остаточный

вулканизм не более чем слабая тень этих древних событий» [25, с. 15—16].

Н. А. Козырев, изучая спектры кратера Альфонс, пришел к следующему выводу: «По-видимому, осевой хребет Альфонса находится в настоящее время в стадии формирования, и эта горка является вулканом, откуда произошло истечение лавы. Над потоком лавы и над всей долиной, образованной вилкой осевого хребта, происходило выделение газов, создававших эмиссию. Эмиссионные полосы расположены в спектре столь плотно, что создается впечатление непрерывного спектра. К сожалению, в спектре отсутствуют такие отчетливые признаки эмиссии, как полоса C_2 . Вероятно, это связано с другим химическим составом газов. Действительно, выделение газов в данном случае было типа фумарол. Фумаролы же и в земных условиях имеют другой химический состав, чем химический состав газов, выходящих из жерла действующих вулканов. Только из-за присутствия полосы 4740 А спектр 1958 г. кажется более значительным. На самом же деле 23 октября 1959 г. в кратере Альфонс происходил значительно более активный вулканический процесс, по своим масштабам не уступающий большим извержениям земных вулканов» [25, с. 16]. Однако в свете исследований последних лет этот вывод нельзя считать несомненным. Он нуждается в проверке.

Вулканизм Марса

Для характеристики вулканизма на Марсе большой материал дали снимки, полученные с помощью космических аппаратов «Маринер-9» и «Викинг». Этот материал был подробно проанализирован М. Г. Карром. Согласно М. Г. Карру, по характеру вулканизма Марс можно разделить на два заметно отличающихся полушария: северное и южное. В северном полушарии преобладают равнины, на которых расположены отдельные крупные кратеры. Почти все молодые вулканические сооружения обнаружены в северном полушарии. Ландшафт южного полушария напоминает гористые районы Луны. Кратеров здесь больше. В северном полушарии расположена грандиозная вулканическая область Тарсис. Здесь три щитовых вулкана, высота которых достигает 19 км, а размеры оснований 400 км, образуют цепь, простирающуюся с юго-запада на северо-восток. Окружающая равнина как бы перекрывает края их щитов. Следовательно, отложения равнины образовались позднее этих вулканов. Отдельно, примерно в тысяче километров к северо-западу от этой цепи, расположен четвертый, самый большой щитовой вулкан Олимпус-Монс (ранее названный Никс-Олимпик). Основание вулкана Олимпус-Монс имеет в поперечнике от 500 до 600 км. Высота его над окружающей равниной 23 км. Щит вулкана резко отделяется от окружающей равнины скалистым обрывом высотой до 4 км.

В области Тарсис расположено также несколько купольных структур, достигающих 150 км в диаметре и увенчанных центральными кальдерами. Некоторые из них напоминают перевернутые блюдца.

Вторая область интенсивных вулканических процессов на Марсе — Элизиум. Вулканы здесь похожи на вулканы области Тарсис, но меньше по размерам и, по предположению М. Г. Карра, древнее. Самый большой из них — Элизиум-Монс. Высота его около 15 км, диаметр основания 200—300 км. Вулкан увенчан центральной кальдерой, от которой лучами расходятся ряд борозд. Края вулкана постепенно сливаются с окружающей равниной.

В северном полушарии вне области Тарсис и Элизиум расположен ряд крупных вулканических сооружений. Так, к северу от области Тарсис находится вулкан Алла-Патера, возможно, самый крупный на Марсе. Это сложная кольцевая структура диаметром около 1600 км. Склоны вулкана очень пологи (в среднем менее четверти градуса), и с поверхности Марса его вряд ли можно наблюдать. Этот вулкан изверг огромное количество лавы. На снимках, полученных с «Маринера-9», на его склонах видны многочисленные лавовые потоки.

Южное полушарие обильно покрыто вулканическими кратерами. Но размеры их меньше, чем в северном полушарии, они сильнее изменены эрозией и метеоритными ударами, выглядят более древними и их труднее расшифровать на снимках. Тем не менее в южном полушарии выделено несколько гигантских, несомненно вулканических структур. Одна из них — Террэнум-Патера представляет собой кальдеру, окруженную кольцом трещин. От нее отходят многочисленные радиальные гребни и каналы, благодаря которым эта кольцевая структура имеет звездообразный вид. Другими крупными вулканическими структурами в южном полушарии являются Гадриака-Патера и Амфитритас-Патера. Диаметр последней, возможно, превышает диаметр вулкана Олимпус-Монс. Но высота ее менее 1 км. Высота Гадриака-Патера около 4 км. Лавы, по-видимому, изливались из центральных частей этих структур. При этом большая протяженность лавовых излияний свидетельствует о невысокой вязкости лавы.

В дополнение к гигантским вулканическим центрам, заснятым «Маринером-9», «Викингом» было обнаружено большое число крупных центров, кратеров и потоков различного возраста. В частности, были зафиксированы небольшие вулканические сооружения (от 1 до 10 км в поперечнике), включающие конусы и лавовые щиты, иногда ассоциирующие с дайками. Было замечено также, что некоторые формы поверхности Марса, которые, по данным «Маринера-9», связывались с процессами эрозий, на самом деле являются первичными вулканическими формами, такими, как каналы лавовых потоков, лавовые трубы и т. д. Были выявлены детали строения гигантского

сложного вулкана Олимпус-Монс. Оказалось, что многие равнины на Марсе сложены продуктами вулканических извержений. Другими словами, более подробное исследование поверхности Марса «Викингом» показало обилие и разнообразие вулканических форм на Марсе. Есть основание предполагать, что вулканические процессы на Марсе играли столь же важную роль в формировании поверхности планеты, как и на Луне.

Согласно М. Г. Карру, предполагается следующий возраст вулканов Марса: Олимпус-Монс — около 200 млн. лет; два северных вулкана вулканической цепи в области Тарсис — 400 млн. лет; южный вулкан в области Тарсис — 800 млн. лет; щитовым вулканам в этой же области от 1 до 2 млрд. лет; вулканам в области Элизиум — от 1 до 2 млрд. лет; вулканам Террэнум-Патера, Гадриака-Патера и Амфитритес-Патера — 3,5—4 млрд. лет. М. Г. Карр отмечал, что определение возраста вулканов во многом зависит от принятой модели истории вулканизма на Марсе. Приведенные оценки возраста соответствуют модели Содерблома, согласно которой вулканическая активность на Марсе сопутствовала всей его истории. М. Г. Карр предполагает, что на Марсе есть и современные действующие вулканы, но активность их невелика. По данным «Маринера-9» и «Викинга», марсианские лавы представлены базальтами, но, возможно, на Марсе присутствуют также и другие разновидности вулканических пород.

Вулканизм Меркурия

В настоящее время данных о вулканизме Меркурия несравненно меньше, чем о вулканизме Луны и Марса. Полет «Маринера-10» дал большой фотографический материал, позволивший приступить к составлению геологической карты поверхности Меркурия в масштабе 1:5 000 000. Проблемой, связанной с вулканизмом на Меркурии, занимались Хольт, Даниэльсон, Дзуризин, Адамс, Маккорд. Даниэльсон и Дзуризин считают, что наличие на Меркурии относительно ярких гладких равнин внутри кратеров легче всего может быть объяснено их вулканическим происхождением. По их мнению, фотометрические исследования Меркурия говорят о том, что древние формы его поверхности покрыты более молодым, вероятно вулканическим, материалом. Они предполагают, что некоторые крупные линейные хребты на Меркурии образовались благодаря накоплению вулканического материала около жерл. Адамс и Маккорд на основании изучения спектров отражения поверхности Меркурия пришли к выводу, что большая часть планеты покрыта материалом, подобным лунному грунту, который содержит 6 % FeO. По-видимому, на Меркурии, так же как на Луне и Марсе, вулканизм играл важную роль в формировании поверхности планеты.

Вулканизм Венеры

Венера близка к Земле по размерам и массе. Ее объем меньше земного на 15 %, а масса на 5 %, то есть средняя плотность вещества Венеры несколько больше, чем у Земли. Предполагают, что это связано с большим содержанием в составе Венеры железа, а Земли — серы. Температура у поверхности Венеры близка к 450—500 °С. Венера покрыта мощной и плотной атмосферой. Давление у поверхности планеты в 100 раз больше, чем у поверхности Земли. Многослойная облачность препятствует изучению поверхности Венеры оптическими методами.

В рамках советской космической программы с 1961 г. запущено 14 станций «Венера» и совершено 6 мягких посадок на ее поверхность. В соответствии с космической программой США планета исследовалась аппаратом «Маринер-10» (1973—1975 гг.), который передал на Землю ее телевизионные и инфракрасные изображения. С 1978 г. работает аппарат «Пионер-Венера». Одна из его задач — картирование поверхности планеты радиолокационным методом. Аппарат снабжен спускаемыми в атмосферу планеты зондами. Точность определения расстояний 50 м.

Составленная радиолокационным методом карта показывает, что горные районы занимают 8 % поверхности планеты, а на низменности приходится 27 %. На поверхности планеты обнаружен так называемый каньон Артемиды — рифтовая система, окаймленная горными хребтами и напоминающая рифтовые системы земных срединноокеанических хребтов. Установлено множество кольцевых структур. Предполагается, что большая часть из них имеет вулканическое происхождение. Так, в системе хребта Максвелла крупнейшее горное сооружение венчается кальдерой с поперечником 80 км. Она окружена линиями кольцевых разломов.

Обнаружены также сооружения, напоминающие гигантские щитовые вулканы. Предполагается, что одним из них является область Бета, центр которой имеет координаты 23° с. ш. и 276° з. д. Область Бета представляет собой округлое сооружение высотой до 10 км и диаметром в основании около 700 км. Оно увенчано впадиной с поперечником 90 км, которая интерпретируется как кальдера.

Радиоволны, отраженные от области Бета, сильно поляризованы, что говорит о ее неровной поверхности, которая, как предполагают, образована застывшими лавовыми потоками. Весьма интересна связанная с областью Бета крупная положительная гравитационная аномалия. Как будет отмечено далее, на Земле аналогичные положительные гравитационные аномалии характерны для областей современного активного вулканизма, в частности, для щитовых вулканов Гавайских островов. Станциями «Венера-11» и «Венера-12», а также аппаратом

«Пионер-Венера» зарегистрировано множество низкочастотных электромагнитных импульсов, похожих на земные молнии. Существует зависимость между наибольшим числом регистрируемых электрических разрядов и местами расположения положительных гравитационных аномалий, связываемых с вулканическими массивами. Так, замечено, что источники электромагнитных импульсов концентрируются в двух районах планеты — у горных массивов Бета и Феба, которые рассматриваются как вулканические, и в восточной части Земли Афродиты. Не исключено, что молнии в атмосфере Венеры связаны с мощными вулканическими извержениями. Скорость ветра на Венере оценивается всего лишь в 1 м/с. Вероятно, с этим связано отсутствие пепловых частиц в тропосфере Венеры. Возможно, на Венере пепел выпадает в непосредственной близости от кратеров. Существует мнение, что грунт, снятый «Венерой-14», представляет собой литифицированный вулканический пепел.

Имеются указания на возможную сейсмическую активность недр планеты. Так, «Венера-14» в течение одного часа регистрации отметила две микросейсмы.

Извержения на Ио

Впервые вземная вулканическая активность в Солнечной системе обнаружена на одном из спутников планеты-гиганта Юпитера — на Ио. Это открытие было сделано американской автоматической станцией «Вояджер-1». Станции «Вояджер-1» и «Вояджер-2» были запущены с мыса Канаверал осенью 1977 г. Активное функционирование научной аппаратуры станции «Вояджер-1» по исследованию планеты Юпитер и его спутников началось 15 декабря 1978 г. и завершилось 13 апреля 1979 г. В марте 1979 г. «Вояджер-1» пролетела около Юпитера на кратчайшем расстоянии 348 890 км от центра массы планеты.

Исследования с помощью станции «Вояджер-2» были осуществлены в период с 20 апреля по 10 августа 1979 г. Траектории полетов были спланированы так, чтобы станции пролетали по разные стороны от юпитерианских спутников, всегда обращенных к Юпитеру одной и той же стороной. Это обеспечило полный обзор поверхностей спутников.

На поверхности спутника Ио аппаратура станции «Вояджер-1» (минимальное расстояние, на котором она проходила от Ио, составило всего 20 570 км) обнаружила свыше ста кольцевых структур, которые интерпретируются как кальдеры. Размеры кальдер (более 200 км в поперечнике) и лавовых потоков (сотни километров в длину и десятки километров в ширину) на порядок превосходят обычные для Земли. Значительная часть поверхности Ио гладкая. Характерно, что на ней отсутствуют ударные кратеры. Это свидетельствует о молодости поверхности спутника, которая, вероятно, сложена свежими (с возрастом менее 10^6 лет) пирокластическими образованиями.

За время наблюдений Ио станцией «Вояджер-1» в различных точках планеты было зарегистрировано 7 вулканических шлейфов, причем наблюдались они неоднократно. Высота выброса материалов вулканами Ио оценивается до нескольких сотен километров, а скорость выбросов в 1 км/с.

Между пролетами «Вояджер-1» и «Вояджер-2» прошло всего 4 месяца, но на поверхности спутника были замечены изменения (обнаружена новая кальдера). Всего обоими аппаратами были выделены 9 активных вулканических центров, наблюдались трещинные извержения. Вулканам на Ио были даны имена связанных с огнем божеств и героев мифов разных народов (Прометей, Ра, Амирани, Мардук, Пеле, Воланд).

На Ио установлено наличие плотной атмосферы, существование которой может быть объяснено только тем, что она поддерживается поступлением газов при вулканических извержениях. Без этого источника атмосфера Ио должна была бы рассеяться в мировое пространство за сравнительно короткий срок.

Предполагается, что энергия, необходимая для расплавления недр Ио, может возникать в результате диссипации приливных напряжений, вызываемых Юпитером.

Гипотеза вулканического происхождения комет и метеоритов

Еще в 30-х годах для объяснения существования кометных семейств у планет-гигантов была выдвинута гипотеза извержения (Р. Проктор, Р. Кроммелин, С. К. Всехсвятский). Она явилась альтернативой представлению о захвате комет гравитационным полем планет-гигантов. Установление интенсивных вулканических выбросов на Ио, предполагаемая возможность вулканических явлений на спутниках Сатурна, обнаружение «Вояжерами» кольца Юпитера и некоторые другие факты — все это вместе взятое позволяет вновь вернуться к гипотезе извержения для объяснения наличия в Солнечной системе малых тел — комет, астероидов и метеоритов. Вместе с тем существует предположение, что явления, подобные вулканическим извержениям, могут происходить в кометах и вызывать неоднократно наблюдавшиеся яркие вспышки на кометах и резкие изменения в траекториях их движения.

Характерные черты вулканизма отдельных планет

Явления вулканизма на разных планетах имеют много общего. Но тем не менее для каждой планеты они характеризуются определенной спецификой, зависящей от размеров планеты, ее массы, строения и состава. Особенности вулканизма Луны в сравнении с Землей описаны А. Л. Сухановым в 1974 г., Марса — М. Г. Карром в 1976 г., некоторые особенности вулка-

нических явлений на Луне, Меркурии, Марсе, Венере и Земле мы находим у П. Хедервари.

— Специфика вулканизма планет зависит от их размеров и массы. С этими параметрами связаны расположение магматических очагов в структуре планеты, скорость подъема магмы к поверхности, глубины, на которых в магме начинают образовываться газовые пузырьки и происходят вулканические взрывы. Массой планеты, а следовательно, силой тяжести на ее поверхности будут определяться расстояния, на которые распространится материал вулканических взрывов. От характера накопления этого материала на поверхности планеты будут зависеть формы вулканических сооружений. Размерами и массой планет определяется и важнейшее следствие вулканической деятельности — возможность накопления у их поверхностей вулканических газов и образования атмосфер. В свою очередь, образование более или менее плотной атмосферы у планеты сразу же отразится на специфике вулканических извержений и, в частности, на переносе и переотложении продуктов вулканических взрывов; уменьшится дальность баллистического полета обломков, но в то же время возникнет возможность переноса тонких вулканических продуктов воздушными течениями на очень большие расстояния. Известное влияние на специфику вулканических явлений может оказывать температура поверхности планеты. Высокие температуры способствуют поддержанию низкой вязкости у изливающихся из недр планеты лав и, следовательно, растеканию их на большие расстояния; низкие температуры оказывают противоположный эффект.

При больших размерах планет высокие температуры не будут образоваться водоемам, а низкие — приведут к образованию отложений снега и льда, что тоже определенным образом скажется на характере вулканизма. Специфика вулканизма на планетах является также функцией особенностей их внутреннего строения, наличия более или менее мощной коры, ее тектонической структуры и тектонических движений. Так, например, М. Г. Карр объясняет образование колоссальных марсианских щитовых вулканов тем, что на Марсе отсутствует перемещение коровых плит.

Атмосферы планет

Выше мы показали, что в формировании поверхностей Луны, Марса и Меркурия, т. е. тех планет, которые к настоящему времени уже более или менее исследованы, вулканизм играл важную роль. Можно предположить, что атмосферы планет на протяжении их истории постепенно создавались за счет накопления у поверхности и эволюции вулканических газов. Поэтому интересно вкратце рассмотреть составы атмосфер тех планет, у которых они лучше всего изучены. Луна и Меркурий из-за своих небольших размеров атмосфер не имеют. Атмосферное

давление на поверхности Марса в 200 раз меньше, чем на Земле. Основным компонентом марсианской атмосферы является углекислый газ. Содержание воды в ней составляет до 10 мкм осажденного слоя. Эпизодически над отдельными пунктами поверхности Марса возникают облака из кристалликов льда, что говорит о случаях насыщения марсианской атмосферы водяным паром. В марсианской атмосфере присутствуют также небольшие количества окиси углерода, кислорода, озона и водорода. По-видимому, в атмосфере Марса происходят как процесс диссоциации CO_2 на CO и O_2 , так и противоположный процесс при каталитическом действии водяного пара.

Для атмосферы Марса характерны сильные ветры, скорости которых достигают 100 м/с. Эти ветры в марсианских условиях вызывают пылевые бури, которые один-два раза в год принимают глобальный характер. Частицы пыли поднимаются на высоту до 30 км и более. Они очень мелки. Это обстоятельство и меньшая, чем на Земле, сила тяжести на поверхности Марса обуславливают постоянную запыленность марсианской атмосферы. Глобальная пылевая буря на Марсе осенью 1971 г. совпала со временем функционирования достигших Марса межпланетных автоматических станций. Пыль в атмосфере Марса оказывает существенное влияние на климат планеты. Марсианская пыль, по-видимому, представляет собой вулканический пепел.

4774
Масса атмосферы Венеры ($0,5 \cdot 10^{21}$ кг) сравнима с массой океанов Земли ($1,37 \cdot 10^{21}$ кг). Плотность газа у поверхности Венеры в 50 раз выше нормальной плотности земной атмосферы. Состоит она в основном из углекислого газа — содержание CO_2 около 96 %. Парциальное давление водяного пара очень мало и не превосходит 300 Па. Содержание его у поверхности приблизительно $2 \cdot 10^{-5}$. У нижней границы облаков водяного пара больше: $2 \cdot 10^{-4}$. Содержание аргона в атмосфере Венеры близко к земному (10^{-4}), но его изотопный состав другой (на Земле: Ar-40 0,996, Ar-36 и Ar-38 0,004; на Венере: Ar-40 0,50, Ar-36 0,42, Ar-38 0,08). Содержание неона в атмосфере Венеры порядка 10^{-5} , криптона и ксенона немного меньше (10^{-6}). С помощью газовой хроматографии в атмосфере Венеры обнаружены сернистый газ ($2 \cdot 10^{-5}$), сероводород ($8 \cdot 10^{-5}$), сероокись углерода ($4 \cdot 10^{-5}$). В небольших количествах присутствуют также кислород ($2 \cdot 10^{-5}$) и водород ($3 \cdot 10^{-5}$).

Одним из основных компонентов аэрозолей венерианских облаков является сера. Предполагается, что капельки аэрозоля представляют собой 70 %-ный раствор серной кислоты. На Венере наблюдалось три слоя облаков на высотах от 30 до 80 км.

Совершенно иной, чем у Марса и Венеры, состав атмосфер у планет-гигантов. Так, основной составляющей атмосферы Юпитера является молекулярный водород. В ней обнаружено также обилие метана и аммиака. Исследования станции «Пио-

нер-10» подтвердили предположение о высоком содержании гелия в атмосфере Юпитера.

Весьма интересно, что Риджуэй в 1974 г. идентифицировал в атмосфере Юпитера молекулы этана (C_2H_6), ацетилен (C_2H_2) и фосфина (PH_3).

Состав атмосферы Урана и Нептуна, по-видимому, близок к составу атмосферы Юпитера. Основным компонентом и здесь является молекулярный водород. Установлено также обилие метана. Теоретически ожидается наличие аммиака и гелия.

Несколько слов о воде на планетах солнечной системы. Обилие жидкой воды на поверхности планеты — специфическая особенность Земли. На других планетах, обладающих атмосферами, вода при высоких температурах входит в состав атмосферы в виде пара; при низких — она входит, по-видимому, в состав грунтов, в частности, пирокластических отложений, в виде кристалликов льда.

Если мы суммируем составы атмосфер планет солнечной системы, то получим набор компонентов, весьма близкий к составу вулканических газов. Это подтверждает наше предположение о том, что атмосферы планет обязаны своим происхождением вулканической деятельности. Конкретные же их составы обусловлены: 1) строением планет; 2) способностью планет удерживать у своей поверхности те или иные газовые компоненты; 3) эволюцией атмосфер в течение жизни планет.

Из материала, изложенного в этой главе, можно сделать следующий вывод: вулканизм мог играть определяющую роль в формировании внешних оболочек многих космических тел.

Ничто в природе не вызывает такого интереса и не возбуждает такого ужаса, как крупные вулканические извержения.

Г. Макдоналд

Концепция литосферных плит и распространение областей современного вулканизма

Астеносфера. Волны землетрясений распространяются в слоях Земли со скоростями, достигающими скорости космических кораблей. Но скорости их в различных слоях Земли разные. И на границах слоев изменяются они не постепенно, а скачкообразно. В 1909 г. югославский физик А. Мохоровичич обнаружил резкое увеличение скоростей сейсмических волн на глубине около 40 км под континентом. Другие исследователи определили, что под горными хребтами эта глубина несколько больше (60—70 км), а под океаном гораздо меньше (6—8 км). Эта поверхность резкого изменения скоростей сейсмических волн получила название границы Мохоровичича (М). Слой, лежащий выше нее, называют земной корой. Несколько позднее благодаря работам Вихерта, Гутенберга и Джефриса приблизительно на глубине 2900 км была установлена еще одна поверхность скачкообразного изменения скоростей сейсмических волн. Оказалось, что непосредственно ниже этой поверхности поперечные сейсмические волны вообще не распространяются, а не распространяются они, как известно, в жидкости. Так было обнаружено жидкое центральное ядро Земли. Итак, Земля состоит из трех главных слоев — твердой земной коры (0—40 км), твердой оболочки, или мантии (40—2900 км), и жидкого ядра (2900—6370 км). Есть основание полагать, что внутри жидкого ядра расположено еще внутреннее, меньших размеров, ядро, которое может оказаться и твердым. Оболочка и земная кора также не однородны, а состоят из нескольких слоев.

С точки зрения связи вулканизма с глубинным строением Земли особый интерес представляет так называемая астеносфера («мягкая» сфера — термин введен американским геологом Дж. Баррелом в 1914 г.). Это — залегающий в мантии слой (возможно, прерывистый), кровля которого располагается на глубинах порядка 100 км под континентами и около 50 км под океанами. Мощность его составляет 250—300 км.

Отличительная особенность астеносферы — пониженные скорости сейсмических волн. Они выше над астеносферой в слоях

мантии, подстилающих земную кору, и в слоях мантии, лежащих ниже астеносферы. Это означает, что на астеносферных глубинах существует такое соотношение температур и давлений, при котором мантийное вещество находится в квазирасплавленном состоянии, а при снижении давления может перейти в расплавленное.

В. А. Магницкий оценивает вязкость астеносферы от 10^{19} до 10^{22} Па·с, в то время как вязкость вышележащих слоев мантии и подстилающих астеносферу пород выше 10^{22} Па·с.

Надастеносферная толща пород, включающая верхние слои мантии и земную кору, получила название литосферы (каменной сферы). Как показали исследования последних десятилетий, литосфера Земли расколота на несколько крупных глыб, которые как бы плавают на астеносфере, поддвигаются одна под другую и постоянно перемещаются относительно друг друга.

От гипотезы Вегенера к концепции литосферных плит. В начале века (в 1912 г.) немецкий геофизик А. Вегенер, исследователь Гренландии, впоследствии погибший в ее льдах, обосновал гипотезу дрейфа континентов. Среди аргументов в пользу этой гипотезы одним из наиболее наглядных было очертание береговых линий Африки и Южной Америки, позволяющее мысленно совместить эти два материка в один. Получившая признание среди определенного круга специалистов смежных с геологией областей естественных наук, большинством геологов гипотеза Вегенера была признана несостоятельной. И только исследования последних двух-трех десятилетий показали, что Вегенер был прав. Эти исследования привели к созданию современной теории движения литосферных плит, теории, которая потребовала пересмотра многих основных положений геологической науки и привела к принципиально новой трактовке ранее известных фактов. Однако в основу теории были положены факты, ранее не известные и открывшиеся только благодаря началу широких и планомерных исследований дна Мирового океана. В конце 50-х гг. была обнаружена единая, разветвленная цепь срединноокеанических хребтов протяженностью более 70 000 км. В осевой части Срединно-Атлантического хребта Б. Хейзен и М. Юинг открыли рифтовую долину и установили, что она сейсмически активна. Было высказано предположение, что срединноокеанические хребты и расположенные в их осевых частях рифты могут иметь связь с дрейфом материков.

Г. Хесс в 1962 г. высказал мысль, что дно океана растягивается от осевых частей рифтовых долин в разные стороны, а расширяющаяся трещина заполняется поступающим снизу новым веществом. Эта идея тогда же была поддержана Р. Дитцем.

Д. Вилсон и Ф. Вайн в 1966 г. привели бесспорное доказательство перемещения литосферных плит в разные стороны от срединноокеанических хребтов: симметрично расположенные по обе стороны от их осей полосы магнитных аномалий. Как из-

вестно, излившаяся на поверхность Земли лава при своем остывании, а точнее, при переходе через точку Кюри (для магнетита около 600 °С) приобретает намагниченность, соответствующую магнитному полю Земли. Магнитное поле Земли через неодинаковые промежутки времени меняет свой знак на противоположный (рис. 1). Поэтому лавы разного возраста имеют разную намагниченность. Оказалось, что вдоль осевых частей срединноокеанических хребтов залегают самые молодые породы, а по обе стороны от них симметрично — пояса все более и более древних. Предположение Г. Хесса и Р. Дитца было подтверждено.

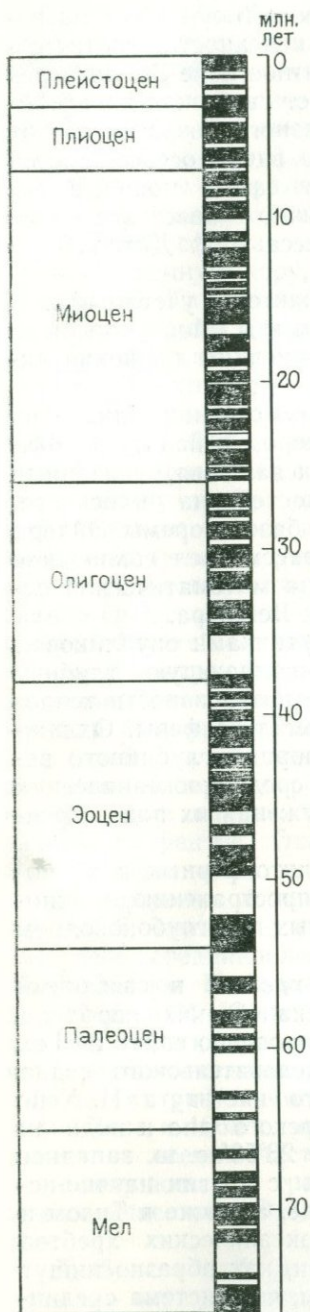
Началось переосмысливание старых фактов с учетом новых. В конце 1967 г. Д. Маккензи, Р. Паркером и Д. Морганом были сформулированы основные положения концепции движения литосферных плит.

В 1969 г. Э. Буллард вернулся к рассмотрению одного из первых аргументов, выдвинутых А. Вегенером в пользу дрейфа материков. Так как карты содержат искажения, связанные с отображением сферических поверхностей на плоскости, Э. Буллард с помощью компьютера на базе теоремы Эйлера о движении сферических поверхностей рассмотрел совпадение контуров Африки и Южной Америки и на математической основе подтвердил правильность выводов А. Вегенера.

В том же 1969 г. Д. Склейте с сотрудниками опубликовал количественную физическую модель, связывающую глубину океана и возраст морского дна, а также интенсивность теплового потока на дне океана с охлаждением литосферы. Охлаждение начинается с застывания новых порций глубинного вещества, поступающих в осевые части срединноокеанических хребтов, и продолжается вплоть до погружения их под встречную плиту.

Начиная с 1968 г. теория движения литосферных плит постоянно подтверждается данными по распространению, мощности и возрасту морских осадков, полученных при глубоководном бурении с судна «Гломар Челленджер».

Рифтовые зоны срединноокеанических хребтов и связанный с ними вулканизм. Наличие свежих вулканических пород на Срединно-Атлантическом хребте было установлено еще в 1961 г., когда во время 21-го рейса научно-исследовательского судна «Чейн» Вудсхолдского океанографического института И. Хейс с сотрудниками сделал фотографии морского дна и подняли образцы стекловатых базальтов в районе 28°53' с. ш. западнее Канарских островов. В последующие годы с других научно-исследовательских судов в Южной Атлантике, а также в Тихом и Индийском океанах с гребней срединноокеанических хребтов были подняты образцы современных лав и, как образно пишут Д. Хейклер и Д. Брайн, стало очевидным, что система срединно-океанических хребтов представляет собой обширную неза рубцевавшуюся вулканическую рану.



В 70-х гг. в рамках работ по проекту «FAMOUS» была поставлена задача детального изучения рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта и происходящих в ней вулканических процессов. В ходе работ по проекту были проведены двадцать пять рейсов надводных судов, две аэромагнитные съемки и сорок семь погружений в рифтовую долину подводных аппаратов.

Было установлено, что ширина рифтовой долины составляет около 30 км. Ширина осевой — донной части 1—2 км. Африканская и Северо-Американская плиты движутся от осевой зоны рифта в разные стороны со скоростью около полутора сантиметров в год. Так как с восточной стороны рифта полосы магнитных аномалий оказались шире, чем с западной, был сделан вывод, что спрединг (движение плиты) в восточном направлении быстрее, чем в западном. Для детального изучения был выбран участок долины в пределах от 36 до 37° с. ш. и от 33 до 34° з. д., ограниченный с севера и юга зонами поперечных разломов. С западной стороны рифтовая долина оказалась окаймленной Западной Стеной — крутым 300-метровым обрывом. С восточной — серией террасовидных уступов.

Изучение величин теплового потока показало, что максимальные значения, превышающие средние в 10—12 раз, приурочиваются именно к зонам разломов. Эти данные и изучение поднятых в зонах разломов драгоценных проб (наличие прожилкования, цементации) привело к заключению о вероятности выходов здесь гидротермальных растворов. В северной зоне разломов наблюдались два значительных участка дна, покрытых налетом марганца, который, как предполагают, выделился из гидротермальных растворов.

Рис. 1. Инверсии магнитного поля Земли за время >70 млн. лет. Черные полосы соответствуют периодам, когда направление магнитного поля совпадало с современным [29]

В рифтовой долине между упомянутыми зонами разломов комплексными исследованиями обнаружены два современных подводных вулкана — горы Венеры и Плутона.

Погружение на дно рифтовой долины в глубоководных исследовательских аппаратах позволило непосредственно наблюдать формы недавно излившихся лав. У. Брайен, работавший в качестве наблюдателя на борту глубоководного аппарата «Олвин», погружавшегося в осевую часть рифтовой зоны, выделяет следующие лавовые формы (рис. 2): 1 — луковицеобразные подушки с почковидными наростами; 2 — сплюснутые подушки, образовавшиеся вследствие вытекания лавы, когда наружный затвердевший слой еще оставался пластичным; 3 — лавовые подушки с пустой внутренней полостью, обусловленные вытеканием лавы, после затвердевания поверхностного слоя; 4 — многослойные полые лавовые трубы; 5 — лавовые канаты, морщины, складки и т. д.

Отмечается, что поднятые со дна рифтовой долины драгами образцы лавы трескались и взрывались на палубе судна вследствие высвобождения содержащихся в них газов.

По-видимому, картина, изображенная на рис. 2, типична для осевых частей рифтовых зон срединноокеанических хребтов.

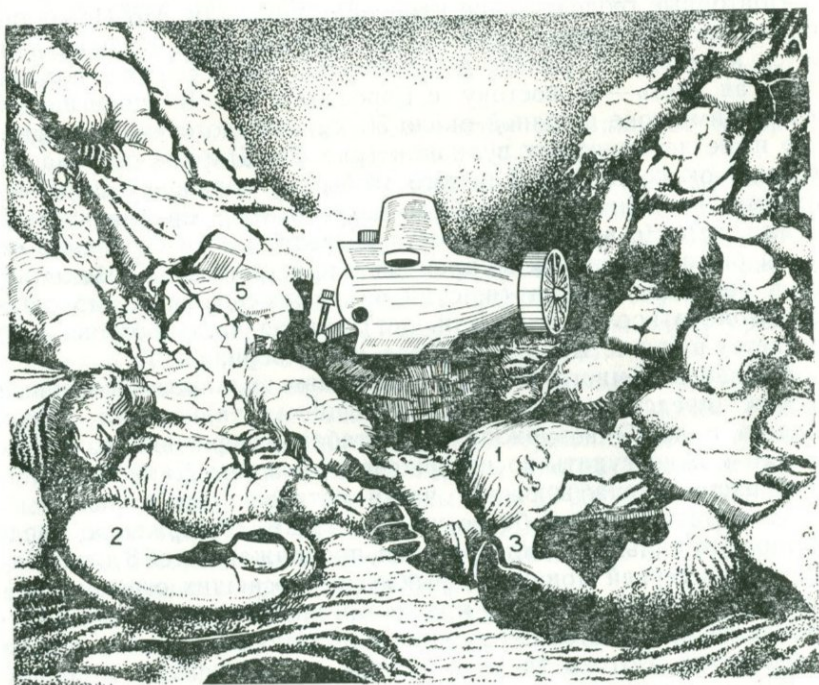


Рис. 2. Формы подводных лавовых излияний в районе Срединно-Атлантического рифта. По У. Б. Брайену

Предполагается, что магма поступает из глубин с более или менее равномерной скоростью, а скорость раздвига плит может изменяться. Возможно, что это соотношение скоростей обуславливает разницу в наклонах и формах поверхности океанского дна. Вероятно, интенсивность вулканических процессов вдоль срединноокеанических хребтов не везде одинакова, и там, где она особенно велика, накопление лав приводит к образованию вулканических островов. Таковы выросшие в рифтовых зонах срединноокеанических хребтов в Атлантическом океане Исландия, остров Ян-Майен, расположенный севернее Исландии, а к югу от нее острова Азорские, Сан-Паулу, Вознесения, Тристан-да-Кунья, Гоф, Буве. Среди островов Восточно-Тихоокеанского хребта наиболее знаменит вулканический остров Пасхи.

В 1982 г. автору довелось побывать в Исландии и участвовать в международном симпозиуме по проблеме образования базальтов, а также в геологических экскурсиях. Наиболее сильное впечатление произвели на него широкие многокилометровые трещины, разрывающие лавовые плато. Геолог в Исландии физически ощущает не только что он находится в области очень интенсивного вулканизма, но и то, что он находится в зоне растяжения, в зоне раздвигов литосферы.

Повторные геодезические измерения показали, что Исландия испытывает постоянное расширение, причем часть острова движется к западу с Северо-Американской литосферной плитой, а другая часть — к востоку с Евразийской. В пролегающей между ними зоне шириной около 50 км сосредоточено большинство ныне действующих вулканов (рис. 3). Ширина острова составляет около 400 км. Для того чтобы ему образоваться по механизму спрединга, должно было потребоваться приблизительно 15 млн. лет. Но вряд ли скорость разрастания (в среднем 3 см в год) была постоянной во времени и пространстве. Любопытно, что в настоящее время (и, судя по распространению молодых базальтов, в последние 3 млн. лет) южная часть острова разрастается в три-четыре раза скорее, чем северная.

В Исландии много всемирно известных вулканов. Особенный интерес представляют вулканы-трещины, такие как Лаки, Эльдгья и др. О возможных масштабах извержений из таких трещин можно судить по извержению трещины Лаки в 1783 г. Лаки расположена в южной части острова и простирается от ледника Ватнайекудль более чем на 25 км. Извержению предшествовали сильные землетрясения, продолжавшиеся 8 дней. Началось оно серией мощных взрывов, выбросивших огромное количество пепла. Пеплопады причинили ущерб даже полям Шотландии и Норвегии. Взрывы сменились излиянием лавы сразу из 22 отверстий. Потоки лавы полностью залили ущелья глубиной до 180 м и покрыли площадь 565 км². Объем лавы превысил 12 км³.

Подобное извержение у трещины Эльдгья, расположенной

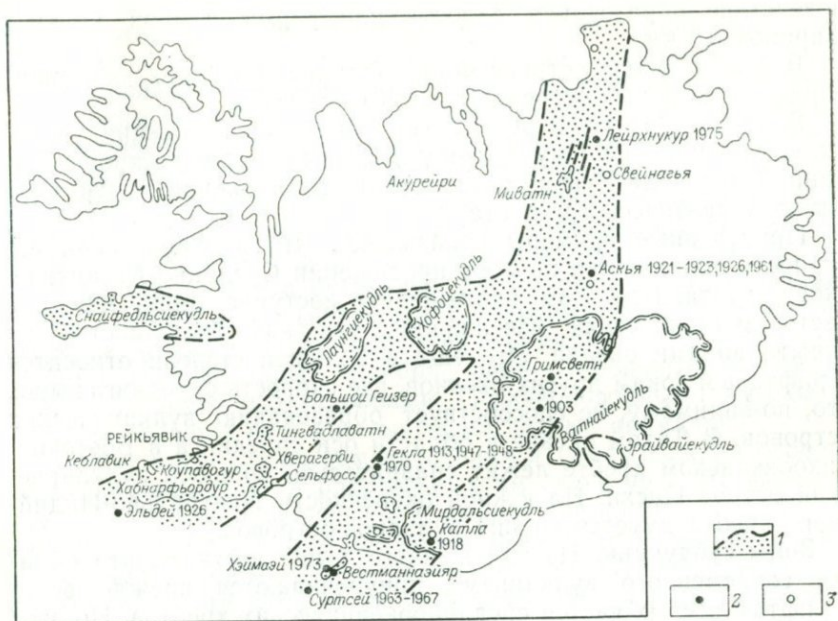


Рис. 3. Активные вулканы Исландии и даты их извержений, начиная с 1900 г. По М. Швархбаху.

1 — зоны новейшего вулканизма; извержения: 2 — после 1900 г., 3 — с 1800 по 1899 г.

в нескольких километрах к юго-востоку от Лаки, по историческим данным произошло между 930 и 950 годами.

Самый высокий вулкан Исландии Гекла (1491 м) венчает хребт протяженностью около 27 км. Возможно он вырос над трещиной, подобной трещине Лаки. Начиная с 1104 г., когда произошло первое документально подтвержденное извержение, и до настоящего времени крупные извержения случались более 20 раз. Гекла извергает как лавы, так и шлаки. Некоторые извержения имеют чисто эксплозивный характер.

Своеобразие некоторых вулканов Исландии заключается в том, что они находятся под гигантскими ледниками (например, вулканы Катла и Гримсвотн). Извержения таких вулканов приводят к быстрому таянию льда и иногда к катастрофическому сбросу огромных масс воды (до 50 000 м³/с). У южного побережья Исландии случаются подводные извержения, в результате которых возникают новые вулканические острова. Так в 1963 г. возник остров-вулкан Сюртсэй.

Остров Ян-Майен приурочен к восточному борту срединного рифта и состоит из двух связанных перешейком вулканов Беренберга (2277 м) и Рудольф-Топпен (769 м). В сентябре 1970 г. на острове произошло извержение из трещины длиной 5—6 км. Излияние больших масс базальта привело к увеличению его

вследствие образования лавовой платформы длиной 3,5 км и шириной 0,5 км.

В 1957 г. около острова Фаял (группа Азорских островов) образовался новый остров-вулкан Капельниш.

В 1961—1962 гг. в результате сильного извержения увеличились размеры на 1 км в длину и 0,4 км в ширину острова-вулкана Тристан-да-Кунья, расположенного в южной части Срединно-Атлантического хребта.

Приведенные примеры показывают, что вулканическая активность проявляется на всем протяжении Срединно-Атлантического хребта. При этом наблюдению доступна лишь меньшая часть вулканических извержений, так как большинство их скрыто водами океана. Это еще в большей степени относится к рифтовым зонам других океанов, где скорость спрединга выше, что, по-видимому, не способствует образованию вулканических островов. В Тихом океане в области оси спрединга в Восточно-Тихоокеанском хребте лежит сравнительно большой вулканический остров Пасхи. На южной оконечности Центрально-Индийского хребта имеется группа вулканов-островов.

Зоны субдукции. Из изложенного выше явствует, что области современного вулканизма приурочиваются прежде всего к рифтам осевых частей срединноокеанических хребтов. Но этот факт стал очевидным только с торжеством концепции движения литосферных плит. До этого времени очевидным было другое — приуроченность трех четвертей числа современных известных активных вулканов к так называемому Тихоокеанскому огненному кольцу, к расположенным по его периферии островным дугам и родственным им структурам.

В Тихом океане насчитывают двадцать две островные дуги. Если начать счет с Японской дуги и идти сначала на юг, мы встретим дуги: Нансей, Идзу-Бонинскую — п-ов Идзу и острова Бонин к юго-востоку от Японии; Иво-Джимо или Волкано — острова Волкано к югу от Идзу-Бонинской дуги; Марианскую; Филиппинскую; Яп и Палау, расположенные еще южнее и включающие одноименные острова; Ванда, расположенную севернее Австралии; Ново-Гвинейскую; Западно-Меланезийскую — острова Адмиралтейства и другие западные острова Меланезии; Новобританскую, лежащую к северо-востоку от Гвинеи; Бугенвильскую — Соломоновы острова; Ново-Гебридскую и Ново-Каледонскую, включающие одноименные острова, расположенные к востоку от Австралии; наконец, Восточно-Меланезийскую, Тонга, Кермадек и Ново-Зеландскую; а на самом юге, уже в антарктических водах, Скотию — южные Сандвичевы острова. Вдоль американских берегов Тихого океана островных дуг нет, но они окаймляются родственными им структурами с действующими вулканами и вдоль них протягиваются глубоководные желоба — Атокамский и Гватемальский.

Структуры северо-американского побережья и Аляски, родственные островным дугам, продолжают Алеутской островной

дугой, которая на севере Камчатки в районе вулкана Швелуч подходит к Камчатско-Курильской дуговой структуре. Южная часть последней — Курильская цепь — примыкает к Японии. Она, таким образом, замыкает Тихоокеанское огненное кольцо.

Генетически связана с этим кольцом величайшая Индонезийская, или Явинская, островная дуга, примыкающая к сложному структурному узлу между южной оконечностью Азии и Австралией со стороны Индийского океана. Глубоководный желоб, приуроченный к ней, находится в акватории последнего.

Характерная черта островных дуг — пояса сильных отрицательных аномалий силы тяжести. В зависимости от особенностей строения островных дуг оси этих аномалий либо совпадают с осями глубоководных ложбин, либо отклоняются от них и иногда проходят под островами. С глубоководными желобами связаны большие положительные магнитные аномалии.

Может быть, самая замечательная и самая важная особенность островных дуг и родственных им структур — это фокальные поверхности землетрясений, выходящие на склоне глубоководных желобов и падающие под углами $35-45^\circ$ на $600-700$ км вглубь под материк. Открытие этой особенности — заслуга японского сейсмолога Вадати. В 1928 г. он показал, что в Японии помимо «нормальных» землетрясений с глубинами фокусов до 60 км происходят землетрясения с фокусами до 700 км ниже поверхности Земли. Вадати установил в общем закономерное изменение расположения эпицентров землетрясений, соединив их линиями равной глубины. Он отметил, что пояс промежуточных фокусов располагается под поясами активных вулканов.

Позднее глубокие землетрясения были установлены и для других районов тихоокеанского огненного кольца. Сейсмические фокальные поверхности фиксируют собой глубокие зоны скалывания.

В зоне перехода от океана к континенту, в областях островных дуг, кора имеет толщину и строение переходные, промежуточные между толщиной и строением океанической и континентальной коры.

На границе между океаном и континентом происходит перестройка коры. Вынос вулканами из глубоких недр Земли огромных масс относительно кислого силикатного вещества приводит здесь к перерождению коры океанического типа в кору континентального типа.

Особенностям строения земной коры и мантии в зонах перехода от континентов к океанам посвящена обширная литература, поэтому у нас нет необходимости подробно останавливаться на этом вопросе. Однако мы должны отметить, что разгадка образования всех упомянутых выше структур на границах континентов и океана дана теорией движения литосферных плит: все эти структуры представляют собой зоны субдукции — зоны поддвига «океанических» литосферных плит под «материковые».

Специфика вулканизма зон субдукции заключается в следующем.

1. Здесь расположено большинство известных действующих вулканов Земли.

2. Самые сильные взрывные извержения приурочиваются к этой зоне.

3. Основным продуктом вулканических извержений является андезитовый материал, состав которого очень близок к среднему составу континентальной земной коры.

4. Девять десятых общей массы извергаемого материала приходится на пирокластические продукты, главным образом андезитовый вулканический пепел, огромные количества которого поступают непосредственно во время извержения или в первые годы после извержения в бассейны морского осадконакопления.

5. С андезитовым вулканизмом островных дуг и континентальных окраин связано образование самых крупных вулканических кальдер.

6. Андезитовый вулканизм островных дуг и континентальных окраин тесно ассоциирует со специфическими геофизическими аномалиями на границе континентов и океанов, с явлениями, происходящими в глубоких сейсмофокальных зонах и глубоководных желобах.

Океанические внутриплитные цепи вулканов. Выше мы показали, что главные области современного вулканизма приурочены к границам литосферных плит. Но есть зоны современного вулканизма, расположенные внутри как «океанических», так и «континентальных» плит.

Океанические внутриплитные цепи вулканов отличаются от срединно-океанических хребтов своей асейсмичностью. Такие цепи широко распространены в Тихом, Индийском, Атлантическом океанах. В западной части Тихого океана многие вулканы приурочены к цепи архипелагов Самоа — Маршаллова — Каролинского — Кука — Тубуан — Туамоту. В центральной — к подводному вулканическому хребту Императорских гор, который продолжается в Гавайском архипелаге, и в цепи Полинезийских Спорад (острова Лайн). Для этих подводных хребтов характерно субмеридиональное простирание.

В Индийском океане новейший и современный вулканизм интенсивно проявился в западной его части. Вулканы группируются здесь в области возвышенности Коморских островов и на дугообразной возвышенности, протягивающейся от Сейшельских островов к Маскаренским. В юго-западной части океана они возвышаются над водой островами Принс-Эдуард и Крозе. В северной половине Индийского океана между 70 и 75° в. д. меридионально протягивается подводный вулканический хребет, фиксирующийся островами — атоллами Лаккадиевскими, Мальдивскими и Чагос.

На самом юге Индийского океана находится подводный хре-

бет Кергелен, возвышающийся над водой цепью вулканических островов.

В ряде океанических вулканических цепей выявлена интересная закономерность: современная вулканическая деятельность проявляется на одном их конце. При движении же к противоположному концу цепи возраст вулканов-островов постепенно увеличивается. Ярким примером являются Гавайские острова: их возраст растет в северо-западном направлении. Современные извержения приурочены к крайнему юго-восточному острову Гавайи и к восточной части острова Мауи. В западной части острова Мауи возраст пород достигает 1,3 млн. лет. На следующем острове Молокаи он колеблется в пределах 1,3—1,8 млн. лет, на острове Оаху — 0,1—3,3 млн. лет, на Кауи — 0,6—5,6 млн. лет. В области сочленения Гавайского и Императорского хребтов он достигает уже 41—43 млн. лет, а в северо-западной части Императорского хребта ~70 млн. лет.

Однако такая четкая закономерность наблюдается не всегда. В частности, в гряде островов Кука и Табуан определения абсолютного возраста пород не показывают его систематического увеличения от подводного вулкана Макдональда, что, впрочем, может быть связано с нечеткой привязкой образцов к стадиям развития вулканических построек.

На островах Общества (Таити и Мура) данные абсолютного возраста вулканических пород показывают более высокие скорости перемещения Тихоокеанской плиты, чем это следует из других данных. Для объяснения этих особенностей расположения вулканов на литосферных океанических плитах Вилсоном, а позднее Морганом была выдвинута так называемая гипотеза «горячих точек». Предполагается, что в недрах Земли имеются округлые в плане фиксированные области подъема горячего мантийного вещества. На поверхности Земли над ними возникает вулкан, который перемещается вместе с литосферной плитой. На его месте зарождается следующий и так далее, а в результате возникает целая океаническая внутриплитная цепь. «Горячие точки» могут располагаться как в осевых частях срединноокеанических хребтов, так и вне их. В срединноокеанических хребтах, по Моргану, «горячие точки» фиксируются такими островами, как Исландия, Азорские, Галапагос, Пасхи и др. Внутри плит «горячие точки» отмечены островом Гавайи и подводным вулканом Макдональд в Тихом океане, Канарскими островами на Африканской плите в Атлантическом океане и Коморскими островами на Сомалийской плите в Индийском океане. От этих «горячих точек» берут начало внутриплитные океанические цепи вулканов.

Большинство «горячих точек» характеризуется ярко выраженными положительными гравитационными аномалиями.

Внутриконтинентальные рифтовые зоны и приуроченный к ним вулканизм. Вычислено, что около 70 млн. лет назад Южная Америка откололась от Африки и началось раздвижение

этих материков и образование Атлантического океана. Сравнительно недавно Аравийский полуостров отделился от Африки и их раздвижение привело к возникновению Красного моря. Процессы, приводящие к расколу материков, по-видимому, происходят и в настоящее время. Есть основания предполагать, что они обусловили образование Восточно-Африканской рифтовой зоны. Такие внутриконтинентальные рифтовые зоны также являются областями развития интенсивного современного вулканизма.

Так, самые крупные известные континентальные вулканы расположены в Африке. Они приурочены к области Великого Африканского грабена, протягивающегося на тысячи километров и фиксируемого рядом больших озер, раскинувшихся в рифтовых долинах. Это озера Альберт, Киву, Танганьика и Ньяса. Вдоль рифтовых долин вытянуты горные гряды, высота которых местами превышает 5000 м. Самая высокая гора — Килиманджаро (5895 м) представляет собой вулкан, о недавней деятельности которого свидетельствуют расположенные на нем фумаролы. Наиболее известны активные вулканы Ньямлагира (3052 м) и Нирагонго (3470 м). Особенную известность эти вулканы приобрели благодаря тому, что в их кратерах долгие годы сохранялись лавовые озера. Лавовое озеро Ньямлагиры исчезло во время большого извержения этого вулкана в 1938—1940 гг. На вулкане Нирагонго лавовое озеро продолжает существовать. Несколько действующих вулканов известно в районе Красного моря. В очень недалеком прошлом вулканы действовали на Аравийском полуострове.

Для извержений континентальных вулканов характерны излияния относительно жидких лав, образование лавовых озер, сравнительно невысокая эксплозивность. Специфичен состав извергаемых продуктов. Обычно это базальты, характеризующиеся высоким содержанием щелочей. Действующий вулкан Ленгай (2878 м), расположенный в восточной рифтовой зоне Африки, извергал даже карбонатитовый пепел и лаву.

Раскол и перемещение континентов, движение океанических плит в противоположные стороны от осей срединноокеанических хребтов, образование зон субдукции и, естественно, расположение областей современного вулканизма — все это связывается воедино и объясняется в настоящее время конвективными течениями в мантии.

Гипотез, объясняющих подобные течения, несколько. Мы упомянем только одну — гипотезу Моргана. Она заключается в том, что от границы ядро — мантия в виде колонн с диаметром ~ 150 км поднимается со скоростью около 2 м в год перегретый мантийный материал. Число таких колонн (по числу «горячих точек» на поверхности Земли) приблизительно 20. По ним в астеносферу поднимается ~ 600 км³ перегретого вещества в год. Растекание этого вещества под литосферными плитами приводит в движение механизм спрединга.

Глубинные источники магмы. Из тех немногих фактов, которые мы отметили в самом начале этой главы, естественно заключить, что области питания вулканов — магматические очаги — вероятнее всего находятся в астеносфере. Д. Шимозуру по анализу сейсмологических данных предполагает в астеносфере наличие жидкой фазы (силикатного расплава) и оценивает ее объем в 11—15 % от общего объема вещества астеносферы [2]. Специальные исследования, проведенные в областях активного вулканизма, свидетельствуют о том, что независимо от приуроченности вулканов к той или иной глобальной структуре — к рифтам океанических хребтов, к внутриокеаническим цепям вулканов, к зонам субдукции или к внутриконтинентальным рифтам — корни их уходят в астеносферу.

Коснемся имеющихся геофизических данных для вулканов различных структурных зон. Такие данные известны, например, для Исландии — региона, представляющего собой выступающую над морем часть срединноокеанического хребта. По сейсмологическим исследованиям под вулканами Исландии определена низкоскоростная зона, уходящая от верхов мантии на глубины порядка 250 км [2]. Верхняя граница мантии устанавливается на глубине 10—17 км. Ширина зоны с высоким коэффициентом затухания сейсмических волн оценивается не более чем в 100 км. Все эти данные в совокупности позволяют предполагать поступление магмы толеитовых базальтов в рифтовых зонах срединноокеанических хребтов из астеносферного слоя.

В геофизическом отношении относительно хорошо изучены недра вулканов Гавайских островов. Г. Итон отмечал подъем гипоцентров землетрясений, сопровождавших извержения Ки-лауэа, с глубин приблизительно 60 км и до поверхности Земли.

По данным наблюдений длиннопериодных электромагнитных колебаний проводящий слой, ассоциирующийся с присутствием расплава, выделен на глубине около 350 км [2]. Это является аргументом в пользу гипотезы об очень глубоком источнике питания («горячей точке») гавайских вулканов. Мощность коры под вулканами значительно превышает среднюю для океанической коры и достигает 12—20 км.

В зонах субдукции (под островными дугами) источники магматического питания вулканов связываются также с большими глубинами. Так, на Камчатке под Центральной депрессией и Восточным вулканическим поясом от границы Мохоровичича и до глубины 200—300 км отмечаются аномально низкие скорости сейсмических волн (v_p 7,3—7,4 км/с) [2]. Аномально низкие значения сейсмических волн установлены под Курильской вулканической грядой вплоть до глубин, соответствующих фокальной зоне [2]. Известны они и под вулканами Японии, где отмечается также высокое поглощение сейсмических волн между сейсмофокальной зоной и земной корой.

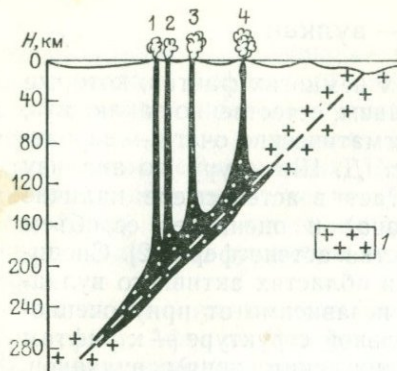


Рис. 4. Зона глубинного разлома и предполагаемое положение магматического очага. По Е. К. Мархинину и Д. С. Стратуле.

1 — очаги землетрясений; H — среднее расстояние до сейсмофокального слоя. 1, 2, 3, 4 — группы вулканов с различными средними значениями H ; они соответствуют аналогичным цифрам на кривых рис. 5.

В пользу связи источников магмы в зонах субдукции с сейсмофокальными слоями свидетельствуют и геохимические данные. Такие данные имеются, в частности, для Курильской островной дуги. Дуга Курильских островов располагается над зоной глубинного наклонного разлома, падающего под континент (рис. 4). Поэтому расстояние от него до кратеров вулканов (H) различное и колеблется большей частью в пределах от 100 до 250 км.

Было подмечено, что химический и минеральный состав извергаемых Курильскими вулканами лав можно представить как функцию расстояния кратера до сейсмофокальной «поверхности» $f(H)$. Оказалось также, что с уменьшением H возрастает содержание газов в магме, увеличивается ее взрывчатость, в массе продуктов извержений растет процент пирокластического материала. На рис. 5 показана зависимость от H содержания в силикатных продуктах вулканов Курильских островов некоторых важнейших компонентов. Функциональная зависимость химического состава лав от глубины сейсмофокального слоя хорошо проявляется в отношениях порообразующих окислов. Так, на рис. 5 мы видим четкую зависимость от H коэффициента γ , который представляет собой содержание окислов щелочных металлов, приходящихся на 100 частей кремнекислоты:

$$\gamma = \frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{SiO}_2} \cdot 100.$$

Установлена корреляционная зависимость между содержанием K_2O в базальтах и андезито-базальтах вулканов Камчатки и Курильских островов и глубиной сейсмофокальной зоны, выражающаяся даже в том, что колебания содержания K_2O в лавах вулканов, расположенных вдоль дуги, повторяют «зигзаги» сейсмофокальной зоны (рис. 6, 7).

Вместе с тем имеются данные сейсмического зондирования, позволяющие предполагать наличие скоплений магмы — магма-

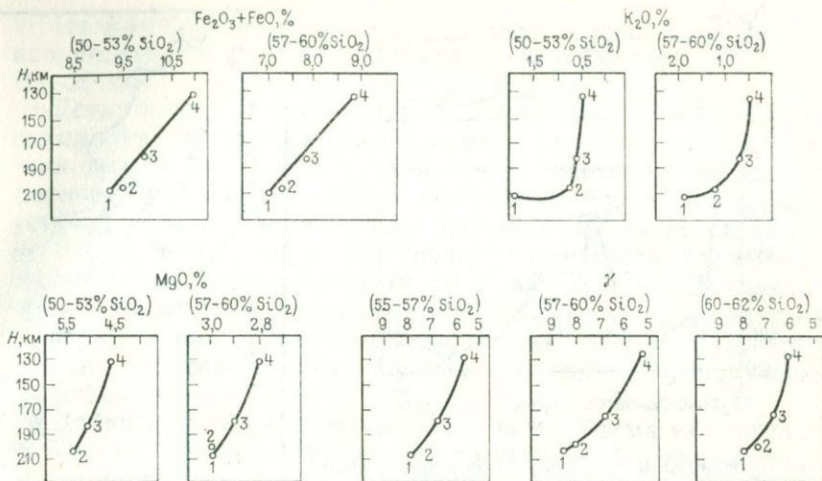


Рис. 5. Графики функциональной зависимости содержания в продуктах извержений некоторых важнейших породообразующих окислов и коэффициента γ от H . По Е. К. Мархинину и Д. С. Стратуле.

1, 2, 3 и 4 — группы вулканов с различными средними значениями H

тических очагов на глубинах нескольких десятков километров. Так, например, в Японии сейсмическим зондированием «просвечивался» вулкан Сакурадзима на глубинах 20—30 км. При этом под вулканом отмечено интенсивное затухание сейсмических волн, что может быть вызвано наличием магматического очага [2].

На Камчатке для Ключевской группы вулканов по данным сейсмического зондирования предполагается залегание магматических очагов на глубинах от 30 до 60 км [2].

Некоторые исследователи называют очаги, расположенные на таких глубинах, промежуточными.

Интрузии под вулканами. Магматические внедрения на глубинах до 20 км часто называют периферическими вулканическими очагами, или интрузиями под вулканами. Такие неглубокие магматические очаги устанавливаются как из анализа геофизических данных, так и непосредственными геологическими наблюдениями. Геофизические свидетельства в пользу существования неглубоких магматических очагов под вулканами имеются для Исландии, Гавайских островов, Японии, Камчатки, т. е. для областей современного вулканизма, приуроченных к различным глобальным структурам.

В Исландии при извержении вулкана Крафла в 1975 г. на основании анализа гравиметрических и сейсмических данных, а также изучения деформаций земной коры сделан вывод, что кислый материал извергался из очага, расположенного на глубинах 2—3 км.

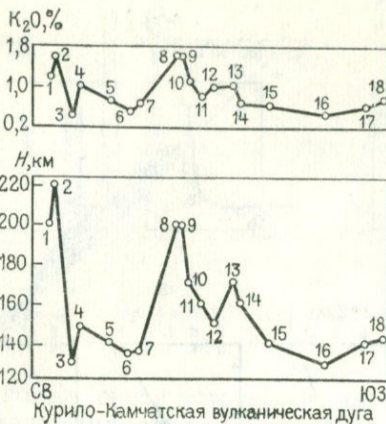
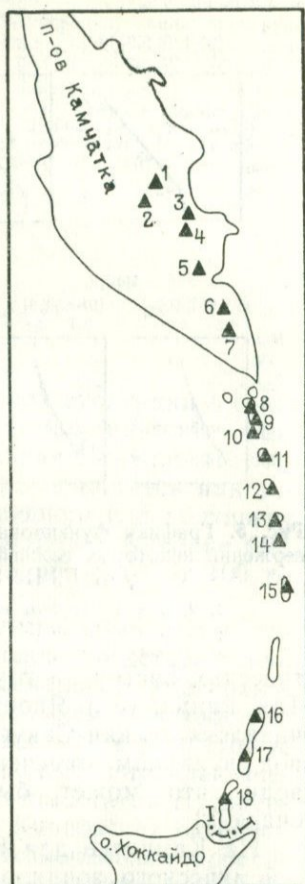


Рис. 6. Вариации глубины сейсмофокальной зоны и содержание К₂О в базальтах и андезито-базальтах вдоль Курило-Камчатской вулканической дуги. По Е. К. Мархинину и Д. С. Стратуле.

Цифры 1—18 см. на рис. 7

Рис. 7. Схема Курило-Камчатской вулканической дуги.

Вулканы: 1 — Ключевской, 2 — Плоский Толбачик, 3 — Кроноцкий, 4 — Крашеннинникова, 5 — Авачинский, 6 — Мутновский, 7 — Ходутка, 8 — Эбеко, 9 — Богдановича, 10 — Карпинского, 11 — Пик Немо, 12 — Синарка, 13 — Райкоке, 14 — Сарычева, 5 — кальдера Зваричского, 16 — кальдера Медвежья, 17 — Атсонопури, 18 — Тятя



Гравиметрическая съемка островов Гавайского архипелага установила наличие положительных гравиметрических аномалий как под действующими, так и под потухшими вулканами, которые интерпретируются как магматические очаги, непосредственно питающие извержения. Разносторонние геофизические данные о неглубокой области питания имеются для действующего вулкана Килауэа. Гравиметрические, магнитометрические, электроразведочные исследования и изучение деформаций земной поверхности во время извержений привели к выводу о наличии у этого вулкана довольно обширной магматической камеры на глубинах от 1,5—2 до 5—6 км. По гравиметрическим и магнитометрическим данным магматический резервуар на глубине 2—3 км установлен на японском вулкане Ооошима. Наблюдения за деформациями земной поверхности привели к выводу о наличии неглубокого магматического очага у вулкана Сакурадзима [2].

На Камчатке по геофизическим данным периферические вулканические очаги устанавливаются на глубинах от 2—3 до 10—20 км.

Есть много геологических наблюдений над субвулканическими интрузиями. Так называют обнажившиеся на поверхности тела застывшей магмы, бывшей в геологическом прошлом периферическими вулканическими очагами. В большинстве случаев устанавливается глубина формирования их от нескольких сот метров до нескольких километров от поверхности, размеры большей частью не превышают 10 км в поперечнике. Другими словами, имеющиеся геофизические данные о предполагаемых периферических вулканических очагах вполне согласуются с данными геологических наблюдений над субвулканическими интрузиями.

Дайки и жерла как питающие каналы. Магма из очагов к поверхности Земли поступает по трещинам. Иногда такие трещины можно наблюдать непосредственно. Чаще они фиксируются линейным расположением шлаковых конусов и кратеров. Протяженность таких трещин и трещинных зон может быть весьма значительной, например, в районе вулкана Плоский Толбачик на Камчатке — не менее 60 км. Трещины, заполненные магмой, представляют собой дайки. Система магматических очагов соединена между собой и вулканом на поверхности Земли дайками. Нередко крупные вулканы бывают рассечены радиальными и концентрическими дайками (например, вулканы Ключевской, Толбачик, Авача). Это свидетельствует о наличии либо прямо в теле вулкана, либо на небольшой глубине под ним магматической камеры. Судя по дайкам, обнажающимся на поверхности и доступным геологическим наблюдениям, их мощность может варьировать от одного-двух до десятков метров. В процессе развития извержения оно часто локализуется в одном или нескольких местах раскрывающейся трещины. Здесь вырабатывается жерло. Этому способствует вскипание магмы, приводящее к вулканическим взрывам. Глубина жерл, по-видимому, редко превышает сотни метров.

Таким образом, система «очаг — вулкан» может включать следующие элементы: глубинный источник магмы (глубина 100 км и более); промежуточный магматический очаг (глубина несколько десятков километров); периферический очаг (глубина 1—10, реже до 20 км); дайки, жерла.

О процессе вулканических извержений

Классификация извержений. Есть три основных характеристики всякого вулканического извержения:

- 1) его масштаб (объем изверженных продуктов);
- 2) состав извергаемого материала;
- 3) динамика (эффузивная, экструзивная, эксплозивная, комплексная).

По масштабу (по объему изверженных продуктов) все вулканические извержения можно подразделить на 5 классов.

I класс — объем изверженного материала более 100 км³.

II класс — от 10 до 100 км³.

III класс — от 1 до 10 км³.

IV класс — от 0,1 до 1 км³.

V класс — менее 0,1 км³.

Из исторических извержений к I классу, по-видимому, может быть отнесено лишь извержение вулкана Тамбора в 1815 г. в Индонезии. Ко второму — извержение вулкана Косигуина в Центральной Америке в 1835 г., извержение трещины Лаки в Исландии в 1783 г., Кракатау у о. Суматра в Индонезии в 1883 г., Катмай на Аляске в 1912 г.

Извержения II класса из расчета на одно столетие также единичны.

Число извержений III класса, приходящихся на столетие, по-видимому, на 1,5—2 порядка больше. Только в пределах Курило-Камчатской дуги в текущем столетии к III классу относятся извержения Ксудаца в 1907 г., Севергина в 1933 г., Безымянного в 1956 г., Шивелуча в 1964 г., Толбачика в 1975—1976 гг.

Извержения IV и V классов происходят еще чаще. Из числа изучавшихся автором в пределах Курило-Камчатской дуги к IV классу относятся извержение вулкана Алайд в 1972 г., извержение вулкана Тятя в 1973 г., извержение вулкана Ключевской Сопки в 1966 г.; к V классу — многочисленные извержения вулкана Безымянного после 1956 г., извержение кальдеры Заварицкого в 1957 г., извержение вулкана Сарычева в 1960 г. и др.

Состав извергаемых силикатных вулканических продуктов не только исключительно важен с разных точек зрения, но он в известной степени определяет и механизм, динамику извержения. На этом вопросе мы подробнее остановимся ниже. Главные черты динамики извержения могут быть определены следующими терминами:

эффузивное — если извержение в основном сводится к излиянию лавы;

экструзивное — если оно характеризуется главным образом выжиманием лавовых куполов;

эксплозивное — если главную роль в извержении играют взрывы.

При смешанных эффузивно-эксплозивных, экструзивно-эксплозивных и т. д. извержениях важной характеристикой является коэффициент эксплозивности, выражающий в процентах количество пирокластического материала от общей массы продуктов извержения.

Таким образом, главную суть каждого извержения (его основные характеристики) можно выразить короткой формулой. Например: 4Б.Эксп.100, что означает: извержение IV класса, базальтовое, эксплозивное, коэффициент эксплозивности 100 (та-

ким было извержение вулкана Тятя в 1973 г.); или — ЗБ.Эксп.-эф.86, т. е. извержение III класса, базальтовое, эксплозивно-эффузивное, коэффициент эксплозивности 86 (Толбачинское извержение в 1975—1976 гг., Северный прорыв). Однако совершенно очевидно, что так же как никакое конкретное извержение нельзя охарактеризовать, определив его тип в сравнении с уже известными извержениями (Гавайского, Пелейского, Катмайского, Плинианского типа), нельзя его сколько-нибудь полно «выразить» и формулой. Мы покажем это, приведя ниже примеры двух детально изучавшихся нами извержений.

Рассматривая вулканические извержения в глобальном масштабе, их можно подразделить на две основные категории: подводные (глубоководные) и наземные (вместе с мелкоководными). Специфику глубоководных извержений определяет давление толщи воды, которое в общем случае выше, чем давление растворенных в магме газов. Поэтому для глубоководных извержений в отличие от наземных и мелкоководных не характерны вулканические взрывы, их отличает эффузивно-экструзивная динамика.

О явлениях, сопровождающих извержения. Около 30 лет автор изучал извержения вулканов Курильских островов и Камчатки. Поэтому естественно, что он будет обращаться в основном к примерам недавних извержений в этих регионах. Среди явлений, сопровождающих вулканические извержения (изменения геофизических параметров здесь не рассматриваются), автором совместно с А. Н. Сириным, К. М. Тимербаевой и П. И. Токаревым выделены следующие.

Вертикальные и крутонаклонные взрывы*. К ним отнесены эксплозии, при которых угол основной струи взрывного столба с горизонтом равен $90-60^\circ$. Действие воздушной волны при подавляющем большинстве таких взрывов за пределами вулканического подножия практически не проявляется. Весь крупный обломочный материал обычно выпадает на склоне вулканического конуса или в пределах кальдеры.

Известны очень сильные вертикальные взрывы, срывающие полностью или частично вулканическую вершину. При таких взрывах резко возрастает как количество обломочного материала, так и радиус зоны разброса. Во время извержения пика Сырычева в 1946 г. крупные обломки выпадали на расстоянии до 7 км. Возможны выбросы крупных обломков на расстояние до 10 км. Температура падающих на землю обломков может достигать 600° и при попадании в жилые дома, лес и т. п. они способны вызывать пожары.

Косые взрывы (направленного действия). Осевая часть взрывной струи при такого рода эксплозиях составляет с горизонтом угол менее 60° .

* К вертикальным взрывам также отнесены фреатические взрывы и вторичные взрывы на агломератовых и лавовых потоках.

При очень сильных и катастрофических взрывах ударное и термическое действие газовой струи может проявляться на расстоянии до 30 км (извержение вулкана Безымянного 1956 г.). Косые взрывы на Камчатке и Курильских островах зафиксированы у вулканов Шивелуч, Безымянный и Севергина.

Каменные лавины. Обычно образуются при вертикальных взрывах, как из раскаленных обломков свежеизлившейся лавы, так и из холодных обломков, образовавшихся при разрушении взрывом старых лав. Часто они возникают при росте экструзивных куполов. Лавины такого рода обычно далеко за пределы вулканического подножия не распространяются и поэтому при извержении Камчатских вулканов особой опасности представлять не могут.

При извержении вулканов Курильской гряды, у которых вулканическое подножие иногда совпадает с береговой линией, лавины могут достигать берега моря и расположенных там населенных пунктов.

Движение каменных лавин обычно подчинено формам рельефа.

Раскаленные потоки рыхлого материала (агломератовые потоки). Эти потоки на Камчатке и Курильских островах наблюдаются нередко. Они могут распространяться далеко за пределы вулканического конуса, особенно в том случае, если они сопровождаются палящими тучами (при извержении Безымянного в 1956 г. агломератовый поток распространился на расстояние 18 км, при извержении Шивелуча в 1964 г.— более чем на 15 км).

Небольшие агломератовые потоки (типа наблюдаемых у вулкана Авачинского) в своем движении могут подчиняться формам рельефа. Крупные потоки (извержение Безымянного, 1956 г.; Шивелуча, 1964 г.) засыпают мелкие формы рельефа, нивелируя местность и совершенно изменяя ее облик. При выходе агломератовых потоков за пределы береговой линии (например, при извержении пика Сарычева в 1930 и 1946 гг., вулкана Севергина в 1933 г.) последняя может быть существенно изменена.

Палящие тучи. По своему происхождению различны. Палящие тучи вулкана Шивелуч (извержение 1944—1948 гг. и 12 ноября 1964 г.) и палящая туча вулкана Безымянного (30 марта 1956 г.) связаны со взрывами направленного действия. Температура палящих туч достигает 900° (вулкан Шивелуч, извержение 1944 г.) скорость 90 км/ч (Шивелуч, извержение 1947 г.). Палящие тучи могут проходить путь до 20—30 км.

Лавовые потоки. Для подавляющего числа вулканов Камчатки и Курильских островов длина лавовых потоков, излившихся в исторический период, не превышает 5—10 км. Исключение составляют вулканы Толбачик, Ключевской, Горелый хребет, боковые извержения которых дают более длинные лавовые потоки. Так, например, во время исторического (точная дата

неизвестна) извержения вулкана Толбачик был излит лавовый поток длиной до 40 км. Поток кратера Билукай (вулкан Ключевской, 1938 г.) — 16 км. Температура лавы достигает 1100—1200°.

Небольшая длина лавовых потоков, а также малая скорость их движения (до 1 км в сутки) и значительная удаленность камчатских вулканов от населенных пунктов делают угрозу лавовых потоков для жизни людей маловероятной.

При извержениях вулканов, расположенных на небольших островах Курильского архипелага, лавовые потоки могут достигать побережья. Радиус опасной зоны лавовых потоков для Ключевского вулкана 30 км, для Толбачика — 45 км.

Грязевые и водные потоки. Сопутствуют извержениям с выбросом больших количеств раскаленных обломков, лавинами раскаленного рыхлого материала, палящими тучами. Движение грязевых и водных потоков происходит со скоростью до 60 км/ч и, как правило, подчинено формам рельефа. Потоки могут проходить значительные расстояния. Например, при извержении вулкана Безымянного в 1956 г. — 80 км, Ключевского в 1944—1945 гг. — 35 км, Авачинского в 1938 г. — 18 км. В условиях Камчатки грязевые и водные потоки представляют наиболее реальную угрозу при извержениях. Радиус опасной зоны (вдоль отрицательных форм рельефа) в зависимости от конкретных условий (силы извержения, характера рельефа и т. п.) от 30 до 90 км.

Все исторические извержения на Камчатке и на Курильских островах могут быть сведены к шести нижеперечисленным типам, отличающимся характером сопутствующих явлений.

I. Эксплозивные извержения конусов центрального типа. Характерны вертикальные взрывы, достигающие иногда колоссальной силы, с выбросами большого количества эксплозивного материала, образованием каменных лавин и лавин раскаленного рыхлого материала. В зимнее время извержения могут сопровождаться образованием грязевых и водных потоков. К той же группе относятся фреатические извержения. Примерами извержений этого типа служит большинство известных исторических извержений Ключевского вулкана, происшедших до 1913 г.

II. Эксплозивно-эффузивные извержения центральных конусов. При извержениях этого типа явления, указанные для I типа, дополняются излиянием небольших (обычно длиной до 5 км) лавовых потоков, количество которых иногда может быть значительным.

Эксплозивная деятельность чаще всего имеет более умеренный характер, чем при извержениях I типа. Примером может служить извержение Ключевского вулкана в 1929 г.

К описываемому типу следует отнести также извержения, при которых эксплозивная деятельность происходит на фоне периодического поднятия и опускания уровня лавы в вулканическом канале с редкими излияниями в полость вершинной каль-

деры (Толбачик, 1941 г.), а также извержения с излиянием лавы, сопровождаемым слабой эксплозивной деятельностью (пик Сарычева в 1878 г.).

III. Эксплозивно-экструзивные извержения вулканических массивов и конусов центрального типа. Начальная стадия этих извержений характеризуется эксплозивной деятельностью различной силы с формированием вершинных (иногда внутрикальдерных) экструзивных куполов. Вслед за образованием последних обычно эксплозивная деятельность в виде косых и наклонных взрывов с образованием палящих туч и отложением раскаленного агломерата. В отдельных случаях извержения могут завершаться формированием новых экструзивных куполов.

Примерами извержений этого типа на Камчатке могут служить извержения Шивелуча (1944—1950 гг.) и Безымянного в 1956 г., а на Курильских островах — извержение вулкана Синарка в 1878 г. и вулкана Севергина в 1933 г.

IV. Эксплозивно-экструзивные извержения вулканов — кальдер*. Эксплозивная деятельность, достигающая в исключительных случаях катастрофической силы, нередко завершается формированием внутрикальдерных экструзий. Косые взрывы, палящие тучи и раскаленные лавины не характерны. Изредка по сходной схеме происходят извержения конусов центрального типа, в этом случае извержение заканчивается образованием вершинных экструзий. Пример: извержение кальдеры Заварицкого в 1957 г.

V. Эффузивно-эксплозивные извержения боковых кратеров. Извержения этого типа примечательны излияниями лавовых потоков длиной до 40 км (вулкан Толбачик). Эксплозивная деятельность чаще всего умеренной силы. Коэффициент эксплозивности для извержений этого типа обычно не превышает 20 %, например при извержении кратера Апахончич (вулкан Ключевской) в 1946 г. он равнялся 14 %, кратера Билюкай (вулкан Ключевской, извержение 1938 г.) — 10 %, кратера вулкана Толбачик (извержение 1941 г.) — 5 %. Извержения этого типа редки и наблюдались лишь у вулканов Ключевского, Толбачик и Горелый хребет.

VI. Эксплозивные и эксплозивно-эффузивные извержения боковых кратеров. Эксплозивная деятельность от умеренной до сильной может сопровождаться (обычно в завершающей фазе) излиянием лавовых потоков длиной не более 5—6 км. В очень редких случаях вместо излияния лавовых потоков происходит формирование экструзивного купола (извержение пика Креницына, 1952 г.).

Курило-Камчатская вулканическая дуга представляет собой одну из зон субдукции. Черты извержений, характерные для вулканов этого региона, типичны и для вулканов других островных

* К вулканам — кальдерам не относятся конусы центрального типа, расположенные внутри кальдер, как, например, вулкан Карымский.

дуг. Естественно, что извержения, происходящие в Восточно-Африканской рифтовой зоне, на островах срединноокеанических хребтов и в островных цепях, подобных Гавайской, имеют свою специфику. Однако им посвящена огромная литература и у нас нет необходимости здесь на них останавливаться. Отметим только одну особенность извержений Исландских вулканов, происходящих под мощными толщами ледников. Они вызывают иногда грандиозный кратковременный сброс воды, дебит которого сопоставим с дебитом р. Амазонки.

Механизм и энергия вулканических взрывов. Среди явлений, сопутствующих вулканическим извержениям, одним из самых значительных и интересных являются вулканические взрывы. По природе своей все они представляют собой работу, которую совершает вулканический газ, расширяясь от сравнительно небольшого объема, который он занимает в магме перед взрывом, до того большого объема, который он займет после взрыва. Процесс образования пеплов, шлаков, пемз и других пирокластических продуктов есть разрыв лавы содержащимися в ней газами. Основную массу продуктов вулканических взрывов составляет пепел. Поэтому вопрос о механизме и энергии вулканических взрывов мы рассмотрим на примере пеплообразования.

Распыление свежей лавы в пепел производит газ. При этом он совершает определенную работу. Для того чтобы эта работа была произведена, необходимо, очевидно, чтобы магма содержала известный минимум газа, достаточный для ее выполнения.

Л. Грейтон отмечал, что еще не было попыток оценить энергию, необходимую для превращения лавы в пепел при вулканических взрывах. Дж. Ферхуген произвел анализ механизма образования ювенильного вулканического пепла, но вопрос об энергии его образования остался открытым.

Наблюдения над вулканическими взрывами, а также изучение лавы экструзивных куполов дали возможность оценить энергию этого процесса. Образование ювенильного пепла происходит вследствие разрыва газами еще жидкой лавы. Допустим, что в некоторый момент давление растворенных в магме газовых компонентов превысило внешнее давление. Начнется образование газовых пузырьков. Если таких пузырьков будет немного и они будут всплывать к поверхности, лава будет кипеть. Если образуется большое число пузырьков и они расширяются быстрее, чем всплывают, наступает момент, когда соседние пузырьки начнут соединяться. Когда такое соединение соседних пузырьков станет всеобщим, лава окажется разорванной на мелкие обрывки жидкости или стекла, заключенные между соседними пузырьками. Если давление в пузырьках в этот момент будет достаточно велико, то произойдет взрыв.

Начальный радиус возникающих в лаве пузырьков r_0 не может быть сколь угодно мал из-за существования поверхностного натяжения на границе жидкости и газа. Давление, направленное внутрь пузырька, только благодаря поверхностному

натяжению равно $2\sigma/r$, а оно не может быть больше, чем P — разность между давлением газовых компонентов в магме и внешним давлением, так как тогда образование пузырьков было бы невозможным. Поскольку σ должна быть порядка десятых долей ньютона на метр, вряд ли P когда-либо превышает 10^9 Па, r_0 не может быть меньше $\sim 10^{-6}$ см [24].

Пеплообразование произойдет в том случае, если в единице объема магмы в какой-то момент времени возникнет некоторое критическое число пузырьков n , имеющих первоначальный радиус r_0 .

Петрографическое изучение лав андезито-дацитовых куполов, расположенных в центре кальдеры Головнина (Курильские острова), дало возможность для частного случая оценить критическое число газовых пузырьков. Андезито-дацитовые экструзивные купола в кальдере Головнина представляют собой последние магматические выжимки большого вулкана, характеризующие его угасающую деятельность.

В стекловатой переполненной кристалликами основной массе андезито-дацитов куполов заключено большое число пустоток неправильной формы. Пустотки эти являются «следами» газовых пузырьков и отражают динамику последнего момента их жизни. Пустотки имеют в среднем в диаметре 0,003—0,006 см. Отношение объема пустоток к объему стекла 3 : 7. Большинство пустоток неправильной формы, будучи результатом соединения нескольких газовых пузырьков. Из химического анализа породы известно, что она содержит более 1 % кристаллизационной воды.

Химический состав лавы купола (в %) следующий (аналитик В. Г. Сильниченко):

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
64,68	0,50	16,0	4,24	2,22	0,08	1,54	6,12

Продолжение							
BaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	Сh	S
0,06	2,26	0,49	1,33	0,26	0,07	0,08	0,49

Следовательно, если бы дальнейшее выделение летучих не прекратилось в результате возросшей вязкости, соотношение между твердой, жидкой и газообразной составляющими породы по объему могло бы оказаться обратным тому, которое наблюдается. Произошел бы взрыв с образованием пепла. Для того чтобы это дальнейшее выделение газа могло иметь место, нужно было только дополнительное количество тепловой энергии. Эта не взорвавшаяся, а застывшая «при подготовке к взрыву» лава дала возможность подсчитать число газовых пузырьков. Согласно данным микроскопического изучения шлифов, конечный радиус газовых пузырьков в среднем можно было принять равным 0,0026 см. Если при этом на долю пустоток падало $3/10$ объема породы, то это значит, что в 1 см³ содержалось $\sim 10^7$ подобных пузырьков, а в 1 км³ $\sim 10^{22}$.

При своем росте от начального объема до момента слияния с соседями каждый пузырек совершает работу по преодолению, во-первых, внешнего гидростатического давления, во-вторых, добавочного давления, которое создается силами поверхностного натяжения.

Если для простоты расчета предположить, что в момент пенообразования пузырьки, расширяясь, достигают состояния плотнейшей упаковки, имея при этом одинаковые объемы, то объем каждого такого пузырька ко времени слияния его с соседними будет: $V_1 = 0,74^3 n \text{ см}^3$, где 0,74 — часть объема, которую занимают поры при плотной упаковке. Так как $n = 10^7$, то $V_1 = 7,4 \cdot 10^{-8} \text{ см}^3$.

За минимальный размер пузырька, от которого начинается его рост, мы можем, как и Дж. Ферхуген, принять $r_0 = 10^{-6} \text{ см}$, где $r_0 = 4/3 \cdot \pi r_0^3 = 4/3 \cdot 3,14 \cdot 10^{-18} \text{ см}^3 \approx 4,2 \cdot 10^{-18} \text{ см}^3$. Работа W_1 , совершенная каждым пузырьком по преодолению внешнего давления P_1 , выразится уравнением

$$W_1 = \int_{V_0}^{V_1} P_1 dV = P_1 (V_1 - V_0).$$

P_1 для принимаемой нами вероятной глубины взрыва $h = 10^4 \text{ см}$ будет, очевидно, порядка $2,5 \cdot 10^4 \text{ г/см}^2$. Отсюда

$$W_1 = 2,5 \cdot 10^4 \text{ г/см}^2 (7,4 \cdot 10^{-8} \text{ см}^3 - 4,2 \cdot 10^{-18} \text{ см}^3) \approx \\ \approx 981 \cdot 2,5 \cdot 10^4 \cdot 7,4 \cdot 10^{-8} \approx 1,8148 \cdot 10^{-7} \text{ Дж}.$$

Такова работа, выполняемая при расширении одного пузырька. Если число пузырьков, рассчитанное на 1 км^3 лавы, равно $\approx 10^{22}$, то общее количество энергии, затраченное на преодоление пузырьками внешнего давления, оказывается равным $e_1 = W_1 \cdot n = 1,8148 \cdot 10^{15} \text{ Дж}$. Работа по преодолению каждым пузырьком давления P_2 , создаваемого силами поверхностного натяжения, $W_2 = \int_{V_0}^{V_1} P_2 dV$. Так как $P_2 = 2\sigma/r$, а $dV = 4\pi r^2 dr$, то

$$W_2 = \int_{V_0}^{V_1} \frac{2\sigma}{r} 4\pi r^2 dr = 4\pi\sigma [r^2]_{r_0}^{r_1} = 4\pi\sigma (r_1^2 - r_0^2).$$

r_0 и r_1 нам известны, и для того чтобы из этого выражения найти W_2 , нам надо знать только значение σ .

Поскольку наш расчет не может претендовать на точность, а имеет целью выяснить порядок величины, для суждения о значении σ в магматическом расплаве с содержанием кремнекислоты 60—70 %, имеющем температуру около 1000°C , вполне достаточно обратиться к данным измерения σ в силикатных стеклах. Измерения поверхностного натяжения в силикатных стеклах производились Вадгером, Пармели и Вильямсом, Пармели и Харманом, Каппелером и Бабкоком. По их данным,

в пределах температур от 1100 до 1408° при изменении вязкости от 4,5 до 200 Па·с в стеклах, содержащих SiO₂ от 63,6 до 77,6 %, а в остальном Na₂O, CaO, MgO и Al₂O₃, поверхностное натяжение составляло от 0,298 до 0,343 нм.

Для стекол одинакового состава понижение температуры с 1400 до 1100° приводило к увеличению поверхностного натяжения всего на 0,006—0,007 Н/м. Повышение содержания Al₂O₃ за счет Na₂O на 4 % приводило для сходных в остальном составов и при близких температурах к увеличению σ на 0,018—0,019 нм. Опираясь на эти данные, можно предположить, что наиболее вероятным значением σ для случая головнинских лав, содержащих значительно больше Al₂O₃, чем рассматривавшиеся стекла, будет около 0,400 Н/м для температуры порядка 1000°. Это значение мы и примем для нашего расчета.

Тогда $W_2 = 4\pi \cdot 0,4 \text{ нм} \cdot (0,0026^2 \text{ см} - 10^{-12} \text{ см}) \approx 3,4 \cdot 10^{-9} \text{ Дж}$.

Общее количество энергии, затраченное на преодоление пузырьками сил поверхностного натяжения, из расчета на 1 км³ лавы будет равно:

$$e_2 = W_2 \cdot n = 3,4 \cdot 10^{-9} \cdot 10^{22} \approx 3,4 \cdot 10^{13} \text{ Дж},$$

(т. е. в несколько десятков раз меньше, чем работа по преодолению внешнего давления).

Полное количество энергии, необходимое на распыление 1 км³ лавы в пепел с размером частиц в сотые доли миллиметра

$$E = e_1 + e_2 = 1,8148 \cdot 10^{15} + 3,4 \cdot 10^{13} = 1,85 \cdot 10^{15} \text{ Дж}.$$

Эту величину удобнее пересчитать на 1 км³ твердых пепловых частиц. Так как поры в изученных лавах составляли 0,3 объема то, очевидно,

$$E = \frac{10}{7} \cdot 1,85 \cdot 10^{15} = 2,6 \cdot 10^{15} \text{ Дж}.$$

Общее количество тепловой энергии, заключенной в 1 км³ лавы перед извержением, может быть грубо оценено из уравнения

$$Q = 2,5 \cdot 10^{15} \cdot 1000 \cdot 1 = 2,5 \cdot 10^{18} \text{ Дж},$$

где $2,5 \cdot 10^{12}$ кг — масса лавы; 1000 °С — ее температура; 1 дж/г·град — ее теплоемкость.

Энергия пеплообразования, согласно нашему расчету, составляет приблизительно 0,1 % от этой величины. Для совершения этой работы необходимо как минимум от 0,1 до 0,2 % газа из расчета на чистый водяной пар.

Итак, вулканический взрыв с образованием ювенильного пирокластического материала происходит тогда, когда растущие в лаве газовые пузырьки достигают состояния как бы плотной упаковки. Поэтому к моменту взрыва ювенильный газ зани-

мает $3/4$ объема системы расплав — газ (доля объема шаров при их плотной упаковке). Энергия вулканического взрыва равна работе, которую совершит вулканический газ при своем расширении от этого объема (V_1) до объема (V_2), который он займет при атмосферном давлении (P_2), и определится из уравнения

$$E = \int_{V_1}^{V_2} P dV, \quad (1)$$

где P — переменное давление газа. Так как процесс взрыва мы можем считать в первом приближении адиабатическим, то для него будет справедливо уравнение Пуассона

$$PV^\gamma = P_2 V_2^\gamma, \quad (2)$$

где V — переменный объем газа, а γ — отношение теплоемкости газа при постоянном давлении к его теплоемкости при постоянном объеме.

Из уравнения (2) $P = P_2 \frac{V_2^\gamma}{V}$. Подставляя это значение в (1), получаем:

$$E = \int_{V_1}^{V_2} P_2 \cdot V_2^\gamma \cdot \frac{1}{V^\gamma} dV,$$

откуда

$$E = \frac{P_2 V_2}{1 - \gamma} \left[1 - \left(\frac{V_1}{V_2} \right)^{1-\gamma} \right]. \quad (3)$$

Выразим теперь в этой формуле V_1 и V_2 через объем рыхлых ювенильных продуктов взрыва за вычетом пористости (\bar{V}) и через процент выделившихся при взрыве летучих (x) и заменим P_2 и γ их значениями. Так как газовые пузырьки к моменту взрыва составляют $3/4$ объема системы, то $V_1 = 3\bar{V}$,

$$V_2 = \frac{\bar{V} \cdot 2500x}{18} 0,0224,$$

где 2500 — плотность пепловых частиц (кг/м^3), 18 — молекулярная масса воды; 0,0224 — объем моля (м^3) при нормальном давлении $P_2 = 10^5$ Па. Наиболее вероятное значение γ для паров воды с примесью других вулканических газов будет 1,3. Подставляя эти значения в (3), получаем

$$E = \frac{10^5 \left(\frac{\bar{V} \cdot 2,5 \cdot x}{18} \cdot 0,0224 \right)}{1 - 1,3} \cdot \left\{ 1 - \left[\frac{3\bar{V}}{\frac{\bar{V} \cdot 2,5 \cdot x}{18} \cdot 0,0224} \right]^{1-1,3} \right\},$$

и окончательно:

$$E = 10^7 \cdot \bar{V}x(2x^{0.3} - 1). \quad (4)$$

Эта формула устанавливает зависимость между энергией вулканического взрыва (E в Дж), объемом образовавшегося ювенильного пирокластического материала (V в м^3) и количеством выделившихся при взрыве ювенильных газов (x в %). Задавая различные значения \bar{V} и x , мы получаем соответствующее значение E . Полученная формула позволяет определить количество выделившихся при взрыве летучих компонентов, если энергия вулканического взрыва подсчитана каким-либо способом. На этом вопросе мы остановимся ниже.

В случае когда количество свежего пирокластического материала приводится не в единицах объема, а в единицах массы m (т), формулой (4) удобнее пользоваться в варианте:

$$E = 4 \cdot 10^6 mx(2x^{0.3} - 1). \quad (5)$$

В том случае, когда предполагается, что энергия взрыва E сводится почти целиком к кинетической энергии выброшенного взрывом материала, определение x существенно упрощается.

Подставив в формулу (5) вместо E выражение кинетической энергии, получаем:

$$\frac{mU^2}{2} = 4 \cdot 10^6 m \cdot x(2x^{0.3} - 1),$$

$$U^2 = 8 \cdot 10^6 x(2x^{0.3} - 1),$$

$$U = \sqrt{8 \cdot 10^6 x(2x^{0.3} - 1)}.$$

В табл. 2 приведены значения U , соответствующие значениям x от 0,1 до 10, а на рис. 8 зависимость между U и x показана графически. Рис. 9 выражает зависимость высоты полета вулканических бомб H от x для случая вертикальных взрывов.

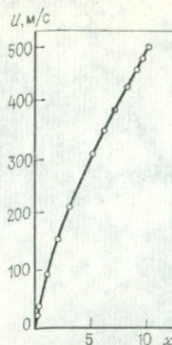
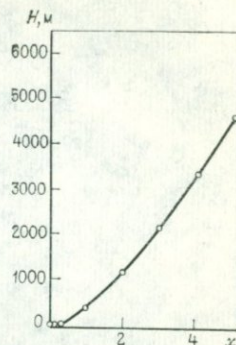
Мы столь подробно остановились на зависимостях между энергией взрывов, массой пирокластов и массой газов, производящих работу взрывов, потому, что выведенные закономерности позволят нам впоследствии оценить количество летучих компонентов, высвобождающихся из магмы в процессе вулканических извержений.

Пеплово-газовые вулканические столбы. Следующие один за другим вертикальные вулканические взрывы нередко приводят к возникновению над кратером пеплово-газового вулканического столба. В 1973 г. автор высказал гипотезу, что такие столбы представляют собой мощные природные химические реакторы, в которых происходит синтез многих, в том числе довольно сложных органических соединений, включающих углеводороды и некоторые биологически важные молекулы. Мы коснемся

Таблица 2

Значения U , соответствующие значениям x от 0,1 до 10

x	$U^2, \text{м/с}^2$	$U \text{ м/с}$
0,1 (0,099)	0	0
0,2	$3,7 \cdot 10^4$	19,3
0,3	$9,4 \cdot 10^4$	31
1	$80 \cdot 10^4$	89
2	$23,4 \cdot 10^5$	154
3	$42,7 \cdot 10^5$	207
4	$65,3 \cdot 10^5$	258
5	$90 \cdot 10^5$	300
6	$116 \cdot 10^5$	340
7	$145 \cdot 10^5$	380
8	$176 \cdot 10^5$	419
9	$206 \cdot 10^5$	454
9,5	$222 \cdot 10^5$	471
10	$240 \cdot 10^5$	490

Рис. 8. График зависимости U от x для вертикальных взрывовРис. 9. График зависимости H от x для вертикальных взрывов

этих вопросов далее. Здесь же мы остановимся на пеплово-газовых вулканических столбах как на явлении, представляющем собой следствие мощной и более или менее продолжительной эксплозивной деятельности (рис. 10).

Температуры и температурные градиенты. Образование пеплово-газового вулканического столба начинается со взрыва, т. е. с разрыва на пепловые частицы силикатного расплава — магмы высвобождающимися из него магматическими газами. Поэтому в момент рождения в основании пеплово-газового столба пепловые частицы имеют ту температуру, которую имела магма перед взрывом. Температура извергающихся магм измерялась неоднократно. Во время извержения вулкана Тятя температура основания пеплово-газового столба была оценена оптическими методами приблизительно в 1000°C . Измерения температуры магмы во время извержения вулкана Толбачик, производившиеся в связи с отбором газовых проб непосредственно из жидкой лавы, показали температуры до 1150°C . Как мы отмечали выше, перед взрывом в магме образуется большое число газовых пузырьков, которые, увеличиваясь, достигают состояния «плотной упаковки шаров». Взрыв в первом приближении представляет собой адиабатическое расширение газа от объема, который он занимает в магме в состоянии «плотной упаковки шаров», до объема, который он займет при атмосферном давлении. При этом, очевидно, температуры газа и пепла быстро падают от температуры магмы (около 1000°C) до нескольких десятков градусов. Однако этот температурный режим пепловых туч постоянно нарушается в зонах электрических пробоев, где в каналах молний длиной 10^3 — $5 \cdot 10^3$ м и шириной 10—30 см в течение приблизительно

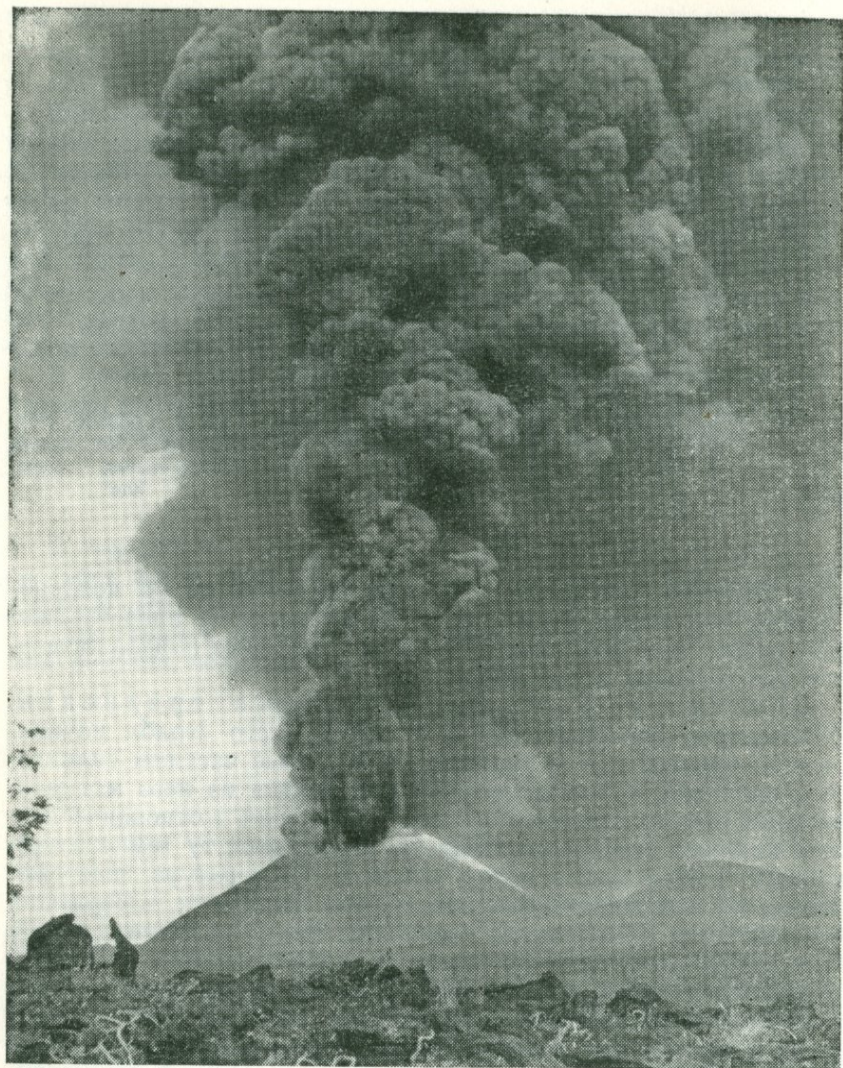


Рис. 10. Пеплово-газовый вулканический столб. Вулкан Толбачик, 1975 г.
Фото Н. А. Смелова

10^{-4} с развивается температура 10^4 — $3 \cdot 10^4$ °С, которая к концу разряда падает до температуры окружающей среды.

Градиенты давлений. Расчеты показали, что давление в магме перед взрывом составляет более 10^7 Па. Таким образом, перепад давлений между основанием пеплово-газового столба и его вершиной, где давление практически равно атмосферному (10^5 Па), очень велик. Этот перепад давлений обуславливает большое, измеряемое сотнями метров в секунду,

скорости выноса пепловых частиц из зоны с магматическими температурами в зону с температурами окружающей среды и, следовательно, их быстрое охлаждение. По наблюдениям на Толбачике скорости пеплово-газовой струи колебались в пределах 100—260 м/с.

Электрические разряды. Электрические явления, связанные с вулканическими извержениями, изучены пока слабо. Однако многочисленные молнии, иногда длиной в несколько километров, прорезавшие пеплово-газовые тучи во время извержений, описывались часто. Нередко указываются в литературе такие электрические явления, связанные с образованием пеплово-газовых туч, как огни Эльма и шаровые молнии. Очевидно, электрические явления должны оказывать существенное влияние на процессы, происходящие в пеплово-газовых тучах (рис. 11).

Явления электризации пеплово-газовых облаков изучались О. П. Руленко. Он рассматривает вулканические облака как трехфазную дисперсную систему типа газ — жидкие — твердые частицы. Они в известной степени аналогичны метеорологическим облакам, но в силу большей концентрации в них взвешенных частиц и скоростей их движения процессы электризации вулканических облаков отличаются большей интенсивностью.

Заряжение вулканических частиц происходит главным образом по контактному механизму, но возможны также диффузионный, индукционный и термический (для твердых частиц) механизмы электризации.

Электризация, возникающая при разрыве контакта между частицами, приводящая к появлению на частицах электрических зарядов $+q$ и $-q$, может быть определена выражением

$$|q| = \Delta\varphi_{1,2} \cdot C_{1,2},$$

где $\Delta\varphi_{1,2}$ — разность электрохимических потенциалов частиц, зависящая от свойств их поверхности, фазового состояния и химического состава, а $C_{1,2}$ — электрическая емкость, которая также определяется физическими свойствами частиц.

Вследствие утечек заряд q может уменьшаться на величину $e - \frac{t}{\tau}$, где t — длительность контакта, а τ — время релаксации

$\left(\tau = \frac{\epsilon}{\lambda} = \frac{\text{диэлектрическая проницаемость}}{\text{электропроводность частиц}} \right)$. Диффузионный механизм электризации подразумевает захват частицами ионов из газовой среды. В высокотемпературной пеплово-газовой струе этот механизм может быть эффективным.

В случае возникновения достаточно сильных электрических полей (и, следовательно, электрических разрядов) включается механизм индукционной электризации. И, наконец, при температурах выше 700 °С твердые частицы способны, испуская электроны, заряжаться положительно, в то время как другие

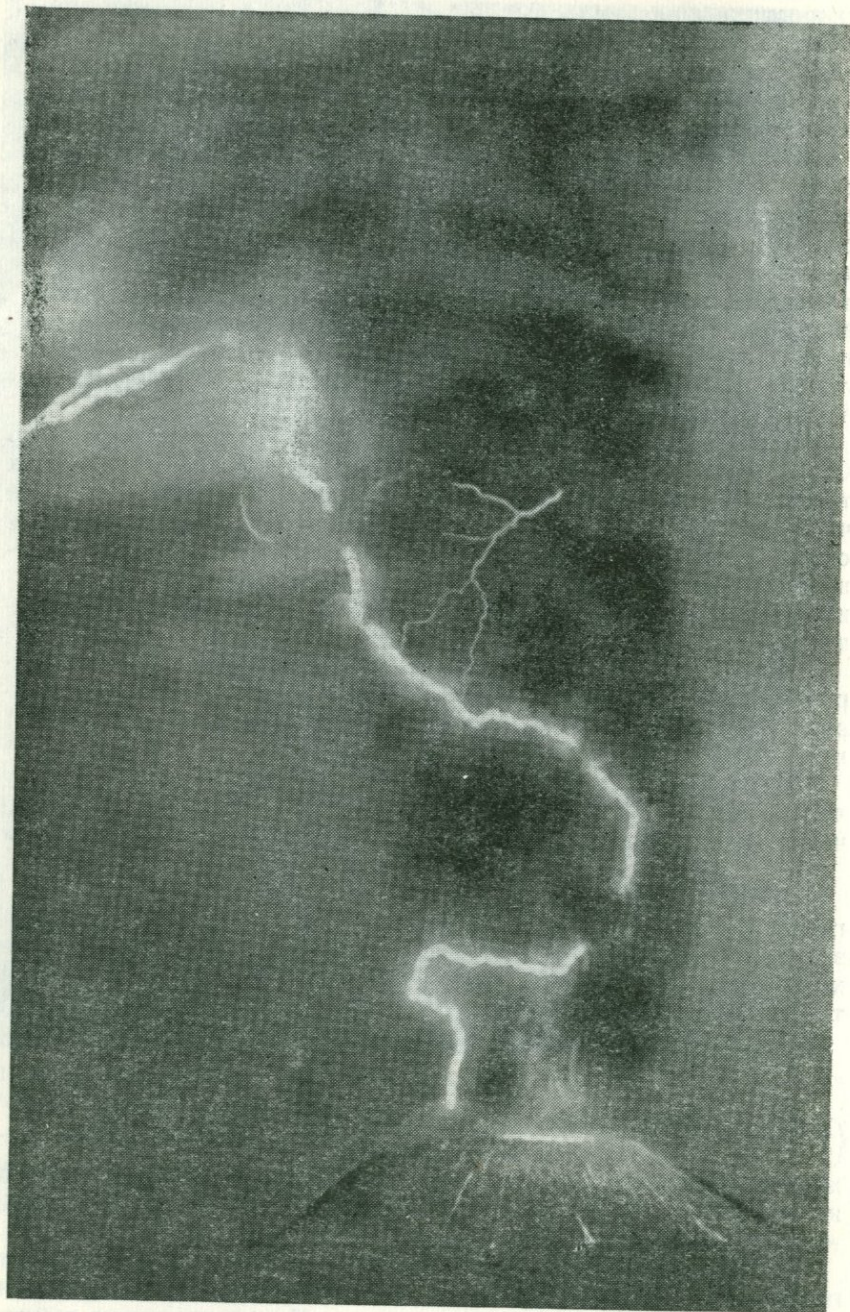


Рис. 11. Электрические разряды в пеплово-газовом вулканическом столбе.
Вулкан Толбачик, 1975 г. Фото Н. А. Смелова

частицы, захватывая электроны, будут заряжаться отрицательно. Интересной особенностью пеплово-газовых туч является то обстоятельство, что, по наблюдениям Х. Хатакеямы и О. П. Руленко, крупные и мелкие частицы в них приобретают заряды противоположного знака. В результате распределение зарядов в пеплово-газовых тучах обуславливается гравитационной дифференциацией вещества в них в процессе извержения. А сам процесс извержения превращается в электрический генератор. Если в вулканической туче накапливаются объемные заряды, создается и увеличивается напряженность электрического поля, которая при величине $\sim 10^6$ В/м становится критической ($E_{кр}$) и приводит к электрическому разряду. Область тучи с напряженностью $E_{кр}$ находится внутри более обширной области с напряженностью на порядок меньше, которая «поддерживает» начавшийся разряд.

Пеплово-газовую тучу, образовавшуюся при извержении вулкана Тятя в 1973 г. и достигавшую высоты 8—10 км, можно было условно разделить на три области: 1) область быстрого вертикального ламинарного течения пеплово-газовых струй (приблизительно до 1 км от жерла); 2) область разрушения ламинарного течения, образования пеплово-газовых клубов; 3) область преимущественно горизонтального движения пеплово-газовой тучи в направлении преобладающих ветров. В первой области молнии были преимущественно вертикальными, во второй — различных направлений, в третьей — горизонтальными. Причиной образования молний являлось возникновение мощных флуктуаций электрических зарядов в газовой-пепловой туче. А. Н. Земцовым и А. А. Тронем был произведен расчет необходимых флуктуаций зарядов для следующих двух случаев:

а) разряд между двумя клубами на расстоянии R , имеющими примерно сферическую форму с радиусом r , причем $r \ll R$ (разряд в туче между второй и третьей областями);

б) разряд между объемно заряженными цилиндрами длиной L , радиусом r , расположенными на расстоянии R друг от друга (разряд между истекающими пеплово-газовыми струями в первой — второй областях). Для величин r , R , L приняты следующие наиболее характерные значения по наблюдениям:

а) $r = 10^2$ м, $R = 10^3$ м;

б) $r = 10$ м, $R = 10^2$ м, $L = 10^2$ м.

Из расчета (который мы не приводим) видно, что горизонтальные молнии требуют гораздо больших величин флуктуаций заряда.

Энергия системы зарядов в первом случае $E_1 = 3 \cdot 10^9$ Дж, во втором $E_2 = 3 \cdot 10^7$ Дж.

Электризованные частицы пепла ($d \approx 0,1$ мм), находящиеся в поле подобных зарядов, будут испытывать незначительные ускорения ($a \approx 10^{-2}$ м/с²), т. е. движение частиц будет по-прежнему определяться динамикой газовых потоков в пепловой туче.

При характерной плотности мелких частиц во второй области порядка 10^9 м^3 они обеспечивают заряд в 10^2 — 10^3 электрон/частица, достаточный для возникновения флюктуаций заряда 20 Кл необходимых для пробоя [25].

При появлении подобной флюктуации, во второй — третьей областях возникает электрический пробой, приводящий к появлению приблизительно горизонтального проводящего канала длиной 10^3 — $5 \cdot 10^3 \text{ м}$ и шириной 10—30 см. По этому каналу проходит ток силою $\approx 2 \cdot 10^5 \text{ А}$ приблизительно за $3 \cdot 10^{-4} \text{ с}$. За время порядка 10^{-4} с в канале развивается температура 10^4 — $3 \cdot 10^4 \text{ }^\circ\text{К}$, которая падает до температуры окружающего воздуха к концу разряда. При такой температуре и давлении в канале $P \approx 10^6 \text{ Па}$, основные составляющие воздуха кислород О и азот N почти полностью однократно ионизованы. В грозовых разрядах наблюдаются и дважды ионизованные О и N.

При средней плотности мелких частиц пепла ($d \leq 0,5 \text{ мм}$) порядка 10^9 — 10^{12} м^3 в канал попадает 10^{10} — 10^{13} частиц, или около 10^2 кг пепла. Частицы с размером $d \leq 0,1 \text{ мм}$ за время 10^{-4} с успевают полностью испариться, так как коэффициент температуропроводности для материала частиц составляет $K = 5 \cdot 10^{-5} \text{ см}^2/\text{с}$. Поскольку частицы с таким размером преобладают среди мелких частиц, можно сказать, что почти весь пепел, попавший в канал разряда, испарится. Таким образом, в канале образуется наряду с газовой плазмой приблизительно 10^2 кг смеси нейтральных и диссоциированных молекул, нейтральных атомов и ионов вещества пепла. Если за время 10^{-4} с в канале успевает установиться локальное термодинамическое равновесие, то при концентрации электронов порядка 10^{18} см^{-3} у таких элементов, как С, Н, Cl, F, N, О, S в течение времени разряда $2 \cdot 10^{-4} \text{ с}$ на 1 нейтральный атом в 1 см^3 будут приходиться 200—300 однократно ионизированных, а у Al, Ca, Fe, Mg, Na, Ti, Si $2 \cdot 10^4$ — $5 \cdot 10^4$; у Ca, Mg, Fe, Ti, Si, будет 0,01—2 двукратно ионизированных атомов в 1 см^3 на 1 нейтральный; для остальных составляющих элементов вторая ионизация пренебрежимо мала.

После прохождения тока начинаются процессы рекомбинации, сопровождающиеся высвечиванием, которое длится $\approx 0,3 \text{ с}$.

В первой и второй областях наблюдались в основном вертикальные молнии. Количественная оценка физических условий разрядов здесь затруднена, так как совершенно отсутствуют данные об электрическом пробое в смеси газов в столь сложных газо- и термодинамических условиях. Здесь также образуется плазма, состоящая из компонентов газов и пепла. Ввиду большого процентного содержания H_2O в газах заметную роль могут играть ионы OH^- . Общее число электрических разрядов в течение извержения (319 часов) измерялось по крайней мере миллионами или десятками миллионов.

Объем газа и взвешенного в нем пеплового материала, побывавшего в каналах молний, колоссально: 10^8 — 10^9 м^3 .

Электрические процессы в шлако-пеплово-газовом столбе вулкана Толбачик изучались О. П. Руленко и П. И. Токаревым. В дополнение к трем выделенным А. Н. Земцовым, А. А. Тронем и Е. К. Мархнинным в эруптивной туче областям О. П. Руленко и П. И. Токарев выделили еще две — область выпадения из тучи крупной фракции вулканического материала (бомбы, лапилли, шлак) и область выпадения из тучи мелкой фракции (пепел).

На основании измерения электрических потенциалов они пришли к выводу, что разделение электрических зарядов в шлако-пеплово-газовой туче происходило по фракциям вулканического материала. Крупная фракция несла к земле положительный заряд, а относительно мелкая — отрицательный. Верхняя часть тучи, образованная парами воды, имела положительный заряд. Учитывая это, О. П. Руленко и П. И. Токарев предложили электрическую структуру пепловой тучи, схема которой приведена на рис. 12. Однако авторы подчеркивали, что предлагаемая электрическая структура эруптивной тучи является весьма упрощенной. Реальная картина распределения зарядов из-за сильной турбулентности, действия ветра, температурного градиента и других факторов была более сложной. Вследствие большой динамичности процессов распределение зарядов в облаке в определенных пределах непрерывно менялось, а вместе с тем происходили столь же быстрые изменения электрического поля, которые отмечались регистрирующей аппаратурой. Электрическая структура первой области, по-видимому, имела мозаичный характер, т. е. представляла собой совокупность положительных и отрицательно заряженных объемов выбрасываемого вулканического материала. В верхней части этой области и выше начиналось макроскопическое разделение зарядов, которое сопровождалось образованием сильных электрических полей, приводивших к возникновению разрядов. На рис. 13 пока-

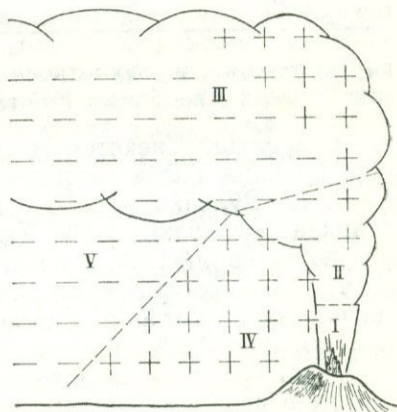


Рис. 12. Структура пепловой тучи вулкана Толбачик. По О. П. Руленко и П. И. Токареву.

I — область ламинарного течения пеплово-газовых струй; II — область разрушения ламинарного течения; III — область преимущественно горизонтального движения пеплово-газовой тучи; IV — область выпадения из тучи крупной фракции вулканического материала; V — область выпадения мелкой фракции. Плюс и минус показывают распределение электрических зарядов

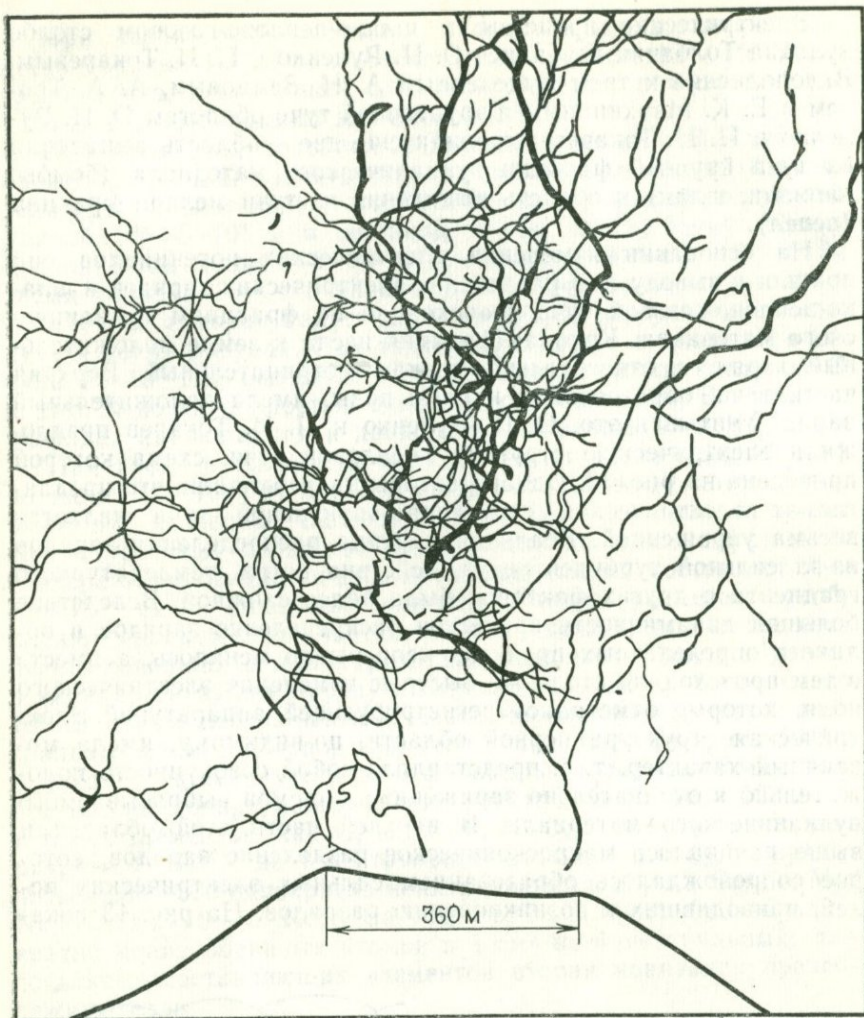


Рис. 13. Проекция молний на горизонтальную плоскость при извержении вулкана Толбачик (12—15 июля 1975 г.). Зарисовка с фотографии О. П. Руленко

заны проекции некоторых молний в шлако-пеплово-газовой туче вулкана Толбачик в период с 12 по 15 июля 1975 г.

О. П. Руленко и П. И. Токарев среднюю энергию одного разряда оценивают в 10^7 Дж. Суммарная энергия всех разрядов по их наблюдениям доходила до 10^{10} Дж в сутки. Ими оценена также электрическая мощность токов проводимости в эруптивной туче, которая составляла около $2 \cdot 10^{13}$ Дж в сутки, т. е. порядка 0,1 % от тепловой мощности извержения.

Химическая обстановка. О восстановительных условиях в пеплово-газовом столбе вулкана Толбачик свидетель-

ствуется экспериментальная работа Г. Н. Ковалева и Ф. Ш. Кутыева. Они исследовали особую разновидность вулканических бомб, состоящих из обломков различных пород, заключенных в оболочку из базальтовой лавы. Механизм образования этих бомб состоял в налипании капель базальтового расплава на увлекаемый шлако-пеплово-газовой струей обломок породы (ядро бомбы). Исследование показало, что это налипание в шлако-пеплово-газовой струе происходило в отчетливо восстановительных условиях, так как часть окисного железа на поверхности ядра успевала восстановиться до закисного.

Таким образом, в пеплово-газовых вулканических столбах условия восстановительные. Речь идет, конечно, не о всем объеме пеплово-газовой тучи (клубы ее перемешиваются с воздухом), а об основании пеплово-газовой колонны, уходящей иногда на сотни метров в глубь вулканического жерла. Вулканические жерла с диаметром, измеряющимся десятками метров, и длиной в сотни метров представляют собой по существу гигантские природные аналоги тех открытых трубок с нагретыми до 1000°C силикатными наполнителями, которыми пользовался С. Фокс, пропускавший через них смеси газов — реагентов. Вот в этих-то трубах — жерлах, а также, очевидно, на выходе пеплово-газовой колонны из жерла и на отдельных участках пеплово-газового столба условия восстановительные.

Силикатные продукты вулканических извержений

Химические типы вулканитов. Существует определенная связь между приуроченностью современного вулканизма к основным глобальным структурам и химическим составом вулканических продуктов.

Так вулканизм срединноокеанических хребтов характеризуется извержением так называемых толеитовых базальтов. Принимая во внимание раздвижение литосферных плит в стороны от их осевых частей, естественно ожидать, что дно океана сложено в основном именно толеитовым базальтом, имеющим разный возраст в зависимости от расстояния от оси срединноокеанического хребта. Петрологические исследования подтвердили такое предположение. Океанический толеитовый базальт представляет собой слабо недосыщенную (или насыщенную) кремнекислотой основную породу, для которой среди темноцветных минералов характерны гиперстен и оливин, а среди лейкократовых — основной плагиоклаз. Породы обычно редкопорфировые или афировые. Структурные особенности определяются конкретными условиями охлаждения и кристаллизации расплава.

Отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ в океанических толеитах составляет от 8—10 до 30. Иной химический состав характерен для цепей океанических островов типа Гавайских. Согласно Г. Макдо-

нальду, здесь каждый вулкан проходит в своем развитии несколько стадий. Сначала изливаются толеитовые базальты (при этом формируется щитовой вулкан и образуется кальдера). Потом толеитовые базальты извергаются попеременно со щелочными (ими заполняется кальдера). Наконец, на вершине щита образуется «шапка» щелочных оливиновых базальтов (их можно подразделить на породы до- и постэрозийных стадий). Такие «шапки» щелочных базальтов характерны для вулканов большинства океанических островов. Толеитовые серии дифференцированы слабо. Их состав колеблется от более основных разностей к кислым в пределах: пикрит-базальты, оливиновые толеиты, толеиты, риодациты. Последние очень редки. Щелочные серии включают: щелочные пикрит-базальты (анкарамиты), нефелиниты, щелочные оливиновые базальты, фонолиты, трахиты. Нефелиниты, фонолиты и трахиты относительно редки. Химический состав пород толеитовой и щелочной серий Гавайских островов приведен в табл. 3.

Многие другие острова в Тихом, Индийском и Атлантическом океанах, такие, как Галапагосские, Самоа, Восточно-Каролинские, Гваделупа, Маврикий, Св. Елены, имеют развитие, сходное с Гавайскими.

Породами, близкими к вышеупомянутым сериям, сложены также многочисленные подводные поднятия и вулканы, но крайние дифференциаты в них, как правило, отсутствуют. При длительном развитии вулканических центров в океане отмечается такая последовательность лавовых излияний: толеиты — натровая щелочная дифференцированная серия — калиевая щелочная дифференцированная серия.

К дифференциатам щелочной калиевой серии океанических пород близки вулканы континентальных рифтовых зон. Но если на океанических островах дифференциаты щелочной калиевой серии редки, то в континентальных рифтовых зонах они основной продукт вулканических извержений.

Для характеристики лав континентальных вулканов приведем сведения о составе силикатных продуктов некоторых из них: Килиманджаро — нефелиниты, трахибазальты, трахиандезиты, трахиты, фонолиты; Ньямурагира, Нирагонго — нефелиниты, базаниты, лейцитовые базальты; Ол-Доиньо-Ленгаи — породы серии нефелинит — фонолит, натровые пеплы, карбонатитовая лава (извержение 1960 г.).

В отличие от океанов и континентов зоны перехода от океанов к континентам зоны субдукции, островные дуги, все Тихоокеанское «огненное кольцо» характеризуются совершенно специфической серией известково-щелочных пород, главным представителем которых является андезит. Состав пород в этой серии варьирует, как правило, в пределах: базальт — андезитобазальт — андезит — андезитодацит — дацит — риолит. Крайне редко встречаются ультраосновные породы этой серии — пикриты.

Химический состав пород толеитовой и щелочной серий гавайских вулканов. По Г. Б. Руднику

Серии	Типы пород	Число анализов	Окислы. %										
			SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO
Толетовая	Океаниты	14	46,4	8,5	2,5	9,8	20,8	7,4	1,6	0,3	2,0	0,2	0,2
	Толейты, оливиновые толейты	200	49,4	13,9	3,0	8,5	8,4	10,3	2,2	0,4	2,5	0,3	0,2
Щелочно-базальтовые дифференцированные	Щелочные оливиновые базальты	35	54,4	14,7	4,1	9,2	7,8	10,5	3,0	1,0	3,0	0,4	0,2
	Гавайиты	62	47,9	15,9	4,9	7,6	4,8	8,0	4,2	1,5	3,4	0,7	0,2
	Муджириты	23	51,6	16,9	4,2	6,1	3,3	6,1	5,4	2,1	2,4	1,1	0,2
	Бенморенты	5	57,1	17,6	4,8	3,0	1,6	3,5	5,9	2,8	1,2	0,7	0,2
	Натровые трахиты	5	61,7	18,0	3,3	1,5	0,4	1,2	7,4	4,2	0,5	0,2	0,2
	Щелочной оливиновый базальт (базанитоид)	4	44,8	12,7	3,2	9,4	11,4	11,4	2,7	0,9	2,3	0,5	0,2
	Базаниты	11	44,1	12,7	3,6	9,1	11,2	10,6	3,6	1,0	2,6	0,5	0,2
	Нефелиниты	10	39,7	11,4	5,3	8,2	12,1	12,8	3,8	1,2	2,8	0,9	0,2
	Анкармиты	1	39,4	10,2	6,5	7,6	14,1	12,3	2,7	1,2	3,3	0,8	0,1
	Мелилитовые линиты	7	36,6	10,8	5,7	8,9	12,6	13,6	4,1	1,0	2,8	1,1	0,1

Автором в свое время очень подробно исследовались вулканические породы Курильской островной дуги — типичные представители пород известково-щелочной серии зон субдукции [24]. Среди вулканических пород Курильских островов наблюдается все разнообразие пород щелочноземельного ряда от базальтов до риолитов, однако преобладающим типом являются андезиты, с частыми отклонениями в сторону андезито-базальтов или андезито-дацитов.

Из 374 отобранных химических анализов наиболее свежих вулканических пород Курильских островов на долю базальтов приходится 71, или 19 %, на долю андезито-базальтов — 108, или 28,9 %, на долю андезитов — 134, или 35,8 %, на долю андезито-дацитов — 49, или 13,1 %, на долю риолито-дацитов и риолитов — 12, или 3,2 % (рис. 14). Этим теснейшим образом генетически связанным породам свойственны некоторые характерные черты. Главнейшие из них следующие:

- 1) преобладание плагиоклаза среди фенокристаллов и микролитов во всех породах от самых основных до самых кислых;
- 2) основной, как правило, состав фенокристаллов плагиоклаза, доходящий даже в кислых породах типа андезито-дацита, дацита и риолита до лабрадора;
- 3) преобладание пироксенов, особенно моноклинного, среди темноцветных минералов в подавляющем большинстве пород, включая самые кислые;
- 4) обычное развитие обоих типов пироксенов, моноклинного и ромбического совместно, причем наряду с ними в основных породах (а в виде исключения и в кислых) присутствует оливин;
- 5) высокое содержание фенокристаллов (исключения характерны для самых основных и самых кислых пород), доходящее до 50 %, а иногда и до 70 % всей массы породы;
- 6) относительно кислый состав стекол, что обуславливает наличие кварца в виртуальных составах [24].



Рис. 14. Частота встречаемости эффузивов с различным содержанием SiO_2 в области Курильской островной дуги [24]

Средние составы основных типов вулканических пород Курильских островов по данным 374 анализов приведены в табл. 4.

Не пытаясь объяснить все многообразие химических типов вулканических пород, наблюдаемых в различных структурных зонах Земли, можно констатировать следующее.

1. Главные химические типы вулканических пород на Земле, составляющие основную их массу, это, во-первых, толеитовые базальты и, во-вторых, андезиты.

Средние составы основных типов вулканических пород
Курильских островов*, %

Компоненты	Базальты (от верхне- меловых до современных)	Андезиты- базальты (от верхне- меловых до современных)	Андезиты (от верхне- меловых до современных)	Андезиты- дациты и дациты (от миоценовых до совре- менных)	Риолиты (от миоценовых до совре- менных)
SiO ₂	49,74	54,72	58,46	65,11	73,12
TiO ₂	0,83	0,81	0,74	0,70	0,39
Al ₂ O ₃	18,62	18,24	17,51	15,65	13,42
Fe ₂ O ₃	4,45	3,77	3,38	3,76	1,24
FeO	5,59	4,78	3,69	2,51	1,37
MnO	0,15	0,15	0,13	0,11	0,08
MgO	5,05	3,90	3,00	1,68	1,34
CaO	9,87	8,52	6,88	4,66	2,15
Na ₂ O	2,40	2,75	2,91	3,42	3,15
K ₂ O	0,85	1,10	1,52	1,22	1,37
P ₂ O ₅	0,18	0,15	0,15	0,11	0,10
	(среднее из 58)	(среднее из 64)	(среднее из 93)	(среднее из 26)	(среднее из 2)
SO ₃	0,62	0,27	0,24	0,14	0,20
	(среднее из 13)	(среднее из 26)	(среднее из 17)	(среднее из 11)	(среднее из 2)
H ₂ O ⁻	0,53	0,48	0,38	0,50	0,28
	(среднее из 52)	(среднее из 82)	(среднее из 101)	(среднее из 28)	(среднее из 3)
H ₂ O ⁺	0,98	0,59	0,64	0,59	1,47
	(среднее из 12)	(среднее из 49)	(среднее из 54)	(среднее из 95)	(среднее из 9)
С у м м а	99,86	100,23	99,63	100,52	99,68

*Во многих анализах потери при прокаливании (летучие) не расщифровываются или расщифровываются не полностью, поэтому средние для летучих компонентов выведены по меньшему числу данных. На среднем содержании летучих в базальтах сказалось высокое содержание их в несколько измененных базальтах о. Шикотан.

2. Расплавы толеитовых базальтов поступают на поверхность Земли из недр мантии главным образом в зонах срединно-океанических хребтов, затвердевают и при движении литосферных плит по механизму спрединга распространяются на всем пространстве океанического дна вплоть до зон субдукции.

3. В зонах субдукции толеитовые базальты в составе литосферных плит вновь погружаются в недра мантии, в астено-сферу. Их переплавление и дифференциация приводят к образованию серий известково-щелочных пород, главными из которых являются андезиты.

4. Существует несколько гипотез, объясняющих образование щелочных серий пород, которые в общей массе вулканитов составляют сравнительно небольшую их часть. Не исключено,

что в их образовании важную роль играет привнос в магму щелочных металлов с летучими.

Фациальные разновидности вулканитов. Разнообразие силикатных вулканических продуктов по генетическим типам (фациальным разновидностям) зависит от механизма их генезиса, т. е. от механизма извержения. Этот механизм может быть выражен сильным взрывом или серией сильных взрывов, или выжиманием куполов вязкой лавы, или излиянием более или менее жидких лавовых потоков. Наблюдения извержений, оценка количества газовых компонентов, участвовавших в извержениях, и изучение силикатных вулканических продуктов привели нас к выводу, что механизм вулканических извержений зависит непосредственно от двух главных факторов: вязкости лавы и содержания в ней газов. Вязкость лавы является функцией нескольких параметров: ее температуры, ее силикатного состава, количества растворенных в ней летучих компонентов. Вязкость уменьшается с увеличением температуры, с увеличением относительного количества щелочей и уменьшением содержания SiO_2 и Al_2O_3 , с увеличением летучих компонентов, растворенных в силикатном расплаве. Вязкость увеличивается с падением температуры, с уменьшением относительного количества щелочей и увеличением содержания SiO_2 и Al_2O_3 , с выделением летучих из растворов в расплаве в газовые пузырьки или наружу.

Зависимость механизма извержения и фациального состава вулканических продуктов от характера извергающейся лавы отражена в табл. 5.

Все силикатные вулканические продукты представляют собой либо лавы потоков или куполов, либо обломочный материал — вулканокласты. Вулканокластические продукты составляют основную массу всех вулканических продуктов наземных извержений.

Все вулканокластические образования могут быть подразделены на две основные группы.

I. Продукты вулканических взрывов (эксплозиты).

II. Обломки разрушения лавовых потоков и куполов во время извержения (пиролавокласты).

В свою очередь продукты вулканических взрывов должны быть классифицированы на:

1) ювенильные продукты вулканических взрывов (пироксплозиты);

2) продукты разрушения при взрыве вулканических построек, в том числе продукты прежних взрывов, вовлеченные в новый процесс извержения (реэксплозиты).

Из названных типов вулканических продуктов первостепенный интерес представляют ювенильные продукты вулканических взрывов (пироксплозиты), главные из которых бомбы, шлаки, пемзы, пеплы.

Вулканические бомбы. Большим разнообразием и

Типы вулканических продуктов

Характер лавы	Характер извержения	Главные продукты вулканической деятельности	Второстепенные продукты вулканической деятельности
Вязкая лава богатая летучими	Сильные взрывы, серии сильных взрывов, вертикальных или наклонных	1. Пеплы и пемзы, распространяющиеся на огромных площадях 2. Отложения пирокластических потоков 3. Отложения палящих туч	Отложения грязевых потоков
Вязкая лава, обедненная летучими	Выжимание экстразивных куполов, сопровождаемое средней силы взрывами и скатыванием раскаленных лавин	Лавы куполов, крупнообломочная лава мантии куполов	Отложения небольших пирокластических и грязевых потоков, пеплы, распространяющиеся на ограниченных площадях
Лава средней вязкости	Средней силы взрывы и излияния потоков с глыбовой поверхностью	Шлаки конусов, лавы потоков с глыбовой поверхностью	Пеплы, бомбы типа «хлебной корки» и веретеновидные
Лава низкой вязкости	Слабые взрывы, излияния потоков с волнистой, канатной и другого типа сглаженными поверхностями	Лавы потоков со сглаженными поверхностями, шлаки	Пеплы, бомбы самых разнообразных скульптурных форм, микробомбы, «волосы Пеле»

специфичностью форм обладают бомбы, образующиеся при взрывах относительно жидкой лавы. Понятие вулканическая бомба имеет двойкий смысл. Тогда, когда наблюдают извержение вулкана, скажем, периодические вертикальные взрывы, бомбами называют все крупные обломки и обрывки лавы, вылетающие из кратера. В подавляющем большинстве — это бесформенные куски шлака или пемзы. Однако после извержения бомбами называют обычно только характерные образования, имеющие специфическую форму и поверхность, возникшие в процессе полета и падения обрывка еще не застывшей лавы. При этом величина этих образований значения не имеет. Бывают

гигантские вулканические бомбы, достигающие в длину нескольких метров и массой в сотни и тысячи килограммов, известны и микробомбы, размеры которых исчисляются миллиметрами, а масса миллиграммами. Разновидности эти отражают важнейшие качества лавы — ее вязкость в момент извержения и флюктуации поведения летучих в процессе взрыва. Изучение вулканических бомб, следовательно, может способствовать восстановлению характера извержения и анализу механизма вулканических взрывов. Важнейшей особенностью строения вулканических бомб, у которых отчетливо выражены формы вращения (круглые, червевидные, веретеновидные, лимонovidные и т. д.), является близкое к круговому или эллипсоидальному расположению в их поперечном сечении газовых пузырьков и минералов. Эта их особенность выражена иногда лучше, иногда хуже, но она несомненно может играть существенную роль в распознавании вулканических бомб в геологических разрезах в тех случаях, когда внешние критерии не позволяют это сделать. Чем более вязкая лава, тем более крупные и изометричные размеры приобретают бомбы.

Вулканические шлаки. Шлаками называются куски сильно пористой лавы, размеры которых варьируют обычно от 1—2 см до нескольких десятков сантиметров в поперечнике. Шлаки имеют основной состав и это их главное отличие от пемз.

Нельзя сказать, чтобы между шлаками и бомбами существовала бы резкая граница, поскольку бомбы — это часто лишь экзотические обрывки лавы среди массы шлакового материала. Однако шлаки значительно быстрее, чем бомбы, подвергаются разрушению из-за своей хрупкости, пористости, значительно большей площади на единицу массы. Благодаря своей легкости они быстро транспортируются прежде всего временными и постоянными водными потоками. Следует подчеркнуть, что легкость шлака значительно больше зависит от его пористости, текстуры, чем от химического состава лавы. Особенно легки и хрупки стекловатые шлаки с волокнистой структурой. Текстура их весьма напоминает текстуру многих пемз. Такого типа шлаки встречаются, например, в прикратерной части вулкана Плоский Толбачик.

«Волосы Пеле». Их иногда относят к разновидностям вулканических бомб. Есть версия, что они возникают при фонтанировании жидкой лавы. Однако нами было показано, что, в частности, «волосы Пеле» Толбачика связаны с вытягиванием нитей при разрыве газами кусков шлака. Таким образом, генетически они тяготеют к шлакам, хотя и являются специфичным и очень редким продуктом. Состав их несколько кислее шлака в целом (рис. 15).

Вулканические пемзы. Очень пузыристые породы кислого состава. Обломки их обычно варьируют от долей сантиметра до метровых глыб. Текстура часто порово-волокнистая,

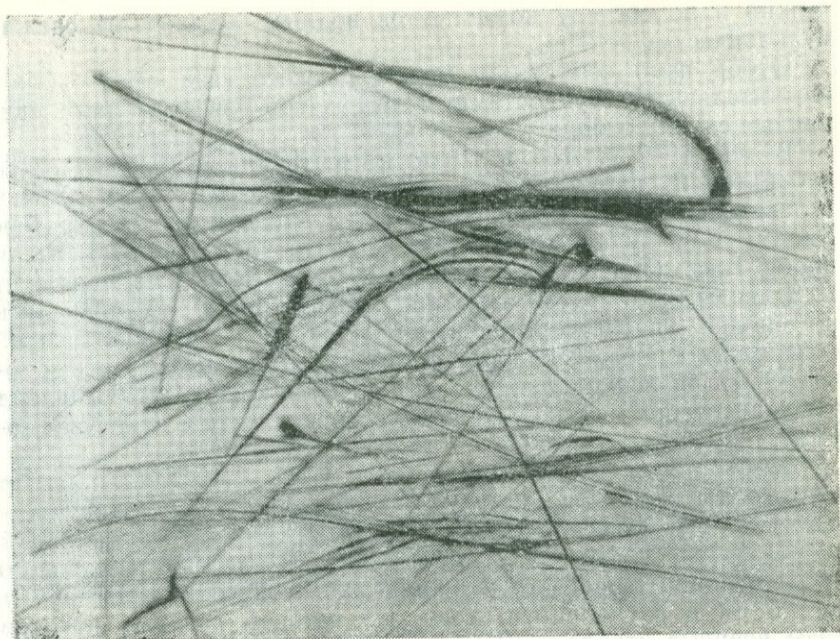


Рис. 15. «Волосы Пеле». Кратер Плоского Толбачика

но тонкие стеклянные нити в порах редко превышают в длину 1 см. Пемзы в общем случае легче шлаков, часто не тонут в воде и способны переноситься морскими течениями на огромные расстояния. Так же, как и шлаки, они легко разрушаются, особенно в зоне прибоя, и благодаря этому качеству, а также легкости, способствующей отмывке, несмотря на бедность магнетитом и титаномагнетитом, являются иногда исходным материалом для формирования месторождений магнетитовых и титаномагнетитовых песков.

Пеплы. Представим себе, что газовые поры, которыми переполнены шлаки и пемзы, слились. Что произойдет тогда? Шлаки и пемзы будут разорваны на пепловые частицы. Пеплы бывают как основного, так и кислого состава, но подавляющее большинство их по составу средние — андезитовые. Они составляют основную массу вулканических продуктов в зонах субдукции.

Вулканические газы

Состав вулканических газов. Информацию о составе летучих, растворенных в магме, мы получаем из нескольких источников: из анализов проб газа, отобранных непосредственно из жидкой лавы, из анализов газов, сохранившихся в застывшей лаве, из анализов газов фумарол. Наконец, судить о них в какой-то мере

можно и по составу компонентов водных вытяжек из свежих вулканических пеплов.

Отбор проб собственно магматического газа связан с исключительными трудностями, и до сих пор известны лишь единичные случаи отбора таких проб.

В мае 1912 г. Дей и Шеперд — сотрудники геофизической лаборатории института Карнеги — ввели железную трубку в лавовый пузырь, образовавшийся на лавовом озере в кратере Халемаумау вулкана Килауэа на острове Гавайи, и взяли пробу газа. Они показали, что магматический газ содержит 70 % воды. Но результаты анализа взятой пробы оказались не вполне удовлетворительными. Железная трубка, которой отбиралась проба, искажала истинный состав газа. Не исключалось загрязнение атмосферным воздухом. В 1917 г. Шеперд успешно отобрал несколько проб с поверхности озера Халемаумау.

Более представительные пробы собрал в 1919 г. Джаггар из того же озера Халемаумау. В 1926 г. на Мауна-Лоа (остров Гавайи) Шеперд опять отобрал пробы газа из жидкой лавы. В 1959 г. Шенью, Тазиев и Фабр взяли газ из лавового озера вулкана Нирагонго в Африке, погрузив отборную трубку на 15 см в раскаленную лаву. Из истоков лавовых потоков газы впервые отобраны Шенью в 1961 г. при извержении вулкана Этна. Он брал пробы газа, вводя в раскаленную лаву металлическую трубку. В 1967 г. при извержении вулкана Суртсей в Исландии пробы из жидкой лавы были отобраны Сигвелдсенем.

В Советском Союзе отобрать пробы магматического газа непосредственно из жидкой лавы впервые удалось автору и В. А. Уракову в 1975—1976 гг. на Южном прорыве Большого трещинного Толбачикского извержения.

Отборные трубки из керамики, металла (нержавеющей стали, титана, ванадия), а позже из кварцевого стекла (это наиболее удачный вариант) различной длины от 1,5 до 4 м погружались в текущую лаву на глубину 10—50 см. В отдельных случаях были отобраны пробы газа из только что появившихся на поверхности лавы пузырей, вздутых магматическим газом. Лава имела ячеистую структуру, магматический газ концентрировался в ее порах-пузырьках. Попадая в газовую пору, отверстие отборной трубки не забивалось лавой. Видимо, в месте соприкосновения трубки и лавы создавался перепад давления, который усиливал приток газовых пузырьков к трубке, а затем и в отборную систему. Температура лавы постоянно замерялась платино-родиевой термопарой и была $1000 \pm 65^\circ\text{C}$ (рис. 16).

Система для отбора высокотемпературных газов состояла из специально сконструированного газоотводного канала, изготовленного из кварцевого стекла, многоходового холодильника для конденсации паров магматического газа, термометра



Рис. 16. Газовые выделения над лавовой речкой. Вулкан Толбачик, Южный прорыв, 1976 г. Фото В. А. Будникова

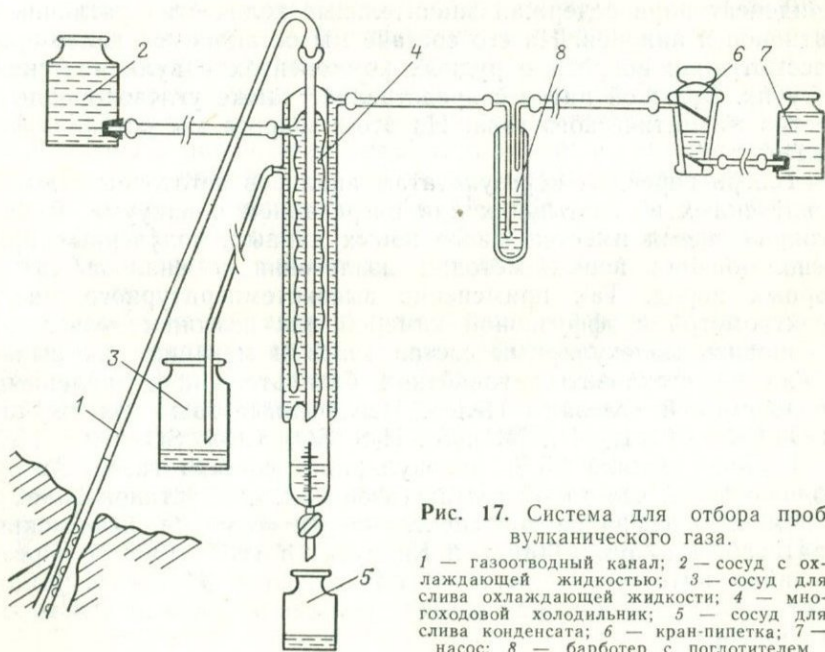


Рис. 17. Система для отбора проб вулканического газа.

1 — газотводный канал; 2 — сосуд с охлаждающей жидкостью; 3 — сосуд для слива охлаждающей жидкости; 4 — многоходовой холодильник; 5 — сосуд для слива конденсата; 6 — кран-пипетка; 7 — насос; 8 — барботер с поглотителем

для замера температуры в системе подачи газа, бюреток с поглотителями кислых компонентов, кран-пипетки либо сосудов для отбора газов, аспиратора кран-пипетки, либо насоса, в зависимости от цели отбора газа (рис. 17). Перед отбором система неоднократно «промывалась» магматическим газом, и кроме того газ, как правило, входил в систему под давлением, превышающим атмосферное, что снижало возможность подсоса атмосферного воздуха. После конденсации пара, содержащегося в газе, газ собирали в специальные сосуды и анализировали в лаборатории.

Результаты анализа, полученные при обработке 36 проб, следующие (в % по объему):

H ₂	O ₂	N ₂	He + Ne	CO ₂	CO
0,002—25,5	0,6—19,7	38,6—83,4	0,02—0,17	0,2—41,0	0,0—0,6

Продолжение

CH ₄ (и др. углеводороды)	HF	HCl	SO ₂	H ₂ S
10 ⁻⁵ —0,56	0,005—0,06	0,05—0,7	0,002—0,006	0,003—0,008

Аналитики С. П. Левшунова и Р. В. Гусева.

В зависимости от стадии дегазации лавы состав магматического газа менялся в больших пределах.

В составе магматического газа водяной пар составлял более 90%. Об этом можно судить по тому, что нередко на 1 л откачанного газа приходилось более 10 мл конденсата пара. Конденсат пара содержал значительные количества различных катионов и анионов. На его составе мы остановимся далее при рассмотрении вопроса о рудных компонентах в вулканических летучих. Большой интерес представляет также углеводородный состав магматического газа. На этом вопросе мы остановимся далее.

Теперь перейдем к результатам анализов остаточных газов, извлеченных из застывших лав нагреванием в вакууме. В настоящее время имеется много новых данных, полученных при использовании новых методик извлечения и анализа газов горных пород. Так применение высокотемпературного масс-спектрометра с эффузивной камерой для возгонки позволило установить молекулярный состав газов и механизм их выделения из стекловатых гавайских базальтов, представленных «волосами» и «слезами Пеле». Извлеченные газы содержали: H₂O, CO₂, CO, H₂, N₂, NH₃, S₂, H₂S, SO₂, COS, SO₃, HCl, HF.

H₂O составляла 95% молекулярного состава газов. Автор подчеркивает, что такой состав газов близок к установленному с помощью инфракрасной спектрометрии во время извержения кратера Халемаумау (вулкан Килауэа) в 1967—1968 гг. Чрезвычайно интересным является обнаружение в составе выделенных газов небольшого количества нециклических углеводов [25].

Близкие результаты получены также при исследовании газов, выделенных из лавы и вулканических бомб извержения вулкана Тенегиа (Ла-Пальма, Канарские острова) в октябре—ноябре 1971 г. Для анализа были взяты 23 образца и истерты в порошок. Дегазация порошков произведена путем нагревания до 1000 °С в вакууме. Содержание газовых компонентов составило 57—59 мл на 100 г породы. Среди них определены: CO₂, CO, CS₂, COS, углеводороды, H₂, N₂, HCl, SO₂, редкие газы. Отмечается, что эти же компоненты определены в фумаролах во время извержения. Содержание углеводородов составляет 0,8 %, при этом около половины приходится на этилен. Определены также алканы (метан, этан) и ароматические углеводороды.

В мировой литературе известны многие сотни анализов газов, взятых из фумарол, имеющих различную температуру и функционирующих в различных условиях.

Характерные соотношения между компонентами газов фумарол для различных температурных интервалов приводят И. Ивасаки и соавторы. Согласно их данным, в составе основных газов активных вулканов с температурами на выходах от 50 до 760° пары воды составляют от 88 до 99,6 %. Остальные 12—0,4 % приходятся в основном на HCl, SO₂, CO₂, H₂, H₂S и N₂. Эти газы выделяются в различных пропорциях, которые зависят главным образом от температуры.

Данные о составе водных вытяжек из свежих вулканических пеплов будут рассмотрены ниже.

Сейчас мы констатируем, что все четыре источника информации о составе вулканических газов (анализы проб газа, отобранных непосредственно из жидкой лавы; анализы газов, сохранившихся в застывшей лаве; анализы газов фумарол; анализы вытяжек из свежих пеплов) свидетельствуют о том, что из магмы в процессе ее подъема к поверхности земли и извержения выделяется большое число летучих соединений. Среди них главными являются H₂O, H₂, CH₄ (и другие углеводороды), CO, CO₂, COS, N₂, NH₃, NH₄Cl, H₂S, SO₂, SO₃, S₂, He, Ag, Xe, борная и мышьяковистая кислоты, хлориды и фториды металлов.

Сравнение составов вулканических газов вулканов над «горячими точками», вулканов зон субдукции и вулканов континентальных рифтов. Выше мы отметили существенную разницу в составе силикатных продуктов вулканов перечисленных зон. Большой интерес представляет решение вопроса, есть ли какие-либо отличия в составе газов вулканов океанов, зон перехода и континентов, и в чем они выражаются? Для решения его были использованы анализы газов океанического вулкана Килауэа, Ключевского вулкана и африканского вулкана Нирагонго (табл. 6).

Так как состав вулканических газов представляет собой функцию силикатного состава магмы и температуры газовой

Средние химические анализы газов некоторых вулканов океана, зоны перехода и континента, % по объему

Тип земной коры	Состав лав	T, °C	Вулкан	Число анализов	H ₂	HF	HCl	CO	CO ₂	CH ₄	SO ₂	H ₂ S	NH ₃
Океаническая	Базальт	1100	Килауэа	12	1,80	—	0,71	1,69	58,4	—	37,40	—	—
	»	1100	Гавайский (типичный)	1	3,03	—	0,52	1,93	60,66	—	33,86	—	—
Переходная от океана к континенту	»	300—830	Ключевской	41	27,25	2,15	22,35	23,00	14,10	—	9,75	—	1,40
	»	150—200	»	6	16,25	—	13,40	14,35	35,30	—	21,00	—	—
	»	56—100	»	7	—	—	—	1,9	51,0	—	47,00	—	—
	»	50—85	»	12	—	—	—	—	100	—	—	—	—
Континентальная	Андезит	280—360	Шевелуч	15	1,90	0,21	16,35	2,59	51,64	—	24,26	3,05	—
	Дацит	300—760	Шова-Шинзан	9	17,14	2,86	6,89	—	70,88	0,12	1,44	0,65	0,02
	Базальт	990—1020	Нирагонго	5	1,96	—	—	—	86,30	—	6,53	—	—

Продолжение

Тип земной коры	HCl/HF	CO ₂ /SO ₂	CO/H ₂	CO ₂ /H ₂ S	SO ₂ /HCl	Формула газового состава	Примечание
Океаническая	—	1,55	0,94	—	53	CO ₂ > SO ₂ > H ₂ CO > HCl	По Г. Шеперду, 1938 г.
	—	1,78	0,63	—	65	CO ₂ > SO ₂ > H ₂ > CO > HCl	По Итону и Мурата, 1960 г.
Переходная от океана к континенту	10,4	1,45	0,85	—	0,43	H ₂ > CO > HCl CO ₂ > SO ₂ > Hf	Через 3—8 лет после извержения
	—	1,68	0,88	—	1,5	CO ₂ > SO ₂ > H ₂ > CO > HCl	
	—	1,07	—	—	—	CO ₂ > SO ₂ > CO	
Континентальная	—	—	—	—	—	CO ₂	Через 20—25 лет после извержения
	77,8	2,1	1,3	17	1,5	CO ₂ > SO ₂ > HCl > H ₂ S > CO > H ₂ > HF	По М. Чейджпей, Г. Тазиеву и Р. Фабру, 1960 г.
	2,4	49	—	110	0,21	CO ₂ > H ₂ > HCl > HF > SO ₂	
	—	13,2	2,6	—	—	CO ₂ > SO ₂ > H ₂ > CO	

струи, для сравнения вулканических газов океана, континента и зоны перехода во всех случаях взяты газы базальтовых извержений при высоких температурах. Для удобства сравнения из анализов исключены кислород, азот и вода, а «активная» часть представлена в процентах по объему (рис. 18). Прежде всего обращает на себя внимание то, что, несмотря на несколько более низкие температуры газовых проб, наиболее высокие содержания H_2 , HCl , HF , CO отмечаются в газах Ключевского вулкана. В то же время в газах вулканов Гавайских островов при высоких температурах (1100°) преобладают CO_2 и SO_2 , характерные на Ключевском вулкане для значительно более низких температур.

Газ континентального вулкана Нирагонго резко отличен как от газа вулканов океанических островов (Килауэа), так и от газа вулкана зоны перехода от океана к континенту — Ключевского. Прежде всего в нем совершенно отсутствуют галоидные соединения, содержится ничтожное количество H_2 , CO и SO_2 , и он на 86,3 % состоит из CO_2 при температуре 1000° . Для Ключевского вулкана такой состав наблюдается в низкотемпературных газовых струях, характеризующих заключительную стадию дегазации лавы через 10—20 лет после начала извержения.

Соотношение объемов «активных» газов вулканов Килауэа, Ключевского и Нирагонго — представителей вулканов океана, зоны перехода и континента хотя и очень характерны, тем не менее не дают четкого представления о пропорциях в составе газов отдельных химических элементов, так как последние могут входить в различные соединения. Наибольший интерес представляет молекулярное соотношение $S : C : Cl$ (рис. 19). Для Килауэа оно равно 37:62:1; для Ключевского вулкана 14:52:34 и для Нирагонго 7:93:0. Из рис. 19 видно, что во всех трех случаях молекулярное количество углерода

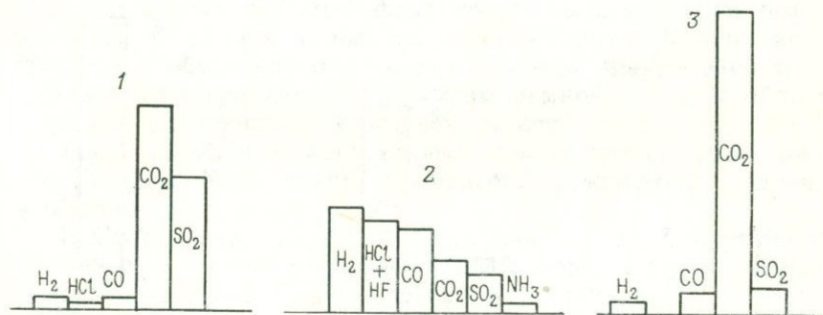


Рис. 18. Изменение состава «активных» вулканических газов (в %) в зависимости от типа земной коры, состава и стадии дегазации мантии. По Е. К. Мархинину и Л. А. Башарниной.

1 — океаническая мантия; 2 — мантия зоны перехода от океана к континенту; 3 — континентальная мантия

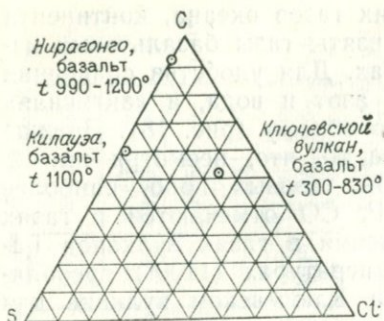


Рис. 19. Соотношение молекулярных количеств Cl, C и S в газах базальтовых вулканов океана, континента и зоны перехода при высоких температурах. По Е. К. Мархинину и Л. А. Башариной

превышает 50 %. Для вулкана Килауэа характерно высокое содержание серы, а для Ключевского вулкана — хлора.

Далее рассмотрена зависимость между составом вулканических газов и составом силикатных вулканических продуктов. Так как наиболее широкий диапазон последних характерен для островных дуг, для этой цели выбраны вулканы из области зоны перехода от океана к континенту: Ключевской (базальт); Шивелуч (андезит); Шова-Шинзан (кислый дацит). Изменение состава высокотемпературных «активных» газов вулканов зоны перехода в зависимости от состава лав отражено на рис. 20. Обращает на себя внимание то, что с уменьшением основности лав уменьшается и содержание галогидных газов и увеличивается количество углекислоты.

Как было отмечено выше, такие различия в составе вулканических газов имеются между летучими базальтовых вулканов Камчатки и Гавайских островов. При рассмотрении состава «активных» газов Ключевского вулкана в зависимости от стадии остывания наблюдается совершенно четкая (и неоднократно уже отмечавшаяся) тенденция уменьшения, а по-

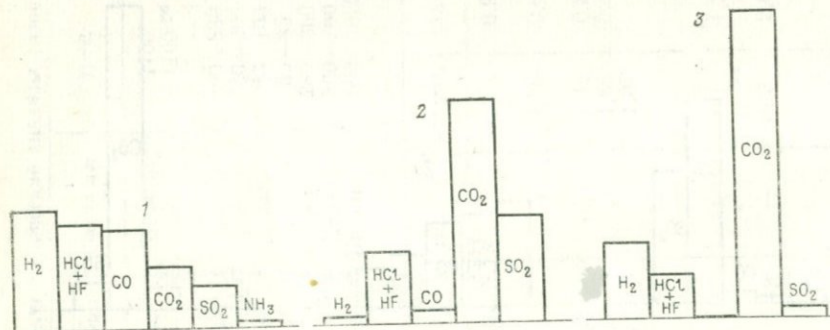


Рис. 20. Изменение состава высокотемпературных «активных» газов вулканов (в %) зоны перехода в зависимости от состава лав. По Е. К. Мархинину и Л. А. Башариной.

1 — базальт; 2 — андезит; 3 — дацит

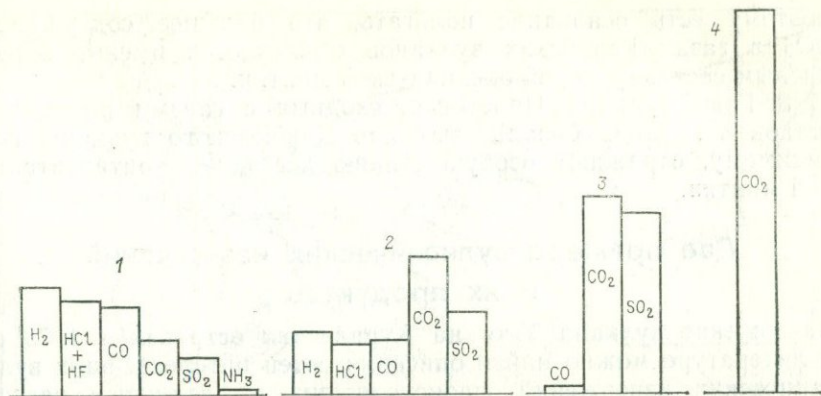


Рис. 21. Изменение состава «активных» газов (в %) Ключевского вулкана в зависимости от стадии остывания. По Е. К. Мархинину и Л. А. Башариной.

При температуре: 1 — 300—300 °С; 2 — 150—200 °С; 3 — 56—100 °С; 4 — 50—81 °С

том и исчезновения в газовых струях с понижением температуры H₂, HCl+HF, CO, увеличение относительного количества SO₂ на средних стадиях остывания и постепенный рост относительного количества CO₂ по мере снижения температуры газов (рис. 21).

Среди рассмотренных проб газов вулканов Килауэа, Нирагонго и Ключевского газы последнего имели относительно более низкую температуру и были связаны с более кислыми базальтами. Казалось бы, что согласно изменению состава газов в зависимости от основности лав и температуры они должны были содержать наименьшее количество H₂, HCl+HF, CO (см. рис. 20, 21). В действительности же отмечается как раз обратная тенденция. Этот факт может быть объяснен тем, что различие в составе газов вулканов Килауэа, Ключевского и Нирагонго обусловлено в первую очередь приуроченностью их к различным основным структурам земной коры, к областям с различным составом и стадией дегазации мантии.

Таким образом, сравнительный анализ состава газов вулканов Килауэа, Ключевского и Нирагонго приводит к следующим выводам.

1. Состав вулканических газов зависит от приуроченности вулканов к главным типам земной коры или, предположительно, от состава и стадии дегазации мантии.

2. Различие в составе газов вулканов Килауэа и Ключевского позволяет сделать предположение, что первые являются производными относительно более кислой мантии. Известно, что в областях островных дуг в газах андезитовых извержений SO₂ больше, чем в базальтовых. Но лава Гавайских вулканов несколько более основная, чем вулкана Ключевского, и

поэтому есть основание полагать, что большее содержание SO_2 в газах Гавайских вулканов объясняется именно более кислым составом самой океанической мантии.

3. Газы вулкана Нирагонго, сходные с газами последних этапов остывания базальтовых лав Ключевского вулкана, по-видимому, отражают особую стадию дегазации континентальной мантии.

Два примера вулканических извержений и их продуктов

Извержение вулкана Тятя на Курильских островах в 1973 г. В литературе можно найти описания сотен интереснейших вулканических извержений, происходивших в различных регионах и отличавшихся масштабами, характером, составом извергаемых продуктов, последствиями. Автор лично принимал участие в изучении нескольких десятков извержений вулканов Камчатки и Курильских островов, в том числе кальдеры Заварицкого на острове Симушир в 1957 г., когда образовался новый экструзивный купол; нескольких экструзивно-эксплозивных извержений вулкана Безымянного в период 1958—1962 гг., характеризовавшихся различной длины и мощности агломератовыми потоками; нескольких эксплозивно-эффузивных извержений Ключевской сопки, как терминальных, так и из побочных кратеров; ряда эксплозивных извержений из центрального кратера Плоского Толбачика; мощного извержения Шивелуча в 1964 г., когда пирокластический поток широким фронтом прошел расстояние более 15 км; эксплозивно-эффузивного извержения вулкана Алаид в 1972 г., когда на склоне вулкана образовался ряд новых кратеров, а мощные потоки лавы достигли моря и создали новый мыс у о. Атласова, и других. Однако у автора есть особая причина, почему в качестве примеров вулканических извержений и их продуктов он приводит извержения вулкана Тятя в 1973 г. и вулкана Толбачик в 1975—1976 гг. Во время этих извержений было установлено явление крупномасштабного выноса в вулканическом процессе дисперсных органических соединений и сделан вывод о том, что пеплово-газовые вулканические столбы представляют собой мощные природные химические реакторы, в которых происходит синтез углеводородов и некоторых биологически важных молекул. В качестве начальника экспедиции, исследовавшей извержение вулкана Тятя (рис. 22), автор лично изучал это извержение с первого и до последнего дня.

Наблюдения за ходом извержения. После периода покоя, длившегося более 160 лет, 14 июля 1973 г. началось крупное извержение вулкана Тятя. Возможно, толчком для него явились два сильных землетрясения 17 и 24 июня. Начало извержения было одновременно замечено в трех местах, расположенных у подножия вулкана: у устья р. Птичьей,

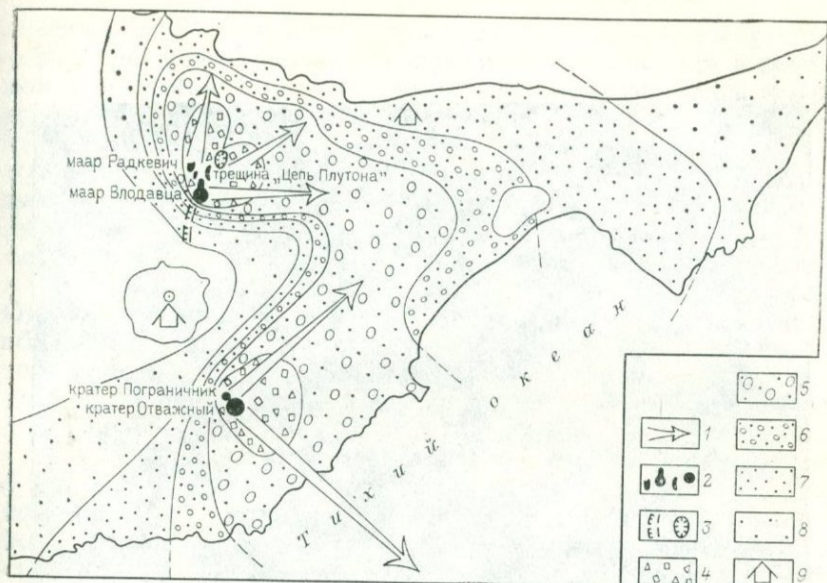


Рис. 22. Схёма расположения кратеров, мааров, трещин и зон распространения изверженного материала.

1 — направление взрывов; 2 — кратеры, маары, трещины с воронками взрыва; 3 — воронки взрыва предыдущих извержений; 4 — зоны поражения леса каменным, шлаковым и горячим пепловым материалом; 5 — зона пепла и шлаковых бомбочек с толщиной слоя более 30 см; 6 — зона пепла с толщиной слоя от 15 до 30 см; 7 — зона пепла и мелкозернистого материала с толщиной слоя от 3 до 15 см; 8 — зона пепла с толщиной слоя менее 3 см; 9 — экспедиционные лагеря

в поселках Урвитово и Круглово. Согласно сообщениям очевидцев, приблизительно в 12 ч 10 мин сразу после землетрясения, сопровождавшегося подземным гулом, с середины северного склона вулкана поднялся столб плотного пепла. Пепловая туча быстро набрала высоту. Это отметило большинство наблюдателей у устья р. Птичьей и в пос. Урвитово. Другие наблюдатели обратили внимание на то, что пепловый столб поднимался и над восточным склоном. Вскоре пепловая туча накрыла названные поселки (рис. 23). В густом пеплопаде не было видно даже вытянутой руки. Пепел был наэлектризован. Очевидцы утверждают, что некоторые пепловые частицы опускались на предметы светящимися искорками, похожими на светлячки. Почти непрерывно пепловые тучи прорезались молниями.

Наблюдения за вулканическими взрывами из-за сплошной пепловой завесы, распространявшейся на многие километры, было практически невозможно. В ночь с 14 на 15 июля к месту извержения из Южно-Курильска направилось научно-исследовательское судно «Геофизик» с целью провести наблюдения с борта судна и высадить группу вулканологов вблизи места



Рис. 23. Пеплово-газовая туча вулкана Тятя, июль 1973 г. Фото Б. Кречетова

извержения. Выйдя из Южно-Курильской бухты, мы увидели черную пепловую тучу, двигавшуюся от вулкана Тятя в восточном направлении. Туча эта непрерывно пронизывалась молниями, большинство которых распространялось вдоль тучи. Вертикальные молнии преобладали только в клубах пепла, поднимавшегося над жерлом. С 5 ч 03 мин до 5 ч 20 мин «Геофизик» находился в зоне интенсивного пеплопада при скорости 12—14 узлов. За это время судно оказалось покрытым густым слоем пепла. В 5 ч 20 мин судно вышло в область просвета в бухте Спокойствия, приблизительно напротив пос. Круглово. Однако вулкан и берег не просматривались, вокруг замкнутой области просвета находились области пеплопада. Через некоторое время судно опять было застигнуто сильным пеплопадом и вышло из него только через четыре часа, обходя п-ов Ловцова.

Когда «Геофизик» вошел в пролив Екатерины, он поднял с воды стаю морских птиц — буревестников, бакланов, топорков, чаек, уток, которые, очевидно, были согнаны с прибрежных скал пепловыми тучами. Беспорядочная многотысячная стая птиц направилась в сторону мыса Докучаева. Хотя берег в районе п-ова Ловцова с корабля был виден, сам вулкан Тятя и его окрестности скрывала густая пепловая пелена. Пос. Урвитово пепловая туча то накрывала, то отходила от него в сторону на склоны вулкана. Порывы ветра поднимали в разных местах побережья столбы пепла, создавая впечатляющие дыма от лесных пожаров или выходов вулканических газов. Лишь с 18 ч можно было различить отдельные постройки поселка, а главное — мощные клубы темно-серого пепла, выбивавшиеся из жерла, расположенного на восточном склоне вулкана, и казавшиеся совсем рядом. Их высота была не менее 8 км. В 18 ч вблизи пос. Урвитово с судна высадились группа вулканологов в составе 9 человек. Толщина слоя пепла здесь достигала 5 см.

16—17 июля из пос. Урвитово Е. К. Мархининым, В. М. Гранником и Ю. А. Аникиевым был совершен маршрут к действующему жерлу. Сначала маршрут проходил через смешанный лес. Травяная растительность была полностью засыпана пеплом. Под тяжестью пепла ветки пихт опустились и прижались к стволам. Многие лиственные и хвойные деревья или их ветви оказались сломанными. Бамбук в подлеске лежал под пеплом — лишь отдельные дужки его стеблей кое-где пробивались. Время от времени попадались трупы птиц. На участников маршрута непрерывно падал пепел.

В средней части ручья Кедрового мощность пепловых осадков на почве достигала 30—35 см. Ручьи оказались погребенными под пеплом. По мере продвижения вперед пепел становился все более грубозернистым. Начали попадаться куски шлака размером до 10 см. В верхней части северного склона вулкана пепла было мало, а на высоте около 1000 м он прак-

тически отсутствовал. Участники восхождения подошли к жерлу с подветренной стороны (с северо-запада). Ночь они провели неподалеку от действующего кратера, в непосредственной близости от пепловой тучи, часто пронизывавшейся молниями. Грохот взрывов слышался почти непрерывно. Сильные взрывы происходили раз в минуту и приводили к резкому увеличению пеплового столба.

Одновременно с первой группой к кратеру подошла группа из 5 человек во главе с Б. И. Васильевым, высадившаяся у юго-восточного подножия вулкана с экспедиционного судна «Отважный». Эта сторона была более опасной из-за того, что большая часть раскаленного материала выбрасывалась в юго-восточном направлении и в том же направлении дул ветер. Этой группой было отмечено падение бомб на расстоянии до 2 км от кратера; было предложено назвать кратер «Отважным».

16 июля извержение вулкана с самолета наблюдал А. И. Абдурахманов. По его данным, взрывы на середине восточного склона вулкана происходили в двух близко расположенных кратерах, что фиксировалось столбами пепла, которые выше смешивались в одну газопопелловую тучу.

16 июля вечером в район пос. Тятино, расположенного на юго-востоке подножия вулкана, выехала на вездеходе ГАЗ-47 группа во главе с Ю. П. Трухиным. Следов пеплопада ими не было обнаружено. 17 июля этой группой был отмечен небольшой пеплопад в районе ручья Ночки, а 18 июля близ устья ручья Рубежного зафиксировано выпадение легких пористых лапиллей. С 19 по 22 июля при восхождении на сомму вулкана Тятя со стороны ручья Ночки они отметили слой пепла толщиной в несколько миллиметров в нижней части склона вулкана. В то же время выше по склону пепла не было.

Рано утром 18 июля группа вулканологов, находящихся в пос. Урвитово, зафиксировала котловины взрывов, расположенные на северном склоне вулкана, в бассейне р. Птичьей и ручья Змеиногo. Издали они были заметны по мощным клубам белого пара.

Наблюдения за деятельностью активного конуса производились с соммы вулкана в период 22—27 июля Ю. П. Трухиным, Р. А. Шуваловым и др.; 24 и 25 июля из пос. Круглово — В. М. Гранником; в ночь с 24 на 25 июля из бухты Спокойствия — Е. К. Мархининым и др. Было установлено действие одновременно или попеременно двух жерл, объединяемых одним шлаковым конусом диаметром порядка 300 м и высотой в несколько десятков метров. Направления выбросов не всегда были вертикальными; более того, разные жерла выбрасывали раскаленный материал под разными углами к горизонту. Высота полета вулканических бомб достигала 1 км. Взрывы происходили практически ежесекундно, но было отмечено постепенное уменьшение интенсивности извержения, выразившееся в снижении частоты взрывов, высоты полета вулканических

бомб и количества выбрасываемого пепла. Резкий спад в деятельности конуса наступил 26—27 июля. В ночь с 26 на 27 июля были ясно видны зоны падения раскаленных камней. Основной разброс камней и вулканических бомб происходил по направлениям большого диаметра кратера (на северо-восток и юго-запад).

Зона эффективности разброса камней составляла 1—1,5 диаметра кратера «Отважный», хотя отдельные куски выбрасывались и на большие (до 2,5 диаметров) расстояния. Видимо, такой асимметрией выбросов можно объяснить седловидную форму кратера, наблюдавшуюся 28 июля, когда северо-восточная часть его была значительно выше юго-западной. Судя по размерам кратера, скорость выброса раскаленного пылевого облака составляла ≈ 100 м/с, что хорошо согласуется со скоростью выбрасываемых камней (60—70 м/с).

По наблюдениям одиночных взрывов 27 июля, ночным наблюдениям и данным непосредственного осмотра 28 июля установлено два активных центра на дне кратера.

Во время спуска к кратеру «Отважный» в интервале с 12 до 18 ч 27 июля сильные взрывы происходили через 10—20 мин, 28 июля в интервале с 9 до 12 ч—через 40—60 мин, с 12 до 18 ч—приблизительно через 1,5—2,5 ч.

27 июля не наблюдалось определенной связи между взрывами, сопровождавшимися взрывной волной, и выбросами пепла. Примерно в половине случаев эти явления происходили раздельно. На расстоянии 300—400 м вверх по склону от точки наблюдения избыточное давление во взрывной волне составляло приблизительно 50—100 г/см². По всему склону очень хорошо ощущались довольно сильные (4—5 баллов) толчки.

До взрывов кратер был относительно спокоен, после взрывов было слышно несколько затухающих во времени звуковых всплесков с нарастающими интервалами между ними. Звук, по-видимому, вызывался трением пластов шлака друг о друга и прохождением пара между частицами шлака при общих колебаниях породы в активных центрах. Колебания породы в активном центре I наблюдались непосредственно 28 июля и сопровождались аналогичным звуком. В нем же была видна раскаленная лава, жидкая масса колебалась и бурлила от прохождения газов, временами происходили всплески жидкой массы на высоту 1—2 м.

Активный центр II характеризовался кольцеобразными структурами шлака диаметром в несколько метров и выделениями паров.

Во время ночных наблюдений за цветом пылевого облака был сделан вывод, что его температура непосредственно вблизи жерла составляла 400—500 °С.

28 июля деятельность конуса прекратилась. На следующий день раскаленная лава еще была видна в трещинах, а фумарольная деятельность сосредоточилась в основном вдоль кромки

конуса. Конус был сложен горячим шлаком и температура его, особенно около малого жерла, на глубине нескольких сантиметров от поверхности превышала 350 °С. Диаметр конуса составлял 300—350 м, высота колебалась в пределах 100—200 м. Приблизительно в 300 м от него и примерно на 100 м выше был обнаружен малый конус, названный «Пограничник». Он закончил свою деятельность раньше конуса «Отважный», но 29 июля в трещинах еще светилась раскаленная лава. Диаметр его кратера был 50—70 м. Вероятно, этот конус оказался частично засыпанным выбросами конуса «Отважный».

Котловины взрывов (маары), расположенные на северном склоне вулкана Тятя, с 19 июля по 4 августа обследовались Е. К. Мархининым и др. Верхний, больших размеров маар, названный мааром Влодавца, представляет собой обширную сужающуюся к северу котловину взрыва. В нескольких сотнях метров от него расположена другая котловина взрыва, названная мааром Радкевич.

Особенный интерес представляют собой расположенные в соседстве с маарами огромные трещины разрыва, крупнейшая из которых названа «Цепью Плутона». Длина ее приблизительно 300 м, ширина — несколько метров. Во многих местах она сложена небольшими воронками взрыва. На всем протяжении из трещины выделялись горячие вулканические газы.

В юго-восточной части соммы вулкана Тятя также образовалась система разрывных трещин шириной до 1,5 м и длиной в сотни метров, которая по простирацию совпадает с «Цепью Плутона». Направления взрывов, образовавших маары, хорошо фиксируются простираем полос крупных камней (массой до 20 т), нацело уничтоживших вековой лес, и ободранной только с одной стороны корой деревьев с вонзенными обломками камней. Камни были выброшены с массой горячего пеплового материала, о чем свидетельствуют обожженные пеплом деревья и мощный слой горячего, насыщенного газом пепла в окрестностях котловин взрыва. Размеры и взаимное расположение мааров, трещин и шлаковых конусов, направления взрывов, площади зон сплошного поражения удалось уточнить благодаря облету вулкана на вертолете 8 августа.

Изучение хода и результатов извержения позволило установить такую последовательность событий. Первый самый сильный взрыв образовал маар Влодавца. Вслед за ним сильные взрывы привели к возникновению продолговатой котловины и маара Радкевич. Внутреннее напряжение в этом секторе вулкана вызвало образование «Цепи Плутона» и других трещин разрыва; одновременно прорыв произошел в районе кратеров «Отважный» и «Пограничник», и в дальнейшем извержение локализовалось здесь. Характерными чертами извержения были его чисто взрывной характер, многоочаговость и образование кратеров на разных склонах вулкана, преобладание пепла среди ювенильного материала.

Основные результаты извержения свелись к изменению рельефа, выразившемуся в образовании мааров на северном склоне объемом не менее $7 \cdot 10^6$ м³, образованию шлаковых конусов на восточном склоне объемом $\sim 3 \cdot 10^6$ м³ и выносу $\sim 2 \cdot 10^8$ м⁶ пеллового материала, покрывшего площадь не менее 20 000 км².

Извержение не причинило существенного ущерба населенным пунктам, но привело к гибели леса на площади приблизительно 20 км².

Силикатные продукты извержения. В результате извержения вулкана Тятя были взорваны отдельные старые лавовые потоки, слагающие склоны вулкана, выброшены и переотложены взрывные продукты прежних извержений, выброшен и переотложен делювиальный материал склонов. Все эти продукты были перемешаны взрывами между собой и отчасти с ювенильным пелловым материалом. В силу частичной направленности взрывов они были отброшены от очагов взрывов в ряде случаев на 2—3 км. Возникновение этих отложений явилось главным образом следствием одноактных взрывов, образовавших маары. Мощность их достигает двух-трех десятков метров у кромки мааров, а общий объем приблизительно соответствует объему мааров. Общий объем силикатных продуктов, изверженных из мааров, более чем в 2 раза превышает объем мааров, т. е. доля ювенильных материалов, выброшенных из мааров, больше 50 %. Площадь, покрытая отложениями мааров, составляет десятки квадратных километров. Однако основными продуктами извержения явились ювенильные бомбы, шлаки и пеплы, извергавшиеся в течение двух недель кратером «Отважный». Ювенильные бомбы в длину нередко превышают 1 м. Они часто имеют специфическую форму, указывающую на вращение в пластичном состоянии. Текстура их большей частью пузыристая, шлаковатая и поэтому бомбы хрупкие. Высота полета их составляла от нескольких сотен метров до первых километров. На такое расстояние они разлетались и в горизонтальном направлении. Между бомбами и кусками ювенильного шлака резкой границы нет. Основная масса шлака отлагалась на шлаковых конусах «Отважный» и «Пограничник», в пределах 2—3 км от них.

Ювенильный пепел был главным продуктом извержения. Он переносился в направлениях преобладающего воздушного потока на высоте 5—8 км. Шлейф пелловых туч достигал о. Хоккайдо и островов Малой Курильской гряды. По гранулометрическому составу пепел был неоднороден. В районе пос. Урвитово основная его часть представлена частицами размером 0,065—0,01 и 0,065—0,16 мм, фракции 0,005—0,001 мм и <0,001 мм составляют соответственно 7,36 и 5,44 % от массы пробы. Под микроскопом в пепле устанавливаются обломки стекла основного состава ($Ng=1,534$), плагиноклаза ($Ng=1,574$), ромбического и моноклинного пироксенов, зеленого и

желтого оливина, титаномагнетита и магнетита. По химическому составу пеплы отвечают базальтам и андезито-базальтам с низким содержанием калия. К пеплам из района пос. Урвитово по составу и фракциям приближаются пеплы, выпавшие близ пос. Круглово. Более основательные различия с описанными намечаются в пеплах, отложенных на о-вах Зеленый и Шикотан. Здесь пепел представлен лишь самыми тонкими фракциями (в основном менее 0,065 мм), отличающимися сажисто-черным цветом и высокой магнитностью.

Под микроскопом в шикотанском пепле также наблюдаются обломки плагиоклаза ($Ng=1,571$), ромбического и моноклинного пироксенов, кристаллов желтого и зеленого оливина и бурого стекла ($Ng=1,568$), но более основного состава. Средняя плотность пеплов больше у тонких фракций и в среднем близка к единице.

Изменение гранулометрического состава в зависимости от положения места взятия пробы от центра извержения показано в табл. 7, а изменение химического состава — в табл. 8.

Е. А. Радкевич и др. изучено содержание в пробах пепла ряда рудных элементов. Это содержание связано с гранулометрическим составом проб и направлением переноса пеплов. Содержание рудных элементов существенно увеличивается с увеличением доли мельчайших фракций. Изменение содержания рудных элементов в пеплах в зависимости от направления переноса выглядит следующим образом (количества в $n \cdot 10^{-4}$, %):

	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ
Ванадий	378	170	185	400	110	520
Никель	26	26	30	17	30	54
Хром	24	26	22	14	16	31
Свинец	7	4	4	2	2	7
Медь	140	150	210	140	130	200
Бор	330	140	430	130	100	430
Цинк	160	120	150	150	110	170
Кобальт	62	41	70	27	26	86
Олово	4	3	4	2	1	4
С у м м а	1131	680	1105	882	525	1565

В. К. Гороховым изучены сорбционные свойства свежего пепла. Изопнестическим методом при 25 °С определена сорбция паров воды при различных относительных давлениях водяного пара (рис. 24). Фракция пепла 0,25—0,5 мм высушивалась при 120 °С до постоянной массы и выдерживалась в эксикаторе над серной кислотой по 20 суток при каждом заданном значении давления водяного пара. Полученная адсорбционная изотерма показывает, что свежееотложенный пепел относится к первому структурному типу адсорбентов и обладает ничтожной сорбционной емкостью. Рассчитанное по изотерме предельно сорбируемое количество воды (общая пористость) составляет

Изменение гранулометрического состава пеплов в зависимости от положения относительно центра извержения

№ пробы	Расстояние от центра извержения, км	Направление	Содержание фракций, %			
			>10 мм	10—7 мм	7—5 мм	5—3 мм
417, 429	1—4	С	71,20	17,20	6,50	2,80
344	9	С	—	—	—	—
366, 368	7—10	СВ	2,32	2,18	3,66	5,87
349, 350	12—16	СВ	—	0,05	0,20	0,03
432	7	В	0,30	0,70	1,40	3,60
463	15	В	—	—	—	0,10
452	6	ЮВ	—	0,30	0,60	0,40
462	9	ЮВ	—	—	—	—
446	5	ЮЗ	18,80	12,00	15,50	22,20
425	5	З	44,30	7,84	5,04	7,34

Продолжение табл. 7

№ пробы	Содержание фракций, %					
	3—2 мм	2—1 мм	1—0,5 мм	0,5—0,25 мм	<0,25 мм	Итого
417, 429	0,80	1,25	0,20	0,10	0,03	100
344	—	0,20	0,40	3,80	95,60	100
366, 368	7,90	13,11	14,68	16,52	33,56	100
349, 350	0,05	0,25	0,71	10,08	88,25	100
432	7,60	41,10	10,80	18,90	15,60	100
463	0,30	3,20	11,10	24,00	61,00	100
452	3,20	23,70	15,40	15,70	39,7	100
462	0,40	5,20	10,80	25,60	58,00	100
446	12,50	15,40	2,60	0,90	0,10	100
425	10,25	12,60	6,05	2,30	0,32	100

0,008 см³/г. Изучена также сорбция паров бензола на пепле при относительном давлении $P/P_S=1$ и вычислено, что предельно сорбируемое количество бензола составляет 0,006 см³/г. Схема отбора основных проб пепла показана на рис. 25.

Летучие компоненты. О составе летучих, участвовавших в извержении вулкана Тятя, мы имеем возможность судить: 1) по анализам отобранных во время извержения газовых проб; 2) по анализам отобранных во время извержения конденсатов вулканических паров; 3) по анализу газовой фазы, заключенной в кристаллах пироксенов ювенильных пеплов; 4) по анализам водных вытяжек из свежих пеплов.

В табл. 9 приведены составы проб вулканического газа, отобранных Р. А. Шуваловым в период извержения. Обращает на себя внимание наличие в пробах Н₂, СН₄, С₂Н₄, С₂Н₆, СО, N₂.

Изменение химического состава пирокластических отложений прорыва «Отважный» в зависимости от положения относительно центра извержения

№ пробы	Расстояние от центра извержения, км	Направление	Содержание окислов, %														
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Общая	H ₂ O	П. п. п.	Сумма
1	0,1	С	52,49	1,26	15,74	5,59	7,92	0,20	3,50	9,12	3,37	0,75	0,07	Нет	Нет	Нет	100,01
425—I	4	СЗ	51,79	1,25	17,34	4,62	7,71	0,23	4,04	8,59	3,42	0,61	0,01	0,03	0,08	Не опр.	99,72
417	3	СЗ	50,71	0,84	18,64	5,26	6,13	0,21	5,01	9,37	2,70	0,55	0,08	0,8	0,11	0,02	99,71
429—II	1	СЗ	50,54	0,83	17,91	5,11	5,47	0,22	5,20	9,42	4,91	0,51	0,01	0,13	0,08	Не опр.	100,34
Среднее		СЗ	51,01	0,97	17,96	5,00	6,44	0,22	4,75	9,12	3,67	0,56	0,03	0,08	0,09	»	99,90
97/73	7	ЮВ	52,57	0,90	15,10	11,6	2,74	0,20	4,02	9,57	2,57	0,60	0,07	Нет	Нет	Нет	99,50
96/73	7	ЮВ	52,07	1,32	15,31	5,50	7,63	0,14	4,44	9,81	3,27	0,64	0,06	0,02	»	»	100,21
Среднее		ЮВ	52,32	—	15,20	8,33	5,18	—	4,23	9,69	2,92	0,62	0,06	0,01	»	—	99,85
371	15	СВ	53,68	0,83	18,12	4,23	5,68	0,23	4,06	8,53	3,01	0,67	0,01	0,08	0,15	0,46	99,74
372	16	СВ	53,84	0,83	19,04	3,35	5,70	0,25	4,03	8,58	3,01	0,49	0,01	0,13	0,12	0,27	99,65
388	16	СВ	53,75	0,83	18,44	3,98	5,86	0,22	3,89	8,48	3,05	0,59	0,01	0,08	0,06	0,45	99,69
Среднее		СВ	53,77	0,83	88,53	3,85	5,85	0,23	3,99	8,54	3,02	0,56	0,01	0,09	0,11	0,39	99,69
463	15	В	53,54	1,16	14,60	7,62	6,20	0,19	4,00	8,47	3,64	0,67	0,09	0,05	0,06	0,18	100,27
440	1	В	52,23	1,33	14,39	5,89	7,51	0,24	5,53	8,76	3,18	0,60	0,08	0,01	0,12	—	99,87
446	5	Ю	52,37	1,36	13,81	7,22	7,64	0,21	5,09	8,99	2,94	0,60	0,08	0,08	—	—	100,39
449	3	Ю	52,85	1,25	14,55	5,67	7,99	0,18	4,84	9,29	3,21	0,58	0,07	0,03	0,02	—	100,53
450	4	Ю	52,82	1,27	14,86	5,14	7,98	0,16	4,81	9,38	2,90	0,63	0,07	0,07	—	—	100,09
Среднее		Ю	52,57	1,30	14,40	5,98	7,78	0,20	5,07	9,10	3,06	0,60	0,08	0,06	0,05	—	100,25

В табл. 10 приведены анализы конденсатов фумарольных газов, отобранных в период извержения. Чрезвычайно интересно, что в этих конденсатах почти 100 % катионов представлено аммонием. Это говорит о том, что аммиак был важной составной частью газов, участвовавших в извержении. Согласно определениям Л. П. Вергасовой, возгоны на шлаковом конусе «Отважный» были представлены почти исключительно солями аммония.

Е. А. Радкевич и др. отмечают в составе газовой фазы, заключенной в кристаллах пироксенов из свежих пеплов, следующие компоненты: NH_3 , N_2 , H_2 , CO_2 , H_2S , SO_2 , SO_3 , HCl , HF .

Извержение вулкана Толбачик на Камчатке в 1975—1976 гг. Ход извержения. Извержение вулкана Толбачик (Большое трещинное Толбачикское извержение 1975—1976 гг.) началось 6 июля 1975 г. и продолжалось до 10 декабря 1976 г. В качестве начальника геолого-геохимической экспедиции автор проработал непосредственно у активных кратеров более

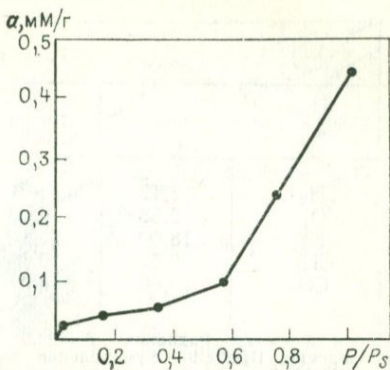


Рис. 24. Изотерма адсорбции паров воды на пепле. По В. К. Горохову: a — сорбция; P/P_s — относительное давление водяного пара

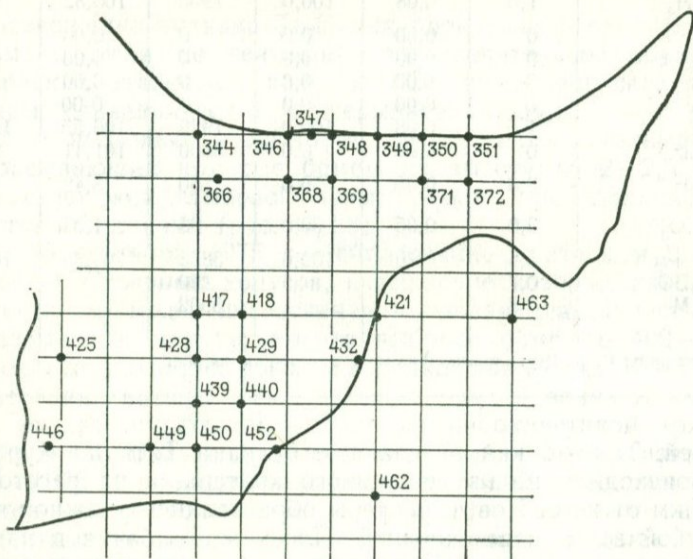


Рис. 25. Схема отбора основных проб пепла вулкана Тятя

Газы вулкана Тятя

Компоненты	Проба 8	Проба 9	Компоненты	Проба 8	Проба 9
H ₂	1,42	0,01	CO ₂	77,29	18,00
O ₂	2,58	6,00	C ₂ H ₆	0,06	0,05
N ₂	18,00	75,80	C ₂ H ₄	0,02	0,00
CH ₄	0,57	0,13	H ₂ S	0,00	0,00
CO	0,06	0,07			

Проба 8 — маар Радкевич: $T = 99,5$ °С, соотношение газ — конденсат 1 л газа — 10 мл конденсата. Проба 9 — фумарольное поле на верхнем гребне кратера «Пограничник». $T = 400$ °С, соотношение газ — конденсат 1 л газа — 0,6 мл конденсата. Пробы отобраны Р. А. Шуваловым соответственно 26 и 28 июля 1973 г. Анализы выполнены Р. В. Гусевой.

Таблица 10

Конденсат фумарольных газов вулкана Тятя

Компоненты	Проба 8, при $T = 99,5$ °С			Проба 9, при $T = 400$ °С		
	мг/л	мг·экв/л	экв. %	мг/л	мг·экв/л	экв. %
H+	0,0	0,00	0,0	0,06	0,06	0,1
K+	0	0,00	0,0	5,0	0,13	0,1
Na+	0	0,00	0,0	24	1,04	1,0
NH ₄ ⁺	1,5	0,08	100,0	1900	105,32	98,8
Ca ²⁺	0	0,00	0,0	0	0,00	0,0
Mg ²⁺	0	0,00	0,0	0	0,00	0,0
Fe ²⁺	0	0,00	0,0	0	0,00	0,0
Fe ³⁺	0	0,00	0,0	0	0,00	0,0
Σ	1,5	0,08	100,0	1929	106,55	100,0
Cl ⁻	0	0,00	0,0	3600	101,41	95,3
SO ₄ ²⁻	2,6	0,05	50,0	160	3,42	3,2
HCO ₃ ⁻	3,0	0,05	50,0	93	1,53	1,5
С у м м а	5,6	0,10	100,0	3853	106,36	100,0
H ₃ BO ₃	0,7			120		
М	7,8			5902		

Пробы отобраны Р. А. Шуваловым. Анализы выполнены им же.

120 дней. Так же как извержение вулкана Тятя на Курилах, оно происходило не из вершинного кратера, а на расстоянии 15—25 км от него. Новые кратеры образовались в южной части трещинной зоны, пересекающей Плоский Толбачик в направлении с юга на север и фиксирующейся шлаковыми конусами, протягивающимися к югу на 40 км и к северу на 20 км от его вершины (рис. 26).

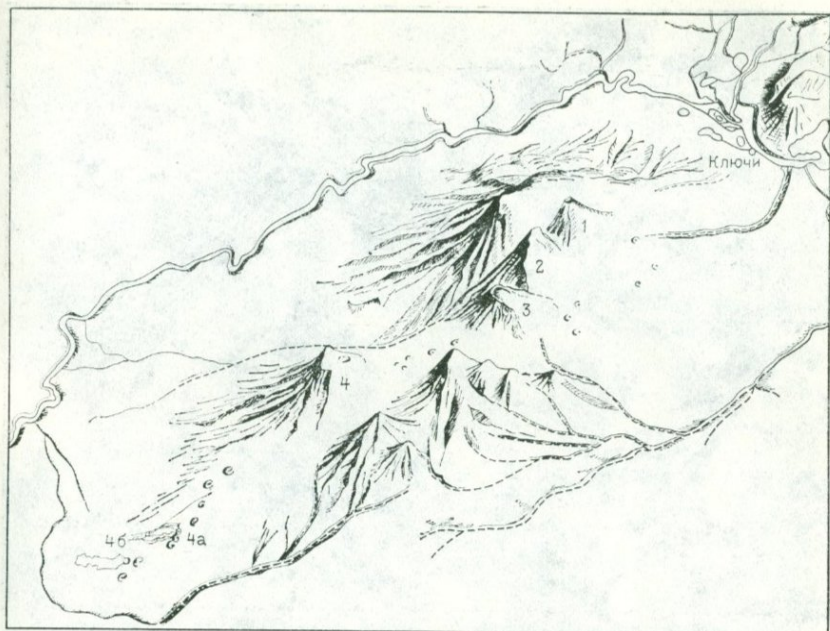


Рис. 26. Район извержения вулкана Толбачик в 1975—1976 гг.

Вулканы: 1 — Ключевской, 2 — Камень, 3 — Безымянный, 4 — Толбачик (4а — Северный прорыв, 4б — Южный прорыв)

Извержение вулкана Толбачик происходило следующим образом: с июля по сентябрь — последовательное образование нескольких шлаковых конусов (Северные конусы); сильные взрывы, сливающиеся в непрерывную продувку; мощный, высотой в несколько километров пеплово-шлако-газовый столб, выбрасывающий крупные бомбы на высоту до 2—2,5 км; излияние потоков глыбовой лавы; резкое преобладание пирокластов над лавами (рис. 27, 28).

С 18 сентября 1975 г. — образование кратера в 9—10 км к югу от Северных конусов, извержение которых закончилось 15 сентября; менее интенсивная взрывная деятельность — 30—40 взрывов в минуту; высота выброса бомб до 400—500 м; постоянные излияния довольно жидких лав (дебит 10—15 м³/с); образование потоков как глыбовых, так и волнисто-канатных лав; резкое преобладание лав над пирокластикой (рис. 29).

Во время Большого трещинного Толбачикского извержения 1975—1976 г. проводился ряд исследований, позволивших подсчитать общее количество извергнутого материала, а также процентные соотношения между отдельными видами вулканических продуктов. Продукты извержения на Северном и Южном прорывах заметно отличались по своему составу. Различными были также характер извержения и соотношения между



Рис. 27. Район Северного прорыва. Вулкан Толбачик, 1975 г. Фото В. А. Будникова

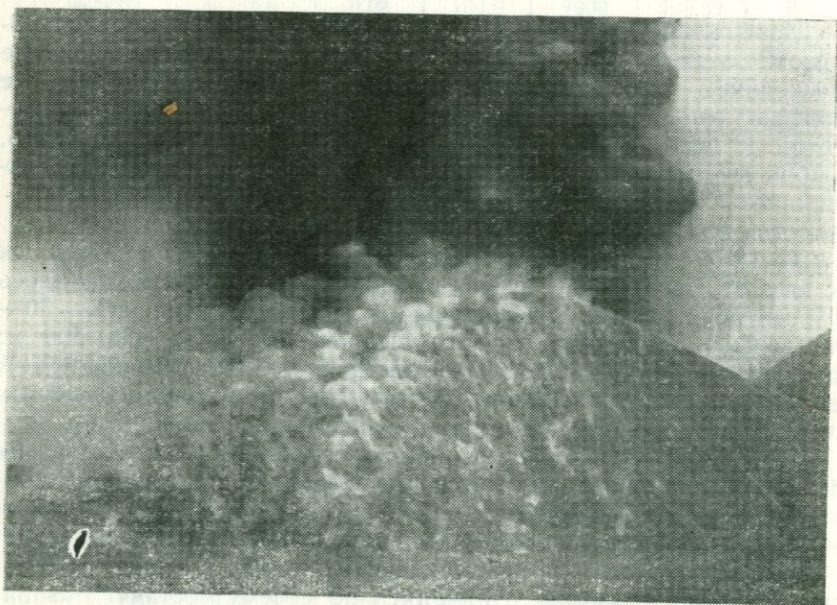


Рис. 28. Северный прорыв. Вулкан Толбачик, 1976 г. На шлаковый конус падают многочисленные вулканические бомбы. Фото В. А. Будникова.

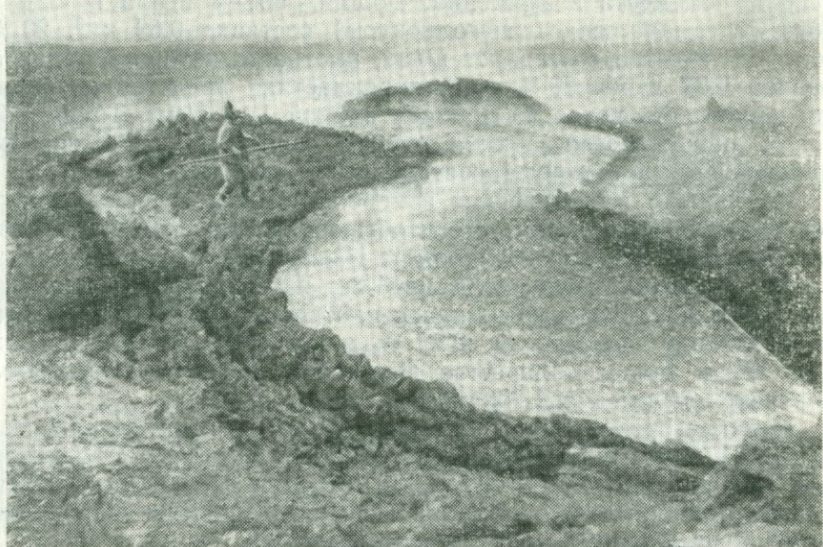


Рис. 29. Район Южного прорыва. Вулкан Толбачик. Исток лавовой реки.
Фото В. А. Будникова

главными генетическими типами продуктов извержений: лавами, пирокластами и газами. Так как общее количество извергнутого материала является важнейшей характеристикой извержения, дающей представление об его энергии, а соотношения между лавами, пирокластами и газами характеризуют тип извержения, ниже мы прежде всего рассмотрим вопрос о балансе извергнутого вещества.

Количество материала, извергнутого на Северном прорыве. Используя данные аэрофотосъемки, проведенной Н. А. Гусевым, Ю. В. Ванде-Кирков подсчитал общее количество лавы, излитой на Северном прорыве. Были получены конкретные цифры по длине, ширине, высоте и площади каждого из лавовых потоков, образовавшихся на Северном прорыве.

Исходя из этих данных определены объемы всех лавовых потоков и общий объем излившейся и выжатой на Северном прорыве лавы. Он равен $0,17 \text{ км}^3$ *. При плотности лавы, равной $2,0 \text{ г/см}^3$, масса ее составляет $0,34 \cdot 10^9 \text{ т}$.

Количество пирокластических продуктов, извергнутых на Северном прорыве, подсчитывалось В. А. Будниковым, Е. К. Мархининым и А. А. Овсянниковым. Тонкая пирокла-

* Другие исследователи приводят цифру $0,22 \text{ км}^3$.

стика Северного прорыва распространилась на расстояние до 1000 км от места извержения. Общий объем пепла и шлака (без материала, слагающего конусы) составил $0,69 \text{ км}^3$. 20 % этого количества составляет шлак, плотность которого принята равной $0,77 \text{ г/см}^3$. 80 % этой пирокластики представлено пеплом, плотность которого принята равной $1,11 \text{ г/см}^3$. Таким образом, общая масса пирокластики, извергнутой на Северном прорыве без учета конуса, составляет $0,77 \cdot 10^9 \text{ т}$.

По данным геодезических измерений объем северных конусов равен $0,33 \text{ км}^3$. Для того чтобы определить массу конусов, можно исходить из того, что они на $1/3$ состоят из вулканических бомб с плотностью $2,0 \text{ г/см}^3$, на $1/3$ — из пепла с плотностью $1,11 \text{ г/см}^3$ и на $1/3$ — из шлака с плотностью $0,77 \text{ г/см}^3$. Масса пирокластики, слагающей конусы, определится тогда цифрой $0,43 \cdot 10^9 \text{ т}$. Общее количество пирокластики составляет, таким образом, $1,02 \text{ км}^3$ или $1,20 \cdot 10^9 \text{ т}$.

Итак, во время работы Северного прорыва было извергнуто: лавы $0,17 \text{ км}^3$, или $0,34 \cdot 10^9 \text{ т}$, пирокластических продуктов $1,02 \text{ км}^3$, или $1,20 \cdot 10^9 \text{ т}$; всего $1,19 \text{ км}^3$, или $1,54 \cdot 10^9 \text{ т}$. Отсюда коэффициент эксплозивности на Северном прорыве определен в $85,7 \%$ по объему и в $77,9 \%$ — по массе.

Для определения количества извергнутого газа была использована формула $U = \sqrt{8 \cdot 10^6 x \cdot (2x^{0.3} - 1)}$. На рис. 8 были показаны вычисленная по приведенной формуле зависимость между U и x , а на рис. 9 — зависимость высоты полета вулканических бомб H от x для случая вертикальных взрывов. Так как высота полета бомб нередко превышала 2000 м и достигала даже 2500 м величина x была близка к 3. Таким образом, за количество газов, извергнутых на Северном прорыве, мы, очевидно, можем взять 3 % от массы твердых продуктов извержения. При этом целесообразно взять всю массу твердых продуктов извержения, так как мы должны как-то учесть и тот магматический газ, который обильно выделялся изливающейся лавой. Следовательно, масса магматического газа определится величиной в 3 % * от $1,54 \cdot 10^9 \text{ т}$ и составит $4,62 \cdot 10^7 \text{ т}$. Объем этой массы газа $57,5 \text{ км}^3$.

Общая масса продуктов извержения составит $1,59 \cdot 10^9 \text{ т}$. Средняя интенсивность выбросов твердых продуктов $16,8 \text{ млн. м}^3/\text{сутки}$, газа $811 \text{ млн. м}^3/\text{сутки}$.

Количество материала, извергнутого на Южном прорыве. В отличие от Северного прорыва, главную массу изверженного материала на Южном прорыве составили низкомагнезиальные, высокоглиноземистые базальтовые лавовые потоки. Есть различные оценки общего количества изливающейся лавы. Г. Н. Ковалев определил средний расход лавы в $10,8 \text{ м}^3/\text{с}$. Учитывая, что извержение Южного прорыва про-

* Ю. Б. Слезин и др. принимают величину в 3 раза большую.

должалось 450 дней, он получил цифру общего объема $0,43 \text{ км}^3$. Так как общая площадь излившейся лавы на Южном прорыве составила 35 км^2 (по данным аэрофотосъемок Н. А. Гусева), средняя мощность лавового покрова определяется Г. Н. Ковалевым в 12 м. А. И. Цюрупой методом подсчета объемов отдельных порций лавы с помощью данных аэрофоторабот общий объем излившейся лавы определен в $0,68 \text{ км}^3$. При общей площади лавового покрова 35 км^2 средняя мощность его определяется в 19,4 м.

Представляется вероятным, что мы получим результат более близкий к истине, если возьмем среднюю величину из этих двух оценок, а именно: общий объем излившейся на Южном прорыве лавы $0,55 * \text{ км}^3$, среднюю мощность лавового покрова при площади 35 км^2 —15,7 м, средний расход лавы $14,1 \text{ м}^3/\text{с}$.

Пирокластических продуктов на Южном прорыве было извергнуто мало и более половины их сформировали шлаковый конус и прилегающие к нему шлаковые гребни. По данным аэрофотосъемки и данным наземных наблюдений М. А. Магуськина и А. И. Цюрупы, в декабре 1976 г. параметры конуса составляли: верхний диаметр 166,84 м, нижний диаметр 550,4 м, высота 160 м. Отсюда объем конуса равен $0,018 \text{ км}^3$. К этому следует прибавить ту пирокластику, которая в процессе извержения была оторвана и перемещена от конуса на значительное расстояние лавой и сформировала около конуса зону шлаковых холмов и гребней. По ориентировочным подсчетам она составляет $0,022 \text{ км}^3$. Итого пирокластика, формировавшая конус в период извержения, составляла $0,04 \text{ км}^3$. Если исходить из предположения, что этот материал состоит на $1/3$ из лавовых бомб, на $1/3$ из шлака, на $1/3$ из пепла, то масса его определится в $0,05 \cdot 10^9 \text{ т}$.

Объем пепла, извергнутого на Южном прорыве и распространившегося на расстояние до 100 км от конуса, был подсчитан разными методами В. А. Будниковым и А. А. Овсянниковым. Средняя интенсивность пеплопадов определена ими в $0,6 \text{ м}^3/\text{с}$; общий объем пепла в $0,025 \text{ км}^3$; масса его составляет $0,027 \cdot 10^9 \text{ т}$.

Общий объем пирокластики равен, таким образом, $0,065 \text{ км}^3$, а масса $0,077 \cdot 10^9 \text{ т}$. Объем лавы и пирокластических продуктов вместе составляет $0,615 \text{ км}^3$, масса $1,18 \cdot 10^9 \text{ т}$. Коэффициент эксплозивности по объему 10,6, по массе 6,5.

Определение количества газа, извергнутого на Южном прорыве, проводилось аналогично тому, как это было сделано для Северного прорыва. Средняя высота выброса бомб на Южном прорыве обычно не превышала 500 м и, следовательно, количество газовых компонентов, производивших работу взрывов, было близко к 1 % от массы пирокластических продуктов. Учи-

* Другие исследователи приводят цифры до 1 км^3 .

тывая, что изливающиеся лавовые потоки интенсивно выделяли магматический газ, для оценки общего количества извергнутого на Южном прорыве газа принимает 1 % от всей массы извергнутого материала, что составляет $0,0118 \cdot 10^9$ т или $14,78$ км³. Прибавив эту величину к массе лавы и пирокластики, получаем общую массу извергнутого на Южном прорыве материала равной $1,19 \cdot 10^9$ т.

Средняя интенсивность извержения на Южном прорыве составляет для твердых продуктов $1,37$ млн. м³/сутки, а для газа $32,8$ млн. м³/сутки.

Общий объем извергнутого материала. В целом за весь период извержения было вынесено на поверхность земли и в атмосферу*: лавы $0,72$ км³, или $1,44 \cdot 10^9$ т; пирокластики $1,085$ км³, или $1,28 \cdot 10^9$ т; всего твердых продуктов извержения $1,805$ км³, или $2,72 \cdot 10^9$ т; газа— $72,28$ км³, или $0,06 \cdot 10^9$ т.

Усредненная интенсивность извержения для Северного (71 сутки) и Южного (450 суток) прорывов составила: для твердых продуктов $3,46$ млн. м³/сутки; для газа $138,7$ млн. м³/сутки.

Помимо ювенильных продуктов извержения на поверхность Земли было выброшено небольшое количество ксенолитного материала. Этот материал практически встречался лишь на Северном прорыве. Им, в частности, представлен так называемый белый пепел, объем которого, по данным В. А. Будникова и А. А. Овсянникова, равен 7 млн. м³, что от общего объема извергнутых материалов составляет $0,39$ %.

Ксенолиты и включения максимально могли составлять лишь тысячные доли извергаемого материала. Об этом можно судить по тому, что в периоды максимальных выбросов ксенолитов их обломки в пределах километров от действующих конусов покрывали не более десятых долей процента площади.

Определение общего количества извергнутого материала дает возможность оценить общую тепловую энергию извержения по известной формуле: $Q = m \cdot c (T_1 - T_2)$, где m — масса продуктов извержения, равная $2,72 \cdot 10^9$ т; c — теплоемкость, которую для базальта можно принять равной 840 Дж/кг·К; $T_1 - T_2$ — разность температур, равная приблизительно 1000° . Отсюда $Q = 22,69 \cdot 10^{17}$ Дж.

Энергия вулканических взрывов может быть оценена по вышеприведенной формуле. Для Северного прорыва $E = 21,79 \cdot 10^{15}$ Дж; для Южного прорыва $E = 0,31 \cdot 10^{15}$ Дж. Суммарная энергия взрывов $22,1 \cdot 10^{15}$ Дж. От тепловой энергии извержения она составляет 1 %.

Для Северного прорыва тепловая энергия равна $1,29 \cdot 10^{18}$ Дж, для Южного прорыва $1 \cdot 10^{18}$ Дж. Соответственно энергия взрывов для Северного прорыва составляет 1,7 % от тепловой, а для Южного — около 0,03 %.

* Оценки минимальные.

Силикатные вулканические продукты (лавы). Петрографическая и химическая характеристика лав извержения приводится ниже по материалам О. Н. Волынца и др. [10].

Лавы Северного прорыва — высокомагнезиальные базальты. Для них характерны афировые структуры. Однако в лавах, бомбах и шлаках на фоне афировой основной массы иногда выделяются отдельные крупные (размером 3—10 мм по длинной оси) кристаллы — вкрапленники 1-й генерации клинопироксена, плагиоклаза, реже оливина. Эти вкрапленники редки в начальной (эксплозивной) стадии извержения. В то же время в относительно жидких лавах периода извержения 8,09—15,09 они встречаются чаще, при этом кристаллы плагиоклаза и пироксена достигают 10—15 мм.

Микроструктуры лав характеризуются сериально-порфировыми и порфировыми разновидностями. Максимальный размер кристаллов — вкрапленников 2-й генерации редко превышает 0,8 мм. Основная масса сложена стеклом, микролитами плагиоклаза, пироксеном, оливином и магнетитом. Стекло насыщено кристаллитами и тонкой рудной вкрапленностью.

В ходе извержения менялись количественно-минеральный состав и структуры вулканических пород.

Вулканические бомбы начальной стадии извержения представлены оливин-пироксеновыми базальтами, где пироксен существенно преобладает. Структуры пород сериально-порфирового типа со стекловатой основной массой: вкрапленники (обычный размер 0,2—0,7 мм) составляют 3—4 % объема пород.

Постепенно в вулканических бомбах и в лавовых потоках заметно возрастала роль оливина: оливин-пироксеновые разности сменялись пироксен-оливиновыми.

В период извержения с 29 июля по 8 сентября в породах лавовых потоков пироксен с оливином находятся в относительно равных количественных соотношениях, в то время как в лавах конечных стадий оливин приобретает доминирующее значение. Шлак эксплозивных выбросов последнего дня извержения имеет существенно оливиновый состав.

Соответственно с изменением количественно-минералогического соотношения вкрапленников уменьшается кристалличность породы: содержание вкрапленников 2-й генерации изменяется от 7—8 % до 3—4 % главным образом за счет уменьшения количества пироксена. В то же время в основной массе при повышении содержания плагиоклаза увеличивается и кристалличность ее.

Структурные отличия наблюдаются и при сравнении базальтов бомб и лавовых потоков. Для всех стадий извержения характерно, что породы лавовых потоков имеют несколько более раскристаллизованную основную массу по сравнению с синхронными им бомбами. Это говорит о том, что рост микроли-

тов происходил уже в поверхностных условиях в процессе движения лавового потока.

Вкрапленники оливина обычно хорошо сформированы, образуют ромбовидные, бочонкообразные, клиновидные формы. Иногда встречаются sdвойникованные кристаллы.

Вкрапленники клинопироксена в отличие от оливина обладают менее четкой огранкой кристаллов: обычно края кристаллов включают капельки стекла и минералы основной массы. Наблюдаются sdвойникованные кристаллы.

Вкрапленники плагиоклаза, которые в лавах Северного прорыва встречаются крайне редко, представлены короткоаблитчатыми полисинтетически sdвойникованными кристаллами, а также кристаллами неправильной обломочной формы. Характерно, что некоторые кристаллы плагиоклаза имеют хорошо выраженную узкую краевую зону по периметру зерна, включающую микролиты основной массы и отделенную от главной части минерала небольшой зоной, насыщенной капельками стекла. Состав плагиоклаза по оптическим данным варьирует от Ap_{82} до Ap_{54} .

Лавы Южного прорыва — глиноземистые субщелочные базальты; характеризуются наличием крупных (более 1 см в поперечнике) кристаллов плагиоклаза и их сростков, придающих лавам своеобразный «мегапорфировый» облик. Помимо megакристаллов плагиоклаза лавы и шлаки содержат также более мелкие (0,5—3,0 мм) вкрапленники плагиоклаза, оливина, клинопироксена и рудного минерала. Среди темноцветных минералов-вкрапленников преобладает оливин. Размеры «обычных» вкрапленников плагиоклазов, как правило, более крупные, чем размеры темноцветных минералов (0,3—3,0 мм для плагиоклазов, 0,3—0,8 мм для темноцветных минералов), и только в редких случаях отмечаются отдельные крупные (до 3,0—4,0 мм) кристаллы оливина. По преобладающим размерам (0,3—0,5 мм) большая часть вкрапленников может быть отнесена к субфенокристаллам.

Основная масса пород сложена крупными лейстовидными микролитами плагиоклаза, небольшим количеством микролитов оливина и клинопироксена, погруженных в различной мере раскристаллизованное вулканическое стекло, содержащее многочисленные кристаллиты и тонкодисперсные рудные минералы.

Химический состав силикатных вулканических продуктов Северного и Южного прорывов заметно различается. Лавы Северного прорыва содержат много MgO (9,6—10,7 %) и CaO (11—12 %), относительно мало глинозема (12,5—13,7 %), умеренно $Na_2O + K_2O$ (3,2—3,6 %) и TiO_2 (1,0—1,1 %). Лавы Южного прорыва, напротив, глиноземистые (Al_2O_3 16—17 %), умеренным содержанием MgO (4,5—6,5 %), CaO (8,7—9,6 %) и повышенным содержанием $Na_2O + K_2O$ (5,2—5,6 %) и TiO_2 (1,45—1,65 %). Интересно, что базальты Южного прорыва со-

держат также несколько больше P_2O_5 , чем базальты Северного прорыва (0,16—0,30 % Северный прорыв и 0,35—0,55 % Южный прорыв). Различия в содержании кремнезема невелики, хотя в среднем базальты Южного прорыва несколько более кремнеземистые (SiO_2 50,1—51,8 % Южный прорыв и SiO_2 48,9—50,9 % Северный прорыв).

Преобладающий тип лавы на Северном прорыве, по данным О. Н. Волынца и др., представлен следующим средним (из 13 анализов) составом (в %): SiO_2 49,86, TiO_2 0,99, Al_2O_3 13,35, Fe_2O_3 3,59, FeO 6,48, MnO 0,16, MgO 10,01, CaO 11,72, Na_2O 2,40, K_2O 0,96, H_2O^- 0,17, H_2O^+ 0,06, P_2O_5 0,23, K_2O/Na_2O 0,40.

Средний состав лавы на Южном прорыве (42 анализа, данные О. Н. Волынца и др.) следующий (в %): SiO_2 50,62; TiO_2 1,68; Al_2O_3 16,90; Fe_2O_3 3,76; FeO 6,93; MnO 0,18; MgO 4,84; CaO 8,89; Na_2O 3,49; K_2O 2,16; H_2O^- 0,12; H_2O^+ 0,08; P_2O_5 0,52; Σ 100,17.

Пирокластические продукты извержения охарактеризованы ниже по материалам В. А. Будникова, Е. К. Мархирина и А. А. Овсянникова [10]. Пирокласты представлены частично лавокластами потоков, плотными и пористыми бомбами, но в основном шлаком и пеплом.

Шлак и пепел Северных конусов за период извержения с 6 июля до середины августа состоял преимущественно из непрозрачного темного цвета стекла с незначительным содержанием буро-зеленого стекла, а пепел извержений последних чисел августа преимущественно содержал зеленое вспененное стекло. Вместе со стеклом в пеплах встречались также единичные обломки кристаллов плагиоклаза, пироксенов, оливина.

В начальные этапы извержения преобладал материал размерности $>2,0$ мм, а в последующие этапы количество этого материала сократилось вдвое; кроме того, в пеплах на расстоянии до 7—8 км совершенно отсутствует фракция $<0,01$ мм.

Химический состав пеплов приведен в табл. 11. Анализировались пробы разных этапов извержения (пробы из 24, 26 июля, за 2 и 31 августа) и, кроме того пробы, взятые на разных расстояниях от вулкана. По этим данным можно говорить об изменении в ходе извержения содержания щелочей и магния. Заметной дифференциации в химическом составе пеплов в зависимости от расстояния не отмечалось.

Золотая дифференциация сказывалась в некотором уменьшении в составе пеплов содержания железа (по-видимому, вследствие раннего выпадения магнетита как наиболее тяжелого минерала) и увеличения за счет этого содержания CaO , а иногда и MgO .

От всего пепла резко отличается прослой пепла светлых тонов: серого, светло-серого, пепельно-серого. Мощность этого прослоя от 6—7 см в 2,5 км от конуса до 0,5 см в 8 км от него. Размер частиц от 2,0 мм и меньше. В то же время в 1,0 км от

Химический состав пеплов

Компоненты	Ш-3	203	1010	1014	1017
SiO ₂	49,72	49,54	49,94	49,92	49,90
TiO ₂	1,02	1,02	0,96	0,97	1,05
Al ₂ O ₃	13,06	13,22	12,99	12,50	14,56
Fe ₂ O ₃	3,81	3,71	2,93	3,65	5,19
FeO	5,92	6,09	6,94	6,06	4,59
MnO	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16
MgO	10,02	10,02	10,70	11,39	8,04
CaO	12,41	12,48	12,35	12,41	12,48
Na ₂ O	2,60	2,39	2,28	2,18	2,70
K ₂ O	0,98	1,02	0,93	0,93	1,20
H ₂ O ⁻	0,16	0,18	0,16	0,12	0,14
H ₂ O ⁺	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
P ₂ O ₅	0,19	0,20	0,21	0,20	0,19
Сумма	100,05	100,03	100,45	100,49	100,46

Ш-3 — проба пепла из шурфа в 2,5 км к югу от прорыва. 203 — проба пепла I конуса отобрана 24 июля в 4,5 км к югу. 1010 — проба пепла II конуса, отобрана 31 августа в 9,0 км к востоку. 1014 — проба пепла I конуса, отобрана 26 июля в районе вулкана Кизимен, в 60 км к югу от прорыва. 1017 — проба пепла I конуса, отобрана 2 августа в верховье р. Кавали, в 80 км северо-восточнее прорыва. Пробы отобраны В. А. Будниковым и А. А. Овсянниковым. Анализы выполнены Н. М. Козловой.

конуса размер обломков, отвечающих этому слою, достигает 10 мм, в отдельных случаях 15 мм и обломки эти представлены плотными эффузивными породами. При дроблении последних и растирании в порошок они дают тонкую пыль светло-пепельного цвета. Отложение этого пепла произошло на площади к западу от первого конуса (в шурфах на востоке от конуса он отсутствует, что связано с кратковременностью выброса и направлением дувших в это время ветров). Средний химический состав этого пепла из 3-х анализов, данные В. А. Будникова и А. А. Овсянникова) следующий (в %): SiO₂ 52,64; TiO₂ 1,02; Al₂O₃ 14,39; Fe₂O₃ 4,46; FeO 4,71; MnO 0,14; MgO 6,44; CaO 9,13; Na₂O 3,04; K₂O 1,20; H₂O⁻ 1,27; H₂O⁺ 0,72; P₂O₅ 0,13; Σ 99,47 %.

Химический состав пепла светло-серого цвета отличается от состава черных шлаков и пеплов увеличением на 2—3 % кремнезема, уменьшением окисного железа по сравнению с закисным на 3—4 %, уменьшением окиси магния на 3—3,5 % и окиси кальция на 2 %.

Просмотр шлифов, изготовленных из различных фракций, показал, что светло-серый пепел представлен обломками пород более раскристаллизованного базальта, чем черные пеплы. Главные отличия светло-серого пепла следующие: 1) почти нет темноцветных минералов (оливина, моноклинного пирок-

сена); 2) обломки базальта более раскристаллизованные и основная масса имеет структуры преимущественно гиалопилитовые и интерсертальные, в то время как в черном пепле витрофировые; 3) в светлом пепле обломки базальта обладают основной массой различных структур, в то время как в обломках черного пепла только витрофировые структуры; 4) в светлом пепле значительно больше обломков плагиоклаза (лабрадор — битовнит) и фенокристаллов в обломках базальта; 5) стекло основной массы светлого пепла прозрачное, светло или слабокоричневое, а в черных — стекло преимущественно черное, непрозрачное.

Пелитовая фракция светло-серого и черного пепла почти одинаковая. Она представлена угловатыми обломками светлого стекла, иногда таблитчатыми (в шлифе) и оплавленными. Причем оплавленные каплеобразные фрагменты имеют иногда отходящие от них оплавленные и загнутые тончайшие нити. Поверхность их покрыта скульптурными украшениями в виде параллельных бороздок, бугристости и пр. Таблитчатые срезы в шлифе, вероятно, представляют собой дробленые волосовидные фрагменты.

Черные пеплы и шлаки Северного прорыва петрографически близки лавовым потокам Северного прорыва. Средний состав пирокластики на Северном прорыве довольно близок к среднему составу лавы. Для его характеристики мы приведем средний анализ пеплов (в %) по восьми пробам (данные В. А. Будникова и А. А. Овсянникова): SiO_2 49,97; TiO_2 1,01; Al_2O_3 13,39; Fe_2O_3 3,92; FeO 5,82; MnO 0,16; MgO 9,85; CaO 12,04; Na_2O 2,46; K_2O 1,08; H_2O^- 0,12; H_2O^+ 0,09; P_2O_5 0,23; Σ 100,14 %.

Для шлаков и пеплов Южного прорыва характерно следующее. 1. Они представлены почти нацело вулканическим стеклом. 2. Морфологически это стекло часто образует иголки, хрупкие тонкие нити, волосы, пленки, сеточки и т. п. (рис. 30). 3. Около конуса они ассоциируют с крупными кристаллами — лапиллями плагиоклаза. Как отмечают О. Н. Вольнец и др. [10], содержание кристаллов — лапиллей в пеплово-шлаковых отложениях вулканического конуса лежит в пределах 5—10 % и уменьшается с удалением от конуса. Размеры кристаллов — лапиллей изменяются от 0,5—1,0 до 4,0—4,5 см, причем в соответствии с гравитационной дифференциацией пеплово-шлакового материала вблизи конуса мегакристаллы более крупные (преобладающие размеры 2,7—3,1 мм из 1000 замеров), чем в удалении от него (0,5—1,0 см). Судя по данным измерений лапиллей, отобранных в разное время, размеры их не менялись в ходе извержений.

Средний состав пепла Южного прорыва (27 анализов, данные В. А. Будникова и А. А. Овсянникова) следующий (в %): SiO_2 52,92; TiO_2 1,81; Al_2O_3 16,54; Fe_2O_3 3,90; FeO 6,66; MnO 0,17; MgO 4,96; CaO 8,41; Na_2O 3,49; K_2O 2,16; H_2O^- 0,13; H_2O^+ 0,15; P_2O_5 0,46; Σ 99,72 %.

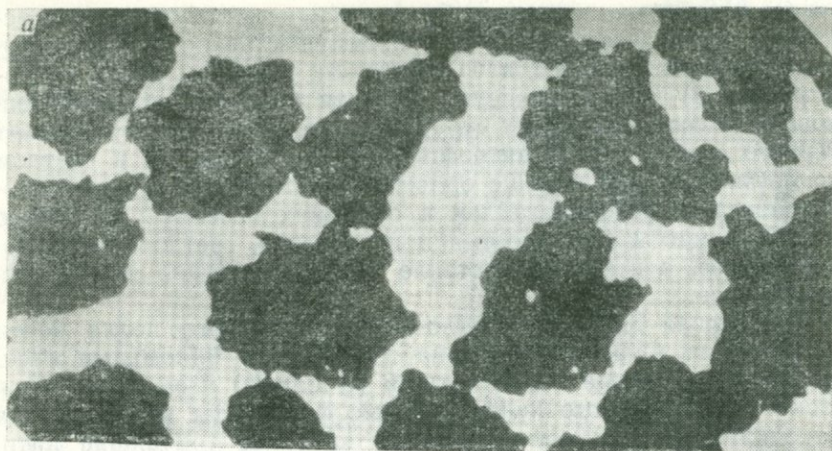


Рис. 30. Пепел Северного (а) и Южного (б) прорывов Толбачикского извержения. Фото В. А. Будникова. Фракция 1—2 мм, увел.

Ю. С. Никитиним (частное сообщение) были проверены на адсорбционную способность шестнадцать представительных проб пепла Толбачикского извержения (сборы В. А. Будникова). Он пришел к следующему заключению: все шестнадцать образцов пеплов обладают низкой удельной поверхностью S , не превышающей $0,16 \text{ м}^2/\text{г}$. Методом тепловой десорбции определены значения S_{N_2} для нескольких образцов.

Образец	$S_{N_2}, \text{ м}^2/\text{г}$	Образец	$S_{N_2}, \text{ м}^2/\text{г}$
81—Б	0,083	39	0,042
147	0,05	51	0,157
710	0,053	127	0,024

Остальные образцы дали значения S_{N_2} менее 0,02. Измерения, выполненные в статике на объемной установке по адсорбции криптона, дали также низкие значения. Так, для образца 34-Б S_{Kr} равна примерно $0,03 \text{ м}^2/\text{г}$. Грубая оценка пористости указывает, что объем пор образцов в различных пробах от 0,4 до $0,9 \text{ см}^3/\text{г}$. Поэтому можно сделать вывод, что поры пеплов относительно крупные единицы — десятки микрометров. Из низких значений S при достаточно высоких значениях объема пор следует также, что в образцах практически нет пор размером меньше $0,5 - 1 \text{ мкм}$. Эти выводы подтверждаются оптической микроскопией пеплов. Как выглядит поверхность пепловых частиц под электронным микроскопом, показано на рис. 31.

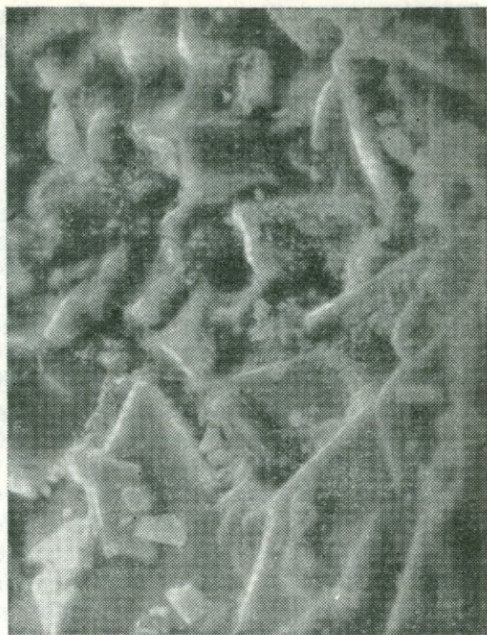


Рис. 31. Поверхность частицы пепла под электронным микроскопом, $\times 6330$. Вулкан Толбачик

Летучие компоненты. Характеристика летучих компонентов извержения Толбачика в 1975—1976 гг. отчасти была приведена выше, отчасти будет рассматриваться далее.

Сравнивая между собой извержения вулканов Тятя и Толбачик, мы должны отметить два важных обстоятельства. 1. Пеплово-шлаковый материал вулкана Толбачик был значительно более грубым, чем материал извержения вулкана Тятя. 2. Электрических разрядов в пепловой туче вулкана Тятя в единицу времени происходило гораздо больше, чем в пеплово-шлаково-газовых тучах Толбачика (не исключено, что это обстоятельство связано с первым).

Во время извержений вулканов Тятя и Толбачик было стерильно отобрано несколько сотен проб пеплов, шлаков, бомб. При этом некоторые пробы были отобраны еще горячими.

Проведенные анализы проб показали наличие в них сложных органических соединений, в том числе углеводов и аминокислот, образовавшихся в пеплово-газовых столбах этих вулканов.

Пеплово-газовые столбы вулканов Тятя и Толбачик как природные химические реакторы. Выше мы уже касались пеплово-

газовых вулканических столбов как следствия взрывных явлений. В дальнейшем мы охарактеризуем условия абиогенных синтезов органических соединений в лабораториях. Сравнение их с условиями пеплово-газовых вулканических столбов приводит к выводу, что последние представляют собой природные химические реакторы, в которых может происходить синтез органических соединений из смеси простых газов (таких, как водяной пар, водород, метан, окись и двуокись углерода, аммиак, азот) под воздействием тепла и электрических разрядов благодаря восстановительной химической обстановке и минеральным катализаторам — частицам вулканического пепла. Роль высоких температур, электрических разрядов, градиентов давлений и восстановительной химической обстановки уже рассмотрена. Коснемся исходных для образования органических соединений газовых компонентов и минеральных катализаторов.

Вода. Как мы уже показали, вода является важнейшим компонентом вулканических газов. Водяной пар был главной составляющей вулканических летучих при извержениях как вулкана Тятя, так и вулкана Толбачик. Можно думать, что роль воды в пеплово-газовых вулканических столбах аналогична ее роли в модельных экспериментах. Следует при этом отметить, что вулканический пар имеет сложный состав. Анализ вулканических конденсатов показывает наличие в них ионов хлора, фтора, сульфатной серы, аммония, натрия, алюминия, цинка, меди, кальция, железа, магния, кадмия, калия, лития, свинца, марганца, олова, мышьяка, серебра, кобальта. Можно предположить, что некоторые из названных компонентов могли играть определенную роль в реакциях синтеза органических соединений.

Водород. Водород обнаружен в составе газовых смесей как на Тяте, так и на Толбачике, где его содержание в пробах, взятых непосредственно из жидкой лавы, варьировало от нескольких до 34 % объема. Водород является важным компонентом высокотемпературных вулканических газов. Очевидно, в составе газовых смесей в пеплово-газовом вулканическом столбе водород может выполнять ту же роль, что и в модельных экспериментах.

Метан и другие углеводороды. Метан и более сложные углеводороды также входили в состав газовых смесей при извержении вулканов Тятя и Толбачик. На Южном прорыве Толбачикского извержения содержание углеводородов в общем объеме «сухого» газа не превышало 1 %. В то же время в ряде проб вулканического газа, отобранных В. А. Ураковым на Северном прорыве, содержание углеводородов в «сухом» газе достигало 7,4 % объема. Можно сделать вывод, что в сложной смеси газов пеплово-газового вулканического столба метан и другие углеводороды могли играть важную роль в реакции синтеза сложных органических соединений.

Окись и двуокись углерода. В некоторых экспе-

риментах по абиогенному синтезу предбиологических соединений в качестве исходных компонентов использовались окись и двуокись углерода. Оба эти компонента являются в то же время весьма распространенными компонентами вулканических газов. Они обнаружены при извержении вулканов Тятя и Толбачик. Содержание $\text{CO} + \text{CO}_2$ в некоторых пробах газа на Тяте превышало 70 % (в основном за счет CO_2). Из 36 проб газа, взятых на Толбачике из жидких лав на Южном прорыве, окись углерода содержалась в трех, причем количество ее не превышало 0,26 %. Содержание окиси углерода в пробах, отобранных на Северном прорыве, колебалось в пределах 0,25—3,8 % от общего объема. Содержание CO_2 в пробах, отобранных на Южном прорыве, было в основном в пределах от 0,40 до 7,50 %, а на Северном прорыве — от 1,4 до 41,1 %. По-видимому, наряду с углеводородами в условиях пеплово-газового вулканического столба окись и двуокись углерода могли играть известную роль в реакциях синтеза предбиологических соединений.

Аммиак. Это важный компонент газовых смесей в модельных экспериментах, играющий важную роль в составе газовых смесей при извержении вулканов Тятя Толбачик. Об этом свидетельствует аммоний, который был важнейшим катионом в конденсатах вулканических паров вулкана Тятя.

Анализ проб магматического газа, взятых из жидких лав на Южном прорыве вулкана Толбачик, показал наличие в них ~1 % аммиака. Приблизительно такие же количества аммиака в пробах вулканического газа определены на Северном прорыве. Но возгоны солей аммония и на Южном, и на Северном прорывах были весьма обильны и, наряду с возгонами поваренной соли, резко преобладали над другими. Это косвенно свидетельствует о том, что аммиак в составе магматических газов играл большую роль.

Азот. В экспериментах по абиогенному синтезу предбиологических соединений, в частности, в некоторых экспериментах с электрическими разрядами, аммиак в газовой смеси заменяется азотом. Азот — постоянная составная часть проб вулканических газов. Определен он и в газах вулканов Тятя и Толбачик. В пробах сухого магматического газа, взятых из жидких лав на Южном прорыве, содержание азота составляло 39 % и более. Судя по тому что эти же пробы содержали только 1,5—2,4 % кислорода и до 0,22 % гелия, можно считать основную часть азота в пробах магматической.

В экспериментах по абиогенному синтезу предбиологических систем использовались разнообразные смеси газов. Проведенные исследования магматических газов вулканов Тятя и Толбачик показывают, что в реакциях, происходивших в пеплово-газовых столбах и приведших к образованию биологически важных соединений, могла участвовать любая из использовавшихся газовых смесей. Но более вероятно, что исходные газовые смеси были значительно сложнее. Отсюда можно сде-

лать вывод: в пеплово-газовых вулканических столбах при извержениях вулканов Тятя и Толбачик находились все исходные газовые компоненты, необходимые для синтеза органических соединений, в том числе предбиологических систем.

Минеральные катализаторы. Газ в пеплово-газовых тучах занимает подавляющую часть их объема и в то же время лишь первые проценты от массы ювенильного пепла. Частицы ювенильного пепла часто очень мелкие. Пепел вулкана Тятя в основном составляют частицы, распространившиеся далеко от вулкана и покрывшие, как отмечалось выше, площадь более 20 000 км². В среднем их поперечник не превышает 0,1 мм. Даже в пробах шлака и пепла, взятых в непосредственной близости от вулкана (10—15 км), мелкие фракции составляют значительный процент. Хотя пирокластический материал описанного выше извержения вулкана Толбачик грубее, тем не менее суммарная поверхность пеплов вулканов Тятя и Толбачик колоссальна и измеряется миллионами квадратных километров. Очень вероятно, что эта колоссальная поверхность являлась той ареной, на которой в пеплово-газовых тучах этих вулканов происходили специфические химические реакции.

В предыдущих разделах мы подробно останавливались на минеральном и химическом составе пеплов. Здесь же подчеркнем, что значение минеральных компонентов как катализаторов при синтезе сложных органических соединений из исходных компонентов простого строения заслуживает серьезного изучения. Роль СаО и силикатов в этом процессе исследовалась Дегенсом. Он пишет, что силикаты и СаО могут действовать как катализаторы синтеза сахаров, карбоксильных кислот, спиртов, аминокислот и других органических компонентов [25].

Таким образом, пеплово-газовые тучи вулканов Тятя и Толбачик были насыщены мелкими силикатными частицами, которые могли играть роль катализаторов реакций между простыми газовыми компонентами, содержащими Н, С, N, О и способствовать образованию из них сложных органических соединений. Реакции могли происходить на поверхности пепловых частиц, общая площадь которых исчисляется многими миллионами квадратных километров и которые могли служить центрами конденсации вулканических паров.

Подводя итог, мы должны подчеркнуть, что вулканические пеплово-газовые столбы являются, по существу, многокилометровыми природными химическими реакторами пульсирующего действия с флюидизированным катализатором (широко применяемым в нефтеперерабатывающей промышленности), широким диапазоном температур, давлений, электрических разрядов, ударных волн, излучений и быстрым выводом продуктов реакций из реакционной сферы, обеспечивающим их сохранение.

Сложные органические соединения, синтезированные в таких реакторах и обнаруженные в продуктах извержений вулканов Тятя и Толбачик, будут охарактеризованы ниже.

Вулканизм в истории Земли

Нам предстоит разрешить еще многие важные задачи в связи с изучением эволюции вулканической деятельности в истории Земли.

А. Л. Яншин

Геохронологические шкалы

Установление общей последовательности накопления слоев земной коры и выработка геохронологических шкал явились одним из главных результатов работы многих поколений геологов. Долгое время основной вклад в решение этой задачи вносила палеонтология. В последние десятилетия быстро развивались физические методы определения абсолютного возраста горных пород. Общими усилиями специалистов различного профиля были выработаны две основные геохронологические шкалы. Первая относится к так называемому фанерозою, охватывающему приблизительно 570 последних миллионов лет геологической истории. Этот отрезок времени относительно хорошо изучен по напластованиям мало метаморфизованных горных пород, в которых сохранились многочисленные остатки древних организмов.

Вторая геохронологическая шкала относится к докембрию, на который приходится почти 5/6 всей геологической истории. Но этот отрезок жизни Земли изучен несравненно хуже из-за глубокого метаморфизма горных пород, скрывающего как последовательность напластований, так и первоначальную природу вещества. Остатки древних организмов в породах докембрия почти полностью отсутствуют. В докембрии жизнь была беднее, чем в фанерозое; большая часть остатков древних организмов в породах докембрия уничтожена глубоким метаморфизмом. Естественно поэтому геохронологическая шкала фанерозоя разработана значительно подробнее, полнее, чем геохронологическая шкала докембрия.

К настоящему времени на Земле найдены горные породы, имеющие возраст более 3800 млн. лет. Они соответствуют раннему архею. Предполагаемый возраст Земли 4500 млн. лет. Об одном, самом раннем, доархейском периоде истории Земли геологи пока не имеют никаких свидетельств. Но там, где геологическая история поддается расшифровке, геологи всегда устанавливают следы былой вулканической деятельности. Вулканические явления прослеживаются на протяжении всей известной истории Земли — от архея до современности.

Вулканизм на территории современных континентов

Вулканизм докембрия. Докембрийские горные породы распространены на всех материках: нижнедокембрийские слагают фундаменты древних платформ и обнажаются в области их кристаллических щитов, верхнедокембрийские часто образуют нижние слои осадочного чехла древних платформ. Докембрийские геологические образования нередко выходят на поверхность земли также в ядрах поднятий складчатых зон, обрамляющих древние платформы.

По мнению В. Е. Хаина, данные радиометрических определенных свидетельствуют о существовании в докембрии ряда эпох тектоно-магматической активности, проявлявшихся приблизительно одновременно на всем земном шаре, хотя на разных континентах они получили разные названия.

Их последовательность такова.

1. Кольская или саамская (Балтийский щит); трансваальская (Южная Африка) — 3000 млн. лет назад — формирование древнейших ядер континентов.

2. Беломорская (Балтийский щит); кеноранская (Канадский щит); родезийская (Африка) — 2500 млн. лет — образование крупных ядер щитов древних платформ.

3. Раннекарельская (Балтийский щит); эбурнейская (Западная Африка) — 2000 млн. лет — формирование фундаментов всех древних платформ.

4. Позднекарельская (Балтийский щит); гудзонская (Канадский щит); майобская (Африка) — 1700 млн. лет.

5. Готская (Балтийский щит); эльсонская (Канадский щит) — 1400 млн. лет — повторный метаморфизм и гранитизация фундамента древних платформ.

6. Дальсландская (Балтийский щит); гренвильская (Канадский щит); сатпурская (Индостан) — 1000 млн. лет — первая складчатость в пределах будущих геосинклинальных поясов фанерозоя.

7. Байкальская (Сибирь); ассинтская (Шотландия); кадомская (Нормандия); катангская (Африка) — 800—680 млн. лет — консолидация значительных площадей в пределах будущих геосинклинальных поясов фанерозоя.

Каждая из перечисленных выше эпох тектоно-магматической активности в докембрии, несомненно, включала в себя мощные вулканические процессы. Территории, охваченные в докембрии тектоно-магматическими и, следовательно, вулканическими процессами, показаны на рис. 32.

Однако вследствие глубокого метаморфизма докембрийские вулканические продукты, постройки и структуры настолько сильно изменены, что реконструировать их обычно исключительно трудно, а часто и невозможно. Поэтому вероятно, что вос-

создаваемые ныне масштабы вулканической деятельности в докембрии занижаются.

Э. Б. Наливкина отмечает, что в строении щитов и фундаментов древних платформ важную роль играют раннедокембрийские офиолитовые ассоциации. Под офиолитовой ассоциацией ею понимается «сочетание преимущественно основных вулканогенных пород, сопровождающих их осадочных пород и небольших массивов габброидов и гипербазитов, т. е. пород разного состава и генезиса, более или менее одновременно образовавшихся в аналогичных структурных элементах земной коры на ранних стадиях развития геосинклиналей» [28, с. 7]. Она подчеркивает, что в составе офиолитовых ассоциаций архея и раннего протерозоя более 80 % объема приходится на основные вулканогенные породы. Архейские офиолитовые ассоциации характеризуются гранулитовой и амфиболитовой фациями метаморфизма; раннепротерозойские — амфиболитовой и зеленосланцевой. Первичная, «дометаморфическая» природа пород определялась Э. Б. Наливкиной с применением комплексных геологических, петрографо-минералогических и петрохимических исследований по методике, разработанной Н. В. Фроловой, Ю. И. Половинкиной, А. В. Сидоренко и О. И. Луновой.

Архейские офиолитовые ассоциации, сохранившиеся лишь в виде разобщенных реликтов, были распространены на обширных площадях и представлены толщами многокилометровой мощности. Толщи эти подверглись складчатости и глубокому метаморфизму вплоть до гранитизации. Раннепротерозойские офиолитовые ассоциации сложены мощными толщами основных вулканогенных пород, подчиненными им осадочными породами, в том числе кремнисто-железистыми образованиями, кислыми вулканическими продуктами, а также небольшими интрузиями габброидов и гипербазитов. Процессами метаморфизма большинство этих пород превращены в амфиболиты и зеленые сланцы. Часто они смяты в узкие линейные складки. Гранитизация толщи подверглась лишь частично, преимущественно в краевых частях синклиналиев.

Очень интересные соображения высказывает Э. Б. Наливкина о роли докембрийских офиолитовых ассоциаций в наращивании «базальтового» и «гранитного» слоев континентальной коры. По ее мнению, региональное формирование архейских офиолитовых ассоциаций приводило к возникновению древнейших участков «базальтового» слоя, а последующий метаморфизм, следствием которого было образование чарнокитов, — к возникновению наиболее древних частей «гранитного» слоя. В протерозойское время строение коры усложнилось благодаря тектоническим подвижкам и разрывам, при этом процесс роста «базальтового» и «гранитного» слоев продолжался приблизительно по той же схеме в областях развития раннепротерозойских офиолитовых ассоциаций. Принимая во внимание мощности архейских (15—20 км) и протерозойских (8 км) офиолито-

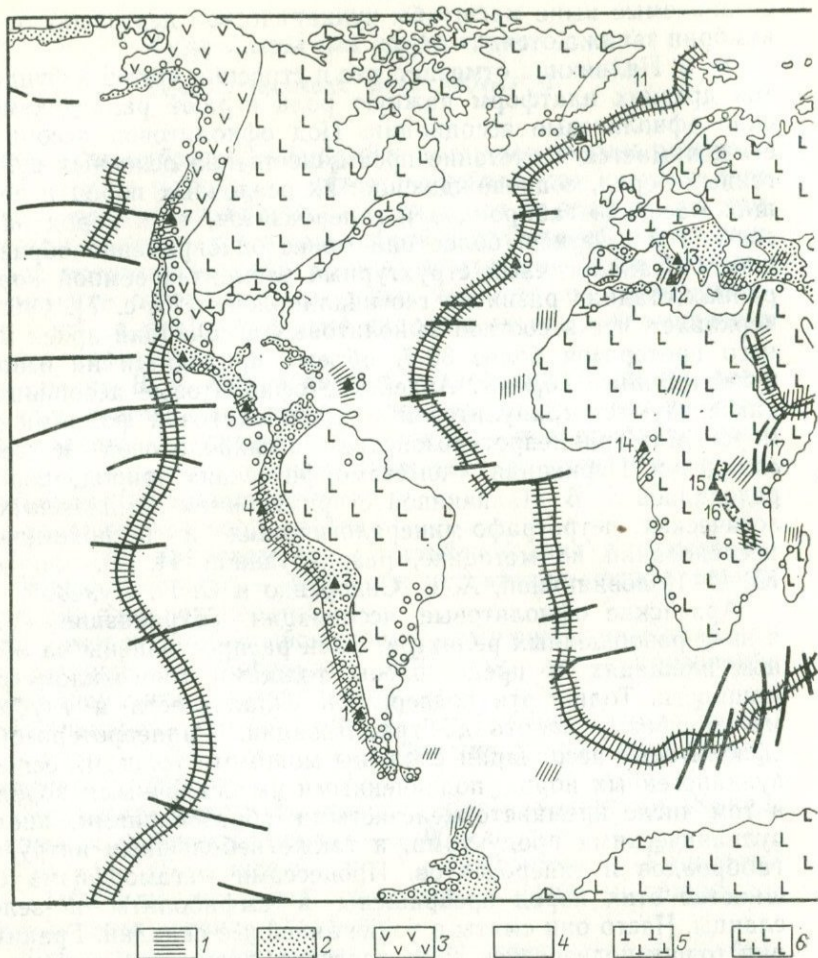
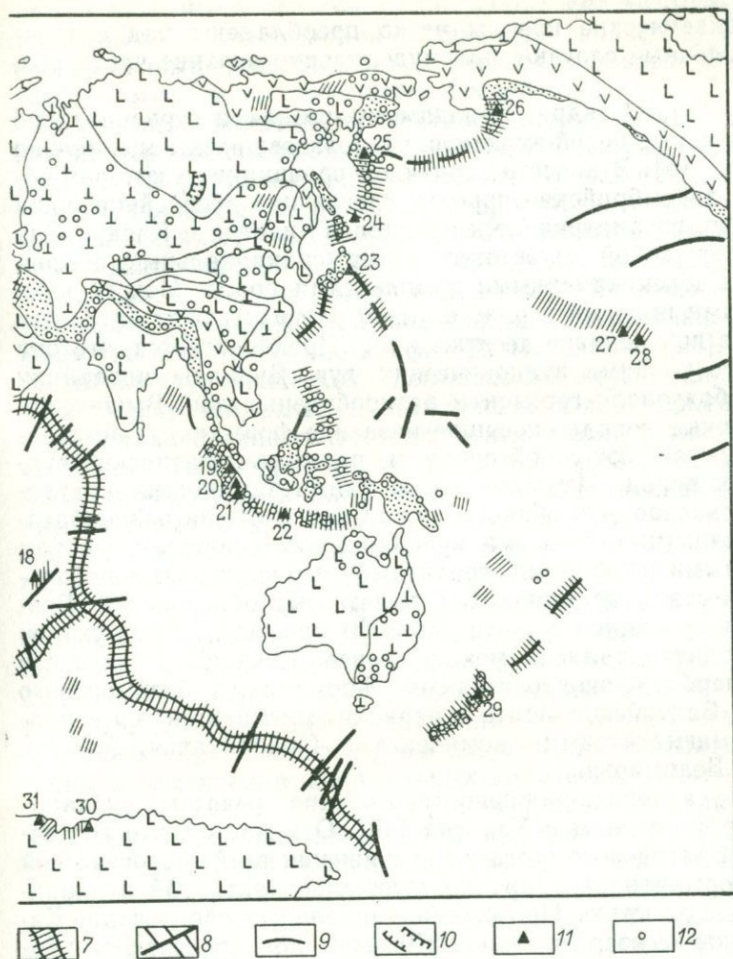


Рис. 32. Схема вулканического

1 — районы современного вулканизма; 2 — районы кайнозойского вулканизма; 3 — районы кайнозойского вулканизма; 5 — районы палеозойского вулканизма; 6 — районы докембрийского вулканизма; ломы; 9 — островные дуги; 10 — рифтовые зоны на континентах; 11 — некоторые крупные вулканы; 5 — Ирасу, 6 — Попокатепетль, 7 — Лассен-Пик, 8 — Монталь-Пеле, 9 — Пик, 10 — Нирогонго, 17 — Телеки, 18 — Фурнез, 19 — Мерапи, 20 — Кракатау, 21 — Сламет, 22 — Кидауза, 29 — Раупеху, 30 — Эребус, 31 — Мельбури, 12 — некоторые установленные

вых ассоциаций, Э. Б. Наливкина высказывает предположение, что в течение архейского и раннепротерозойского отрезков времени толщина континентальной коры могла нарастаться более чем на 20 км [28].

Первично вулканические формации, отражающие вулканические явления в докембрии, изучены с неодинаковой степенью детальности в различных районах мира и для различных интервалов времени.



районирования Земли:

7 — рифтовые зоны срединноокеанических хребтов; 8 — главные трансформные разрывы современных вулканов: 1 — Льяйма, 2 — Тупунгато, 3 — Сан-Педро, 4 — Котопахи, Гекла, 11 — Ян-Майен, 12 — Этна, 13 — Везувий, 14 — Камерун, 15 — Ньямлагира, 16 — Тамборо, 23 — Фудзи, 24 — Тятя, 25 — Ключевской, 26 — Катмай, 27 — Мауна-Лоа, 28 — древние вулканические центры

Американские специалисты приводят следующие характерные черты для формаций, слагающих древнейшие ядра континентов.

1. Вулканические и осадочные породы слагают длинные и узкие волнообразные синклиналильные пояса, нередко осложненные срединным сбросом.

2. Вулканические породы обычно представлены подушечными лавами, базальтами и андезитами.

3. Вулканические породы резко преобладают над осадочными. Осадочные слагают преимущественно верхние части разрез.

Отмечается, что ядра, по-видимому, возникли первоначально в виде отдельных цепей вулканов, располагавшихся параллельно друг другу [15]. В качестве типичной провинции, в которой обнажаются докембрийские породы, слагающие древнейшие ядра континентов, рассматривается провинция Киватин в Канаде. Она представляет собой множество узких синклиналильных поясов, сложенных зеленокаменными комплексами пород. Между зеленокаменными поясами в ряде случаев располагаются батолиты, имеющие в поперечнике десятки миль. Предполагается, что они могли быть корнями вулканических дуг. Вулканы провинции Киватин образовали горизонты разнообразных лав. Вышележащие осадочные породы, носящие название формации Таймискаминг, предоставляют собой продукты размыва киватинских вулканических пород. Изучение галек таймискамингских конгломератов показало, что область сноса была сложена разнообразными основными и кислыми вулканическими породами, в том числе кислыми порфирами, трахитами и риолитами, и небольшим количеством кремнистых и железистых образований. Возраст пород провинции Киватин до 3000 млн. лет. А. А. Бухаров [49] проводит параллель между серией Киватин Канадского щита, гипербазит-анортозитовыми формациями беломорского комплекса Балтийского щита и чарнокит-мигматитовыми и плагиогранит-мигматитовыми комплексами Прибайкалья, Алдана, Анабара и Беломорья.

Мощные архейско-нижнепротерозойские разрезы вулканогенных пород описаны в Карелии [49]. Отмечается, что восточная часть Балтийского щита на протяжении всей геологической истории формирования карелид отличалась активной вулканической деятельностью. Протогеосинклиналильные образования Карелии, имеющие возраст свыше 2700 млн. лет, представлены более чем 4-километровыми вулканогенными толщами, в которых переслаиваются базальты, андезито-базальты, дациты, их вулканокласты, а также хемогенные вулканогенно-осадочные породы, содержащие крупные промышленно важные рудные тела серных колчеданов, железистых кварцитов и медно-никелевое оруденение. Большая часть территории Карелии была выведена из протогеосинклиналильного режима развития вулканизма и осадконакопления на рубеже 2700 млн. лет так называемой ребольской складчатостью.

Значительно более полно, чем архейские, охарактеризованы протерозойские первично-вулканогенные формации. В Карелии протерозойский вулканизм представлен орогенным и платформенным типами. Согласно К. И. Хейснанену, А. И. Голубеву и Л. Ф. Бондарю [47], в сумийско-сариолийское время в ходе селецкой складчатости были заложены протяженные грабен-синклинали, в которых накапливались толщи (до 3 км) базальто-

вых и андезито-базальтовых лав. Лавы андезито-дацитового и дацитового составов имели подчиненное значение. Напряженный орогенный вулканизм приурочивался к шовным зонам между геоблоками консолидирующейся земной коры.

Орогенный раннепротерозойский вулканизм Карелии в среднем протерозое сменился довольно интенсивным субплатформенным и платформенным вулканизмом. Вулканогенные платформенные образования широко распространены на территории скандинавских стран. Из Карелии они в виде останцовых структур прослеживаются в Южную Финляндию и Финскую Лапландию и далее на северо-запад в Восточную Швецию и Северную Норвегию. Протерозойский платформенный вулканизм Карелии подробно освещен в монографии А. П. Светова [39]. Выделены несколько вулканических комплексов — ятулийский, заонежский, суйсарский, вепсский, салминский и янисъярвинский. Морфологически вулканогенные образования этих комплексов представлены разнообразными лавовыми потоками, покровами, близповерхностными пластовыми силлами, некками, дайками, пирокластами и продуктами их водной переработки, а также поствулканическими хемогенными образованиями. Состав пород главным образом базальтовый.

Ятулийский вулканизм подразделен на три фазы: нижнюю, среднюю и верхнюю. В раннеятулийское время вулканизм одновременно проявился в Восточно-Карельском и Центральном-Карельском районах. В Восточно-Карельском районе вулканические процессы начались выбросами пеплового материала и привели к образованию туфов и поступлению в мелководные бассейны седиментации значительных количеств хемогенного кремнистого материала. Затем в ряде мест лавовые излияния сформировали обширные покровы. В Центральном-Карельском районе вулканическая деятельность была интенсивнее. Лавовые поля, возникшие в Сегозерской, Селецкой, Чинозерской, Медвежьегорской и Гирвасской вулканической зонах, слились в большое плато площадью около 10—12 тыс. км². В разрезе оно представляет собой переслаивание лавовых покровов со слоями литовитрокластических и кристаллокластических туфов. Предполагается синхронность нижнеятулийских вулканических толщ Карелии и мощных базальтовых излияний в Печенгской и Имандра-Варзугской вулкано-тектонических депрессиях Кольского полуострова.

Среднеятулийский вулканизм в Карелии, согласно А. П. Светову [39], обособился в нескольких зонах почти, совпадающих с зонами нижнеятулийского вулканизма, что обусловлено преимущественностью структурно-тектонического контроля.

В Восточно-Карельском вулканическом районе, в зоне сочленения Карельского и Кольско-Беломорского геоблоков лавы сформировали узкую полосу северо-западного простирания, возникли также локальные поля вулканогенных образований, сложенные переслаивающимися лавовыми покровами и горизон-

тами туфогенно-осадочных пород. Мощность вулканогенных отложений достигает 350 м. Предполагаются трещинный характер базальтовых излияний и формирование полигенных вулканов исландского типа.

В Центрально-Карельском районе Сегозерская, Селецкая и частично Чинозерская вулканические зоны располагались в прибрежном районе, Медвежьегорская и Гирвасская — в условиях суши. Площади отдельных лавовых полей составляют 2,5—3,5 тыс. км², а в сумме не менее 17 тыс. км² при мощностях от 150 до 360 м. Достоверно установлены два вулканических центра — Оргеньский нект в Сегозерской и Гирвасский вулкан в Гирвасской вулканических зонах. Анализ геологических разрезов позволяет прийти к выводу, что развитие вулканизма в Карелии в среднеятулийское время имело прерывистый, стадийный характер. В конце стадий нередко широко проявлялась газо-гидротермальная деятельность и в бассейны осадконакопления поступал кремнистый и железистый материал. Следующая стадия обычно начиналась слабыми взрывными извержениями, а в кульминационный период происходило массовое излияние лав. Обстановку извержений — подводную или эпи-континентальную — позволяет восстановить фациальный анализ. В подводных условиях лавы нередко приобретали шаровое или подушечное строение, а пирокластические отложения — отчетливую слоистость, иногда микроритмичную. Для лавовых потоков, формировавшихся на суше, характерно шлако-вспененное строение кровли с краснокаменным изменением. Пирокластические образования характеризуются грубой косою слоистостью. Предполагается, что определенная часть вулканогенного разреза в Печенгско-Варзугской вулканической области в осевой части Кольского полуострова может оказаться синхронной среднеятулийским вулканогенным образованиям Карелии.

Верхнеятулийские вулканогенные образования распространены в Карелии в полосе шириной примерно 50 км, протягивающейся от Лехтинской до Гайкольской структур более чем на 100 км. На площади Лехтинской структуры образовался лаво-пирокластический покров площадью свыше 1,5 тыс. км² со средней мощностью 320—350 м. На площади Гайкольской структуры также возникло обширное поле вулканогенных пород. В обеих структурах лавы часто имеют шарово-подушечное строение. Фациальный анализ верхнеятулийских отложений позволил прийти к выводу, что к концу позднеятулийского времени интенсивность лавовых излияний уменьшилась, а коэффициент explosивности возрос от 5—10 до 40—60. Извержения происходили в условиях мелководья, так что вершины вулканов нередко возвышались над водой.

В заонежское время эруптивная деятельность сконцентрировалась в центральной части и вдоль западного борта Онежской вулcano-тектонической депрессии, а также в Ладожском вулканическом районе. В Онежской депрессии она контролировалась,

по-видимому, несколькими параллельными бортами депрессии разломами. Сначала во всей депрессии формировались вулканогенно-осадочные породы. На значительных площадях они были перекрыты лавами и лавокластами, впоследствии образовавшими плато площадью до 10 тыс. км² со средней мощностью 350—400 м. С вулканогенно-осадочным литогенезом в Онежской депрессии связано образование продуктивных шунгитовых горизонтов. Лавовые образования характеризуются миндалекаменной, брекчированной и шаровой текстурами. Предполагается наличие трех вулканических центров: Леликовского, Кондопожского и Уницкого, причем первые два извергались в подводных условиях. В Ладожском районе вулканическая деятельность была не менее интенсивной. Здесь выделяются две зоны — Тулумозерская и Янисъярвская. В первой сформировалась вулканогенная толща, состоящая не менее чем из 11 лавовых покровов массивных, миндалекаменных, шаровых и подушечных афировых базальтов. Лавы переслаиваются с шунгитосодержащими пепловыми туфами, туфоалевролитами и кремнистыми хемогенными вулканогенно-осадочными породами. Предполагается, что вулканизм трещинного типа сменился в Тулумозерской зоне извержениями центральных вулканов, но коэффициент эксплозивности был низким.

В Янисъярвской зоне вулканизм проявился в несколько более активной форме. В вулканогенной толще здесь можно выделить не менее 32 лавовых покровов, обычно имеющих шарово-подушечную текстуру. Они отделены друг от друга прослоями вулканогенно-осадочных пород, включающих шунгитоносные горизонты. Общая мощность толщи достигает 420 м.

Суйсарский вулканический комплекс развит в ряде районов Карелии. Он сопряжен с продолжающимися формироваться вулканотектоническими депрессиями. Наиболее подробно изучен в Онежском районе. Здесь в суйсарское время вулканизм локализовался у западного борта Онежской вулканотектонической депрессии и охватил площадь около 2 тыс. км².

Расположение вулканов контролировалось ортогональной системой разломов. Характерная особенность суйсарского вулканизма — высокая эксплозивность. Доля пирокластических образований в составе вулканогенной толщи достигает 40 %. Установлено, что отдельные взрывы выбрасывали обломки пород размером в 1 м³ на расстояние до 18 км, а объем выброшенных одним или серией взрывов пирокластических продуктов достигал 3 км³. Пирокласты при этом распространялись на площади в 770 км² при средней мощности 40 м. Реконструированы отдельные вулканические центры, поля отложений раскаленных лавин, некки. Суйсарские вулканы, по-видимому, формировались сразу же как вулканы центрального типа, минуя фазу трещинного вулканизма.

В суйсарское время вулканизм весьма интенсивно проявился на территории края Ветреный Пояс, расположенной к северо-

востоку от Онежского озера. Здесь в это время сформировалась вулканогенная толща, занимающая площадь 5 тыс. км² при мощности вулканогенных образований не менее 2 км. Суйсарский вулканизм интенсивно проявлялся также в Пана-Куоляярвинском районе и Печенгско-Варзугской области Кольского полуострова. После суйсарского времени произошло затухание вулканической деятельности, на обширных территориях накапливались толщи осадочных пород.

В вепсии вулканическая деятельность возобновилась снова, но, по-видимому, проявилась лишь на ограниченных площадях и в небольших масштабах. Однако этот вывод не окончателен, так как образования вепсия изучены еще недостаточно. Излившиеся породы вепсия установлены только на западном побережье Онежского озера, где они представлены двумя маломощными базальтовыми потоками. Значительно более широко распространены силлы и дайки.

Салминский и янисъярвский вулканические комплексы Карелии составляют лишь незначительную часть огромной верхнерифейской вулканической провинции. Интенсивные вулканические процессы происходили в это время в области обрамления Балтийского щита. А. П. Светов [39] считает, что вулканическая деятельность увеличивалась от Южной Карелии в сторону центральной части Русской плиты и была связана с глыбовыми движениями дорифейского фундамента. Он отмечает также, что по мере удаления от края Балтийского щита в сторону Русской плиты базальтовый вулканизм постепенно сменялся андезитобазальтовым и андезитовым вплоть до дацитового (Восточная Польша, о. Хогланд).

В Пашском грабене (район Ладожского озера) описана толща лавово-пирокластических пород, занимающая площадь около 60 тыс. км². Мощные толщи вулканогенных отложений накапливались в это время также на площади Солозерской грабен-синклинали Онежского полуострова и в ряде других мест.

Количественно охарактеризовав интенсивность докембрийского платформенного этапа развития вулканизма Карелии, А. П. Светов подчеркивает, что напряженность вулканических явлений в предшествующие геосинклинальный и орогенный этапы была гораздо выше. Мы столь подробно остановились на докембрийском вулканизме Карелии — небольшом участке земной поверхности, если рассматривать ее в масштабах планеты, — потому что это территория, на которой были проведены детальнейшие палеовулканологические исследования.

На Русской плите в Восточной Польше и на о. Хогланд встречены также протерозойские щелочные базальтоиды. По данным И. М. Быкова и В. А. Канцерова, платформенные среднепозднепротерозойские щелочные базальты обнаружены и в центральной части Воронежского кристаллического массива (Панинский район). Эродированный вулканический аппарат, сложенный кластолавами трахибазальтов и имеющий в попереч-

нике 1×2 км, прорывает вулканогенно-осадочные породы грязинской серии.

В северо-западной части Воронежского кристаллического массива (юг Орловской области) установлены позднепротерозойские базальты, входящие в состав глазковской толщи. Залегают они на глубине более 300 м под чехлом палеозойских и более молодых осадочных пород. Мощность отдельных потоков колеблется в пределах от 4 до 30 м. В нижней части базальтовой толщи насчитывается 11 потоков с афировой структурой, верхнюю слагают 9 потоков плагиофировой разновидности.

На Украинском щите развиты докембрийские породы с возрастом до 3500 млн. лет. Вулканы претерпели глубокий метаморфизм и преобразованы в кристаллические гнейсы и граниты. Относительно слабо метаморфизована протерозойская толща кварцевых порфиров, обнажающаяся в районе сел. Рудня Переброды. Предполагается, что вулканы этой серии образовались в процессе многократных интенсивных трещинных излияний.

Длительное развитие имел докембрийский вулканизм на территории Белоруссии. В архее формировались толщи базальтов, андезито-базальтов, андезитов, андезито-дацитов. В эвгеосинклиналиях нижнего протерозоя образовались спилит-диабазовая и спилит-кератофировая формации. Со спилит-диабазовой формацией парагенетически связаны ильменит-магнетитовые и магнетитовые рудопоявления. Спилит-кератофировые формации сопровождаются колчеданным оруденением (халькопирит, пирротин, пентландит). В среднем протерозое проявляется вулканизм орогенного типа с базальт-андезит-дацит-липаритовым комплексом пород с широким развитием пирокластов, с интенсивной гидротермальной деятельностью. С комплексом ассоциирует пирит-халькопиритовая минерализация с молибденитом и сфалеритом. Постконсолидационный, предположительно позднепротерозойский вулканизм характерен появлением субщелочных и щелочных пород в Бобруйской, Полесской и других кольцевых вулканотектонических структурах. Трапповые базальты этого времени сопровождаются медной и полиметаллической минерализацией.

П. М. Хреновым и А. А. Бухаровым [49] в обрамлении Сибирской платформы выделено несколько среднепротерозойских вулканических поясов: Енисейский, Северо-Байкальский, Учуро-Майский. Они характеризуются базальт-андезит-липаритовым рядом эффузивных пород, габбро-диорит-гранитным составом комагматичных эффузивов интрузий и молласоидным типом терригенных отложений. Особенно хорошо изучен Северо-Байкальский пояс. Согласно А. А. Бухарову, в начальные этапы его формирования здесь преобладали трещинные излияния андезито-дацитовых лав и формировались вулканические структуры щитового типа. Среди более поздних вулканических образований выделен Черепаниховский вулканотектонический комплекс

с линейно-центральной типом извержений и полигональной кальдерой проседания, образовавшейся в заключительный этап. Еще более молодые вулканические структуры в пределах Северо-Байкальского вулканического пояса выражены аппаратами центрального типа. (Выделены, в частности, палеовулканы Савкинский, Тонгодинская группа палеовулканов и палеовулкан Солнечный). Их деятельность первоначально носила существенно эксплозивный характер пелейского или катмайского типов. Затем эксплозии уступали место лавовым излияниям и экструзиям. Намечена следующая общая схема развития вулканизма: трещинные излияния—щитовые вулканы→кальдеры опускания→стратовулканы→экструзии.

В области сочленения Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы, в Приенисейском районе широко развиты метаморфизованные толщи верхнего докембрия. Их выходы приурочены к Игарскому поднятию. Палеовулканологические исследования в этом регионе были проведены Г. Г. Гелецяном в 1971 г. Их целью было детальное изучение петрографического состава вулканогенно-осадочных образований и выяснение условий осадкообразования и развития вулканизма на территории региона в позднем докембрии. Г. Г. Гелецян пришел к следующим основным выводам.

1. В ранне-среднерифейское время на территории региона в глубоких геосинклинальных прогибах накапливались вулканогенно-осадочные толщи, впоследствии метаморфизованные до фации зеленых сланцев.

2. На вулканиты приходится половина объема рифейских отложений. Из них 70—80° составляют пирокласты. Состав вулканогенных образований основной—спилито-диабазы, порфириты с высоким содержанием титана.

3. Хемогенное осадкообразование контролировалось вулканизмом, поставляющим в бассейны осадконакопления, в частности, большое количество кремнекислоты.

Рассмотрев несколько примеров вулканических провинций докембрия на территориях северных материков—Северной Америки, Европы и Азии, остановимся коротко на докембрийском вулканизме южных континентов.

На Австралийском континенте докембрийские вулканогенные метаморфизованные толщи развиты очень широко, особенно в западной и центральной частях материка. Простирающиеся тектонических структур, к которым они приурочиваются, преимущественно меридиальное или субмеридиальное. Выделяются области архейской (или калгурлийской) складчатости и области протерозойской (или карпентарийской) складчатости. В районе залива Карпентария (на севере континента) описаны докембрийские типические разрезы с мощными толщами вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. Докембрий Австралии включает порфиоровые дациты, кислые и средние лавы с линзами пирокластики, туфы и плагноклазовые песчаники группы Скраточ,

основные лавы серии Эдит, Ривер, лавы кислого состава и их туфы серии Уайтуотер на полуострове Кимберли, риолиты, дациты, базальты, их агломераты и туфы, в формациях Ардцеилла и Лейхард в северо-западном Квинсленде, фельзиты и риолиты формации Кройдон в Джорджтауне базальты и экструзии кварцевых порфиров в хребте Эшбертон, риолиты, дациты; базальты группы Хэтчес-Крик в хребте Девгейвенпорт и т. д.

На Африканском континенте докембрийские вулканогенные образования распространены очень широко. Почти вся Африка, Аравийский Полуостров и о. Мадагаскар представляют собой древнюю платформу, фундамент которой образован глубоко метаморфизованными породами докембрия — от раннеархейского до позднепротерозойского возраста. Хотя архейские вулканы Африки превращены в глубокометаморфизованные породы, в ряде случаев удалось определить их первично-вулканогенную природу. По периферии древних кратогенизированных массивов (Трансваальского, Регибатского и др.) расположены линейные протерозойские прогибы, заполненные андезитами, дацитами, риолитами, туфами кислого состава и игнимбритами. В пределах Гвинейско-Либерийского щита описаны вулканогенно-осадочные толщи серии Рокел с субинтрузиями дацитов и риолитов.

На северо-западе Африки, в Марокко, в хребте Анти-Атлас описан интереснейший позднедокембрийский вулкан Алурум с сиенитовой жерловиной, имеющей около 2 км в поперечнике, сопровождающейся серией даек того же состава [22]. Вулканогенная толща, характеризующаяся максимальной мощностью вблизи жерловины (до 2000 м), с удалением от нее постепенно замещается осадочной формацией, значительно меньшей мощности.

Г. Ф. Макаренко на Африканском континенте выделяет несколько докембрийских полей трапповых базальтов разного возраста [23]. Самый древний из них (около 2 млн. лет) Бушвельдский комплекс на юге Африки, вытянутый параллельной складчатой системе Лимпопо. На юго-западе Африки (Габон) известны несколько более молодые траппы (возраст между 1900—1700 млн. лет), перекрывающие нижний комплекс платформенной серии Франсвиль. К восточному флангу Родезийского массива (юг Африки) приурочен еще более молодой (возраст 1700 млн. лет) трапповый комплекс Мошоналенд в системе Умкондо. В Южной Америке известен Рораимский докембрийский трапповый комплекс, пронизывающий платформенные отложения на Гвианском щите. Возраст траппов около 1600 млн. лет. Траппы на севере примыкают к Карибской складчатой системе. Трапповое поле вытянуто вдоль нее [23].

На полуострове Индостан докембрийские траппы пронизывают Куддапахскую толщу платформенной серии Пурана. Возраст их 980—1100 млн. лет. Комплекс докембрийских траппов примыкает к складчатому поясу Восточных Гат.

Вулканогенные образования, слагающие докембрийский кристаллический фундамент материка Антарктида, изучен слабо. Возрастной диапазон их широк — от архея до позднего протезоя.

Отметим некоторые главные черты вулканизма докембрия. В докембрии существовали три основных типа вулканизма.

1. Геосинклинальный (в том числе протогосинклинальный).

2. Орогенный.

3. Платформенный (в том числе протоплатформенный).

Докембрийские вулканы представлены широким набором лав и пирокластов: базальты, андезитово-базальты, андезиты, дациты, риолиты и щелочные разновидности вулканических пород. Формы проявления вулканической деятельности были разнообразны — трещинные излияния, щитовые вулканы, стратовулканы, образование кальдер, экструзии, палящие тучи и т. д. Проявился трапповый вулканизм. Г. Ф. Макаренко отмечает следующие характерные черты докембрийского траппового вулканизма:

1) приуроченность к краевым частям платформ своего времени. Расположение в зоне стыка платформ и замыкающихся геосинклиналей, там, где отсутствуют краевые прогибы;

2) смещение разновозрастных трапповых полей в пространстве. Наступание их на области все более поздней стабилизации, вслед за смещением активного геосинклинального процесса [23].

Хотя неоднократно повторялось мнение (в частности, А. А. Бухаровым), что интенсивность докембрийского вулканизма была значительно выше современной, мы должны признать, что у нас нет пока возможности оценить ее однозначно.

Вулканизм палеозоя. Он пространственно приурочивался главным образом к обширным геосинклинальным областям, контуры которых в общих чертах определились к концу докембрия, тогда же, когда закончилось формирование фундаментов древних платформ — Восточно-Европейской, Сибирской, Китайской, Северо-Американской, Бразильской, Африканской, Австралийской, Индостанской и Антарктической. Геосинклинальные области в ряде случаев являлись обрамлением названных платформ. Здесь в глубоких протяженных впадинах, чередовавшихся с линейными антиклинальными поднятиями, накапливались мощные толщи вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. Источниками вулканогенного материала были как вулканы, расположенные на дне впадин, так и вулканы, венчавшие островные гряды антиклинальных поднятий. Наряду с вулканическими продуктами в геосинклиналях накапливались кремнистые и обломочные отложения. Контуры геосинклинальных областей в течение палеозоя изменялись. Этому способствовали процессы складчатости и горообразования, протекавшие практически на протяжении всего палеозоя. Несмотря на то что эти процессы были растянуты во времени, раннепалеозойский ин-

тервал складкообразования именуется каледонской эпохой, а позднепалеозойский — герцинской эпохой складчатости. Как показывают новейшие исследования, они не были синхронными в разных регионах. Инверсия геосинклиналей и горообразование сопровождалось орогенным вулканизмом. Раскрытие глубоких разломов континентальных плит сопровождалось платформенным вулканизмом.

Вулканические процессы в раннем палеозое (охватывающем кембрий, ордовик и силур) в пределах северных материков были рассмотрены В. В. Волковым [49, с. 124]. Он отмечает, что в нижнем палеозое на Земле существовало несколько крупных областей, в которых вулканическая деятельность протекала в течение длительного времени и характеризовалась высокой интенсивностью. К ним он относит в Северной Америке — Аппалачскую и Кордильерскую; в Европе — Северо-Европейскую (включающую северные районы Скандинавии и Британские острова) и Западно-Европейскую; в Азии — Саяно-Монгольскую (охватывающую горные регионы Западной Сибири и Северную Монголию), Южно-Монгольскую, Уральскую, Тянь-Шаньскую, Центрально-Казахстанскую, Китайскую (включающую Циньлин, Цилиншань и Лунмэншань). Возможно, таких областей больше, так как раннепалеозойский вулканизм проявился также, например, на Северо-Востоке СССР, на Дальнем Востоке, на Кавказе и т. д.

В. В. Волков отмечает консервативную тенденцию пространственного размещения вулканизма в нижнем палеозое — ареалы кембрийского, ордовикского и силурийского вулканизма в значительной степени перекрываются. Тем не менее размеры площадей распространения вулканогенных образований во времени непостоянны. Наиболее крупные ареалы вулканизма характерны для нижнего кембрия. В это время вулканические процессы были интенсивны в Тянь-Шане, Центральном Казахстане, Алтае-Саянской области, Северной Монголии, Китае. В нижнем и среднем ордовике напряженный вулканизм проявился на территории Северной Америки (эвгеосинклинальные зоны Магог и Фрейзер), на Британских островах, на западе и севере Европы. В силуре — на Урале, в Восточном Казахстане и в Южной Монголии.

Анализируя фациальную обстановку проявления вулканизма в нижнем палеозое, В. В. Волков приходит к выводу, что раннепалеозойский вулканизм — это в основном подводный морской вулканизм. Наземные извержения приходится, как правило, на островные гряды, а в пределах континентов вулканические проявления редки и относительно слабы. В целом раннепалеозойские вулканические области приурочиваются к прогнутым структурам земной поверхности. Но морфология областей сложна, и наряду с такими формами, как трогги, прогибы, впадины, характерны и положительные геантиклинальные структуры.

Для Алтае-Саянской вулканической области В. В. Волков выделяет в нижнем палеозое четыре основных типа вулканических структур.

1. Подводные вулканические хребты или линейные вулканические геоантиклинали.

2. Краевые вулканические хребты в зоне сопряжений глубоководных впадин и крутых поднятий, нередко выступающие над уровнем моря в виде цепи вулканических островов.

3. Узкие вулканические прогибы или трюги, разделяющие островные цепи или подводные хребты.

4. Краевые вулканические прогибы вдоль континентальных массивов.

Раннепалеозойские вулканогенные толщи обычно сильно метаморфизованы, подверглись зеленокаменному изменению и первоначальный состав пород часто устанавливается лишь приближенно. В. В. Волков, соответственно с номенклатурой Т. И. Фроловой выделяет четыре главных ассоциации вулканических пород, характерных для раннепалеозойского вулканизма. 1. Андезито-базальтовая или базальтовая недифференцированная. 2. Последовательно дифференцированная липарит-андезит-базальтовая. 3. Контрастно-дифференцированная липарито-базальтовая. 4. Липаритовая.

Несмотря на широкий спектр вулканических пород, в нижнем палеозое среди лав преобладают базальты. Формации собственно вулканических пород ассоциируют с парагенетически связанными с ними осадочными образованиями. Так, андезито-базальтовая и липарито-андезито-базальтовая ассоциации обычно сопровождаются кремнистыми, кремнисто-глинистыми и глинистыми сланцами, яшмоидами, кремнями, граувакками. Липаритовая и контрастно дифференцированная липарито-базальтовая — с карбонатно-обломочными породами, формировавшимися в условиях мелкого моря.

Сведения о нижнепалеозойских толщах в пределах южных материков (Южная Америка, Африка, Австралия, Антарктида, Индостан) были суммированы И. В. Лучицким [22]. Так же как В. В. Волков для северных материков, для южных И. В. Лучицкий подчеркивает повсеместное преобладание в кембрии базальтовых лавовых излияний. Самая древняя из фанерозойских базальтовая трапповая формация возникла в кембрийское время на севере Австралии в вулканической области Антрим. Базальтовые наложения, лежащие почти горизонтально, образовывались в континентальных условиях на огромной территории, превышающей 400 000 км² между заливами Жозефа-Бонапарта и Карпентария. Пласты базальта переслаиваются с подчиненными им многочисленными прослоями туфов, агломератов и песчаников. Мощность отдельных базальтовых потоков более 30 м. Общая мощность вулканогенной толщи в Восточном Кимберли составляет 1000 м, местами увеличиваясь до 2000 м. Но на востоке района Виктория Ривер она уменьшается до 200—300 м.

Большинство базальтов толеитовые: одни разновидности содержат кварц, другие — оливин. В редких случаях встречаются щелочные породы — санидиновые трахиты. Ни западная, ни северная границы площади распространения базальтов неясны.

Если траппы области Антрим формировались в основном в континентальных условиях, то другие вулканические области южных континентов связываются в кембрии большей частью с морскими бассейнами. На юге Австралии в кембрии И. В. Луцицкий выделяет обширную Южно-Австралийскую вулканическую область с размерами $800-900 \times 1800-2000$ км. Состав пород здесь варьирует от основных к средним и кислым. Наряду с лавами распространены туфы. Объем продуктов вулканической деятельности в этом регионе И. В. Луцицкий оценивает в $25\,000$ км³. В западной части о. Тасмания в нижнем кембрии располагалась вулканическая область Тасман. Протяженность области около 200 км, ширина $10-15$ км. Сложена область тремя вулканогенными комплексами — Центральным, Квинстонским и Тиндальским. Центральный состоит из кислых лав, туфов и прослоев осадочных отложений. Квинстонский сложен в основном кислой пирокластикой, переслаивающейся с подчиненными ей лавами и осадочными породами. Фациально очень изменчив. Преобладают кварц-кератофировые туфы и агломераты. Выделяются фации пепловых потоков. Для Тиндальского комплекса характерны туфы, игнимбриты, линзообразные интрузивные тела. Породы сильно изменены и первоначальный их химический состав восстановить трудно.

На материке Южной Америки древнейшими палеозойскими вулканиками являются, по-видимому, «порфиры Кастру» — риолиты с вкрапленниками кварца и полевого шпата в основной массе, характеризующейся иногда флюидальной структурой. Выходят они в бассейне р. Параны. По имеющимся данным о распространении кислых вулканогенных образований, к югу от Кастру можно очертить узкую вулканогенную область, протягивающуюся приблизительно на 800 км до Уругвая. Предполагается ее раннепалеозойский возраст. Вулканогенные толщи сложены преимущественно андезитами и дацитами и их пирокластами. И. В. Луцицкий предполагает, что в течение нижнего палеозоя здесь было извергнуто $20\,000$ км³ вулканогенного, в основном кислого материала. Так как не известны ни средняя мощность формации, ни истинная площадь ее распространения, ни количество тонкого вулканического материала, первоначально вынесенного за пределы рассматриваемой территории, хорошо, если эта цифра соответствует хотя бы порядку величины.

Раннепалеозойский (вероятно, раннекембрийский) вулканизм Африки проявился в области Анти-Атлас в Марокко (Северо-Западная Африка), где он был продолжением позднекембрийского. Главными типами пород были андезиты и спилиты, ассоциирующиеся с морскими осадками. И. В. Луцицкий

предполагает, что здесь существовали островные гирлянды с вулканическими конусами, поставлявшими в прилегающие бассейны осадконакопления большие массы тонкой пирокластики.

В нижнем палеозое Антарктики И. В. Лучицкий выделяет вулканическую область, охватывающую главную часть палеозойского складчатого пояса и его западное ответвление. Она характеризуется распространением кембрийских зеленокаменных вулкаников в основном базальтового состава, среди которых изредка встречаются трахиты и риолиты. Так, многочисленные покровы сильно измененных базальтов, силлы и дайки диабазов, а также кислые эффузивы описаны в районе гор Пинескола. Пластовые диабазы достигают в разрезах мощности 35 м. В горах Элсворт в кембрийских толщах содержатся прослои пирокластики и бентонитов.

Проанализировав материалы по вулканизму нижнего палеозоя южных материков, И. В. Лучицкий пришел к выводу, что основные извержения происходили в кембрии, в то время как ордовик и силур были временем относительного угасания вулканической деятельности. Для кембрия южных материков он приводит цифру 600 000 км³ изверженных продуктов, в то время как для ордовика 110 000 км³, а для силура только 60 000 км³. Хотя эти цифры довольно условны, может быть, не отвечают истинным, но они все же дают нам какое-то представление о вулканической деятельности в рассматриваемые периоды. Действительно, проявления ордовикского вулканизма на южных материках достоверно установлены только в южной части Австралии и в Южной Америке. В южной части Австралии ордовикские вулканогенные породы представлены спилитами, кератофирами и их туфами, которые переслаиваются с граувакками и известняками; в верхнем ордовике наряду с кератофирами в разрезе появляются андезиты и их туфы. В Южной Америке ордовикский вулканизм проявился в Калингаетской зоне. Представленные в разрезе вулканогенные породы подверглись интенсивному зеленокаменному изменению; офиолиты, базальты и их туфы переслаиваются с морскими осадками.

Силурийские вулканогенные толщи достоверно установлены только на востоке Австралии и в Тасмании. Характерной их чертой является обилие пирокластических и вулканогенно-осадочных пород, из чего И. В. Лучицкий делает вывод о вероятном существовании в области ряда основных дуг, увенчанных вулканами центрального типа. Предполагается меридиональное или субмеридиональное простирание вулканических гряд. Химический состав вулкаников варьирует от базальтов до риолитов. Широко представлены кислые разновидности. Таким образом, по имеющимся на сегодня данным, наиболее крупные ареалы вулканизма нижнего палеозоя на всех материках характерны для кембрийского периода, особенно для раннего кембрия. Можно ли из этого делать вывод о планетарном уменьшении

интенсивности вулканических процессов от кембрия к силуру — покажет будущее. Возможно, дело заключается в недостаточной геологической изученности континентов, в неточности определения абсолютного (и относительного) возраста формаций, в неумении распознать в сильноизмененных, метаморфизованных породах их первично вулканогенную природу. Силурийский период был периодом завершения каледонской фазы складчатости. Отрезок времени девон—карбон—пермь соответствует протеканию и завершению герцинской фазы складчатости. Во многих районах земного шара рубеж между силуром и девоном отмечается несогласным залеганием горных пород.

Попытка рассмотреть в глобальном масштабе вулканизм средне-позднепалеозойского отрезка времени была предпринята В. П. Ковалевым [13, с. 14]. В Европе лишь кое-где сейчас удастся обнаружить остатки региональных герцинских вулканических структур. Большинство их уничтожено эрозией или метаморфизмом. Обрывки древних вулканических дуг в месте их сочленения распознаются в Саксонско-Тюрингском и Судетском поднятиях. От Корнуолла до Гарца прослеживаются остатки герцинского глубоководного трога. К низам девона относятся связанные с этим трогом пиллоу-лавы и основные туфы. В Восточной Европе средне-позднепалеозойские вулканиды прослеживаются в Подолии и в Припятско-Днепровско-Донецком трого. Имеются они и на Кавказе. Раннегерцинская активизация отмечается на Восточно-Европейской платформе в Тимано-Печорском районе и в других регионах, примыкающих к Уралу. Наконец, интенсивные вулканические процессы в рассматриваемый промежуток времени происходили в пределах самого Урала, в Мугоджарах, в Северном, Центральном и Восточном Казахстане, в Средней Азии. В среднем девоне гигантская вулканическая дуга, характеризовавшаяся интенсивными вулканическими процессами, протягивалась от Урала до Кузбасса на расстояние 2,5 тыс. км и охватывала районы Горной Шории, Лебединского и Уйменского прогибов, Бельгебашского и Коргонского прогибов, Куратинской и Барагашской впадин, Алейского, Курчумского и Манракского поднятий. В верхнем палеозое были заложены новые геосинклинальные трог и новые вулканические дуги и происходило последовательное перемещение вулканических областей с юга Западной Сибири в Монголию. В Монголии хорошо сохранились герцинские островные дуги. Вдоль всей Центрально-Азиатской зоны широко распространены огромные массы позднегерцинских андезитов. Средне-позднепалеозойские вулканиды и вулканогенные структуры описаны в Корейско-Маньчжурской области, в Японии и на Шантарских островах.

Все это позволяет В. П. Ковалеву [13] говорить о колоссальном средне-верхнепалеозойском евразийском вулканическом поясе — главной вулканической провинции в рассматриваемый промежуток времени. В Северной Америке вулканиды средне-

позднепалеозойского времени распространены в Северных Аппалачах и в Аляскинско-Иннуитско-Северо-гренландской зоне. В Северных Аппалачах, в прогибе Гаспе развиты лавы и пирокласты базитового и андезитового состава. На о. Ньюфаундленд описаны риолитовые лавы. В девоне Северной Гренландии распространены базальты, кварцевые порфиры и щелочные риолиты, представленные лавами и пирокластами. На Аляске повсеместно отмечены следы средне-позднепалеозойского вулканизма.

На южных материках в течение девона-карбона и перми главной вулканической областью была Восточно-Австралийская. В девоне вулканизм был здесь чрезвычайно напряженным. Выделяются две главные вулканические зоны — Лахландская и Новая Англия. В первой зоне вблизи побережья Тасманова моря в районе Канберры, Сиднея и южнее широко распространены кислые вулканы: риолиты, дациты, кератофиры и кварцевые кератофиры, представленные как эффузивными, так и пирокластическими фациями. В бассейне Эдавейл развиты андезиты и их туфы; в Друмлондском районе и на поднятии Анаки андезиты, трахиандезиты, риолиты и их туфы переслаиваются с морскими терригенными и карбонатными отложениями. В пределах геосинклинали Новая Англия в раннем и среднем девоне накапливались продукты андезитового состава (лавы и туфы), чередующиеся с терригенными и карбонатными осадками.

Резкое изменение в характере вулканизма в Восточной Австралии произошло в верхнем девоне. Вследствие орогенных процессов на месте бывших прогибов стали формироваться континентальные в ряде случаев красноцветные толщи, включающие разнообразные вулканогенные породы. В Лахландской зоне они представлены риолитами, риодацитами и базальтами. С крупными кальдерными впадинами ассоциируют игнимбриты. Вулканогенно-красноцветные толщи протягиваются от штата Виктория на юге до Квисленда на севере. В Новой Англии в составе продуктов позднедевонского вулканизма преобладали андезитовая пирокластическая и лавы, но в ряде районов встречены риолиты, риодациты, кератофиры, базальты и спилиты. В других регионах на южных материках девонский вулканизм проявился слабо. В ряде впадин Южно-Американской платформы (Амазонская, Парнаибо-Франсисканская и др.), на северо-западе Африки (пустыня Дра) и в Антарктиде (феррарские базальты) в девонских разрезах описываются пластовые тела, которые, по мнению И. В. Лучицкого [22], хотя бы частично могут являться покровными образованиями и свидетельствовать о синхронном вулканизме, проявлявшемся, в основном, в континентальных условиях (в Антарктике, например, толщи, вмещающие феррарские базальты, сложены красноцветными породами).

Анализируя масштабы девонского вулканизма южных материков И. В. Лучицкий [22] оценивает объемы изверженных про-

дуктов примерно в 60—65 тыс. км³ для нижнего и среднего девона и в 60 тыс. км³ — для верхнего. В карбоне главным вулканическим регионом в областях южных материков продолжала оставаться Восточная Австралия. Здесь в Лахландской зоне частично в континентальных, частично в морских условиях накапливались толщи лав и туфов андезитового, дацитового, риолитового состава. Менее характерны трахиандезиты, базальты и кератофиры. Распространены игнимбритовые фации. Вулканические продукты иногда переслаиваются с морскими отложениями, включающими слои известняков, чаще же — с континентальными красноцветными песчаниками, алевролитами и сланцами.

В Новой Англии наблюдается сходный разрез. Игнимбритовые поля на юге приурочивались к окраинам морского бассейна. В тропе Тамворс накапливались песчаники и конгломераты, образовавшиеся в результате размыва и сноса с поднятий вулканического материала. Состав вулканических пород сильно варьирует от риолитов и дацитов до андезитов и базальтов. Широко распространены пирокластические фации. Особенно напряженный вулканизм в течение среднего и позднего карбона проявился в Центральном Квисленде. В этом районе происходило образование крупных кальдер, которое сопровождалось извержениями огромных масс кислой пирокластике и накоплением толщ игнимбритов. Вулканические процессы были сопряжены с внедрением гранитоидных интрузий [22]. В других регионах на южных материках вулканизм, в карбоне проявился слабо. Карбоновые вулканогенные породы известны в Андах Южной Америки. Не исключено, что образование некоторых траппов в Западной Африке было сопряжено с карбоновым вулканизмом. Общий объем продуктов вулканических извержений в карбоновое время на южных материках И. В. Лучицкий ориентировочно оценивает в 50 тыс. км³.

В перми продолжалась вулканическая деятельность в Восточной Австралии. В раннепермских континентальных отложениях, иногда содержащих угольные слои, в районе Сиднея, наблюдаются вулканогенные толщи, включающие лавы базальтов, андезитов, трахиандезитов и риолитов. Мощные толщи базальтов и андезитов накопились в конце ранней перми в районе Яррола. Здесь существовал прогиб, испытывавший сильное погружение; в позднепермское время отлагались морские осадки и формировались спилитовые лавы, агломераты и туфы. Пермский период ознаменовался в Восточной Австралии заметным спадом напряженности вулканической деятельности. Зато резкое ее усиление наметилось на Южно-Американском континенте. В Андах Южной Америки вулканизм характеризуется массовыми извержениями кислых лав. Они прослеживаются вдоль складчатых сооружений Чили, Аргентины и Перу и нередко ассоциируют с красноцветными континентальными отложениями. Широко распространены фации игнимбритов. В дру-

гих районах разрезы морских терригенных формаций включают кератофиры и их туфы.

В Антарктике пермский вулканизм проблематичен. Не исключено, что некоторые пластовые тела базальтов, залегающие среди пермских отложений, синхронны им и являются покровными образованиями. Объем вулканических продуктов, изверженных на южных материках составил, по мнению И. В. Луцицкого, 220 тыс. км³ [22].

Вулканизм мезозоя. Краткий обзор мезозойского вулканизма в глобальном масштабе был дан Ю. В. Комаровым, В. Ф. Бельм, Е. В. Быковской, М. Л. Гельманом, М. Г. Ломизе, М. С. Нагибиной и Г. Д. Феоктистовым [49, с. 159]. Авторы отмечают, что в мезозое по сравнению с палеозоем в общем балансе вулканизма снижается роль эвгеосинклинальных процессов и увеличивается значение андезитового вулканизма. Вместе с тем, они высказывают мнение, что именно в мезозое напряженность фанерозойского вулканизма достигает кульминации. Мезозойский вулканизм пространственно приурочивается к трем основным типам структур:

- 1) Средиземноморскому подвижному поясу;
- 2) Тихоокеанскому подвижному поясу;
- 3) Тектоническим разломам на континентальных платформах.

В Средиземноморском подвижном поясе мощные вулканические процессы развивались на протяжении всего мезозоя. Выделяются два главных типа вулканизма; геосинклинальных трогов и геосинклинальных поднятий — срединных и краевых массивов. Вулканизм геосинклинальных трогов выразился в формировании офиолитовых ассоциаций. Протяженные офиолитовые зоны сгущены на Динарско-Анатолийском отрезке пояса и прослеживаются вдоль Карпатской дуги, в Альпах Пьемонта и далее до Лигурийско-Тосканских Апеннин и Корсики. Выходы мезозойских офиолитов известны в Пиренеях и Бетских Кордильерах. Офиолитовые зоны разграничивают относительно стабильные массивы к востоку от Анатолии. Узкой полосой мезозойские офиолиты протягиваются вдоль верхнего Инда и Тибетских Гималаев в Бирму.

Большой Кавказ и Горный Крым в мезозое также представляли собой геосинклинальные трого, формирование вулканических в которых было связано с накоплением морских осадков. Вулканизм офиолитовых зон выразился в основном извержениями продуктов толеит-базальтовой магмы. Для относительно поднятых и стабильных зон Средиземноморского пояса в мезозое была характерна мелководно-морская или континентальная обстановки. Среди продуктов вулканизма преобладали породы известково-щелочной серии, главным образом андезиты и андезито-базальты. Субщелочные породы, обогащенные калием, имели незначительное распространение.

Триасовый вулканизм очень интенсивным был в Северном

Афганистане, где накопилась толща андезитов, кварцевых порфиров и их туфов мощностью более 4500 м. Юрский андезито-базальтовый вулканизм проявился на территории Закавказского срединного массива. Основные и кислые мезозойские лавы, их туфы и продукты их переработки описаны на массивах зоны Дофика Французских Альп, в зонах поднятий в Доломитовых Альпах, на западе Северных Известняковых Альп, в Ломбардии, в Рудобанских горах, в горах Бюнн и Баконь в Венгрии, в зоне Высокого Карста Динарид в Черногории, в Северной Добрудже, на Северо-Кавказском краевом массиве, на территории Предкавказья, в Пакистане.

В Тихоокеанском вулканическом поясе, протянувшемся вдоль границ Тихого океана и окружающих его континентов, на протяжении всего мезозоя проявлялась напряженнейшая вулканическая деятельность. По интенсивности извержений, по количеству изверженных продуктов, по охваченным вулканизмом площадям он далеко опередил Средиземноморский. Так же как в Средиземноморском вулканическом поясе, в Тихоокеанском могут быть выделены два основных типа вулканизма: 1) основной вулканизм геосинклинальных трогов; 2) андезитовый вулканизм геосинклинальной и орогенной стадий развития складчатых систем, а также внегеосинклинальных структур.

Тихоокеанский вулканический пояс отличается от Средиземноморского тем, что в геосинклинальных мезозойских вулканогенных толщах относительно мало основных эффузивов и очень много вулканитов андезитового состава. Мощный длительно развивающийся андезитовый вулканизм — характернейшая черта Тихоокеанского подвижного пояса. Тем не менее в глубоких геосинклинальных мезозойских трогах благодаря подводным извержениям формировались толщи спилитов и офиолитов. Подводные излияния почти повсеместно сопровождались накоплением терригенно-вулканогенно-кремнистых пород. Они известны в Канадских Кордильерах, на островах Ванкувер и Королевы Шарлотты, в Калифорнии, на Камчатке, на Чукотке, на полуострове Тайгонос.

Продукты андезитового вулканизма часто перекрывают эти толщи. Их отложение знаменует определенные стадии развития геосинклинальных систем. Андезитовый вулканизм исключительно широко проявился в пределах Кордильер Северной Америки и Анд. В складчатом поясе Фрейзер в Андах вулканическая деятельность продолжалась в течение всего раннего мезозоя. Андезитовые вулканогенные толщи накапливались в морских условиях. Их мощность достигает 10 000 м. Основная масса продуктов извержений представлена пирокластами. Отклонения отдельных разновидностей пород по химическому составу варьируют до базальтов и риолитов.

В Чилийских Андах напряженный, в основном андезитовый вулканизм продолжался в течение всего мезозоя. В триасовых разрезах вулканиты ассоциируют с флишоидными отложениями;

в юрских андезитовые лавы, лавобрекчии, агломераты и туфы — со слоями морских осадков. Меловые мощные андезитовые толщи формировались в континентальных условиях.

В Аляскинско-Канадской провинции на протяжении мезозоя вулканические излияния эволюционировали от базальтовых лав (формирование спилитов) до мощных андезитовых извержений. Отмечается миграция геосинклинальных прогибов и вулканических зон в течение мезозоя от континентов к океану. Иногда она сопровождается изменением характера вулканических явлений. На Азиатском континенте существенно различен был характер проявлений вулканизма в мезозойских «западных» геосинклиналях (например, Сихотэ-Алинь) и в Периокеаническом поясе, включающем южную часть Корякского нагорья, большую часть Камчатки, острова Малой Курильской гряды, восточные края островов Сахалин и Хоккайдо, Филиппинские острова и Новую Гвинею. Вулканизм Периокеанического пояса отличался слабым развитием спилитов, наличием переходных разновидностей лав от толеитовых базальтов к щелочным, ассоциативными связями вулканических продуктов и турбидитов.

На северо-востоке Азиатского континента интенсивные вулканические процессы протекали в Охотско-Чукотском вулканическом поясе, где объем продуктов извержений (в основном андезитового состава) оценивается в 3 млн. км³. Сам пояс при этом рассматривается как внегеосинклинальная структура [49]. В истории ее мезозойского вулканизма выделяются две стадии. В первую стадию извержение огромных масс средних и кислых вулканитов было сопряжено с формированием интрузий габбро-диорит-гранитного ряда. Среди фаций кислых вулканитов были широко развиты игнимбриты. Во вторую стадию главная масса эффузивов была представлена основными породами — базальтами, андезито-базальтами и трахибазальтами.

В. Ф. Белый отмечает, что образование вулканических формаций в Охотско-Чукотском складчатом поясе часто сопровождалось формированием платообразного рельефа. Накопление вулканических продуктов было сопряжено с компенсационным проседанием. Лавы как базальтового, так и андезитового состава обладали одинаково высокой способностью к растеканию. Что касается особенностей химического состава вулканических пород, то установлено, что игнимбритовые формации характеризуются заметным недостатком полевошпатовой извести относительно низкой щелочностью, но высокими содержаниями глинозема. Андезиты и базальты Средне-Анадырского района относятся к натриевому типу, а Центрально-Чукотского — к калиевому.

Мезозойский вулканизм широко проявился и на континентальных платформах. Выделяются три типа мезозойского платформенного вулканизма: трапповый, трахибазальтовый и щелочно-ультраосновной. В наиболее крупных масштабах проявился трапповый вулканизм. Площадь, занятая мезозойскими

платформенными траппами, оценивается в 6 млн. км². Формирование траппов происходило в крупных синеклизах, таких, как Тунгусская, Паранская, Карру и др. Наибольшие мощности сопряжены с участками максимальных опусканий, но лавовые излияния — трещинные или ареальные — были настолько интенсивными, что приводили к перекомпенсации прогибания. Процесс осадконакопления в результате подавлялся. Формирование траппов происходило на разных платформах в разное время. На Сибирской — в перми и триасе; в Африке и Антарктике — в триасе и юре; в Тасмании — в юре; в Южной Америке — в юре и мелу; в Индостане — в юре, позднем мелу и эоцене. На севере Сибирской платформы, на юго-востоке Африки, в районе западного побережья и в штате Гуджарат в Индии, на юго-востоке Бразильской платформы известны трахибазальтовые лавы. Они обычно тяготеют к окраинам платформ и парагенетически связаны с трапповыми формациями.

В Меймеч-Котуйском районе на севере Сибирской платформы раннетриасовые базальты и трахибазальты ассоциируют со щелочно-ультраосновными и ультраосновными вулканитами [49]. О колоссальных масштабах траппового вулканизма в Сибири свидетельствуют такие цифры. Площадь распространения траппов свыше 1,5 млн. км² [1, с. 7]. На северо-западе Сибирской платформы мощность толщи базальтовых покровов достигает 2—2,5 км [1, с. 14]. Еще шире, чем лавы, распространены базальтовые туфы, мощные пачки которых залегают на угленосных отложениях карбона и перми. Предполагается, что пирокластический материал поступал на поверхность из многих центров, перемывался и переотлагался, формируя вулканогенно-осадочную толщу, в которой наряду с базальтовыми шлаками встречаются обломки эффузивных и интрузивных трапповых пород, а также обломки домезозойских осадочных и вулканогенных пород. Толщина отдельных базальтовых покровов колеблется обычно в пределах от 1 до 20 м. Часто между ними наблюдаются прослои и линзы вулканогенно-осадочного материала. В некоторых лавовых покровах встречаются «следы» деревьев, свидетельствующие о наземных излияниях. В нижней части лавовой толщи нередки потоки богатых минерализацией шаровых лав с цеолитовой и кальцитовой минерализацией. Пик напряженности эффузивного траппового вулканизма на Сибирской платформе приходится на триас [1, с. 16].

В Индостане в конце мезозоя изливались огромные массы подвижных лав, распространившиеся на большей части полуострова и образовавшие мощный покров базальтов, выровнявший поверхность страны. Покров залегает горизонтально и занимает в настоящее время площадь около 518 000 км² [11, с. 245]. Излияния лав на поверхность были сопряжены с образованием даек и внедрением силлов. Отличительная черта

покровных лав — их пузырчатая поверхность. Средняя мощность траппов Индостана оценивается в 600 м. Максимальная превышает 2000 м. Мощность отдельных потоков колеблется от нескольких до 40 м. Выделяют три стадии вулканической деятельности, результатом которой явилось образование плато Декан. В первую стадию между периодами интенсивных лавовых излияний имели место длительные интервалы покоя, когда в депрессиях, зачастую занятых озерами, происходило отложение осадков. Вторая стадия характеризуется максимальным напряжением вулканической деятельности практически без интервалов покоя, так что слои осадочных пород не успевали образоваться. В последнюю стадию, проявившуюся после длительного периода покоя, наблюдалось затухание вулканических процессов. Эта стадия характеризуется длительными перерывами в эффузивной деятельности. Средний состав траппов плато Декан отвечает составу недифференцированного базальта. Однако содержание кремнезема в отдельных разновидностях пород колеблется от 42 до 73 %. Крайними разновидностями являются перидотиты и пироксениты, с одной стороны, и риолиты — с другой. Отдельные разновидности с повышенной щелочностью соответствуют трахитам. В лавах с миндалекаменной текстурой широко проявлена вторичная минерализация. Характерно присутствие цеолитов [11, с. 250].

В Южной Африке в триасе и юре обильные излияния базальтов вместе с сопутствующими интрузиями долеритов образовали знаменитую трапповую формацию Карру. Общая площадь, занятая этой формацией, оценивается приблизительно в 570 000 км². Мощность формации превышает 6 000 м [11, с. 12].

В качестве основных представителей эффузивов формации Карру выделяют Дракенсбергские лавы, Зуурбергские лавы и лавы Лебомбо. Большой частью Дракенсбергские лавы представляют собой результат трещинных излияний. Об этом свидетельствуют дайки долеритов, прослеживающиеся снизу вверх через толщу базальтов более чем на 900 м. Тем не менее обычны и вулканические каналы центрального типа. Верхние части лавовых покровов пузырчатые, центральные — плотные, нижние часто пронизаны трубчатыми порами, несущими вторичную минерализацию, обычно представленную кальцитом, халцедоном и цеолитами. Зуурбергские лавы сходны с Дракенсбергскими и сопровождаются туфами. Лавы Лебомбо часто имеют экструзивный характер (особенно их кислые разновидности) и достигают мощностей более 8000 м. Отдельные осадочные прослойки между лавами содержат юрскую фауну. Большинство лав представлены оливиновыми базальтами; встречаются и щелочные разновидности [11, с. 172].

В Южной Америке с начала мезозоя вулканическая деятельность охватила обширные пространства на древней платформе. В Паранской впадине выходы вулканогенных пород наблюда-

ются на площади около 1 200 000 км². Их средняя мощность близка к 500 м, максимальная 1800 м.

В Амазонской впадине мезозойская вулканогенная толща вскрыта скважинами на глубинах до 4000 м. Основная масса вулканогенных мезозойских пород скрыта под более молодыми отложениями также в Парнаибо-Франсисканской и Чако-Пампасской впадинах. Сравнительно небольшие области распространения базальтов мезозойского возраста известны в Бразилии в шельфовой зоне между Рио-де-Жанейро и Сальвадором, в Эпитасио-Песоайском районе, а также в трапповой провинции Апотери, вытянутой полосой от Атлантического побережья (район Парамбарибо) на запад. В строении Южно-Американских трапповых формаций базальтовые лавовые покровы, образованные излияниями, ассоциируют с дайками и пластовыми интрузиями. Довольно широкое распространение имеют щелочные эффузивы. В частности, они окаймляют Паранскую впадину на протяжении около 1000 км. Средняя ширина этой «каймы» примерно 100 км. Объем щелочных вулкаников оценивается в 1000 км³ [22]. Интенсивный трапповый вулканизм в юрское время проявился на о. Тасмания. Объем трапповых образований оценивается И. В. Лучицким в 20 000 км³ [22].

В Антарктике основная масса траппов образовалась, по-видимому, также в юре. Определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом дают значения от 150 до 190 млн. лет. Объем траппов оценивается в 60 000 км³ [22].

Кайнозойский вулканизм. В кайнозойское время вулканизм был сопряжен с крупными тектоническими движениями на границах континентов и океанов, с геосинклинальной системой между Европой и Африкой, с зонами разломов и образованием грабенов на континентальных платформах. В палеогене продолжала свое развитие планетарная структура Тихоокеанского геосинклинального пояса. В западной части Северной и Южной Америки продолжался рост горных сооружений Кордильер и Анд, сопровождавшийся интенсивным вулканизмом, а в предгорных прогибах накапливались морские и континентальные вулканогенно-осадочные толщи. Мощные вулканические процессы происходили вдоль восточного обрамления Азиатского континента, на территории Японии, Приморья, Сахалина, Курильских островов, Камчатки и т. д.

Геосинклинальная система между Европой и Африкой простиралась от современных Пиренеев до Бирмы, и на всем ее протяжении проявлялась вулканическая деятельность. Во второй половине палеогена инверсия в этой геосинклинали привела к складчатости и горообразованию, которые также сопровождались вулканизмом. Крупные меридиональные разломы пересекали континент Африки и возникла протяженная Восточно-Африканская система грабенов. Образование этих грабенов сопровождалось интенсивными излияниями платформенных

базальтов. В неогене по периферии Тихого океана вдоль окраин материков продолжались поднятия горных систем (Кордильер, Анд, Камчатки, Японии, Филиппин, Новой Гвинее, Новой Зеландии, Индонезии), рост островных дуг и образование глубоководных желобов и котловин. Эти тектонические процессы сопровождались интенсивным андезитовым вулканизмом. Между Европой и Африкой, в Альпийской складчатой области продолжался рост гор (Альпы, Карпаты, Балканы, Динарские горы, Апеннины, Кавказ, Крым, горы Понта, Тавра, Загроса, Белуджистана, Гималаев и др.). Во многих случаях горообразовательные процессы были связаны с напряженным вулканизмом. Особенно интенсивно вулканизм проявился на Апеннинском полуострове, в Малой Азии, на юге Балканского полуострова, на Кавказе. В межгорных котловинах накапливались вулканогенные молассы.

В неогене образовались внутренние моря — Лигурийское, Тирренское, Ионическое, Черное, Каспийское, Адриатическое, Мраморное. На дне этих морей под осадками залегают базальты. Движения по разломам грабенов Восточной Африки и Красного моря сопровождались интенсивным вулканизмом. Образовались большие поля лав и туфов, выросли крупные вулканы (в том числе Кения, Килиманджаро и др.). Антропогенный вулканизм явился непосредственным продолжением неогенового. Есть основания считать, что в ряде вулканических регионов (Япония, Камчатка, Исландия) плейстоценовые извержения были значительно мощнее современных. Интересные подсчеты объемов вулканических продуктов, изверженных в кайнозой в ряде вулканических регионов мира, произвел Н. В. Короновский. Он приводит такие цифры: Северная Америка — более 600 000 км³, Центральная Америка — 120 000 км³, Южная Америка — более 450 000 км³, Антарктида — более 500 000 км³ [13, с. 35—36]. Хотя эти цифры, как и все приводившиеся ранее, даже отдаленно не отражают истинных количеств изверженных продуктов, они все же могут учитываться для характеристики относительных масштабов вулканизма разных районов (для сравнения приведем цифру, полученную нами для кайнозоя только Курильской геосинклинальной системы, — 6 500 000 км³).

В северном полушарии наиболее мощные вулканические явления в течение кайнозоя были связаны с Алеутским, Охотско-Чукотским, Курило-Камчатским, Сихотэ-Алиньским, Сахалино-Хоккайдским, Японо-Марианским вулканическими поясами, обрамляющими северо-восточную окраину азиатского континента, а также с вулканическими поясами, расположенными вдоль западной части материка Северной Америки и вулканическими структурами, слагающими Центральную Америку. На западе Северо-Американского континента в олигоцене интенсивный вулканизм проявился в Каскадных горах, в Нью-Мексико и в провинции Бассейнов и Хребтов. Извержения

происходили в наземных условиях. Вулканы образуют серию известково-щелочных пород. Основной тип — андезиты, но колебания состава варьируют от базальтов до риолитов. Наблюдается латеральная зональность — более щелочные (калиевые) разновидности пород дальше удалены от океана. В морской эвгеосинклинальной обстановке на Северо-Западе материка в эоцене — олигоцене накапливалась формация Кресент, представленная низкокалиевыми толеитами, гиалокластами, тонкообломочными и кремнисто-хемогенными отложениями. Тектоническую обстановку вулканизма можно охарактеризовать как островодужную [17]. Резкое изменение состава вулканитов отмечается на рубеже 25—20 млн. лет и ассоциирует с формированием Калифорнийского залива и разлома Сан-Андреас. Большинство вулканитов позднелайкайнозойского времени на западе Северной Америки, тяготеющих к Калифорнийскому заливу, либо располагающихся на его продолжении, представлено толеитовыми или щелочными базальтами. В Каскадных горах, в районах Сьерры-Невады, Сономы (к северу от Сан-Франциско) и в западной части пустыни Махаве протягивалась цепь известково-щелочных вулканов шириной до 50 км, которая наследовала вулканизм предыдущей эпохи. В провинциях Бассейнов и Хребтов, на плато Колорадо, в Снейк-Ривере, Йеллоустоне, Нью-Мексико, на Колумбийском вулканическом плато извергались вулканиты контрастной серии, представленные или базальтами или риолитами, практически без промежуточных разностей. Как для основных, так и для кислых пород характерна повышенная щелочность [17].

В Центральной Америке в грабенообразной впадине, включающей территории Никарагуа, Сальвадора, Гватемалы, Коста-Рики, действовали цепи вулканов, извергавших в основном базальты и андезиты. Вулканизм отличался высокой эксплозивностью. Широко распространена андезитовая пирокластика.

В Мексике кайнозойские вулканы приурочены к субширотным разломам, протягивающимся от Тихого океана к Мексиканскому заливу. Состав изверженных продуктов в основном андезитовый [36]. Кайнозойский вулканизм Альпийско-Средиземноморского пояса подробно рассмотрен Е. Е. Милановским и Н. В. Короновским [26]. Они отмечают, что поздние стадии собственно геосинклинального этапа относятся здесь к среднему и отчасти позднему эоцену. Они были сопряжены с очень мощными вспышками вулканизма, проявившимися в пределах Восточного Понта, Армянского нагорья, Ирана и Афганистана, а также в меньшем масштабе на Паннонском массиве. Эоценовый вулканизм выразился в подводных и наземных извержениях, приуроченных к позднему геосинклинальному прогибам (Аджаро-Триалетский, Севанский, Тальшский, Ордубадский, Южно-Эльбрусский, Восточно-Иранский). В них накапливались мощные эоценовые вулканогенные толщи. Позднее они были

смяты в складки и прорваны гранитоидами. Меньшие мощности и нередко континентальные условия осадконакопления характеризуют эоценовые вулканогенные формации срединных массивов. Изверженные продукты как в геосинклинальных эоценовых формациях, так и в формациях срединных массивов, представлены в основном андезитами. Отмечается [26], что по объему изверженного материала (т. е. по интенсивности) эоценовый андезитовый вулканизм Среднего Востока занимает первое место среди мезозой-кайнозойских вулканических проявлений Альпийского пояса. Отдельные мощные вспышки вулканизма, проявляющиеся в мелководной или наземной обстановке, относятся к следующей, олигоцен-миоценовой эпохе. Извержения андезитов, дацитов, риолитов известны в это время на Родопском, Сербо-Македонском, Паннонском массивах и прилегающих внутренних зонах Динарид, Карпат, на Центрально-Иранском массиве и в ряде других мест.

В Центрально-Европейской вулканической провинции, западнее и севернее Альп, в олигоцене и миоцене извергались щелочные базальты. На северном краю Адриатической плиты известны излияния основных лав. В Сардинском грабене неоднократно извергались кислые вулканические продукты.

В конце миоцена, в плиоцене и в антропогене вулканическая деятельность проявлялась в Анатолии (игнимбритовые извержения), в Иране, на Апеннингах, на Липарских островах, в Карпатах, на Кавказе. Интенсивность ее постепенно снижалась. В Южном полушарии очень напряженная вулканическая деятельность была характерна, прежде всего для западной окраины Южной Америки. Начиная с неогена и до настоящего времени интенсивные вулканические процессы развиваются в Чилийско-Аргентинских Андах. На территории севернее Перу ширина неогеновых вулканогенных пород достигает 150 км. К югу она постепенно сокращается. Мощности вулканогенных, преимущественно кислых пород достигают 1000—1500 м. Широко распространены липариты. Подчиненное значение имеют дациты, андезиты, базальты и трахиты. Кайнозойский вулканизм широко проявился и в Перуанских Андах. Продукты вулканической деятельности покрывают большие площади в Западной Перуанской Кордильере. В районе озера Титикака меловые отложения перекрыты конгломератами и песчаниками серии Пуно, содержащей много вулканического материала. Выше лежащая серия Текаса состоит в основном из базальтов, агломератов и туфов и венчается дацитовыми туфами. Антропогеновые вулканы широко распространены на всем протяжении Анд. В Перуанских Андах расположены крупные вулканические постройки Королуна, Ампато, Чачани, Эль-Мисти, Гуайнапутина, Пичу-Пичу, Убинас, Тутупака и Такора. Антропогеновый вулканизм в Чилийско-Аргентинских Андах представлен сотнями стратовулканов. Высота многих из них, расположенных на высоком плоскогорье Альтиплано, превышает 6000 м.

В центральной части Анд известны широкие поля щелочных риолитовых игнимбритов, площадь которых составляет около 150 000 км². Главная же масса вулканитов представлена андезитами [22].

В Африке кайнозойский вулканизм проявился главным образом на востоке континента. Восточно-Африканская область вытянута вдоль материка на расстояние, превышающее 3500 км. Ширина ее на севере близка к 600 км. Вулканизм проявлялся на пенефленизированных плато и в рифтовых впадинах. Вулканические плато только на Эфиопской и Сомалийской территории охватывают площадь более 750 000 км². В юго-западной Аравии и Йемене она близка к 30 000 км². Кайнозойские вулканогенные породы несогласно залегают на пенефленизированных мезозойских отложениях. Залегание их близко к горизонтальному.

Наиболее интенсивно кайнозойский вулканизм проявился в Эфиопии. Здесь наблюдаются наибольшие мощности вулканогенных толщ и наиболее мощные их разрезы. Согласно Мору, они включают следующие подразделения: 1) эоцен-олигоценую серию щелочных оливиновых базальтов с подчиненными агломератами; 2) миоценовые образования щитовых вулканов, сложенных щелочными оливиновыми базальтами и гавайитами с дайками комендитов и толеитов; 3) миоцен-плиоценовую Афарскую серию базальтов и кислых вулканических пород в верхней части разрезов; 4) плиоценовые щелочные игнимбриты серии Твайт, покрывающие большие площади в центральной и южной Эфиопии; 5) верхнеплиоценовую — антропогенную Аденскую серию, включающую базальты трещинных и центральных извержений, кислые лавы и игнимбриты. Подчиненное значение имеют щелочные породы: тефриты, фонолиты и нефелиниты.

Отмечается некоторая разница в химическом составе лав плато и рифтовых впадин: вулканиты, слагающие плато, содержат относительно больше щелочей и меньше железа, чем их аналоги в рифтовых впадинах.

Особый интерес представляет вулканизм Афарской впадины. Предполагается, что это единственное место на земном шаре, где океаническая кора прослеживается на континент и где стыкуются континентальная и океаническая рифтовые депрессии [22]. Отличительная черта вулканизма Афарской впадины — широкое развитие таких экзотических вулканических пород, как комендиты и пантеллериты. Начало формирования впадины в результате растяжения Афро-Аравийского блока сопровождалось интрузиями щелочных гранитов и излияниями щелочных риолитов. В течение миоцена и плиоцена во впадине образовалось три вулканогенных комплекса — базальты Адалей, риолиты Мабла и базальты Дала. Позднее возникли обширные поля базальтов и игнимбритов — эффузивов контрастной серии. К наиболее опущенной (ниже уровня моря) части впадины тяготеют образовавшиеся в недавнее время (около

1 млн. лет назад) центральные вулканические аппараты, извергавшие комендиты и пантеллериты. Афарскую впадину в южном направлении продолжает Главная Эфиопская долина — рифтовая зона, в которой также базальты ассоциируют с комендитами и пантеллеритами и в небольшом количестве встречаются нефелинсодержащие эффузивы. В северной части долины мощность щелочных базальтовых серий 500—600 м. К югу от гор Босети в рифтовой долине распространены игнимбриты, в то время как возвышающиеся над долиной лавовые плато сложены щелочными базальтами. В этой части рифтовой зоны выделяют следующие ассоциации вулканитов: базальты и игнимбриты трапповых плато, рифтовую пирокластическую формацию, современные базальты и базальтовые гиакокластиты, трахитовые потоки и купола [22].

Южнее располагается крупное плато миоценового возраста, сложенное фонолитами. Бейкер и Кинг для этого региона приводят такую последовательность образования вулканитов: миоценовые базальты и нефелиниты центральных вулканов; миоценовое главное фонолитовое плато; трахиты, фонолиты, нефелиниты; трахиты и трахитовые пирокласты крупных вулканов. Общий объем вулканитов Восточной группы рифтовых впадин оценивается в 600 тыс. — 1 млн. км³ [22]. На юге вулканической области возвышаются большие вулканы Кения (5200 м) и Килиманджаро (5895 м), расположенные восточнее главной рифтовой зоны. Они в основном сложены фонолитами, содержащими 50—59 % кремнезема. Для Кенийского региона Вильямс приводит цифру 144 000 км³ общего объема вулканитов, изверженных с миоцена. Западнее главной рифтовой зоны располагается вулканическая область, включающая ряд крупных вулканических полей, в том числе Торо-Анкольское, Бирунчи, Южно-Кивинское, озера Ньяса. В Торо-Анкольском поле распространены лейцитовые и мелилитовые базальты. Породы часто ультраосновные, ультращелочные, редко содержащие больше 45 % кремнезема, а иногда только 35—40 %. В Бирунге расположены знаменитые вулканы Ньямлагира и Нирагонго. Сложены они лейцитовыми и нефелиновыми базальтами. Резко отличный состав лав у расположенного поблизости вулкана Нахимби — натриевые лимбургиты.

Южно-Кивинское поле расположено между озерами Киви и Танганьика. Вулканы представлены щелочными оливинными базальтами, толентовыми базальтами и натрово-калиевыми трахитами. Встречаются своеобразные необычайно кислые риолиты с магнетитом и графитом [22]. Вулканическое поле у северного берега озера Ньяса сложено умереннощелочными базальтами, фоколитами, трахитами и нефелинитами. Вулканогенная толща накапливалась с позднего миоцена. Из других кайнозойских вулканических областей на материке Африки следует назвать Камерунскую на западном берегу континента, примыкающую к Гвинейскому заливу. На севере проявления

кайнозойского вулканизма известны в целом ряде местностей и, в частности, по берегам Нила, в Титести, в Атласе. Неоген-четвертичные вулканические поля в регионе Красного моря имеют объем свыше 60 000 км³ [22]. С севера к Красному морю примыкает обширная вулканическая область Аравийского полуострова. Ее протяжение превышает 1500 км. Базальтовые излияния, происходившие, начиная с миоцена и кончая антропогеном, образовали обширные базальтовые плато и вулканические конусы.

В Австралии кайнозойский вулканизм широко проявился в Восточно-Австралийской области и в Тасмании. Кайнозойские оливиновые базальты распространены в Северном Квисленде, на территории Новой Англии, на о. Тасмания, на о. Лорд-Хау, в Новом Южном Уэльсе, в штате Виктория и в ряде других регионов. Нередки щелочные разновидности вулканитов. Наиболее обширные проявления вулканизма относят к олигоцену — миоцену. Повторный максимум наблюдался в последние 5 млн. лет. Вулканическая деятельность в это время локализовалась в основном в Северном Квисленде и в Виктории. В штате Виктория на южной оконечности Австралии расположен Отвейский бассейн, в котором наряду с эоцен-миоценовыми значительные площади покрыты плиоценовыми до современных лавами и пирокластическими породами Ньюверской вулканогенной серии [22]. В Отвейском бассейне выявлено большое разнообразие вулканических аппаратов и структур типа шлаковых конусов, эруптивных трещин, щитовых вулканов, мааров и т. п. Вулканы представлены в основном щелочными базальтоидами. По И. В. Лучицкому, общий объем продуктов кайнозойской вулканической деятельности в Австралии оценивается в 50 000 км³, из которых 20 000 км³ приходится на антропоген [22].

В Антарктиде вулканическая деятельность развивалась в течение всего кайнозоя. Возраст вулканитов колеблется от палеогенового до современного. Палеоген-неогеновые вулканические породы в Антарктике выделяют под названием макмердских вулканитов. Они известны на островах моря Росса, на островах Баллени и Скотта, на побережье Земли Виктории и на других довольно обширных территориях Антарктики. Помимо щелочных базальтов вулканиты представлены трахитами, фонолитами, кенитами и их туфами. Обнаружены также игнимбриты. Большие базальтовые поля расположены на полуостровах Эдер, Хеллет и Даниэль, а также на о. Поссешен. В северной части Земли Виктории выделяются вулканические поля группы Мак-Мердо, сложенные щелочными базальтами. На побережье Земли Мэри Бэрд находится область распространения эоцен-антропогеновых вулканитов, представленных базальтами и их туфами. Вулканическое плато прослеживается здесь на протяжении свыше 1500 км и занимает площадь более 200 000 км². Мощность вулканогенного разреза оценивается

от 400 до 2000 м. Над плато возвышаются многочисленные стратовулканы, достигающие в поперечнике 30—35 км и высоты свыше 4000 м. Общий объем вулканитов области Земли Мэри Бэрд оценивается в $400\,000\text{ км}^3$ [22].

В Новой Зеландии кайнозойский вулканизм развивался с палеогена до антропогена. В обстановке островных гряд происходили излияния основных, средних и кислых лав и извержения пирокластического материала. Наиболее напряженными вулканические процессы были в позднем плиоцене и раннем плейстоцене, когда в провинции Окленд и на соседних территориях были извергнуты большие массы андезитов. Образовались цепи крупных вулканов юго-восточного простирания. В вулканической зоне Таупо накапливались мощные толщи андезитов, дацитов и риолитов. Считается, что наиболее древними в этом регионе являются андезиты Тонгариро. Позднее образовалось обширное игнимбритовое плато, а также дацитовые и риолитовые купола. По ориентировочной оценке И. В. Лучицкого, на островах Новой Зеландии в течение кайнозоя было извергнуто порядка $45\,000\text{ км}^3$ вулканических продуктов [22].

В Индии в раннем кайнозое (до эоцена или низов олигоцена) заканчивалось формирование главных трапповых полей.

Вулканизм в областях, занятых современными океанами

Хотя океаническое дно изучено несравненно хуже, чем территории континентов, благодаря успехам исследований последних двух десятилетий общая картина вулканического строения дна океана представляется довольно стройной. Этому способствовали три главных и взаимосвязанных открытия новейшего времени:

1. Открытие глобальной системы срединно-океанических хребтов общим протяжением около $70\,000\text{ км}$.

2. Открытие явления спрединга, т. е. раздвигания океанического дна в стороны от осевых частей срединноокеанических хребтов и заполнения высвобождающегося пространства свежей базальтовой лавой.

3. Установление явления субдукции, т. е. поддвигания океанических плит под континентальные с образованием глубоководных желобов и зон Бенъофа.

Сопоставленные друг с другом и взаимоувязанные эти три открытия послужили прочным фундаментом теории плит, или новой глобальной тектоники, которая находит подтверждение все в большем числе фактов. Скорость раздвигания океанического дна в областях срединно-океанических хребтов равна сумме скоростей движений противоположных склонов срединно-океанической рифтовой долины. Она изменяется от 1—2 до

16 см в год. Наименьшая скорость наблюдается в районе Срединно-Атлантического хребта и хребта Карлсберг в северо-западной части Индийского океана; наибольшая — характерна для Восточно-Тихоокеанского поднятия. Подсчитано, что при скорости раздвижения плит 16 см в год все дно Тихого океана (шириной около 15 тыс. км) могло быть покрыто базальтовой лавой за 100 млн. лет.

Соответственно при меньших скоростях раздвигания этот процесс мог занять 200—300 млн. лет. Молодые лавы в областях срединноокеанических хребтов почти не покрыты осадками. Толщина осадков к периферии океанов увеличивается, увеличивается и возраст осадочных слоев, непосредственно перекрывающих толщу океанических базальтов. Очевидно, по ним можно судить о возрасте базальтов. Другим критерием возраста базальтов может служить их остаточная намагниченность, так как магнитное поле в истории Земли периодически меняло свой знак на противоположный. Оба этих признака хороши при сопоставлении их с данными абсолютного возраста.

В Атлантическом океане в течение ряда лет, начиная с 1968 г., проводилось глубоководное бурение с судна «Гломар Челленджер». Оно показало, что по мере удаления от оси Срединно-Атлантического хребта к западу и востоку осадки, непосредственно залегающие над океаническими базальтами, становятся все более древними. В 1970 г. в керне скважины, пробуренной восточнее мыса Хаттерас в основании континентального склона был поднят базальт, характерный для современных эффузий Срединно-Атлантического хребта, но имеющий возраст не менее 150 млн. лет. Предполагается, что извержение этого базальта произошло вскоре после того как Северная Америка откололась от Африки [29, с. 111].

Г. Ф. Макаренко, проанализировав данные глубоководного бурения с судна «Гломар Челленджер» и распространение разновозрастных базальтов на дне океанов, пришла к следующему выводу. Пермо-триасовые базальтовые поля с надстройкой триасово-раннеюрских распространены к северу от Западной Сибири и к юго-востоку от Северной Америки. Рэт-лейасовые с надстройкой позднеюрско-раннемеловых вскрыты к юго-западу и юго-востоку от Африки. Юрско-раннемеловые с надстройкой меловых — палеогеновых известны на флангах южной и центральной Атлантики, по периферии Восточной Антарктиды, к югу и западу от Австралии. Позднемеловые — палеогеновые базальтовые поля с надстройкой палеоген-раннемиоценовых занимают фланги Северной Атлантики, Арктического океана, запад Индийского океана, запад центральных частей Тихого океана и его северные области, центральные части Южной Атлантики. Олигоцен-миоценовые с надстройкой плиоцен-четвертичных простираются в центре Северной Атлантики, на флангах хребта Гаккеля Арктического океана,

в юго-восточной части Индийского океана, на южной и восточной периферии Тихого океана [23].

Согласно новой глобальной тектонике современное положение всех этих полей является результатом более или менее длительного перемещения плит в стороны от осей срединноокеанических хребтов. Простая картина осложняется наличием поперечных к этим осям так называемых трансформных разломов, по которым соседние части плит бывают сдвинуты относительно друг друга. Она осложняется также и тем, что раздвижение плит от срединно-океанических хребтов может происходить с разной скоростью в разные стороны. Так, исследования, проведенные французским научно-исследовательским судном «Шарко» летом 1972 г. в Центрально-Атлантической рифтовой долине в районе подводного вулкана Венера, показали, что полосы магнитных аномалий к востоку от оси срединноокеанического хребта шире, чем к западу. Это свидетельствует о том, что спрединг в восточном направлении происходит быстрее. Так как раздвижение плит осуществляется по сферической поверхности, может быть найдена такая точка на земном шаре, относительно которой происходит вращение плит. Эта точка получила название полюса Спрединга, а прямая линия, проходящая через него и центр земного шара, — ось спрединга. Но есть данные, говорящие о том, что с течением времени положение полюсов и осей спрединга изменяется, и это также, в свою очередь, способствует усложнению картины распределения разновозрастных базальтов на дне океанов. О том, что полюса спрединга изменяют свое положение с течением времени, свидетельствует, в частности, такой факт. Геометрически и геохронологически границы Южной Америки и Африки совпадают. Но обратное вращение вокруг современного полюса раздвижения не может привести к совпадению границ этих континентов. Расчеты показывают, что раньше центр вращения располагался южнее [29, с. 77]. По современным представлениям, за сравнительно короткую геологическую историю (начиная с перми — триаса?) вулканическая деятельность создала на пространствах, занятых современными океанами, второй (лежащий под осадками) слой океанической коры, средняя толщина которого оценивается в 5 км и который, по геологическим и геофизическим данным, состоит из базальта. Учитывая, что за вычетом шельфа площадь океанического дна составляет около 329 млн. км², мы получаем объем океанических базальтов, близкий к цифре 1645 млн. км³. Если он был сформирован за промежуток времени около 300 млн. лет, то средняя годовая интенсивность океанического вулканизма должна была превышать 5 км³ в год. Но так как мы должны иметь в виду также явления субдукции, то неизбежно напрашивается вывод, что интенсивность океанического вулканизма должна была быть еще выше.

Метод актуализма

в палеовулканологических реконструкциях

«...Твердо помнить должно, что видимые телесные на земле вещи и весь мир не в таком состоянии были с начала осоздания, как ныне находим, но великие происходили в нем перемены, что показывает история и древняя география с нынешнею снесенная и случающиеся в наши века перемены земной поверхности...» (М. В. Ломоносов).

«Случающиеся в наши века перемены земной поверхности...» позволяют нам судить о процессах геологического прошлого. Суть метода актуализма в геологии заключается в применении современных динамических моделей к истолкованию статистических геологических моделей. Он является основным в восстановлении геологической истории или воссоздании эволюции любых геологических процессов, потому что даже для того, чтобы понять, чем и как эти процессы в прошлом отличались от аналогичных современных процессов, нам надо хорошо знать процессы настоящего времени. В истории актуалистического метода в геологии можно выделить три периода: 1) период стихийного актуализма; 2) период примитивного актуализма; 3) период разработанных динамических моделей.

Провести четкие границы между названными периодами невозможно. Мы сейчас находимся, по-видимому, на рубеже второго и третьего периодов.

Стихийный актуализм привел в свое время к очень важным геологическим выводам. Назовем только два: первый — ископаемые раковины (по аналогии с современными) свидетельствуют о том, что когда-то на месте их находок было море. Он был сделан древнегреческим ученым Страбоном, а позднее, уже в XVI в., повторен итальянцами Леонардо да Винчи и Фракасторо. Второй — геологические слои сначала всегда залегают горизонтально. Датчанин Стено в XVII в. пришел к этому заключению, наблюдая, как геологические слои образуются у него на глазах или почти на глазах.

Стено, конечно, понимал, что окатанные обломки древних горных пород образовались так же, как образуются гальки и валуны на берегу моря или в руслах современных рек.

Эти два вывода, основанные на стихийном актуализме, были основополагающими в геологической науке. Позднее долгое время метод актуализма в геологии использовался, хотя и вполне сознательно, но крайне однобоко и примитивно. Это объясняется тем, что наблюдения за современными геологическими явлениями производились в странах, расположенных в платформенных условиях, и выводы, сделанные на ограниченных территориях, экстраполировались на всю Землю.

Пожалуй, наиболее ярким примером однобокости и примитивизма в использовании актуалистического метода в геологии

являются суждения о водном происхождении базальта и представления о том, что вулканические извержения вызываются подземным горением угля. Эти представления во второй половине XVII в., благодаря трудам минералога Вернера, широко распространились сначала в Германии, а потом во всей Европе, в том числе и в России.

Работы шотландца Геттона, француза Демаре, русского академика Севергина и бывших последователей Вернера Леопольда Буха и Александра Гумбольдта положили конец этому недоразумению с использованием метода актуализма для отрицания палеовулканизма. Полтора столетия тому назад Фриш по этому поводу написал следующее: «Словно пелена упала с глаз одного из вернейших и послушнейших вернеровских учеников, когда он наблюдал, как гранит и другие древнейшие, по Вернеру, породы были прорваны вулканом и как излившиеся из него массы оказались базальтом».

Основоположник школы плутонистов Джеймс Геттон указывал на сходство современных и древних геологических процессов и был, следовательно, поборником актуалистического метода. Его и его школу часто обвиняют в том, что они переоценивали значение вулканических процессов в истории Земли. На самом деле Геттон отстаивал магматическое происхождение эффузивных и интрузивных пород — не более. Он был, как мы увидим в дальнейшем, весьма далек от понимания истинного значения вулканизма в формировании внешних оболочек Земли. Правда, у Геттона, так же как четверть века ранее у Ломоносова, подземный жар, подземный огонь или, пользуясь современной терминологией, магматизм, был главным тектоническим фактором.

Скомпрометировав себя вернеровским нептунизмом и увидев это, немецкие натуралисты обратились к современным вулканическим явлениям, которые невозможно было наблюдать на территории Германии. В XIX веке Адольф Эрман и Карл Дитмар, например, исследовали вулканы Камчатки. Но несмотря на отдельные далекие экспедиции в районы активных современных явлений, геология, развиваемая видными европейскими школами и крупными европейскими геологами, вольно или невольно испытывала сильное влияние платформистского актуализма. Развитие актуалистического метода протекало односторонне, и это не могло, конечно, не сказываться отрицательно на развитии геологии. Но метод тем не менее совершенствовался.

Крупным шагом в развитии метода была разработка Гресли в 1838 г. фациального анализа и его опыт составления палеогеографических карт.

Параллельно с развитием метода актуализма и значительно опережая его совершенствовалось создание статистических геологических моделей. Наиболее ярко и полно их создание проявилось в построении различного рода геологических, в том числе тектонических карт и привело к учению о платформах и геосинклиналях, о росте континентальных платформ в связи

с эволюцией геосинклинальных поясов, начало которому было положено шотландцем Холлом в 1859 г., американцем Дэна в 1873 г., французом Огом в 1900 г. Это учение также успешно развивалось советской школой Архангельского — Шатского. Стало очевидно, что геологические процессы в геосинклиналях имеют другой масштаб и другой характер, чем на платформам. Но это был логический вывод из статических геологических моделей. История древних геосинклинальных областей не находила и не находит до сих пор доказательной расшифровки из-за отсутствия или недостаточной разработанности современных динамических моделей, т. е. моделей геологических процессов, протекающих ныне. Метод актуализма и сейчас отстает от потребностей современной геологии. А между тем геологическая наука переживает революционный период, время переосмысливания многих ее традиционных положений, и это переосмысливание должно основываться и основывается на актуалистическом подходе. Упомянутые выше принципиальные для всей науки о Земле открытия грандиозных глобальных явлений, происходящих ныне на дне Мирового океана, имеют следствием прежде всего новую трактовку современных процессов на границах континентов и океанов, но они неизбежно ведут также к новому толкованию геологической истории. Э. Буллард считает, что процессы, которые мы наблюдаем в наши дни, происходили всегда и что в течение всего геологического времени подвижные плиты переносили континенты. Скорее всего, континенты раскалывались много раз и образовывали новые океаны, а иногда сталкивались и соединялись вместе.

С точки зрения новой глобальной тектоники островные дуги и родственные им структуры на границе Тихого океана и континентов представляют собой зоны субдукции, области поддвигания океанических плит под континентальные плиты. Океаническая плита ныряет под цепь островов или прямо под континент под углом, близким в среднем к 45° . Образуется глубоководный желоб и зона Беньюфа. Процесс сопровождается землетрясениями с глубинами очагов до 700 км и извержениями преимущественно андезитовой магмы, которая рассматривается как результат переплавления второго (базальтового) слоя океанической коры. В области островной дуги в акваториях, примыкающих к островам, интенсивно накапливаются вулканогенные осадки. Погружение плиты приводит к их «сгребанию», смятию, метаморфизму. Современные системы островных дуг большинством исследователей рассматриваются как аналоги древних геосинклинальных систем. Действительно, для последних характерны островодужные ассоциации вулканогенно-осадочных толщ. Для эвгеосинклинальных зон древних геосинклинальных областей обычна офиолитовая ассоциация пород. В современных условиях аналоги ее формируются в срединноокеанических хребтах. Они обнаружены также на скло-

нах глубоководных желобов. Возможно представить себе транспортировку офиолитовых ассоциаций на движущихся океанических плитах от срединных хребтов до зон субдукции. С точки зрения новой глобальной тектоники различные типы геосинклинальных обстановок, складчатости и орогенеза, а следовательно, и связанных с ними вулканических процессов, можно объяснить различными вариантами раздвижения и сближения плит друг с другом. «Так, развитие Аппалачско-Каледонского орогена представляется на протяжении раннего и среднего палеозоя в виде смены процессов раскрытия и закрытия Палео-Атлантического океана, Альпийско-Гималайский ороген возник на месте океана Тетис в процессе схождения Евразийской и Африканской плит. Складчатые сооружения Центрально-Азиатского пояса образовались за счет ликвидации позднедокембрийско-палеозойского Палео-Азиатского океана. Уральский пояс также возник на месте прежнего океанического бассейна» [17, с. 35].

Что касается Урала, то Э. Буллард отмечает, что располагаясь в середине континента, Уральские горы представляют собой исключение среди горных систем и что, по-видимому, Урал когда-то находился на краю океана, который отделял Сибирь от современной европейской части СССР [29, с. 39]. «Образование складчатых сооружений (или орогенов) объясняется сжатием литосферных плит. Орогены приурочены либо к тем участкам, в которых литосферные плиты погружаются и поддвигаются под смежные плиты, либо к тем зонам, в которых происходит столкновение двух литосферных плит. В соответствии с этим выделяются разные типы орогенов. Из них наиболее распространенными являются: островной дуги, андийский и гималайский. Тип островной дуги возникает в тех местах, где сближаются две океанические плиты с погружением одной под другую. Андийский тип орогена приурочен к тем местам, где океаническая плита поддвигается под континентальную. Гималайский тип (или тип столкновения) возникает тогда, когда океаническое пространство, разделявшее два континента, полностью исчезает в ходе субдукции, и две континентальные массы приходят в непосредственное соприкосновение друг с другом... Стадийность геосинклинального процесса не что иное как довольно случайная смена одних обстановок другими в зависимости от геометрии движения плит» [17, с. 35—36].

Во время извержения вулкана Толбачик в 1975—1976 гг. автору доводилось наблюдать образование лавовых корок на поверхности относительно небольших (десятки метров в поперечнике) лавоёмов. Куски этих корок растаскивались лавовыми движениями в стороны, прибивались к берегам, сложенной остывшей лавой, и тогда сминались в мелкие крутые складки, деформировались, сталкиваясь друг с другом, а иногда затягивались в глыбу лавоёма с образованием на его поверхности

ярко выраженного желоба. Конечно, это не модель плитной тектоники, но отдаленное сходство этих весьма разномасштабных процессов, возможно, существует.

Э. Буллард пишет: «Традиционная точка зрения, развиваемая Холмсом и Веннинг-Мейнесом, состоит в том, что при воздействии малых сил в течение длительного периода времени верхняя мантия ведет себя как жидкость, и что различия в температуре под океанами и континентами достаточны для образования в мантии ячеек конвекции — с поднимающимися потоками под срединноокеаническими хребтами и опускающимися потоками под континентами. Эти гипотетические потоки могут переносить плиты, как по ленте конвейера, и обеспечить силы, необходимые, чтобы произвести раскол вдоль хребта» [29, с. 80]. Теория плит связывает воедино колоссальные вулканические процессы, происходящие на дне океанов (преимущественно вдоль срединноокеанических хребтов), с вулканическими процессами по периферии континентов, ведущими к их росту, и с вулканизмом, сопутствующим их расколу и раздвиганию. Несмотря на всю сложность проблемы взаимоотношения тектоники и магматизма, современные представления о дифференциации вещества в глубинах Земли позволяют в общем придерживаться формулы: дифференциация вещества в недрах Земли → магматизм → тектоника.

Ныне для развития метода актуализма необходимо создание моделей современных геологических процессов как систем взаимосвязанных явлений в глобальном масштабе. Звеньями этих систем должны быть вулканизм, сейсмичность, современные тектонические движения, современные процессы осадконакопления, современные гидротермальные и рудообразующие процессы. Главная задача состоит в исследовании именно связей между отдельными звеньями систем. Ключ к отысканию этих связей дает тектоника плит. Только используя метод актуализма, можно подойти к оценке интенсивности вулканических процессов в геологическом прошлом. Хотя выше мы приводили многочисленные оценки количества изверженных продуктов в тех или иных регионах для тех или иных отрезков времени, мы должны еще раз сказать, что все они весьма далеки от истинных и годятся разве что для приблизительного сравнения масштабов вулканизма, но уж никак не могут характеризовать абсолютные значения его интенсивности. Ни одна из этих оценок не учитывает того бесспорного факта, что в сравнительно короткое время огромные массы вулканических продуктов полностью перерождаются и превращаются в горные породы, по внешним характеристикам ничего общего с вулканическими продуктами не имеющими.

Сохранность вулканических пород в геологических разрезах зависит от их собственных свойств и от условий их отложения и захоронения. При прочих равных условиях, чем древнее будут изучаемые формации, тем больше вероятность, что вулканиче-

ские продукты, в особенности пирокластические, будут неузнаваемо изменены и превращены в осадочные и метаморфические породы. Перед нами встает проблема изучить эту цепь изменений и превращений для того, чтобы правильнее судить о характере и масштабах вулканической деятельности в то или иное время, в том или ином районе. Одна из самых актуальных задач в развитии метода актуализма для палеовулканологии заключается, следовательно, в изучении размыва, сноса и перераспределения вулканических продуктов, в выяснении скорости и масштабов этих процессов. Задача эта трудная, она стоит на грани вулканологии и литологии. Не решив ее, мы не сможем сделать правильных выводов. О том, насколько велики могут быть ошибки палеовулканологов, пытающихся оценить массы изверженных пород по геологическим разрезам, говорит такой факт. Изучение разрезов вулканических построек на Курильских островах дает отношение пирокластического и лавового материала приблизительно 1:1, изучение же извержений — 49:1. Это свидетельствует о том, что в данном конкретном случае из общего количества извергаемого материала лишь 4 % идет на формирование самих вулканов, а 96 % уходит на образование морских осадков. Без учета такого рода фактов, без учета размыва, сноса, перераспределения и изменения вулканических продуктов при определении интенсивности вулканизма в тех или иных регионах в геологическом прошлом можно ошибиться на 2—3 порядка. Большое значение для развития актуалистического метода имеет дальнейшее изучение баланса вулканических продуктов, определение их соотношений для извержений различных типов. Можно надеяться, что это позволит при палеовулканологических реконструкциях по ограниченным остаткам вулканических продуктов восстанавливать вероятный тип извержений и, вводя необходимые коэффициенты, вероятный объем изверженных масс.

Поставлена задача определения роли микроорганизмов в поствулканическом процессе, и прежде всего в балансе и в перераспределении рудных компонентов. Очевидно, что результаты этих определений могут иметь важное значение при палеовулканологических реконструкциях в связи с задачей поиска рудных месторождений.

Есть много конкретных фактов, наблюдаемых в областях современного вулканизма, которые необходимо учитывать при палеовулканологических реконструкциях. Отметим только три. Н. Стено в свое время установил правило первично горизонтального залегания слоев. На рис. 33 мы видим пепловую складку облекания. Если мы припишем ей тектоническое происхождение, то сделаем большую ошибку. На рис. 34 показаны округленные, сглаженные обломки пемзовидного андезита вулкана Шивелуч, образовавшиеся 12 ноября 1964 г. и имевшие температуру более 600°. После отложения переносу они не подвергались. Эти два примера лишней раз показывают, что нет

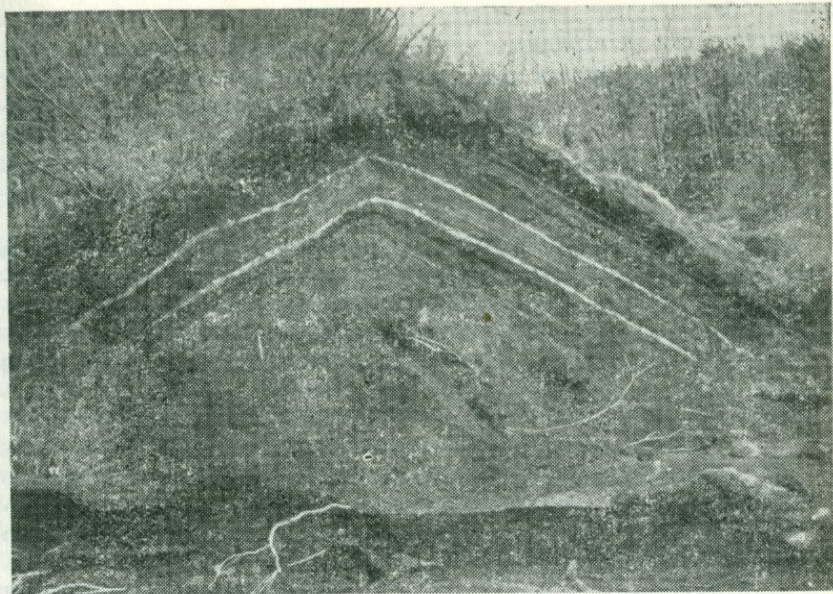


Рис. 33. Пепловая складка облекания

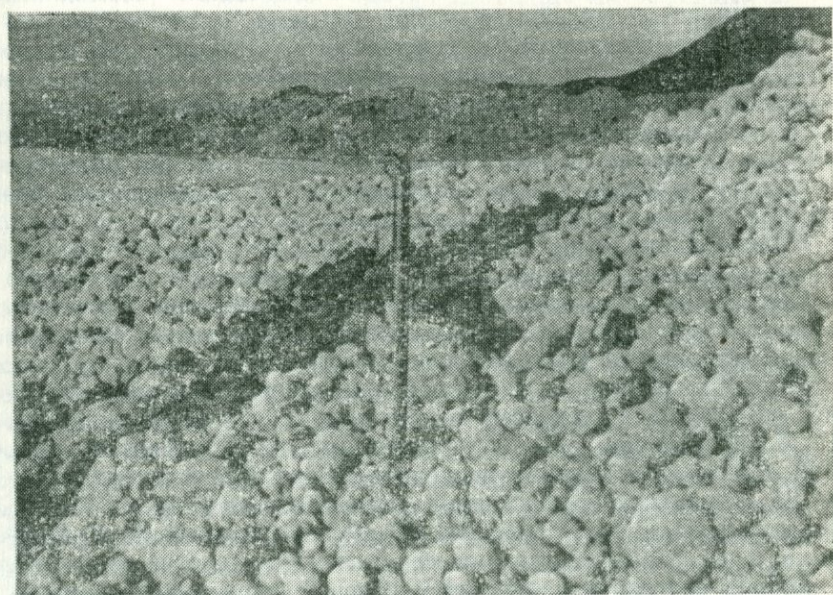


Рис. 34. Обломки пемзовидного андезита вулкана Шивелуч, образовавшиеся 12 ноября 1964 г.

правил без исключений, и при палеовулканологических реконструкциях нам необходимо учитывать и эти исключения.

3) Существует мнение, что излияние лавы в море приводит к образованию подушечных лав. Но, например, во время втеkania потока Алаида в море никакого образования подушек не наблюдалось. Наоборот, образование подушечной отдельности происходило у одного из потоков вулкана Карымский без участия воды.

Если мы сравним эволюцию вулканизма в истории Земли с книгой, в которой несколько тысяч страниц, то не то что современный, а даже весь четвертичный вулканизм будет представлен в ней всего лишь одной, последней страничкой. Но ценность этой странички заключается в том, что она дает ключ к расшифровке того, что записано на предшествующих ей нескольких тысячах страниц.

Если исключить задачи выделения опасных при извержениях зон, прогноза извержений и использования подземного тепла, то все остальные проблемы и задачи современной вулканографии — это суть проблемы и задачи развития актуалистического метода для палеовулканологии. Отметим некоторые из них.

Большой интерес представляет изучение зависимости состава продуктов вулканов от глубины сейсмофокальной зоны (например для Курильской островной дуги), свидетельствующее о том, что образование магмы связано с процессами на глубинах 150—200 км. Ставится задача выяснения возможных корреляционных связей между параметрами современных гидротерм и газогидротерм с сейсмической активностью. Цель (помимо возможного прогноза землетрясений) — определение максимальных глубин формирования современных гидротерм, в том числе рудоносных. Для понимания современных геологических процессов и расшифровки древних, т. е. для развития метода актуализма, особое значение имеет исследование баланса вещества в условиях поверхности Земли.

Палеовулканологию можно определить как науку об эволюции вулканизма в истории Земли. Она представляет собой одно из важнейших направлений в современной геологии. Важность ее определяется первостепенным значением явлений вулканизма в формировании внешних оболочек Земли.

Метод актуализма для палеовулканологических реконструкций широко и с успехом использовался Г. С. Дзюценидзе, Н. М. Страховым, И. В. Лучицким, А. Е. Святловским, Г. М. Фремдом и другими исследователями. Стажировки геологов на активных вулканах, проводившиеся в свое время Институтом вулканографии ДВНЦ АН СССР Е. Ф. Малеев, Е. К. Мархинин и др.), способствовали его использованию и развитию.

Задача состоит в дальнейшем совершенствовании современных динамических моделей, в умелом применении их к расшифровке статических геологических моделей и на этой основе в построении ретроспективной модели эволюции вулканизма в исто-

рии Земли. Задача эта не только теоретическая, но и практическая, ибо, говоря словами М. В. Ломоносова: «...к производству оных (руд) сильные земли трясения и отрыгания из огнедышащих гор... требуются».

Проблема эволюции вулканизма в истории Земли

Проблема эволюции геологических процессов в истории планеты — стержневая для науки о Земле. Но если направленное изменение поверхностных геологических процессов представляется достаточно ясным, то направленное изменение эндогенных глобальных явлений далеко не так очевидно, а точнее, не так заметно. Логически такие эндогенные процессы, как дифференциация вещества в недрах Земли, вулканизм, тектонические явления, должны с течением времени более или менее направленно изменяться. Однако из изложенного в предыдущих разделах книги материала явствует следующее: 1. На протяжении всей геологической истории Земли существовали те же типы вулканизма, которые существуют в настоящее время. 2. От архея и доныне прослеживаются одни и те же ассоциации вулканических горных пород. Мы еще плохо знаем внутреннее строение Земли и параметры вещества в глубоких ее частях, мы не знаем, разогревается планета или остывает, расширяется она или сужается, мы не знаем причин движения литосферных плит и причин инверсии магнитных полюсов Земли. Но мы знаем, что в недрах Земли идет дифференциация вещества, что внешние ее оболочки постепенно формируются за счет материала внутренних, что вулканизм является звеном, связывающим дифференциацию и дегазацию вещества в недрах с геологическими процессами на поверхности планеты. Вот почему для познания эволюции геологических процессов вообще чрезвычайно важно изучить историю (и, по возможности, эволюцию) вулканизма от ранних стадий существования планеты доныне.

Насколько правомерны актуалистические экстраполяции? Сохранялась ли более или менее постоянной средняя интенсивность вулканической деятельности на протяжении всей геологической истории Земли? Если нет, то каковы были колебания этой интенсивности, уменьшалась или увеличивалась она во времени? Каковы были причины ее изменения? Какова была средняя величина этой интенсивности? Изменялся ли и как характер вулканических явлений на земном шаре с течением времени? С чем были связаны эти изменения? Вот несколько главных вопросов, на которые должна ответить палеовулканология, имея в виду, что основная ее задача — фациальный анализ вулканогенных толщ и изучение эволюции вулканизма в истории Земли.

Роль вулканизма в формировании земной коры

Химическая эволюция Земли поддерживается и регулируется грандиозным и непрерывным процессом радиального выплавления и дегазации вещества мантии.

А. П. Виноградов

Для того чтобы прийти к определенному заключению о роли вулканизма в формировании земной коры, нам необходимо оценить вероятный эффект вулканизма нашей планеты в масштабе геологического времени. Основной задачей этой главы будет количественная оценка массы силикатных вулканических продуктов, вынесенных вулканами из мантии Земли в течение всей геологической истории. Мы должны будем убедиться в том, что вулканизм в течение геологической истории Земли играл роль поставщика силикатного материала, из которого (а точнее, из продуктов эволюции которого) постепенно формировалась и продолжает формироваться земная кора. Теория вулканического образования земной коры была подробно разработана автором в 60-х годах. До начала 60-х годов роль вулканов в выносе вещества из мантии и формировании земной коры большинством геологов сильно недооценивалась. В качестве примера такого рода недооценки приведем цитату из работы крупнейшего нашего геохимика академика А. П. Виноградова: «Первое место по масштабу выноса вещества путем выплавления и дегазации занимала интрузивная деятельность, особенно сильно проявившаяся в докембрии, когда было образовано 90 % всех гранитов Земли. Самые сильные вулканические извержения выносят в общем лишь 10^{15} см³ лавы. Ферхуген считает, что за весь период докембрия было извержено около $3 \cdot 10^{22}$ см³, т. е. сотые или тысячные доли процента от объема земной коры...» [5, с. 40]. Ниже мы покажем, что отраженное в цитате представление Ферхугена не имеет фактического основания. Хотя и в 70-х годах некоторыми геологами высказывалось мнение, что вулканические извержения — это «редкие и случайные события» [38, с. 116], но теперь такое мнение можно рассматривать лишь как некое недоразумение. В противовес упомянутым работам можно привести другие, в которых вулканизму отводилась должная роль. Так, Н. М. Страхов, анализируя процессы современного литогенеза, допускал возможность ежегодного поступления в круговорот геологических явлений на поверхности Земли до $6 \cdot 10^9$ т ювенильного вулканического материала. Огромное влияние вулканизма на образование осадков было по-

казано в работах Г. С. Дзоценидзе [16]. Исключительная роль вулканизма в литогенезе, а также в образовании гидросферы и атмосферы подчеркивалась в СССР А. В. Сидоренко, А. А. Куденко и В. К. Стеценко, В. К. Ротманом и другими исследователями. В Канаде идеи об определяющей роли вулканизма в формировании вещества земной коры были высказаны Д. Т. Вилсоном.

Для решения задачи о роли вулканизма в формировании земной коры необходимо, очевидно, ответить на следующие вопросы.

1. Какова роль вулканизма в формировании океанической коры?

2. Какова роль вулканизма в формировании континентальной земной коры?

3. Каково соотношение вулканического и метеоритного материала в породах земной коры?

Роль вулканизма в формировании океанической коры

Рост океанической коры в областях, прилегающих к срединно-океаническим хребтам. Приведенные ранее данные с несомненностью свидетельствуют о том, что в формировании океанической коры вулканизм играл определяющую роль. Из этих фактов следует, что кора современных океанов молода и была образована в течение мезозой-кайнозойского времени. В основе процесса формирования океанической коры лежат два взаимосвязанных механизма: поступление расплавов толеитовых базальтов из астеносферы на поверхность Земли в рифтовых зонах срединноокеанических хребтов и обуславливающий это поступление (или обуславливаемый им) спрединг — раздвижение литосферных плит. Причина обоих процессов — конвективные течения в мантии.

Имеющиеся геологические и геофизические данные привели к построению трехслойной модели океанической коры. 1. Осадки (от 0 до 1 км). 2. Толеитовые базальты (до 3—4 км). Скорость продольных сейсмических волн в слое 4—6 км/с. 3. Слой со скоростями продольных сейсмических волн 6,4—7 км/с (до 6—10 км). Можно предполагать, что этот слой формируется дайковым комплексом и представлен габбровыми породами, образовавшимися путем раскристаллизации расплавов толеитовых базальтов. Нижней границей этого слоя служит граница Мохоровичича, на которой скорости продольных сейсмических волн скачком увеличиваются до значений 7,9—8,2 км/с.

Подстилает океаническую земную кору надастеносферный слой верхней мантии, который вместе с земной корой формирует литосферные плиты. Логично заключить, что дайковый комплекс нижнего слоя океанической земной коры, обогащен-

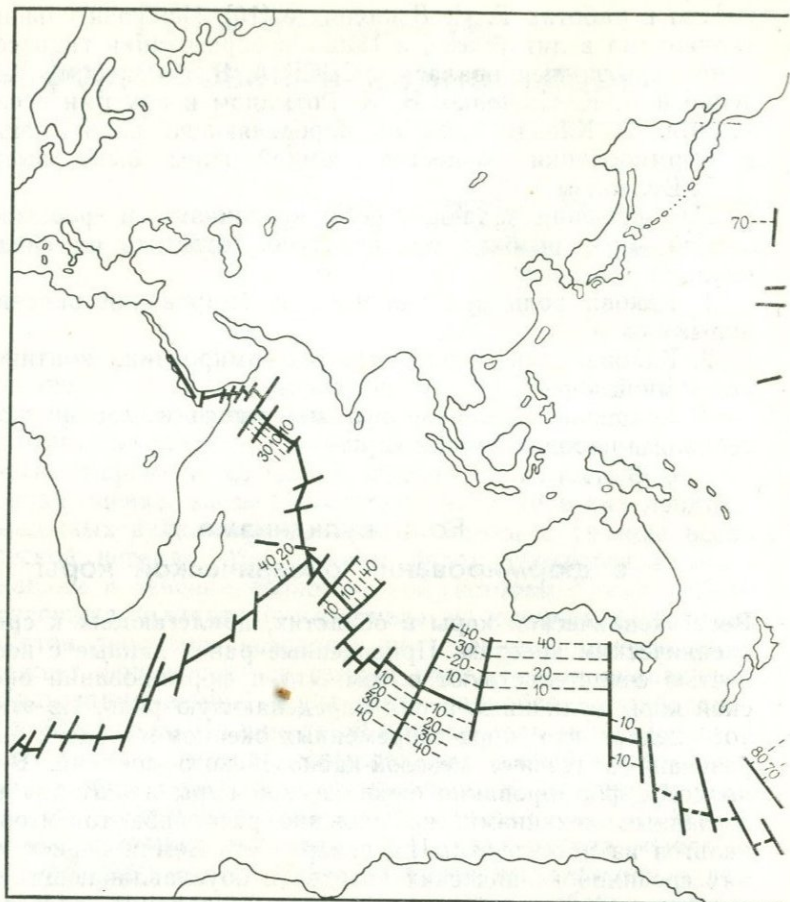
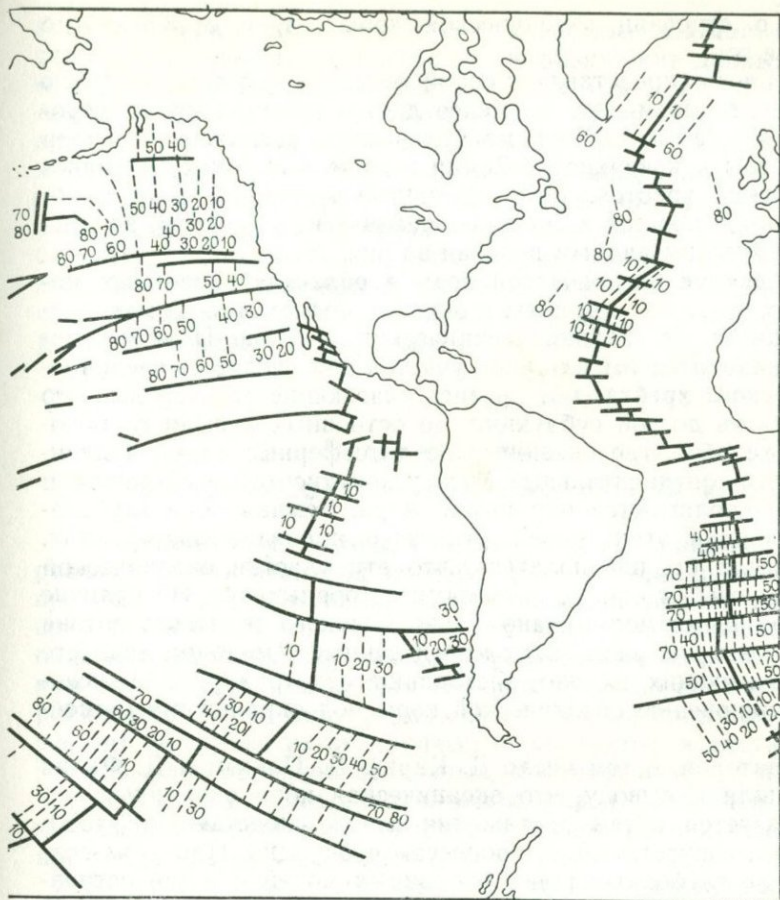


Рис. 35. Рост океанической земной коры в областях, прилегающих к срединно океаническим хребтам; жирные

линии — толщина коры. Как уже отмечалось, суммарная скорость раздвижения литосферных плит в обе стороны от осей срединно-океанических хребтов составляет от 2—6 до 14—16 см/год. Примем ее условно за 10 см. Общая длина срединноокеанических хребтов составляет приблизительно 70 000 км. При принятых условиях ежегодно вдоль оси срединноокеанических хребтов должна образовываться полоска новой океанической коры площадью $7 \cdot 10^4 \text{ км} \times 10^{-4} \text{ км} = 7 \text{ км}^2$. А это значит, что при средней скорости раздвижения литосферных плит вдоль всей длины срединноокеанических хребтов 10 см/год вся океаническая кора (ее площадь близка к $3,5 \cdot 10^8 \text{ км}^2$) могла бы образоваться за $50 \cdot 10^6$ лет. Но мы знаем, что скорость спрединга в области,



океаническим хребтам, по магнитометрическим данным [29]. Цифры — млн. линии — разломы

например, Срединно-Атлантического хребта ближе к минимальной оценке. При средней скорости спрединга 2 см/год площадь полосы вновь образованной коры в год 1,4 км², а время, необходимое для образования всей океанической коры, увеличится до $250 \cdot 10^6$ лет. Есть основание считать, что возраст наиболее древних участков океанической коры, как правило, не должен превышать этой цифры. Очевидно, при средней скорости спрединга в 10 см в год трещина между литосферными плитами потребует для своего заполнения 7 км² x 50 км (глубина до астеносферы) = 350 км³ расплава в год. При скорости в 2 см — 70 км³. На заполнение трещины в земной коре потребуются приблизительно 10 % этого объема. Из них собственно эффузивный материал составляет, вероятно, около половины (судя по

данным о строении океанической коры), т. е. от $3,5 \text{ км}^3$ до $17,5 \text{ км}^3$ в год.

Этот расчет представляет собой не более чем самую грубую прикидку, которая тем не менее дает представление о вероятных масштабах выноса магматических расплавов из недр астеносферы к поверхности Земли в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов. Рост океанической земной коры в областях, прилегающих к срединноокеаническим хребтам, по магнитометрическим данным показан на рис. 35.

Образование океанической коры в областях окраинных морей. Рост океанической коры в океанах происходит по механизму спрединга от срединноокеанических хребтов. Поэтому чем дальше находится тот или иной участок дна океана от срединно-океанического хребта, тем древнее слагающие его породы. Это верно вплоть до зон субдукции, до островных дуг, до глубоководных желобов, где океанические литосферные плиты поддвигаются под континентальные. Между континентом и островными дугами располагаются окраинные моря. Земная кора глубоководных впадин этих морей относится к океаническому типу. Можно было бы предполагать, что эти участки океанической коры отсечены от океана системами островных дуг. Но наличие под окраинными морями аномально высокого теплового потока и имеющиеся для ряда таких морей данные о молодом возрасте пород, слагающих их дно, заставляют искать другое объяснение возникновению океанической коры под окраинными бассейнами.

Ряд авторов, в том числе Д. Карич, Д. Паккэм и Д. Фалви [30], пришли к выводу, что океаническая кора окраинных морей образуется путем растяжения и как следствие, рифтообразования, сопутствующих процессам субдукции. При этом возникновение глубоких впадин окраинных морей и изгиб островных дуг сопряжены. Растяжение и рифтообразование приводят к поступлению по трещинам к поверхности Земли магматических расплавов и образованию океанической земной коры по механизму, подобному механизму ее образования в рифтовых зонах срединноокеанических хребтов. Детали этого механизма и причины, его вызывающие, гипотетичны, и разные авторы толкуют их неодинаково.

Так, например, Д. Карич полагает, что все недавно полученные геологические и геофизические данные по окраинным бассейнам западной части Тихого океана могут быть объяснены присутствием под ними аномально высокотемпературной и разуплотненной мантии, которую можно представить себе как поднимающийся термальный диапир, вызывающий высокий тепловой поток, растяжение и базальтовый вулканизм. Д. Карич считает, что источником этого диапира может служить верхняя поверхность поддвигающейся литосферной плиты.

Ближние суждения высказывались Дж. Паккем и Д. Фалви. Проанализировав обширный материал по батиметрии, глубин-

ному строению, тепловому потоку, магнитным аномалиям, силе тяжести, а также геологические и геофизические данные о времени образования окраинных морей, в том числе Японского, Андаманского, Охотского, Алеутского, Филиппинского, Тасманова и др., они пришли к заключению, что глубоководные желоба и зоны Бенъофа являются необходимым условием образования окраинных морей. В ходе активной фазы развития окраинного моря размягченная мантия (пиролит с выплавками базальта, выполняющими интерстиции) поднимается позади зоны Бенъофа. Залегающий под осадками второй сейсмический слой образован извержениями базальтов, а третий слой, вероятно, дайковыми инъекциями.

Роль вулканизма в формировании континентальной коры

Три возможных подхода к оценке роли вулканизма в формировании континентальной земной коры. Значение вулканических процессов для образования континентальной земной коры оценить значительно труднее, чем их роль в образовании коры океанического типа. Земная кора под океанами состоит в основном из базальта, и механизм ее роста детально рассмотрен теорией раздвижения литосферных плит. Земная кора континентов состоит не только из вулканических продуктов, а складывается огромным разнообразием осадочных, метаморфических, интрузивных и только отчасти вулканических пород. Подходов к решению задачи о роли вулканизма в формировании континентальной земной коры может быть три.

Во-первых, можно оценить среднюю интенсивность современной вулканической деятельности на континентальных окраинах и на островных дугах и, интерпретируя ее на геологическую историю, представить себе массу материала, которую могли извергнуть вулканы за геологическое время и которая могла пойти на образование континентальной коры.

Во-вторых, можно попытаться оценить интенсивность вулканических процессов в областях современных континентов в геологическом прошлом, изучая конкретные геологические разрезы и воссоздавая геологическую историю отдельных регионов. В предыдущем разделе дано некоторое представление о степени изученности эволюции вулканизма в истории Земли. Следует, однако, отметить, что получить правильные цифры об объемах изверженного материала в геологическом прошлом таким путем невозможно, если не вводить поправки на трансформацию вулканических продуктов за геологическое время в осадочные и метаморфические породы.

Наконец, есть еще один путь выяснения роли вулканических процессов в формировании континентальной земной коры. Мож-

но рассмотреть механизм роста континентов в течение геологической истории. Мы попробуем подойти к оценке роли вулканизма в формировании континентальной земной коры каждым из этих трех путей.

Средняя интенсивность современной вулканической деятельности на континентальных окраинах и островных дугах. Естественно, общее количество раскаленного вещества, выбрасываемого вулканами из глубоких недр Земли на ее поверхность на континентальных окраинах и на островных дугах, оценить нелегко.

Во-первых, несомненно, что об извержениях очень многих вулканов, происшедших даже в течение последних сотен лет, мы просто ничего не знаем. Это касается вулканов, расположенных в малонаселенных областях, и особенно их относительно несильных извержений.

Во-вторых, при извержениях многих вулканов огромные массы вулканической пыли разносятся ветрами на большие расстояния, покрывая землю тончайшим слоем, и только с большим трудом могут быть учтены.

В 1967 г. автор предпринял попытку оценить количество раскаленного вещества, выброшенного из недр Земли вулканами в XIX и XX столетиях. Например, из более чем 180 извержений вулканов Камчатско-Курильской дуги, зарегистрированных в это время, мы учли только четыре очень сильных и относительно хорошо изученных. Остальные приняты во внимание не были. Приблизительно такое же соотношение учтенных и неучтенных извержений и для других районов Земли.

Таким образом, оценивая только пирокластический материал, выброшенный вулканами при наиболее сильных извержениях на островных дугах и континентальных окраинах с 1800 по 1964 г., мы получили цифру $5 \cdot 10^{11}$ т. Она, безусловно, значительно меньше общего количества продуктов вулканических извержений, выброшенных на поверхность Земли за эти годы.

Согласно подсчетам В. И. Влодавца, только в текущем столетии на Земле произошло более 1000 взрывных извержений, более 260 извержений сопровождалось лавовыми потоками, более 40 — экструзиями, более 35 — раскаленными тучами, 55 подводных и более 5 подледных. Средняя годовая интенсивность вулканических извержений получается более $3 \cdot 10^9$ т.

Можно подойти к оценке средней интенсивности деятельности вулканов островных дуг и другим путем. Автором в 1967 г. было рассмотрено несколько извержений вулканов Курильской гряды, происшедших в течение 33 лет — с 1930 по 1963 г., когда было извергнуто $2,604 \text{ км}^3$ материала, или $0,08 \text{ км}^3$ в среднем в год.

Однако Курильские острова представляют собой лишь одну из современных 22 островных дуг Тихоокеанского огненного кольца. Нетрудно представить себе, что общая интенсивность вулканизма островных дуг соответственно раз в 20 больше и,

следовательно, составляет $0,08 \text{ км}^3 \cdot 20 = 1,6 \text{ км}^3$ в год, или $3,2 \cdot 10^9 \text{ т}$ (при средней плотности 2). Приведенные оценки сделаны по состоянию на 1963—1964 г. Все последующие годы (1965—1977) автор занимался детальным изучением извержений вулканов Камчатки и Курильских островов. В течение этого времени было извергнуто: вулкан Ключевской (1965—1966 г. и 1974 г.) — $0,18 \text{ км}^3$; вулкан Алайд (1972 г.) — $0,2 \text{ км}^3$; вулкан Тятя (1973 г.) — $0,2 \text{ км}^3$; вулкан Толбачик (1975—1976 г.) — $2,0 \text{ км}^3$. Другие извержения (вулканы Чикурачки, 1973 г., Сарычева, 1976 г., Безымянный, 1977 г.) составили $0,02 \text{ км}^3$, итого $2,6 \text{ км}^3$ в течение 13 лет. В среднем за год получается $0,2 \text{ км}^3$, или $0,4 \cdot 10^9 \text{ т}$.

На Камчатку и Курильские острова приходится 8,3% общего числа действующих вулканов. Значит, мы вправе исходить из средней «производительности» всех вулканов, равной $4,8 \cdot 10^9 \text{ т}$ в год. Следует считать, что истинное значение заключено где-то между цифрами $3 \cdot 10^9$ и $2 \cdot 3 \cdot 10^9 \text{ т}$. Это говорит о колоссальном значении ювенильного вулканического вещества, ежегодно поступающего при вулканических извержениях в круговорот геологических процессов на поверхности Земли.

Интенсивность вулканизма в геологическом прошлом. Большинство геологов убеждено в том, что вулканизм предыдущих эпох был интенсивнее современного. Такой взгляд особенно ярко отражен в работах Г. Штилле. А. Б. Ронов, оценивавший объемы заведомо вулканогенных формаций прошлых геологических периодов, пишет, что периодическое изменение интенсивности вулканизма и связанных с ним процессов происходило на фоне общего сокращения площади развития вулканических процессов. Он считает, что в ходе необратимого процесса отмирания геосинклиналей должна была снижаться глобальная интенсивность эффузивной деятельности.

По мнению Н. М. Страхова, в прежние эпохи геологической истории вулканические процессы были развиты значительно сильнее, чем в последующие, и следовательно, вулканогенно-осадочный литогенез количественно играл гораздо большую роль в общем осадочном породообразовании, чем в новейшие геологические времена.

В самом деле, рассмотрим вместе с В. И. Влодавцем развитие процессов вулканизма во времени на территории СССР: «Не считая допалеозойского вулканизма, максимальное развитие вулканической деятельности происходило в палеозое в полосе от Алтая, Казахстана и Средней Азии через Урал к Новой Земле. В мезозойскую эру вулканизм переместился и охватил очень большую площадь. Мезозойские вулканы как бы окружили палеозойские. Они действовали на Земле Франца-Иосифа, на Сибирской платформе, на Кавказе и в Крыму. Кроме того они (мезозойские вулканы) распространились далеко на восток — вплоть до Тихого океана. В свою очередь, кайнозойские вулканы окаймляют на западе в Закарпатье палеозойские вулканы

Вольни, а на юге окружают и частично перекрывают мезозойские вулканы на Кавказе, в Закарпатье и на Востоке в Приморье и Сихотэ-Алине, на Курильских островах, Камчатке и Анадыре» [24, с.224]. Развитие процесса дано несколько схематично, но суть отражена достаточно хорошо.

Та же картина получилась бы, если бы мы рассмотрели территории всех континентов. Ядра континентов представлены обычно архейскими щитами, и здесь первоначальная вулканическая природа метаморфизованных материалов часто неузнаваема. Однако и она иногда расшифровывается. В этом отношении чрезвычайно интересна работа Б. Г. Лутца, посвященная гранулитовой фации Анабарского массива. Он пишет, что, как известно, в условиях гранулитовой фации метаморфизованные породы слагают комплексы древнейших архейских щитов, крупные выходы которых находятся в Южной Индии, Антарктиде, Австралии, Африке, Канаде, Гренландии и Скандинавии. В Советском Союзе комплексы пород гранулитовой фации обнажаются на Кольском полуострове, Украине, Алданском и Анабарском щитах. Значительная часть основных кристаллических сланцев и амфиболитов в этих комплексах представляют собой продукты архейского вулканизма.

Роль вулканического материала в составе древних кристаллических фундаментов платформы подчеркивалась многими исследователями. Значение вулканогенно-осадочного процесса для древних геологических эпох было хорошо показано Г. С. Дзюценидзе [16]. Он отмечал, что вулканогенно-осадочные толщи играют большую роль не только в палеозойских и более молодых геосинклинальных формациях, но и докембрийские метаморфические серии часто содержат большое количество вулканического материала и нередко представляют собой типичные вулканогенно-осадочные формации эвгеосинклиналей, метаморфизованные в разной степени.

Огромный материал по древнему вулканизму обобщен И. В. Луцицким [21]. В результате все полнее осознается исключительно большая роль вулканизма в геологической истории Земли.

Естественно, у нас нет никаких оснований считать, что интенсивность вулканической деятельности в геологическом прошлом была ниже современной. Наоборот, можно думать, что она была выше.

Однако, по мнению Б. Ю. Левина, как оценки привноса силикатического вещества из мантии, указывающие на равномерность этого процесса, так и расчеты теплового потока из недр к поверхности не дают никаких оснований предполагать, что в истории Земли были длительные периоды повышенной вулканической активности. Учитывая все изложенное, мы будем исходить из того, что интенсивность вулканизма в геологическом прошлом в среднем была близка к современной.

О массе вулканических продуктов, извергнутых за геологи-

ческую историю в областях современных континентов. Какова же роль в составе земной коры вулканических продуктов, вынесенных в течение всей геологической истории Земли? Какова масса вулканических продуктов, извергнутых за геологическую историю в областях современных континентов?

Возраст земной коры точно не установлен. Существующие оценки варьируют довольно широко. Так, П. М. Харлей считает, что значение $4,5 \cdot 10^9$ лет, которое обычно приводится как возраст Земли, — это лишь нижний предел, а истинный ее возраст, вероятно, превышает его на сотни миллионов лет. Возраст же устойчивой земной коры, по данным П. М. Харлея, $2,8 \cdot 10^9$ лет. С другой стороны, по Э. К. Герлингу и др., возраст Земли более $6,5 \cdot 10^9$ лет.

В. И. Баранов пишет, что закономерность изменения изотопного состава свинца со временем вследствие накопления радиогенных продуктов урана и тория ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb позволяет оценить возраст земной коры примерно в $4,5 \cdot 10^9$ лет. Мы и возьмем эту цифру как среднюю из оценок. Даже если вулканические явления в прошлом были только на уровне современных, то и тогда за время существования Земли вулканами должно было быть выброшено из глубин от $13,5 \cdot 10^{18}$ до $27 \cdot 10^{18}$ т вещества.

По исследованиям А. Б. Ронова и А. А. Ярошевского, масса земной коры континентов определяется цифрой $18 \cdot 10^{18}$ т. Массу субокеанической коры оценивают в $4,3 \cdot 10^{18}$ т. Масса континентальной и субконтинентальной коры вместе составляет $22 \cdot 10^{18}$ т.

Таким образом, оперируя со средней величиной ежегодного выноса вещества вулканами и принимая интенсивность вулканической деятельности в прошлом равной современной для массы вещества, которая должна была быть вынесена вулканами на поверхность Земли в течение ее геологической истории, мы получили цифры, сопоставимые с массой всей континентальной и субконтинентальной земной коры. А ведь мы, выведя среднее годовое количество, приняли во внимание продукты современного вулканизма только островных дуг или, используя терминологию теории плит, только зон субдукции.

Ежегодный вынос вещества реками с континентов в море, по А. Полдерваарту, составляет $41 \cdot 10^9$ т. Если бы в геологическом прошлом размыв континентов протекал с той же скоростью, что и теперь, то вся их масса была бы полностью размыта за 0,4 млрд. лет. Даже если принять во внимание, что в прошлом массы атмосферы и гидросферы были значительно меньше, то и тогда мы должны будем признать, что за это время большая часть продуктов, слагающих земную кору, должна была пройти несколько циклов размыва, переотложения и метаморфизма. Сопоставляя эти факты — массу ювенильных вулканических продуктов, вынесенную на поверхность Земли и давшую исходный материал для образования осадков, и массу вещества, которая

в течение геологической истории неоднократно перерабатывалась экзогенными процессами и метаморфизмом, и учитывая общие геофизические данные о строении земной коры, мы неминуемо приходим к выводу, что земная кора сложена либо непосредственно вулканическими породами, либо продуктами их глубокой переработки и метаморфизма. С этих позиций так называемый «гранитный» слой континентов представляет собой капитально переработанные и трансформированные первично вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы.

Быстрому преобразованию вулканических продуктов в осадочные и метаморфические породы способствует то, что извергаемый вулканами на континентальных окраинах и островных дугах материал на 9/10 рыхлый.

Интересен пример одного из пароксизмов хорошо изученного нами извержения камчатского вулкана Безымянный весной 1961 г. При этом извержении образовался агломерато-грязевый поток длиной до 30 км, с экструзивного купола скатилось множество раскаленных каменных лавин и из поднявшихся на высоту в несколько километров пылевых туч выпал пепел, который тонким слоем (несколько миллиметров) покрыл площадь в 7 000 км². Тщательный подсчет количества выброшенного вулканом вещества дал такие результаты: агломератовый и грязевый поток составили 450 000 т, пепел, распространившийся на большую площадь, — 1 750 000 т. Таким образом, оказалось, что именно тонкая вулканическая пыль, способная уноситься от вулкана на сотни километров и выпадать тончайшим слоем на суше или на морском дне, — была главным продуктом извержения вулкана.

В самом агломерато-грязевом потоке 60—70% приходилось на песок и пыль с частицами менее 1 мм в поперечнике. Размер частиц пепла, составившего основную массу извергнутого материала, был около 0,1 мм. Объем такой частицы приблизительно 0,001 мм³, поверхность ее 0,06 мм². В глыбе плотного андезита объемом 1 м³ содержится 10¹² таких частиц; их суммарная поверхность 6·10⁴ м². Она в 10 000 раз больше, чем поверхность плотной глыбы лавы такого же объема. Несомненно, что при прочих равных условиях скорость изменения обломков лавы пропорциональна их поверхности и, следовательно, андезит, распыленный силой расширяющихся газов в тонкий пепел, будет изменен приблизительно в 10 000 раз быстрее, чем кусок плотного андезита той же массы. Следует добавить, что вулканический пепел уже с самого начала оказывается в кислотной среде, благоприятствующей его изменению. Легкость пепла способствует его транспортировке воздушными и водными течениями и перемешиванию его с морскими и континентальными осадками различного генезиса.

Совершенно очевидно, что именно пирокластический материал в первую очередь «питает» осадочный процесс и подвергается многократному размыву, переотложению и преобразова-

нию, в то время как лавовый — нередко способен «консервироваться» в относительно мало измененном виде.

Мы не можем, к сожалению, оценить количество вещества, внедрившегося в континентальную земную кору в течение геологической истории, но естественно предполагать, что интрузивный процесс имел подчиненное значение и, как правило, был сопряжен с выносом огромного количества вулканического вещества на поверхность. Ассимиляция поднимающейся из глубин Земли магмой уже сформировавшихся пород земной коры не играла, по-видимому, большой роли, но была все же достаточной для того, чтобы весьма активно способствовать образованию в земной коре неглубоких вулканических очагов на путях подъема магмы из глубинного источника к поверхности Земли.

Бурно прогрессирующие в последние годы представления о трансформизме и анатексисе исходят из того, что многие массивы горных пород, ранее считавшиеся интрузивными, на самом деле оказались сложенными глубоко метаморфизованными или даже переплавленными осадочными породами. Сходство батолитовых пород и юрских андезитов дало основание В. Дикин-сону предполагать, что на западе Северной Америки в мобильном поясе Фрейзер гранитная магма частично образовалась в результате переплавления геосинклинальных вулканических пород.

Все большее число исследователей разделяют мнение об условности деления земной коры на «базальтовый» и «гранитный» слои, о том, что сейсмические границы обуславливаются разницей не столько в составе, сколько в агрегатном состоянии вещества.

И. А. Резанов пришел к выводу, что земная кора под материковыми платформами состоит не из базальтового и гранитного слоев, а сложена метаморфическими породами.

Все это находится в полном соответствии с нашими представлениями о том, что континентальная земная кора формировалась и формируется продуктами вулканизма, поступающими и поступающими из глубин Земли в круговорот геологических процессов на ее поверхности на континентальных окраинах и на островных дугах.

О механизме роста континентальной земной коры. Существует первостепенной важности положение, к которому пришла геологическая наука в XX веке. Оно состоит в том, что в течение геологической истории континентальные платформы росли за счет геосинклинальных областей.

«За последние 10—15 лет, — пишет Н. П. Кропоткин, — советскими геологами (В. И. Попов, Е. В. Павловский, Н. П. Васильковский, В. Е. Хаин, А. Н. Мазарович), геофизиками (В. А. Магницкий, Е. Н. Люстих), и геохимиками (А. П. Виноградов) разработана хорошо аргументированная теория необратимого направленного развития земной коры (Васильковский, 1960; Кропоткин, 1956).

...Эта теория хорошо описывает развитие структур коры от ее океанических типов через различные типы островных дуг и складчатых сооружений к консолидированным платформам материкового типа...» [24, с.230].

Из зарубежных ученых аналогичную теорию разрабатывал Д. Т. Вилсон.

Представим себе, что мы пересекаем континент поперек. Что мы увидим в верхней доступной фактическим геологическим наблюдениям части разреза? — что континент состоит из полос. Ближе к центральной части его лежит ядро—полоса самых древних (архейских) пород, возраст которых более 1 млрд. лет. Его опоясывает полоса более молодых пород, возраст которых от 0,5 до 1 млрд. лет. К этой второй полосе примыкает третья, сложенная еще более молодыми породами, с возрастом всего лишь 185—500 млн. лет, к третьей — совсем уже юная четвертая, возраст которой менее 185 млн. лет. Иногда, правда, эти полосы перекрывают друг друга, но в целом отмеченная закономерность прослеживается достаточно четко. Как показывают геологические наблюдения, каждая из этих полос-поясов в то или иное время прошла через несколько стадий длительного развития.

Первая стадия была стадией преимущественно накопления в прогибе толщи осадков. Изучение геологических разрезов, наличие в толщах осадочных пород лав свидетельствуют о том, что прогибание поясов и накопление осадков сопровождалось вулканизмом. Эта стадия развития пояса получила в геологии название геосинклинальной, а сам пояс в период прохождения этой стадии развития стал называться геосинклиалью.

Вторая стадия развития пояса — превращение геосинклинали в горный хребет — в геологии носит название орогенной. Исследования показали, что прогибание геосинклинали с течением времени сменяется сжатием и воздыманием пояса. Этот момент перехода от прогибания к сжатию и воздыманию назван инверсией геосинклинали. С нее начинается вторая стадия развития пояса. Орогенная стадия приводит к смятию осадков, образованию складок, метаморфизму пород, нередко к возникновению крупных гранитных тел. На месте бывшей геосинклинали появляется горная страна.

Третья стадия развития пояса заключается в затухании поднятия, сглаживании рельефа, превращении горной страны в континентальную равнину — платформу. Так в течение геологической истории происходило наращивание относительно малоподвижных и жестких континентальных платформ за счет приращения к ним бывших геосинклинальных областей. Это, конечно, только грубая схема, но схема принципиально правильная.

Аналогами древних геосинклинальных областей являются современные островные дуги — зоны субдукции, расположенные на границе между Тихим океаном и континентами.

О росте континентальной коры в архее. Модели развития архейской коры с позиций тектоники плит были предложены Талдотом, Ругландом и другими авторами. При этом обычно архейские зеленокаменные пояса отождествляются с современными островными дугами. Однако есть и другая точка зрения, согласно которой зеленокаменные пояса архея рассматриваются как аналоги краевых бассейнов, подобных наблюдаемым в западной части Тихого океана. К таковым относят, например, комплекс Рокас-Вердес в Южном Чили, область Смартвилл в северо-западной Сьерра-Неваде, горы Кламат в Калифорнии, некоторые регионы Ньюфаундленда. Для них характерны ультраосновные — основные вулканические комплексы, выше которых залегают известково-щелочные вулканические серии и вулканокластические осадки.

Как отмечает С. Мурбат, древнейшая «гранит-зеленокаменная» ассоциация имеет возраст около 3800 млн. лет и известна в Западной Гренландии в районах Готход и Иссау. В Иссау толща, слагающая зеленокаменный пояс, состоит из вулканитов, а также обломочных и хемогенных осадков (в частности, полосчатых железистых кварцитов). Вулканиты зеленокаменных поясов Северной Америки районов Мучиликотен, Онтарио, Каучичинг, Киватин и Миннесоты имеют абсолютный возраст 2600—2700 млн. лет [37].

К. Берк, Дж. Ф. Дьюи и У. С. Кидд считают, что 3,5—2,5 млрд. лет назад возникли многие древнейшие сохранившиеся и поныне породы. Благодаря вулканическим процессам сформировалась значительная часть современных континентов. Они наращивались путем слияния островных дуг. Их столкновения приводили к зарождению новых островных дуг и заостроводужных краевых бассейнов с характерными для этих структур типами вулканизма.

Эти авторы предполагают, что 3,5—2,5 млрд. лет назад протяженность раздвигающихся океанических хребтов была, как и ныне, огромной, а скорость раздвижения могла быть весьма высокой, в 2—3 раза выше современной. В результате по механизму спрединга быстро росла океаническая кора, возникли зоны субдукции и островные дуги, аналогичные современным [37].

Б. Ф. Уиндли считает, что большинство архейских вулканических пород представляет собой ювенильный материал, привнесенный в континентальную кору непосредственно из верхней мантии, и что существует прямая аналогия между ними и эквивалентными породами островных дуг и континентальных окраин. Это обстоятельство свидетельствует в пользу наличия в архее зон субдукции, подобных современным, и являющихся следствием плитной тектоники [37].

О роли вулканизма в формировании континентальной земной коры в зонах субдукции. Для решения вопроса о роли вулканизма в формировании континентальной земной коры чрез-

вычайно важно было решить задачу о роли вулканизма в формировании земной коры в областях островных дуг, т. е. в зонах субдукции. Такая задача была поставлена и решена автором в 60-х годах.

Конкретно рассмотренный с этой целью участок земной поверхности протягивается от южной оконечности Камчатки до о. Хоккайдо и ограничен с юго-востока осью Курильского глубоководного желоба, а с северо-запада — осью Южно-Охотской котловины. Площадь его 380 000 км². Кора на этой площади имеет строение от субокеанического (близкого к океаническому типу) до субконтинентального (близкого к континентальному) и континентального типа. Субокеанический тип коры характерен для участков, прилегающих к слоям Курильского глубоководного желоба и Южно-Охотской котловины, а также для определенной площади в районе центральных Курильских островов. В основном под Курильскими островами кора имеет субконтинентальное строение. По картам изопахит (линий одинаковой толщины) рыхлых осадков и консолидированной коры был определен объем коры на рассматриваемой площади. Он оказался равным 6 664 000 км³ (из них 932 900 км³ — осадки; 5 731 000 км³ — консолидированная кора). Если из полного объема земной коры в пределах границ исследованной области вычесть объем океанического базальта 5-километровой толщины — 1 900 000 км³, то мы, очевидно, получим «избыточный» против океанического типа коры объем. Он равен 4 754 000 км³.

Проведенное исследование показало, что в течение геологической истории Курильских островов, насчитывающей 83 млн. лет, этот избыточный против океанического типа объем коры мог быть сформирован в основном за счет продуктов вулканической деятельности.

Курильская островная дуга представляет собой поверхностное выражение структуры, простирающейся в глубь мантии на несколько сотен километров. Фиксирующаяся очагами землетрясений генеральная наклонная зона скалывания — зона поддвига океанической литосферной плиты — осложнена «питающими» вертикальными системами разрывных нарушений, по которым магма из очагов поступает на поверхность Земли.

Геологический разрез Курильских островов от верхнемеловых (с возрастом 83 млн. лет) до современных отложений весь представлен либо непосредственно вулканогенными образованиями, либо продуктами их переработки.

Изучение геологических разрезов свидетельствует, что в течение всей доступной исследованию геологической истории Курильских островов здесь происходило формирование вулканогенно-осадочных толщ за счет материала, поставляемого расположенными поблизости вулканами. Какой-либо материковый источник материала практически отсутствовал.

Общее число относительно сохранившихся современных вулканов на островах достигает 70 (не считая подводных, сведения

о которых еще скудны). Из них 41 вулкан может быть отнесен к действующим, причем для 31 известны извержения в историческое время, для 5 извержения в исторический период не известны, но они находятся в сольфатарной стадии. И, наконец, еще 5 благодаря свежести своих форм могут рассматриваться как потенциально действующие. С учетом потенциально действующих один вулкан приходится на 370 км^2 площади собственно островов и на 29 км их длины. Более интересна цифра, характеризующая плотность вулканов-поставщиков материала на площади основного осадконакопления — приблизительно 1 на 10^4 км^2 .

На Курильских островах в 60-х годах автором были детально изучены и описаны последствия ряда извержений, происшедших с 1930 по 1963 гг. По этим данным средний состав изверженного материала соответствует породе с содержанием кремнекислоты 58%. В среднем на год приходится $0,07761 \text{ км}^3$ пирокластики; $0,00018 \text{ км}^3$ эффузивной лавы; $0,00112 \text{ км}^3$ лавы экструзий, а всего $0,07891 \text{ км}^3$.

Если предположить, что активность вулканической деятельности на Курильских островах в течение рассмотренных 33 лет соответствовала средней активности вулканов на протяжении всей геологической истории Курильской гряды со времени верхнего мела (кампана), то окажется, что за это время (83 млн. лет) вулканами должно было быть извергнуто более $6,5 \text{ млн. км}^3$ вещества, что близко к объему всей земной коры рассматриваемой области ($6,7 \text{ млн. км}^3$). Другими словами, за счет продуктов извержения за период с верхнего мела по настоящее время при активности вулканов, равной современной, на площади $380\,000 \text{ км}^2$ мог образоваться слой коры средней толщины в 17 км.

Площадь, на которой в настоящее время в акваториях, прилегающих к Курильским островам, накапливается основная масса вулканогенных островов, мы оценили в $380\,000 \text{ км}^2$. Со значительной долей вероятности мы можем предположить, что и в прошлом она была близка к современной.

Общая мощность вулканогенного геологического разреза Курильских островов составляет приблизительно 12 км. Общий вероятный объем накопившихся с верхнего мела до настоящего времени осадков близок к $4,6 \text{ км}^3$. Сравним его с объемом вулканических продуктов, вычисленным исходя из средней интенсивности вулканизма ($6,5 \text{ млн. км}^3$). Цифры сопоставимы, но вторая несколько больше, по-видимому, потому, что существенная часть продуктов вулканизма распространилась на широких площадях, а не ограничивалась лишь зоной основного осадконакопления. Обе приведенные цифры хорошо согласуются с объемом земной коры в границах исследуемой области — $4,7 \text{ млн. км}^3$ (без слоя океанического базальта толщиной 5 км).

Процесс роста земной коры (превращение тонкой коры океанического типа в толстую кору континентального типа за счет

вулканических продуктов), наблюдающийся сейчас в области Курильской островной дуги, в те или иные отрезки геологической истории происходил повсюду, где теперь материка. Вулканы бывших зон субдукции, бывших геосинклинальных областей, подобных области Курильской островной дуги, «перекачивали» из глубинных, мантийных источников на поверхность «строительный материал». Здесь он шел на «строительство» континентов. Если континентальная земная кора в течение геологической истории формировалась из продуктов вулканов островных дуг, то, очевидно, ее средний химический состав должен соответствовать среднему химическому составу силикатных вулканических продуктов островных дуг.

О соотношении вулканического и метеоритного материала в породах земной коры

Помимо вещества, выплавляющегося из мантии и поступающего на поверхность Земли при вулканических извержениях, на Землю поступает вещество из космического пространства. Каково же соотношение вещества вулканического и метеоритного происхождения на поверхности нашей планеты? Е. Л. Кринов оценивает ежедневный прирост массы Земли за счет метеоритов в 10—20 т.

Б. А. Воронцов-Вельяминов останавливается на оценке массы метеоритного вещества, поступающего на Землю, более подробно: «...с ослаблением звездной величины метеоров на единицу их число возрастает в 2,5 раза. Однако ослабление на одну звездную величину означает уменьшение вязкости в 2,5 раза, и в таком же отношении уменьшается их масса (так как при одинаковой скорости яркость метеора пропорциональна его массе). Благодаря такому случайному совпадению суммарная масса метеоров каждой звездной величины оказывается одна и та же, а именно 110 кг» [24, с. 227].

Это положение иллюстрируется данными табл. 12. «Самые яркие из метеоров имеют яркость, соответствующую —10 звездной величине. Метеоры, которые были бы слабее 30 звездной величины, настолько малы, что они давлением света, которое для них превышает тяготение, изгоняются из солнечной системы.

Таким образом, полная масса метеоров от —10 до +30 звездной величины, ежесуточно выпадающих на Землю, составляет около 4400 кг. Подсчет по таким же данным для метеоритов* дает еще 5500 кг. Всего за сутки на Землю выпадает

* Метеориты здесь рассматриваются как результат падения болидов — очень больших и относительно редких метеоров, видимая звездная величина которых часто значительно превышает —10.

Число и масса метеоров от —3 до 10 звездной величины, ежедневно сталкивающихся с Землей*.

По Б. А. Воронцову-Вельяминову

Видимая звездная величина	Число метеоров	Масса, мг	Видимая звездная величина	Число метеоров	Масса, мг
—3	$0,028 \cdot 10^6$	4600	4	$18 \cdot 10^6$	6,3
—2	$0,071 \cdot 10^6$	1600	5	$45 \cdot 10^6$	2,5
—1	$0,180 \cdot 10^6$	630	6	$110 \cdot 10^6$	1,0
0	$0,450 \cdot 10^6$	250	7	$280 \cdot 10^6$	0,40
1	$1,1 \cdot 10^6$	100	8	$710 \cdot 10^6$	0,16
2	$2,8 \cdot 10^6$	40	9	$1800 \cdot 10^6$	0,063
3	$7,1 \cdot 10^6$	16	10	$4500 \cdot 10^6$	0,025

* Масса всех метеоров каждой величины (в т) 0,110.

около 10 т метеоритного вещества. Если с тех пор как земная кора затвердела, т. е. примерно за последние 2 млрд. лет, метеоры и метеориты падали так же часто, как теперь, то на каждый квадратный километр поверхности выпало по 10 000 т метеоритного вещества, что составляет слой менее 10 см толщины» [24, с. 228].

Отсюда следует, что из космоса на поверхность Земли поставляется приблизительно лишь одна миллионная доля вещества, поступающего из недр мантии при вулканических извержениях.

Подводя итог изложенному в этой главе, сделаем основной вывод. В течение геологической истории земная кора была постепенно сформирована из вулканического материала и поступавших из недр астеносферы на поверхность Земли в рифтовых зонах срединноокеанических хребтов и по механизму спрединга распространявшихся по всей площади мирового океана.

Континентальная земная кора формировалась в областях столкновения литосферных плит, главным образом в зонах субдукции, где за счет переплавления толеитовых базальтов образовывались андезитовые расплавы и извергались огромные массы пирокластических продуктов, послуживших вместе с вулканическими солями и летучими компонентами главным исходным материалом всего многообразия горных пород, слагающих современные континенты.

Роль вулканизма в образовании гидросферы и атмосферы

Прежде всего здесь надо рассмотреть количественные отношения вещества горных пород и летучих.

Л. Грейтон

Постепенный рост земной коры за счет силикатных вулканических продуктов обуславливает параллельное накапливание в гидросфере и атмосфере летучих компонентов вулканической деятельности. Но прежде чем развить это положение, остановимся на основных существующих гипотезах возникновения на Земле гидросферы и атмосферы.

Различные гипотезы их образования были рассмотрены В. В. Руби. Он считал, что все их можно сгруппировать в две основные. Первая сводится к следующему: если Земля была однажды полностью расплавлена, то тогда большая часть воды и многих других веществ одновременно улетучилась в горячую древнюю атмосферу. Позже, когда Земля остыла, водяной пар конденсировался и образовался первичный океан. Согласно этой гипотезе современная атмосфера и океан являются простым остатком горячей древней атмосферы.

Можно наметить два отчетливых варианта второй, альтернативной гипотезы:

а) вода и другие летучие выделились из недр Земли за очень короткий период времени на заре земной истории;

б) эти летучие вещества выделялись из глубин Земли постепенно и примерно с одной и той же скоростью в течение значительной части геологического времени.

Второй точки зрения придерживаются большинство исследователей, занимавшихся проблемой происхождения гидросферы и атмосферы в последние годы, в частности, Г. Юри, А. П. Виноградов, В. В. Руби, Н. М. Страхов, В. Ф. Дерпгольц, А. Б. Ронов, М. Г. Валяшко.

Г. Юри в результате расчетов пришел к выводу, что в начале геологической истории на Земле было около 10 % воды современного Мирового океана.

В. В. Руби пишет, что геологические факты определенно свидетельствуют о предпочтительности гипотезы постепенного накопления атмосферы и океана в результате процесса дегазации глубинных частей Земли. Этот процесс, вероятно, должен был протекать с более или менее постоянной скоростью в течение всего геологического времени.

А. П. Виноградов считает, что представления о первичной атмосфере Земли в науке оказались неприемлемыми. Единственным источником атмосферы и воды на поверхности Земли могли быть породы мантии.

Мы также примыкаем к сторонникам этой гипотезы и наша точка зрения на образование гидросферы и атмосферы близка к взглядам перечисленных исследователей. Наша же конкретная задача — оценка роли в этом процессе вулканических извержений и поствулканической деятельности. Так же как роль вулканизма в формировании земной коры, роль вулканов в образовании океана и атмосферы еще в конце 50-х годов сильно недооценивалась.

Проблема роли вулканизма в образовании гидросферы и атмосферы была подробно рассмотрена автором в 60-х гг. [24]. Для решения задачи о роли вулканизма в формировании гидросферы и атмосферы Земли нам, очевидно, необходимо:

1. Рассмотреть вопрос о количественном соотношении силикатных продуктов и газов, извергаемых вулканами.

2. Оценить вероятные массы воды и других летучих компонентов, вынесенных вулканическими извержениями на поверхность Земли в течение геологической истории.

3. Оценить вероятные массы ювенильной воды, поступающей на поверхность Земли в составе сольфатар и гидротерм.

4. Рассмотреть вопрос об изменениях уровня Мирового океана.

5. Рассмотреть вопрос о формировании солевого состава морской воды.

6. Рассмотреть вероятное значение вулканических газов для образования атмосферы Земли.

Количественное соотношение силикатных продуктов и газов, извергаемых вулканами

Сведения о количественных отношениях силикатных вулканических продуктов и летучих по состоянию на 1945 г. обобщил Грейтон. Он рассмотрел две крайние точки зрения. Одна из них неоднократно высказывалась Боуэном. Считая воду главным летучим компонентом магмы, Боуэн полагал, что ее содержание даже в «гранитной» магме не превышает 0,5—1%, а в более основных магмах и того меньше. В целом, по его мнению роль летучих в изверженном процессе незначительна. Второе мнение, основанное на наблюдениях за действующими вулканами, принадлежало Фридлендеру и Перрету: масса летучих превышает массу силикатных продуктов извержения.

Справедливости ради следует отметить, что предположения некоторых ученых о содержании воды в магмах, сделанные в 30—40-х гг. и основанные более на интуиции, чем на расчетах, были близки к современным оценкам.

Так, Гиллули в 1937 г. предполагал, что в магмах содержится от 4 до 8 % воды в зависимости от характера магмы, а Дэли в 1944 г. для источника гавайских магм принимал цифру несколько более 6 %. Грейтон, основываясь на опытах Горансона, считал 10 % за допустимую величину максимального содержания магматических летучих в обычных магмах [24].

Рассмотрим примеры подсчетов соотношения силикатных продуктов и летучих компонентов при извержениях. В 1938 г. подсчет количественных соотношений между выделяющимися газами и лавой произвел Ферхуген во время извержения Ниям-лагиры. Точность своих подсчетов он определяет в 50—100 %. Судя по тому что изливание лавы и истечение газов могли происходить независимо, разделение лавовой и газовой фаз осуществлялось на некоторой глубине от поверхности. Количество излившейся лавы оценивалось по сечению потока и его скорости и контролировалось в дальнейшем определением всей массы лавы путем съемки залитого ею пространства. Количество газов определялось также довольно точно, так как они извергались из нескольких постоянных жерл, поперечник которых замерить было нетрудно. Сравнительно легко было определить и среднюю скорость истечения газов и следовательно их объем. Плотность газов была принята в $0,18 \text{ кг/м}^3$ при температуре 1200° и давлении 10^5 Па . С июля по сентябрь было сделано несколько определений. Результаты оказались сопоставимыми. Средняя величина 0,7 %.

Ферхуген делает вывод, что процент высвободившихся магматических газов от массы излившейся лавы был не более 1, если принять во внимание и возможные ошибки.

Весьма тщательно отношение вулканических паров к веществу горных пород было определено Фрайесом, наблюдавшим извержение Парикутина в 1945 г. Для подсчета было принято, что весь газ представляет собой водяной пар, хотя в нем, несомненно, как примесь присутствовали CO_2 , сернистые газы, HCl , H_2 , а вероятно также азот, инертный газ, аммоний. Температура извергаемых газов не измерялась, но по ряду признаков Фрайес полагает, что она была близка к 800° . Подсчитанный объем газа, выделяющегося в секунду из 2-метрового жерла, оказался равным для этой температуры 904 м^3 . Плотность из расчета на чистый водяной пар составляла $0,132 \text{ кг/м}^3$; количество пара в секунду 0,12 т (для температуры 600° было бы 0,14 т/с, для 1000° — 0,11 т/с). Дневной дебит 10 500 т. Так как он составлял, по подсчетам Фрайеса, 80 % всех паров, выделявшихся из кратера и горячих лавовых потоков, общий дебит пара был 13 100 т. Общая масса ежедневно извергаемых лавы и пирокластических продуктов 1,2 млн. т. Летучие компоненты по отношению к веществу горных пород составляли приблизительно 1,1 %.

Относительно высокий процент газовых компонентов по отношению к лавовому материалу устанавливает Макдональд для

начальных стадий извержения Халемаумау в 1952 г. В начале извержения над кратером Халемаумау поднялось огромное газовое облако и было выброшено много пузыристых обломков лавы. Увеличение объема газового облака над лавовыми фонтанами оценено в $30\,000\text{ м}^3/\text{с}$. Предполагается, что на собственно вулканические газы в нем приходится 50 %, или $15\,000\text{ м}^3/\text{с}$, его масса 3360 кг. В тот же период извержения масса лавы, изливающейся в секунду, составляла 153 056 кг. Отсюда пропорция газа — 2,5 % от массы лавы. При этом не принято во внимание незначительное количество газа, выделявшееся с поверхности лавового озера и оставшееся в порах лавы. Для последующих стадий извержения вулкана Халемаумау в 1952 г., а также для извержения вулкана Мауна-Лоа в 1940 г. газы по оценке Макдональда составляли менее 1 % массы лавы.

Все эти конкретные оценки, как видим, относятся к случаям относительно слабых извержений. К сильным взрывам андезитовой магмы подобного рода подсчеты не применимы. Необходимо иная, более общая методика. Разработке этой методики были посвящены несколько работ автора.

Остановимся на конкретных примерах применения предложенной методики оценки количества газовых компонентов, участвующих в вулканических взрывах.

Ю. Н. Рябинин и В. Н. Родионов энергию взрыва вулкана Безымянного 30 марта 1956 г., исходя из параметров образовавшегося кратера, определяют в $8 \cdot 10^{16}$ Дж. Они считают, что взрыв происходит вследствие внезапного выделения перегретого пара высокого давления. Один килограмм сжатых паров воды, перегретых, скажем, до $600\text{ }^\circ\text{C}$, при расширении до атмосферного давления может совершить работу, соответствующую выделению энергии около $E_0 = 10^6$ Дж. Следовательно, для выделения энергии $E_x = 8 \cdot 10^{16}$ Дж потребуется количество пара

$$q = 8 \cdot 10^{16} : 10^6 = 8 \cdot 10^{10} \text{ кг.}$$

$8 \cdot 10^{10}$ кг составляют приблизительно 4 % от массы образовавшегося при взрыве свежего пирокластического материала.

Приведем вычисленные по формуле (5, с. 46) оценки качества магматических газов, участвующих в вулканических взрывах, используя имеющиеся в литературе японские данные по одновременному определению энергии взрыва и количества образовавшегося при взрыве пирокластического материала.

Как отмечалось ранее, в том случае, когда предполагается, что энергия взрыва E сводится почти целиком к кинетической энергии выброшенного взрывом материала, определение x существенно упрощается и может быть сделано по скорости U выбрасываемых продуктов. Если U определена достаточно точно, вычисление x по U дает хорошие результаты.

Выше мы привели тщательный подсчет дебита вулканических паров при извержении Парикутина в 1945 г., сделанный

Фрайесом. Масса газов составляла при этом извержении 1,1 % массы лавы. Фрайесом же была достаточно точно определена и скорость выбрасываемых взрывами обломков лав — 95 м/с. Скорости, равной 95 м/с, согласно выведенной нами формуле, соответствует $x=1,1$. Как видим, результаты полностью совпадают.

При наблюдениях автора за извержением в главном кратере Ключевского вулкана в ночь с 14 на 15 августа 1961 г. скорость выброса кусков шлака и вулканических бомб также была вычислена достаточно определенно. Высота полета вулканических бомб и кусков шлака в среднем колебалась в пределах 200—300 м. Выбросы были вертикальными. Пренебрегая сопротивлением воздуха, определяем скорость как $\sqrt{2gH}$. Подставляя вместо H от 200 до 300 м, получаем скорость равной от 64 до 80 м/с. Этим значениям скорости соответствует x от 0,7 до 0,9.

Значительно больше скорости выброса обломков лавы были при извержении в кальдере вулкана Заварицкого осенью 1957 г. Высота выбросов достигала 1500 м, скорость 170 м/с, что свидетельствовало о том, что x было приблизительно 2,4, т. е. газы, обуславливавшие взрывы, составляли около 2,4 % от массы лавы.

При извержении Такетоми (Курильские острова) выбросы шлака от дна моря достигали высоты 1200 м, U составляла не менее 150 м/с, а x более 2.

Безусловно, при сильных извержениях вулканов процент газов больше. К сожалению, при сильных и катастрофических взрывах определение скорости не очень простая задача. Например, при извержении вулкана Безымянного весной 1961 г. для определения U имелись следующие исходные данные: α — угол между направлением взрыва и горизонтом, R — расстояние от места взрыва, на которое были выброшены обломки. При этом R не было вполне определенной величиной. За R могло быть принято, в частности, среднее расстояние, на которое выпала основная масса лапилли массой 0,5 г (приблизительно 14 км). Однако нам не представлялась возможность учесть влияние на R сопротивления воздуха, с одной стороны, а с другой — влияние ветра (направление ветра совпадало с направлением взрыва). По-видимому, лапилли существенно относились ветром. Поэтому, если пренебречь влиянием на R ветра, величина, получаемая по формуле

$$R = \frac{U^2 \sin 2\alpha}{g}$$

при $R=14$ км, $\alpha=60^\circ$, $g=9,8$ м/с², равная приблизительно 400 м/с, оказывается завышенной. Возможно, с другой стороны, принять за среднее расстояние, на которое были выброшены с пылево-газовой тучей обломки, входящие в состав агломерата (приблизительно 2 км), пренебрегая при этом воздушным влиянием.

Начальная скорость U , определенная по $R=2$ км и $\alpha=60^\circ$, равна приблизительно 150 м/с. Очень вероятно, что истинное значение средней начальной скорости полета продуктов взрыва заключено было в пределах 150—400 м/с (среднее 275 м/с). Тогда наиболее вероятная величина x — около 4,5.

Относительное количество газов, участвовавших в гигантском извержении вулкана Шевелуч 12 ноября 1965 г., было, по-видимому, близким к этой величине.

Приняв во внимание все сделанные выше оценки, нам следует сейчас прийти к заключению о том, какую величину x мы можем принять за среднюю. Имея в виду, что максимальное количество пирокластического материала выбрасывается очень сильными и катастрофическими извержениями, для которых x достигает 4,5; надо думать, что мы не сделаем большой ошибки, если возьмем за среднюю величину 3—4 %.

Этим определяется соотношение масс изверженного вещества горных пород и газов, освободившихся из магмы в процессе извержения. Согласно данным Н. И. Хитарова, магма по мере подъема к поверхности земли и уменьшения внешнего давления имеет тенденцию терять воду (табл. 13).

Н. И. Хитаров пишет: «Рассматривая изменение в ходе кризиса растворимости воды в расплаве базальтового состава в условиях 900° , можно видеть, что основная масса в своем продвижении с нижних структурных этажей (например, с 3000 атм) в верхние горизонты с меньшим давлением, например, в 2000 и 1000 атмосфер, должна стремиться сбросить преобладающую часть растворенной воды в нижних частях разреза. Это же явление должно быть ей свойственно и в условиях температуры в 1000°C » [24, с. 191].

Таблица 13

Содержание воды в гранитном и базальтовом расплавах.
По данным Н. И. Хитарова

Давление, МПа	Глубина, м	Температура, $^\circ\text{C}$	Содержание воды в расплавах, %	
			Базальты	Граниты
100	3 700	900	2,4	2,8
		1000	2,4	2,8
200	7 400	900	2,6	5,3
		1000	3,4	4,7
300	11 400	900	3,4	6,7
		1000	5,3	5,7

Таким образом, можно считать, что вулканические летучие ювенильны. Ниже мы покажем, что не менее половины газовых компонентов магмы сбрасывается на пути ее подъема к поверхности и что, следовательно, мантийная магма содержит их 6—8 %.

Вероятная масса воды, вынесенной на поверхность Земли вулканическими извержениями

Масса земной коры составляет, по новейшим данным, $28,46 \cdot 10^{18}$ т. Если все вещество земной коры в конечном счете вулканического происхождения, а из магмы в процессе вулканических взрывов высвобождается в среднем 3—4 % воды, то за время формирования земной коры на поверхность Земли из мантии должно было поступить при извержениях от $854 \cdot 10^{15}$ до $1138 \cdot 10^{15}$ т воды. Количество воды на поверхности Земли Полдерваартом оценивается (в т) следующим образом:

Океаны	$1420 \cdot 10^{15}$
Озера и реки	$05 \cdot 10^{15}$
Лед	$22 \cdot 10^{15}$
Атмосфера	$0,013 \cdot 10^{15}$
Осадки	$201 \cdot 10^{15}$
Гидросфера	$1644 \cdot 10^{15}$

Мы видим, что в течение геологической истории только за счет вулканических извержений на поверхность планеты могло поступить более половины этой воды.

Ювенильные воды, поступающие на поверхность Земли в составе сольфатар и гидротерм

При движении магмы из мантийных глубин к поверхности Земли по мере уменьшения внешнего давления она стремится «сбросить» часть растворенных в ней газовых компонентов. Поэтому газы, главным образом водяной пар, производящие работу вулканических взрывов, составляют только определенную часть от общего количества газовых компонентов в мантийной магме. Сильные взрывы андезитовой магмы обуславливаются содержанием в ней перед взрывом 4—3 % газовых компонентов (в основном воды). Если к этим 3—4 % добавить воду и другие газы, потерянные магмой на глубине, получим общее количество газовых компонентов в мантийной магме. «Сброшенная» магмой на глубине часть воды и газовых компонентов может быть учтена по ювенильной составляющей сольфатар, термальных и минеральных источников. Подсчеты, проведенные в отношении Курильской островной дуги, показали, что сольфатары и гидротермы в среднем в год выносят приблизительно такое же (не меньше) количество ювенильной воды

и других газовых компонентов магмы, какое высвобождается из нее при взрывах во время извержений.

На вулканах Курильских островов много горячих источников. По подсчетам автора, они выносят в составе соляной кислоты не менее 98 185 т хлора ежегодно. Сольфатарами в виде хлористого водорода выносятся не менее 51 680 т хлора.

Несомненно, что как в массе летучих, выносимых при извержениях, главная доля принадлежит воде, так и в составе сольфатарных паров доля ювенильной воды во много раз превышает долю остальных ювенильных газов. Общее количество летучих компонентов в андезитовой магме вулкана Безымянного составляет 4,5 т на 100 т изверженной породы, содержание хлора на 100 г пепла колеблется обычно от 70 до 200 мг, или от 2 до 5 % от общего количества летучих, среди которых преобладает водяной пар. Мы будем считать, что эта же пропорция (берем Cl 3 % от общего количества летучих) характерна для андезитовой магмы Курильских вулканов. Тогда общая вероятная масса ювенильной воды, которая ежегодно выносятся сольфатарами и гидротермами Курильских островов ($m\text{H}_2\text{O}$), определится следующим образом:

$$m\text{H}_2\text{O} > \left[\frac{51\,680}{3} \cdot 100 \right] + \left[\frac{98\,185}{3} \cdot 100 \right] > 5 \cdot 10^6 \text{ т,}$$

где 51 680 — масса предположительно ювенильного хлора, выносимого ежегодно сольфатарами, а 98 185 — масса предположительно ювенильного хлора, выносимого ежегодно гидротермами. Сколь ни приближенна эта цифра, она, по-видимому, правильно характеризует порядок величины.

Учитывая масштабы сольфатарной деятельности на Курильских островах и общее количество вулканов на Земле, можно предположить, что на Курильскую вулканическую дугу приходится приблизительно 1/40 выноса ювенильной воды и других газовых компонентов современными термальными источниками и сольфатарами. Вероятно, общий современный вынос ювенильной воды гидротермами и сольфатарами близок к $2 \cdot 10^8$ т в год. Иными словами, он вполне сопоставим с массой ювенильной воды, высвобождающейся из магмы при взрывах (3—4 % от $3\text{--}6 \cdot 10^9$ т в год близко к $2 \cdot 10^8$ т в год).

Если из магмы высвобождается при извержениях 3—4 % летучих и столько же их «сбрасывается» магмой на глубине и поступает на поверхность в составе горячих источников и газопаровых струй, то, очевидно, в мантийной магме должно содержаться воды и других газовых компонентов 6—8 % от общей массы магмы. При ежегодном выносе сольфатарами и гидротермами $2 \cdot 10^8$ т ювенильной воды в течение геологической истории Земли ($4,5 \cdot 10^9$ лет) ее должно было накопиться на поверхности Земли $9 \cdot 10^{17}$ т.

Итак, фуमारолами и гидротермами ювенильная вода выносятся в не меньшем количестве, чем поступает в атмосферу и

гидросферу при вулканических извержениях. Следовательно, этих двух источников достаточно для образования в течение геологической истории всей гидросферы, так как в сумме они дают $\sim 18 \cdot 10^{17}$ т. Масса же гидросферы составляет $16 \cdot 10^{17}$ т, т. е. цифры практически совпадают. По мнению В. Ф. Дерпгольца, гидросфера частично растет за счет космического вещества. Он считает, что с метеоритами на Землю в среднем ежегодно поступает приблизительно $2,5 \cdot 10^4$ т воды. Но эта цифра на четыре порядка меньше полученной нами для вулканической воды. Можно предполагать, что в результате вулканических процессов в земную кору и в гидросферу поступает из мантии значительно большее количество воды, чем подсчитано нами. Действительно, при наших подсчетах выноса ювенильной воды с гидротермами мы не приняли во внимание гидротерм срединноокеанических хребтов и других зон подводного вулканизма. С другой стороны, мы не учли, что значительная часть поступающей из мантии воды может связываться в породах земной коры. Не исключено, что эти массы компенсируют друг друга.

Интересные, но в известной мере гипотетические расчеты были произведены О. Г. Сорохтиным. Исходя из модели гравитационной дифференциации в глубинах Земли, роста земного ядра и постоянных преобразований в мантии, он рассчитал изменения со временем мантийных концентраций ряда веществ, выносящихся из мантии в кору, гидросферу и атмосферу. По представлениям О. Г. Сорохтина, океанические литосферные плиты, погружаясь на глубину до 350 км, в течение конвективного цикла теряют около 10% воды. Изменение концентраций воды в мантии с течением времени отражено на рис. 36. Так как масса мантии оценивается цифрой $4,05 \cdot 10^{21}$ т, то умножая мантийную концентрацию воды на эту цифру, можно получить массу мантийной воды для того или другого интервала времени. Хотя большая часть выделяющейся из мантии воды идет на пополнение гидросферы, некоторое ее количество (именно

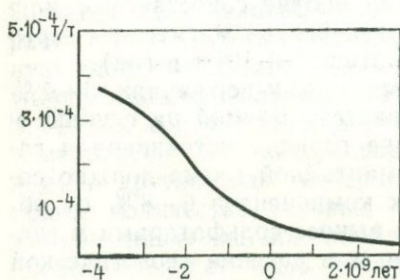


Рис. 36. Изменение концентрации воды в мантии с течением времени. По О. Г. Сорохтину

не учтенное в наших расчетах) поглощается породами коры. Это поглощение, по-видимому, особенно значительно при серпентинизации оливинов и пироксенов при образовании третьего слоя океанской коры. Но мантийная вода частично поглощается и в процессе образования континентальной коры. По ориентировочным подсчетам в настоящее время в третьем слое океанской коры содержится $0,49 \times 10^{18}$ т, а в первом и втором

слоях океанской коры и в континентальной коре — в сумме $0,35 \cdot 10^{18}$ т воды. Напомним, что масса воды в гидросфере составляет $1,46 \cdot 10^{18}$ т (исключая воду в осадках).

Повышение уровня Мирового океана

Если за счет вулканических извержений и благодаря сольфатарной и гидротермальной деятельности на поверхность Земли из ее глубоких недр ежегодно поступает $4 \cdot 10^8$ т ювенильной воды, то, следовательно, уровень океана должен ежегодно повышаться на некоторую величину. При современной площади Мирового океана $3,6 \cdot 10^{14}$ м² эта величина составит приблизительно 0,001 мм.

Интересно сопоставить эту цифру с данными многолетних измерений уровня океана. Г. П. Калинин, Е. И. Бреслав и Р. К. Қлиге пишут: «Одним из первых крупных исследований, посвященных современному изменению среднегодового уровня Мирового океана, является работа Б. Гутенберга (Gutenberg, 1941), который показал, что для периода 1860—1936 г. характерно общее повышение уровня океана со средней скоростью около 1,2 мм в год. Близкие результаты были получены П. Кюненем (Кюнеп, 1950). Для периода 1880—1930 гг. он получил изменение морского уровня +1,3 мм в год. Исследования Г. Валентина (Valentin, 1952) показали, что подъем уровня моря может достигать 1—2 мм в год (1880—1950 гг.) Исследуя вековые изменения среднего уровня Атлантического океана, Н. В. Буторин (1960) получил для периода 1890—1946 гг. общее повышение уровня на 6,1 см. Р. В. Фейрбридж и О. А. Кребс (Fairbridge, Krebs, 1962), используя тщательно отобранные данные по уровням моря, рассчитали кривую изменения среднегодового уровня океана за 100 лет (1860—1960). Анализ этой кривой показал, что самая низкая точка уровня моря была примерно в 1890 г. Средний подъем уровня в период 1900—1950 гг. составлял 1,2 мм в год [25, с. 74]. Авторы справедливо связывают эти изменения уровня океана с вариациями климата. Следует, однако, подчеркнуть, что они происходят на фоне постепенного повышения уровня Мирового океана приблизительно на 0,001 мм в год, обусловленного ежегодным поступлением в него около $4 \cdot 10^8$ т ювенильной воды сольфатар, гидро-

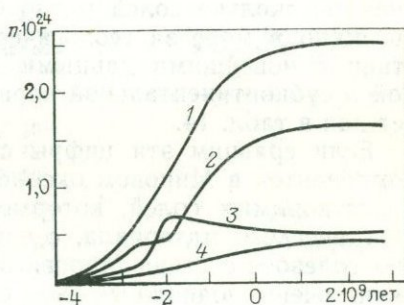


Рис. 37. Изменение с течением времени массы воды в гидросфере и земной коре. По О. Г. Сорохтину

1 — суммарная масса воды, дегазированной из мантии; 2 — масса воды в гидросфере; 3 — масса связанной воды в океанической коре; 4 — масса связанной воды в континентальной коре

терм и воды, высвобождающейся из магмы при вулканических извержениях. Наши представления о постепенном повышении уровня Мирового океана перекликаются с представлениями О. Г. Сорохтина и А. С. Моница, согласно которым в катархее и архее воды в океанах было еще недостаточно, чтобы покрывать срединноокеанические хребты. Вершин срединноокеанических хребтов морская вода достигла лишь к началу протерозоя. Авторы предполагают, что вслед за этим наступил период, когда поступающая из мантии ювенильная вода почти вся поглощалась корой и шла главным образом на серпентинизацию гипербазитов. Предполагается, что дальнейший рост объема воды в Мировом океане протекал с начала среднего протерозоя, когда, по мнению О. Г. Сорохтина, океанская вода приобрела уже современный характер. По его прогнозу рост массы воды в Мировом океане будет продолжаться, постепенно замедляясь, еще около 2 млрд. лет (рис. 37).

Формирование солевого состава океанической воды

Вследствие вулканических извержений в состав гидросферы поступает множество летучих компонентов. Основные анионы морской воды, такие, как Cl , SO_4 , CO_2 , F , B и др., — это в то же время главные составляющие вулканических газов.

Л. А. Башариной были опубликованы результаты анализов водных вытяжек из пепла извержения вулкана Безымянного в 1955 г.

Принимая во внимание, что эти данные типичны для рыхлых вулканических образований и зная, что исходным материалом для образования континентальной и субконтинентальной земной коры служили пирокластические продукты, можно подсчитать, сколько солей могло быть вымыто из пирокластике и вынесено в море за геологическую историю Земли. В соответствии с новейшими данными суммарная масса континентальной и субконтинентальной коры принята равной $22 \cdot 10^{18}$ т. Расчет дан в табл. 14.

Если сравним эти цифры с содержанием рассматриваемых компонентов в Мировом океане (табл. 15), то увидим, что легкорастворимых солей, которые могли быть вымыты из пирокластического материала, с избытком хватает для формирования солевого состава Мирового океана. Исключение составляет лишь очень подвижный Na , оперируя со средним значением которого в водных вытяжках из нескольких проб, мы получим величину хотя и того же порядка, но меньшую, чем его содержание в океане. Однако если принять для расчета пробу с максимальным содержанием, то для Na эта цифра будет почти вдвое больше его содержания в Мировом океане. По-видимому, истинное значение легкорастворимого Na в пирокластических продуктах больше нашего среднего расчетного значения; это

Результаты анализов водных вытяжек из пепла

Компоненты	Результаты анализа * в мг на 100 г пепла			Расчет на 22×10^{18} т в $t \times 10^{15}$		
	от	до	среднее	от	до	среднее
Cl-	76	530	209	17	117	46
F-	1,5	6,7	4,1	0,3	1,5	0,9
Br-	0	2,1	1,1	0	0,5	0,2
SO ₄ ⁻²	237	938	462	52	206	102
SO ₃ ⁻²	0	6,2	3,4	0	1,4	0,7
H ₂ CO ₃	12	104	39,7	2,6	23	9
Na+	10	124	35,2	2,2	27	8
K+	2,4	34,5	10,9	0,5	8	2,4
Ca ⁺²	84	489	192,7	18	108	42
Mg ⁺²	17,3	38,8	27,1	3,8	8,5	6
Al ⁺³	3,5	21	9,6	0,8	4,6	21
Fe ⁺³	1,1	4,0	2,2	0,2	0,9	0,5
Fe ⁺²	2,0	11	3,8	0,4	2,4	0,8
SiO ₂	2,5	20	9,6	0,6	4,4	2,1
H ₃ BO ₃	1,5	4,2	2,7	0,3	0,9	0,6
S	16,4	32,0	22,2	4	7	5

* По данным 9 проб.

Таблица 15

Содержание основных компонентов в Мировом океане.
По Э. Д. Гольдбергу

Компоненты	Концентрация, мг/л	Общее содержание в Мировом океане, т	Форма содержания в морской воде
Cl	1900	$27,2 \cdot 10^{15}$	Cl
F	1,3	$18,7 \cdot 10^{12}$	F
Br	65	$9,3 \cdot 10^{13}$	Br-
SO ₄	2650	$3,8 \cdot 10^{15}$	SO ₄ ⁻²
HCO ₃	142,3	$0,2 \cdot 10^{15}$	Весь С океана пересчитан на HCO ₃ ⁻
Na	10 500	$15,1 \cdot 10^{15}$	Na+
K	380	$0,5 \cdot 10^{15}$	K+
Ca	400	$0,6 \cdot 10^{15}$	Ca ⁺² , CaSO ₄
Mg	1350	$1,9 \cdot 10^{15}$	Mg ⁺² , MgSO ₄
Al	0,01	$14,4 \cdot 10^9$	Al ⁺³
Fe	0,01	$14,4 \cdot 10^9$	Fe(OH) ₃ (твердая)
H ₃ BO ₃	26,4	$3,8 \cdot 10^{13}$	Весь В океана пересчитан на H ₃ BO ₃

связано с его способностью быстро улетучиваться из свежих пеплов. В пепле, выпавшем на снегу и собранном вместе со снегом, Na улавливается только в растаявшем снегу: последующие водные вытяжки уже не дают результата. Возможно, что часть Na связывается в пеплово-газовых облаках с конденсирующимися парами вулканической и атмосферной воды и выпадает на поверхность Земли независимо от пепла. Избыток K, Mg и очень большой избыток вулканического Ca по сравнению с их количествами в воде Мирового океана закономерен. Известно, что огромные массы этих металлов, особенно Ca, расходовались и расходуются в процессах образования хемогенных и органогенных осадков.

Согласно данным О. А. Алекина и Л. В. Бражниковой, реки СССР ежегодно выносят в моря и океаны в виде ионов $41,1 \cdot 10^6$ т Cl^- и $36 \cdot 10^6$ т Na^+ и K^+ . Учитывая, что территория СССР составляет 1/6 суши и экстраполируя эти данные на всю поверхность континентов, получаем ежегодный вынос рек Cl^- $247 \cdot 10^6$ т в год; $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ $216 \cdot 10^6$ т в год.

Нетрудно подсчитать, что при такой же интенсивности выноса ионов с суши в прошлом вся их масса в океане могла бы накопиться для Cl^- за $110 \cdot 10^6$ лет; для $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ — за $71 \cdot 10^6$ лет. Однако в основу такого расчета положен порочный круг. Несомненно, что большая часть ионов, выносимых в настоящее время реками в моря и океаны, заимствуется из древних морских отложений. Поставщиком же легкорастворимых солей на поверхность планеты служат вулканы. Важным источником анионов и катионов морской воды была, безусловно, также фумарольная и гидротермальная деятельность вулканов.

В разделе, посвященном вулканогенному рудообразованию, мы остановимся на масштабах выноса гидротермами с вулканов зон субдукции в океан хлора, серы, железа, алюминия, титана и других элементов. Мы коснемся также гидротермальной деятельности в рифтовых зонах морей и океанов и поступления с горячими рассолами в морскую воду и осадки многих рудных компонентов.

Гидросфера в истории Земли

Возраст древнейших осадочных пород, недавно обнаруженных в Гренландии, составляет не менее 3,8 млрд. лет. Это свидетельствует о том, что в то время гидросфера уже существовала. Анализ образовавшихся в течение геологической истории Земли осадков позволяет строить предположения о составе древней гидросферы и ее эволюции. Интересно, что упомянутые выше древнейшие осадки Земли представлены бурями железняками. Возможно, их происхождение аналогично железистым осадкам современных подводных кратеров и кальдер.

Будучи изначально результатом конденсации вулканических паров, гидросфера в течение геологической истории прошла

большой и сложный путь эволюции, который достаточно подробно прослежен Н. М. Страховым.

«Химический состав «первозданного океана» был, вероятно, своеобразен и резко отличен от современного. Так как в конденсированных парах воды были растворены и продолжали вновь и вновь растворяться выбрасываемые вулканами кислые дымы (фумаролы), то гидросфера, несомненно, была очень кислой и являлась по существу более или менее конденсированным раствором HCl , HF , H_3BO_3 , H_2SiO_3 с рН, близким к 1—2. В этой воде были растворены также некоторые газы — H_2S , CH_4 и другие углеводороды, а также CO_2 , но сульфатов еще не было, или они существовали только в следах, ибо не было свободного O_2 для окисления H_2S в H_2SO_4 . Трудно определить общую соленость этой исходной воды, но опять-таки по аналогии с современными гидротермами она не могла быть большой и измерялась, вероятно, долями процента» [45, с. 509].

Х. Д. Холланд считает, что широкое распространение докембрийских железистых формаций легче всего понять, если предположить, что морская вода в докембрии была насыщена аморфным кремнеземом, а содержание кислорода в атмосфере было настолько низким, что морская вода в контакте со значительной частью океанического дна была практически лишена его.

Мнение Х. Д. Холланда не совпадает с мнением Н. М. Страхова о наличии в докембрийской гидросфере сульфатов и ее общей минерализации: «Изотопный состав серы докембрийских осадочных сульфидов свидетельствует о том, что сульфат был уже важным компонентом океанической воды. Химические и минералогические особенности осадочных пород заставляют предполагать, что соленость морской воды не была незначительной и что отношения катионов были близкими к их сегодняшним значениям» [25, с. 77].

Кислый первозданный океан, по составу воды напоминающий, вероятно, озера в кратерах вулканов, постепенно изменялся. Кислые воды его интенсивно взаимодействовали с породами берегов и ложа и постепенно нейтрализовались. Еще более важное значение, согласно Н. М. Страхову, имела нейтрализация благодаря поступлению с суши карбонатов K , Na , Ca , Mg , образовывавшихся под воздействием атмосферного углекислого газа. Состав воды постепенно становился хлоридным. С исчезновением в океане сильных кислот началось прогрессивное накопление карбонатных солей. Докембрийским карбонатным породам свойственно высокое значение отношения доломит: кальцит. Оно проявляет тенденцию к прогрессивному снижению во времени. Причина, вероятно, заключается в том, что в докембрии могли в избытке выпадать осадки доломитов химического происхождения. Доломиты Булавею в Южной Африке образовались почти 3 млрд. лет назад. Мощная доломитовая свита с возрастом около 2 млрд. лет известна

в Трансваале. Это говорит о значительном содержании в докембрийской морской воде углекислого газа и высоком щелочном резерве. В дальнейшем карбонаты биологического происхождения начали преобладать над химическими карбонатными осадками, карбонаты кальция — над карбонатами магния. По мере развития на Земле жизни и процессов фотосинтеза содержание углекислоты уменьшалось и в атмосфере, и в морской воде.

Наряду с запечатленными в осадках признаками высокого содержания в древней гидросфере углекислого газа имеется целый ряд фактов, свидетельствующих о низком содержании в докембрийской гидросфере кислорода. О том что морская вода на контакте с дном океана в докембрии была практически лишена кислорода, свидетельствуют также часто встречающиеся в архее магнетитовые руды. Магнетит содержит закись железа, которая могла образоваться лишь в условиях недостатка кислорода. Содержащиеся в докембрийских железных рудах примеси неокисленных сульфидов железа; наличие легко окисляемых урановых смолков и уранинита в золото-ураноносных месторождениях Витватерсранда в Южной Африке, Коли-Колтимо в Финляндии, Жакобины в Бразилии; присутствие неокисленного графита в докембрийских толщах — все эти факты могут быть объяснены только если допустить весьма низкое содержание кислорода в докембрийских гидросфере и атмосфере.

Позже возникновение фотосинтеза, быстрое накопление кислорода в атмосфере и гидросфере привели к превращению вод океана из хлоридных в хлоридно-карбонатно-сульфатные с рН, близким к нейтральному.

Дальнейшее уменьшение в атмосфере и гидросфере количества углекислого газа и увеличение содержания кислорода означали продолжающийся рост рН морской воды и превращение океанических вод в воды щелочные.

Значение вулканических газов для образования атмосферы

Из предыдущих разделов следует, что образование гидросферы и ее эволюция были самым неразрывным образом связаны с образованием и эволюцией атмосферы. И коль скоро мы пришли к выводу, что земная кора в течение геологической истории формировалась главным образом из силикатных продуктов вулканической деятельности, а гидросфера параллельно этому процессу — из летучих компонентов, участвующих в вулканических извержениях, и ювенильной воды фумарол и гидро-терм, мы не можем не прийти к заключению, что атмосфера также постепенно образовывалась из газовых компонентов вулканической деятельности. Обращает на себя внимание следующее: отношение массы атмосферы к массе гидросферы и массе

земной коры равно приблизительно 1 : 300 : 5000. Отношение газов, воды и твердых продуктов в вулканических извержениях приблизительно 1 : 3 : 100.

Интересно, что отношение массы гидросферы к массе земной коры (3 : 50) практически совпадает с отношением: вода, высвобождающаяся из магмы при взрывах, и вода, поступающая на поверхность Земли в составе фумарол и гидротерм к силикатным продуктам вулканических извержений.

Приведенные выше тройные отношения сильно различаются прежде всего потому, что лишь ничтожная часть газов, поставляемых извержениями на поверхность Земли, пошла на формирование атмосферы. Большая часть их превратилась в твердые вещества (углерод, сера) или была растворена в воде (хлористый водород, сернистые газы).

В составе вулканических газов от наиболее высокотемпературных до самых низкотемпературных почти всегда можно обнаружить углекислый газ, первый после воды важнейший газовый компонент, и азот.

При отборе вулканических газов в пробы почти неизбежно попадает воздух. Поэтому из данных анализов обычно исключают весь кислород и тот азот, который находится с ним в «воздушном» соотношении. Но почти всегда наблюдается избыточный азот. Некоторые исследователи склонны и этот азот считать воздушным, полагая, что часть кислорода воздуха, попавшая в пробу, расходуется на окисление.

Оценить, какая же часть азота в пробе ювенильная вулканическая, — трудно. Но само наличие в пробах ювенильного азота не вызывает сомнений. Вулканический азот и. может быть, некоторые азотсодержащие вулканические газы (аммиак) и углекислый газ были и остаются постоянными источниками главных газов атмосферы — азота, кислорода и углекислого газа.

Так же как гидросфера, атмосфера в течение геологической истории прошла сложную эволюцию. Общеизвестно, что первичный состав атмосферы был совершенно иным, чем современный.

В. В. Руби пишет, что химические и геологические данные указывают на то, что углекислота и азот были, по-видимому, господствующими газами в древней атмосфере. Согласно Н. М. Страхову, первичная атмосфера состояла в основном из CO_2 , к которому были подмешаны пары воды, аммиак, метан и малые порции инертных газов.

Многочисленные геологические исследования докембрийских отложений подтверждают этот вывод. Так, например, И. А. Бергман на основании изучения железистой формации криво-рождской осадочно-метаморфической серии пришел к заключению, что формирование осадочных пород в нижнепротерозойском геосинклинальном цикле происходило в условиях восстановительной атмосферы, обогащенной углекислотой и, вполне вероятно, метаном и аммиаком.

А. П. Виноградов считает, что «поскольку в древней атмосфере всегда были H_2O , CO_2 и другие кислородные соединения, совершенно не исключено было образование свободного кислорода в результате фотодиссоциации.

Конечно, процесс этот медленный и интенсивно действующие вулканы, выбрасывающие NH_4Cl , CH_4 и другие легко окисляющиеся вещества, не способствовали накоплению O_2 в древней атмосфере, которая, таким образом, имела более восстановительный характер» [5, с. 13].

Известно, что важнейшую роль в эволюции атмосферы сыграло зарождение жизни, в особенности возникновение растений и появление процесса фотосинтеза. Оно означало возникновение и быстрое накопление в атмосфере свободного кислорода и одновременный рост за счет вулканического газа органического вещества.

Биосфера и масса органического и живого вещества в ней в течение геологической истории Земли постепенно увеличивались благодаря аккумуляции живыми организмами продуктов эволюции первично вулканической воды и газов. Этот процесс протекал параллельно росту земной коры, гидросферы и атмосферы Земли.

Из всего изложенного можно сделать вывод: вся геохимическая эволюция осадочной, водной и воздушной оболочек — есть преобразование с течением времени вулканического материала. Внешние оболочки Земли представляют собой результат деятельности вулканов и эволюции вулканических продуктов в течение геологической истории Земли.

Вулканизм и образование руд

К производству руд сильные Земли трясения и отрывания из огнедышащих гор требуются.

М. В. Ломоносов

Рудные компоненты в современных вулканических летучих и их производных

Рудные компоненты в вулканических газах. Во время Толбачикского извержения 1975—1976 гг. автору совместно с В. А. Ураковым удалось погружать трубки из керамики и кварцевого стекла в жидкую базальтовую лаву на глубину до 50 см и отбирать магматический газ с температурой, нередко превышавшей 1000 °С. Всего было отобрано 36 качественных проб. Помимо общего состава газовых проб изучался также состав конденсата, полученного при охлаждении магматического газа. Количество водяного пара в магматическом газе определяли после конденсации его в холодильнике. Оно составляло до 11,2 мл на 1 л откачанного газа, что соответствует более 90 % объема. Получены следующие результаты анализа конденсата (мг/л).

Cl^-	F^-	SO_4^{-2}	H_2SO_4	NH_4^+	Na^+	Al
23 800	2560	220,4	1327	6,2	770,0	250,6

Продолжение

Zn^{+2}	Cu^{+2}	Ca^{+2}	Fe^{+2}	Mg^{+2}	Cd^{+2}	K^+	Li^+
190,3	93,5	68,0	37,5	18,3	24,79	2,58	1,5

Продолжение

Pb^{+2}	Mn^{+2}	Sn^{+2}	As^{+2}	Ag^{+2}	Co^{+2}	pH
1,41	1,23	0,05	0,05	0,001	Следы	0,66—0,85

Практически во всех пробах конденсата присутствуют в высоких концентрациях цинк, медь, кадмий, причем в некоторых случаях эти элементы преобладают над породообразующими. Весьма интересно также, что в пробах обнаружено относительно мало калия и его содержание близко к содержанию лития. Сравнительно мало содержание в конденсате магния и кальция. В общем можно сказать, что с магматическими газами выделяются относительно небольшие количества петрогенных элементов (за исключением натрия) при высоких содержаниях рудных компонентов. Как было отмечено выше, за время извержения выделилось из магмы и поступило на поверхность Земли 72,28 км³ магматического газа. Усредненные анализы этого

газа дают возможность представить себе количество отдельных компонентов, в том числе рудных, которые были вынесены с газом. Девять десятых общего количества газов Толбачикского извержения приходится на H_2O . Так как общая масса извергнутого магматического газа равна $6 \cdot 10^7$ т, то это означает, что за время извержения из магматического расплава выделилось и поступило на поверхность Земли 54 млн. т воды. В соответствии с данными анализа конденсата с этой водой было вынесено из базальтовой магмы (в т): хлора 1 285 200; фтора 138 240; серной кислоты 71 674; аммония 335; натрия 41 580; алюминия 13 532; цинка 10 276; меди 5 049; кальция 3 672; железа 2 025; магния 988; кадмия 1 339; калия 139; лития 81; свинца 76; марганца 66; олова 27; мышьяка 2,7; серебра 0,06.

С этими данными, полученными нами экстраполяцией анализов проб, взятых из жидкой магмы на Южном прорыве, на все Толбачикское извержение, интересно сопоставить данные И. А. Меняйлова, Л. П. Никитиной и В. Н. Шапаря по выносу некоторых компонентов магматических газов во время извержения Южного прорыва и экстраполированные только на Южный прорыв (табл. 33). Многочисленные пробы были отобраны авторами преимущественно из трещин в кровле лавовых туннелей над текущей лавой, причем отборные трубки практически касались жидкой лавы. Температура газа нередко была близка к $1000^\circ C$. В табл. 16 поражает чрезвычайно высокое содержание в газах платины.

Очень интересные данные по выносу в атмосферу некоторых металлов с газообразными и аэрозольными продуктами во время извержения вулкана Толбачик были получены путем высотного самолетного зондирования шлейфа пеплово-газовой тучи. Зондирование осуществлялось на высотах от 0,1 до 6,5 км горизонтальными маршрутами с наветренной стороны в поперечных сечениях, отстоящих от действующего жерла на 100 км, а в отдельных случаях на 50 км. Исследования проводились самолетом-лабораторией 3, 4 и 6 сентября 1975 г. Полученные результаты отражены в табл. 17.

Так как, вероятно, сернистый газ образовался за счет окисления сероводорода, можно предполагать, что вынос H_2S составлял 12 тыс. т/сут.

Предполагается, что вычисленные значения выброса газообразных и аэрозольных продуктов извержения могут оказаться заниженными в 1,5—2 раза, так как возможно, что часть шлейфа распространялась выше 6,5 км.

Рудные компоненты в вулканических возгонах. Рудные компоненты вулканических возгонов являются результатом выноса их газами из магмы и отложения в поверхностных условиях. Возгоны могут образовываться, из вулканических газов при их охлаждении или в результате реакций газов между собой или при воздействии их на изверженные породы. Сведения по минералогии вулканических возгонов имеются в работах А. Лакруа,

Средние содержания* и общий вынос соединений и элементов
в составе газов во время извержения Южного прорыва.

По И. А. Меняйлову

Компоненты	Среднее содержание, мг/м ³	Вынос, т	Компоненты	Среднее содержание, мг/м ³	Вынос, т
H ₂ O	7,2·10 ⁶	7,2·10 ⁶	As	5,41	54,1
HCl	1,0·10 ⁴	1,0·10 ⁵	Cu	4,78	47,8
CO ₂	3,2·10 ³	3,2·10 ⁴	P	4,00	40,00
SO ₂	2,3·10 ³	2,3·10 ⁴	Rb	1,36	13,6
HF	1,6·10 ³	1,6·10 ⁴	Pb	1,11	11,1
N ₂	1,1·10 ³	1,1·10 ⁴	Ti	0,88	8,8
H ₂ S	550	5,5·10 ³	Cd	0,82	8,2
H ₂	450	4,5·10 ³	Cr	0,29	2,9
O ₂	223	2,3·10 ³	Mn	0,27	2,7
K	234	2,3·10 ³	La	0,27	2,7
Na	191	1,9·10 ³	Ni	0,23	2,3
Al	111	1,1·10 ³	Sn	0,19	1,9
Pt	78	780	Li	0,11	1,1
B	47	470	Hg	0,03	0,3
Br	29	290	Co	0,014	0,14
Fe	22	220	Au	0,012	0,12
Zn	20	200	Ph	<0,01	<0,1
Sb	18,2	182	Ir	<1,50	—
Cs	11,3	113	Ag	9,0·10 ⁻³	0,09
Ca	9,46	94,6	Pd	6,3·10 ⁻³	0,06
Mg	9,40	94,0	Ga	3,8·10 ⁻³	0,04

* Среднее содержание получено на основе данных об эксгаляциях на всех этапах извержения.

Таблица 17

Вынос в атмосферу аэрозольных продуктов извержения вулкана
Толбачик. По Б. П. Абрамовскому и др.

Элементы	Средняя концентрация, мг/м ³	Перенос вещества, т/сут	Элементы	Средняя концентрация, мг/м ³	Перенос вещества, т/сут
Кремний	0,49	49 000	Ванадий	7·10 ⁻³	700
Алюминий	0,49	49 000	Цинк	5·10 ⁻³	500
Магний	0,49	49 000	Никель	4·10 ⁻³	400
Кальций	0,49	49 000	Кобальт	2·10 ⁻³	200
Натрий	0,49	49 000	Цирконий	3·10 ⁻³	30
Железо	0,48	48 000	Свинец	3·10 ⁻⁴	30
Марганец	0,07	7 000	Серебро	1·10 ⁻⁴	10
Титан	0,14	14 000	Галлий	6·10 ⁻⁴	60
Фосфор	0,05	5 000	Церий	2·10 ⁻⁴	20
Медь	0,02	2 000	Иттрий	3·10 ⁻⁴	30
Хром	0,01	1 000	Иттербий	2·10 ⁻⁵	2
Стронций	0,01	1 000	Бериллий	6·10 ⁻⁵	6
Барий	7·10 ⁻³	700			

Ф. Замбонини, А. Аллена и Е. Цисса, Дж. Шиплей, А. Н. Заварицкого, С. И. Набоко, Б. И. Пийпа, Г. Тазиева с соавторами и во многих других. Лакруа и Замбонини на свежих лавовых потоках Италии определили галит, сильвин и нашатырь с примесью меди, цинка, молибдена, железа и других металлов. По данным Цисса, на отложениях агломератового потока вулкана Катмай около фумарол с температурой 650 °С отлагались сульфиды свинца, цинка, меди, железа. Из фумарольных газов с температурой 239 °С вдоль трещин отлагался кристаллический магнетит. Согласно Вандервиллету, там же у выхода фумарольного газа с температурой 274 °С был обнаружен «синий молибден» (Mo_3O_8 , H_2O). Макото указывает на находку на вулканах Татейма и Эсан возгонов, состоящих из смеси серы, нашатыря и алуногена и содержащих до 3 % никеля. Тазиев, Мартини и Корсики в 1966 г. в возгонах Этны обнаружили каситерит.

Данные по возгонам некоторых активных вулканов Камчатки (до Толбачикского извержения 1975—1976 гг.) были обобщены Е. К. Серафимовой (табл. 18).

Обширный материал по рудным компонентам возгонов лавовых потоков и конусов Толбачикского извержения 1975—1976 гг. был получен С. И. Набоко и С. Ф. Главатских. Они указывают, что разными исследователями здесь было определено 46 эксгальционных минералов, в том числе рудных. В небольших пустотах, образовавшихся на втором шлаковом конусе из фумарольных газов, отлагались самородная медь, окислы меди — тенорит и куприт, хлориды меди — меланоталлит, атакамит, параатакамит и др., сульфаты меди — халькоцианит, хальконтит и др. С ними ассоциируют гематит, хлориксифит (хлорид меди и свинца), мурит (сульфат меди и цинка), щербинит (V_2O_5) и другие минералы. Минерализация столь обильна, что может рассматриваться как эксгальционное рудопроявление. Авторы подчеркивают большой интерес, который представляет процесс современного рудообразования на Втором конусе северного прорыва Толбачикского извержения. Рудообразование является медно-железо-ванадиевым с цинком и свинцом и рядом других халькофильных элементов.

Особый интерес представляет находка Л. П. Вергасовой самородного золота. Частички золота имеют размер до 0,3 мм в поперечнике и 0,01—0,05 мм в толщину. Авторы приходят к выводу о мантийном источнике эксгальций и рудных компонентов. Предполагается, что золото выносилось из магмы в форме AuCl_3 . На других конусах Северного прорыва определены $\text{FeCl}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$; $\text{CaCl}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$; $\text{MgCl}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$; гипс, ангидрит, пирит, опал, манганокальцит, самородная сера. На лавовых потоках много возгонов нашатыря, встречены гидромагнетит, аурипигмент и реальгар.

Краткий обзор данных по вулканическим возгонам показывает, что в них присутствуют иногда в высокой концентрации

Минеральный состав возгонов вулканов Камчатки.
По Е. К. Серафимовой [40]

Минеральный состав	Вулканы			
	Ключевской, Прорыв Пийпа	Безымянный, Купол Новый	Мутновский	Авачинский, Корякский
Элементы				
Сера S	+	+	+	+
Окислы				
Тенорит CuO	+	—	—	—
Гематит Fe ₂ O ₃	+	+	+	+
Опал SiO ₂ , nH ₂ O	+	+	+	+
α-Кристаллит	+	+	—	—
Щербинаит V ₂ O ₅	—	+	—	—
Массикот PbO	—	+	—	—
Гидроокислы				
Сассолин В(OH) ₃	—	+	—	—
Хлориды				
Галит NaCl	+	+	—	—
Сильвинит n NaCl·KCl (n = 2 ÷ 3)	+	—	—	—
Нашатырь NH ₄ Cl	+	—	+	—
Лавренсит FeCl ₂	+	+	+	+
Молизит FeCl ₃	+	+	+	+
Хлормagneзит MgCl ₂	+	—	—	—
Хлорид меди CuCl	+	—	—	—
Фториды				
Флюорит CaF ₂	+	—	—	—
α-Ральстонит	+	+	—	—
Na _x (Mg _x Al _{6-x})[F ₁₂ (OH) ₆] _y ·H ₂ O				
Криптогалит (NH ₄) ₂ SiF ₆	+	—	—	—
Кридит Ca ₃ Al ₂ (F, OH) ₁₀ SO ₄ ·2H ₂ O	+	—	—	—
Геарксутит CaAlF ₄ (OH)·H ₂ O	+	—	—	—
Селлаит MgF ₂	+	—	—	—
Эльпасолит K ₂ NaAlF ₆	+	—	—	—
Фторид алюминия AlF ₃	—	+	—	—
Сульфаты				
Тенардит Na ₂ SO ₄	+	+	—	—
Ангидрит CaSO ₄	+	+	—	—
Афтиталит 2Na ₂ SO ₄ ·K ₂ SO ₄	—	+	—	—
Миллозивечит (Fe, Al) ₂ [SO ₄] ₃	—	+	+	+
Высокотемпературный алуноген	+	+	—	—
Al ₂ (SO ₄) ₃ ·nH ₂ O, n = 4 ÷ 12				
Глауберит Na ₂ SO ₄ ·CaSO ₄	+	—	—	—
Водные сульфаты				
Гипс CaSO ₄ ·2H ₂ O	+	+	+	+
Полигалит K ₂ Ca ₂ Mg(SO ₄) ₄ ·2H ₂ O	+	—	—	—
Кизерит MgSO ₄ ·H ₂ O	+	—	—	—
Астраханит Na ₂ Mg(SO ₄) ₂ ·4H ₂ O	+	+	—	—
Эпсомит MgSO ₄ ·7H ₂ O	+	+	—	—
Алуноген Al ₂ (SO ₄) ₃ ·18H ₂ O	+	+	+	+
Галотрихит FeAl ₂ (SO ₄) ₄ ·22H ₂ O	—	+	+	+
Сульфиды				
Пирит FeS ₂	—	—	+	—

Минеральный состав	Вулканы			
	Ключевской, Прорыв Пийпа	Безымянный, Купол Новый	Мутновский	Авачинский, Корякский
Марказит FeS_2	—	—	+	—
Фосфаты	—	—	—	—
Графтонит $(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Ca})_3[\text{PO}_4]_2$	+	—	—	—
Силикаты	—	—	—	—
Афвилит $3\text{CaO}_2 \cdot \text{SiO}_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	+	—	—	—

такие важные рудные компоненты, как медь, ванадий, цинк, свинец, ртуть, мышьяк, олово, бор, никель, серебро, золото и другие, которые, вероятнее всего, выносятся из магмы в виде летучих соединений. Вместе с тем Е. К. Серафимов отмечает, что, как показывает изучение эксгаляционного метасоматоза и сравнение состава возгонов и измененных вулканическими газами пород, можно однозначно утверждать, что петрогенные элементы, входящие в состав возгонов, были в основной своей массе вынесены газами из пород. Согласно ее данным, интенсивность выноса можно выразить схемой: для галоидного метасоматоза $\text{Ca} > \text{Mg} > \text{Fe} > \text{Na} > \text{Al} > \text{K} > \text{Si}$, для галоидно-сульфатного $\text{Na}, \text{Ca}, \text{Mg}, \text{Al} > \text{Fe} > \text{K} > \text{Si}$ [40]. Этот вывод согласуется с нашими данными по содержанию рудных и петрогенных элементов в составе проб магматического газа, взятых непосредственно из жидкой лавы.

Рудные компоненты в измененных породах. Лавы и в гораздо большей степени тонкие пирокластические продукты быстро изменяются под действием горячих вулканических газов и вод, в которых растворены вулканические галоидные кислоты и серная кислота. При этом происходят сложные процессы выщелачивания и выноса из пород одних компонентов и обогащения их другими, остающимися на месте, а также привнесенными вулканическими газами и водами. Выше мы вкратце коснулись эксгаляционного метасоматоза и одновременного накапливания рудных компонентов под воздействием магматических газов на породы, слагающие шлаковые конусы. Коснемся теперь рудных компонентов в породах, измененных гидротермами. Вопрос о выносе и привносе рудных компонентов при образовании гидротермально измененных пород рассматривался С. И. Набоко, Е. К. Мархининым и др. Наиболее ярко процесс вынос—привнос металлов проявляется при кислотном выщелачивании вулканитов. Е. К. Мархинин, сравнив анализы многих свежих и гидротермально измененных пород вулкана Эбеко, пришел к выводу, что в процессе гипергенно-гидротермального изменения пород на вулкане Эбеко скандий, кобальт, никель, цирконий и стронций, по-видимому, «выщелачиваются» из пород на-

ряду с большинством пороодообразующих элементов. Остальные элементы либо заметно не меняют своей концентрации (галлий, ванадий, медь), либо для них намечается даже тенденция проявляться в более «сильных» линиях в измененных «выщелоченных» породах (свинец, висмут, хром) [24].

С. И. Набоко отмечает, что на активном вулкане Шивелуч под воздействием паров и кислых конденсатов преобладает вынос из андезитов халькофильных элементов. В обеленных породах понижаются концентрации Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Ga, Sr, Zr, Rb. Однако возрастает содержание Cu (на порядок больше кларка) [24].

По другому развивается процесс на сольфатарных полях Кошелевского и Камбального вулканических массивов, а также в кальдере Узон у экструзии горы Белой и на Западном термальном поле. В измененных породах найдены галенит, сфалерит, реальгар, антимонит, киноварь. С другой стороны, отмечается, что в областях активного вулканизма на разведываемых на термальные воды и пар месторождениях в интервале глубин 0—1400 м гидротермально измененные базальты, андезиты, дациты и их туфы, относящиеся к фациям пропилитов (включающих цеолитовую, адуляровую и аргиллизитовую), как правило, безрудные.

Рудные компоненты в гидротермальных растворах. Из приведенных выше данных следует, что рудные компоненты в гидротермальных растворах могут попадать двумя путями: 1) привноситься в них магматическими летучими; 2) заимствоваться из вмещающих пород.

Данные о составе магматической воды (конденсатов магматических паров) были приведены выше. Физические условия отделения магматической воды от силикатного расплава были рассмотрены А. А. Кадиком. Он показал, что в условиях гравитационного и геотермального поля Земли процесс отделения летучих от магмы (ее кипения) неизбежно должен иметь локальный характер, приурочиваясь к верхним частям магматических очагов. Конвекция в очаге будет поддерживать процесс кипения, пока весь объем магматического расплава не сбросит такое количество летучих, что оставшаяся их часть будет соответствовать условиям насыщения расплава наверху. Кристаллизация расплава, увеличивая концентрацию летучих в остаточной жидкости, будет способствовать продолжению процесса. Следовательно, даже при относительно небольшом первоначальном содержании в расплаве летучих компонентов благодаря конвекции и направленному переносу их к участкам кипения большие магматические массы могут создавать над собой длительно действующие концентрированные потоки летучих.

Очаги магмы в формировании гидротермальных растворов играют тройную роль. Во-первых, они создают в земной коре поля аномально высоких температур, оказывающих тепловое

воздействие на подземные воды. Во-вторых, из них привносятся в подземные воды летучие магматические компоненты, под влиянием которых формируется химический состав вод. В-третьих, метаморфизуя вмещающие породы, они способствуют поступлению летучих в подземные воды также из вмещающих, метаморфизованных пород. Таким образом, процесс формирования гидротермальных растворов с самого начала оказывается весьма сложным, особенно если иметь в виду, что влияние магматических очагов накладывается не на холодную дистиллированную воду, а на воду, уже имеющую определенный химический состав и, может быть, высокую температуру за счет нормального геотемпературного градиента. Тогда же, когда гидротермальный раствор за счет растворения в нем магматических летучих приобретает особенно агрессивные свойства, дальнейший процесс формирования его химического состава в существенной степени сводится к его взаимодействию с вмещающими породами. Для термальных источников, приуроченных к постройкам активных вулканов — кратерам, кальдерам, экструзивным куполам, — очень характерен ультракислый состав. Из числа источников такого рода наиболее известны источники вулкана Эбеко и Кипящего озера (вулкан Головнина) на Курильских островах; кратер вулкана Малый Семячик на Камчатке; Кава-Иджен и Чпатер в Индонезии; Матсукава, Тамагава, Кава-ю в Японии и многие другие.

Формирование их химического состава легко объяснить при смешиванием к подземным водам вадозного происхождения конденсатов магматических паров, близких тем, пробы которых были взяты непосредственно из жидкой лавы во время извержения вулкана Толбачик, и дальнейшим взаимодействием агрессивного гидротермального раствора с вмещающими породами.

На Курильских островах, например, такие источники иногда содержат до 36 г/л соляной и одновременно до 12 г/л серной кислоты.

Содержание некоторых металлов в них достигает (в мг/л):

Алюминия	1776	Меди	0,4
Железа	414	Бария	13
Кальция	370	Цинка	1,3
Магния	91	Стронция	1,3
Марганца	14		

Эти ультракислые гидротермальные растворы представляют большой интерес в связи с тем, что они выщелачивают значительные массы вулканических пород, превращая их в кварц-опал-алунитовые метасоматиты. Разгрузка их при определенных условиях может привести к отложению и накоплению рудных компонентов вплоть до образования месторождений.

Примером другого типа металлоносных гидротермальных растворов являются натрово-хлоридные воды кальдеры Узон

(Камчатка). Металлоносность современных гидротерм в кальдере была впервые установлена Б. И. Пийпом, проводившим исследования в 1933 г. Анализы отобранных им проб термальных вод показали наличие в них (в мг/л): цинка 63; мышьяка 40; гидроокиси бора — до 140; меди 1,5; сурьмы 0,23; олова 0,1; висмута 0,2; марганца 0,05; аммония 1.

Позднее С. И. Набоко и С. Ф. Главатских в термальных водах кальдеры Узон были определены относительно высокие содержания (в мг/л): ртути $1,2 \cdot 10^{-2}$; германия $0,8 \cdot 10^{-2}$; молибдена $1,4 \cdot 10^{-2}$ и фтора до 0,6. Значения рН в этих водах варьируют обычно от 4 до 8, содержание натрия иногда превышает 1 г/л, хлора 2 г/л, кремнекислоты 0,5 г/л. Характерна ассоциация Узонских гидротерм с незначительными проявлениями нефти и битумов [19].

Г. Ф. Пилипенко считает, что все встреченные на Узоне подтипы термальных вод являются продуктом дифференциации перегретых глубинных терм [19]. Представляется очень вероятным, что сами эти глубинные термы формировались под сильным влиянием магматических флюидов. Так же как и первый, ультракислый тип гидротермальных растворов, этот второй, близкий к нейтральному тип натрово-хлоридных металлоносных вод широко распространен в областях современного вулканизма.

Особый интерес представляют горячие металлоносные рассолы, обнаруженные в осевой части Красного моря и вскрытые скважинами в районе оз. Солтон-Си в Калифорнии и на берегу Каспийского моря близ п-ова Челекен. В Красном море образование горячих рассолов, несомненно, связано с современным рифтогенезом и сопутствующим ему вулканизмом. Специфической чертой горячих рассолов является то, что концентрация в них рудных элементов примерно в 1000 раз больше, чем в нормальной морской воде. Хлора больше в 8 раз. Содержание магния и сульфат-иона — ниже.

Очень интересно то обстоятельство, что в горячих рассолах содержание метана, этана и других газообразных углеводородов также примерно в 1000 раз выше, чем в приповерхностных морских водах, и составляет около 0,06 мл/л. Судя по пониженной величине $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов, содержащихся в горячих рассолах, предполагается, что к нормальным морским карбонатам примешивались ювенильные [42].

В Южной Калифорнии в районе оз. Солтон-Си глубокой скважиной был вскрыт горизонт очень горячих и крепких рассолов с настолько высокими концентрациями металлов, что в дренажных трубах откладывался рудный осадок. По мнению Уайта, Андерсона и Груббса, эти рассолы относятся к тем гидротермальным растворам, с которыми в геологическом прошлом было связано образование многих рудных месторождений [12]. В течение трех месяцев опытной откачки в дренажных трубах (которые периодически приходилось очищать) отложилось

приблизительно 5—8 т темного осадка. В нем были определены: золото (0,11 унции на 1 т), серебро (381 унция на 1 т, или 1.2 %), а также высокие содержания меди, мышьяка, бора, бериллия, висмута, галлия, свинца, сурьмы. По основным компонентам — натрию, кальцию и хлору — перегретые рудоносные рассолы сходны с широко распространенным типом рассолов нефтяных областей. Основными газами рассолов являются углекислота и углеводороды. Присутствует сероводород. В районе скважины известны грязевые вулканы.

Озеро Солтон-Си находится на северном продолжении грабена Калифорнийского залива и на южном — сброса Сан-Андреас. Район испытал недавнее погружение. Скважина вскрыла породы плиоценового возраста, содержащие минералы, характерные для фации зеленых сланцев и свидетельствующие о современном высокотермальном метаморфизме. На гидротермальной площади и в непосредственной близости от нее расположены риолитовые и обсидиановые купола.

Уайт, Андерсон и Груббс полагают, что образование горячих металлоносных рассолов можно толковать двояко. По их мнению, такой металлоносный горячий рассол мог возникнуть как остаточный флюид после кристаллизации в магматической камере. «Если так, — пишут они, — то вскрытый скважиной рассол является неразбавленной магматической водой» [12, с. 167]. Допускают они и другую возможную точку зрения, согласно которой рассол может не быть магматической водой, а нагреваться снизу за счет кондуктивной передачи тепла из магматической камеры, с которой связаны экструзивные купола.

Ярким примером горячих металлоносных рассолов являются также гидротермальные растворы, выявленные глубоким бурением на п-ове Челекен. Их отличие по основным компонентам (хлоридам натрия, кальция и калия) и общей минерализации от рассолов оз. Солтон-Си представляется незначительным. Они характеризуются высокими содержаниями, в частности, свинца, цинка, меди, кадмия, таллия, молибдена, вольфрама. Л. М. Лебедевым подсчитано, что горячие рассолы Челекена в течение года выносят на поверхность (в т): свинца 300—350; цинка около 50; меди — около 30; кадмия — около 20; мышьяка 6—8; бора 1200; стронция 7200 [43, с. 69].

Если из рассола оз. Солтон-Си отлагаются совместно с опалом в основном сульфиды меди, то из рассолов п-ова Челекен — самородный свинец, сфалерит, многочисленные сульфиды железа. Для газов рассолов очень характерны углеводороды и водород. Л. М. Лебедев считает, что горячие рассолы Челекена — это полигенные гидротермы с различной долей участия реликтовых, инфильтрационных, метаморфических и магматических вод. Обращает на себя внимание ассоциация металлоносных горячих рассолов с углеводородами во всех упомянутых случаях (Красное море, оз. Солтон-Си и п-ов Челекен).

По мнению автора, есть основания считать рассолы произ-

водными морской воды, которые были обогащены металлами за счет поступления в них магматических эманаций.

Вынос рудных компонентов с активных вулканов в море. Гидросольфатары на активных вулканах островных дуг и родственных им структур производят огромную геохимическую работу по кислотному выщелачиванию вулканических пород и выносу рудных компонентов в море. Масштабы этого выноса можно приблизительно оценить на примере Курильских островов.

Эффективной геохимической работе гидросольфатар Курильских островов было посвящено уже несколько исследований. Их важную роль в выносе железа и алюминия в море подчеркивал К. К. Зеленев. Он подсчитал, что одна единственная небольшая речка Юрьева, стекающая с вулкана Влодавца (о. Парамушир), ежесуточно выносит в море десятки тонн железа и алюминия.

Р. И. Ткаченко было подсчитано, что в горячих ручьях вулкана Эбеко ежесуточно растворяется 240 т соляной и 245 т серной кислоты. Соответствующие подсчеты проводились также Е. К. Мархининым и Д. С. Статулой. Масштабы выноса рудных элементов с других вулканов существенно меньше, но все же весьма значительны. С использованием всех данных о дебите и составе термальных источников Курильских островов автором в первом приближении были оценены массы растворенных в термальных водах и переносимых гидротермами веществ [24].

Представление о выносе некоторых «малых» элементов отдельными ручьями дает табл. 19.

Были также оценены массы газовых компонентов, которые выносятся с парами сольфатар на вулканах Курильской гряды.

Таблица 19

Вынос некоторых малых элементов за год термальными ручьями вулкана Эбеко, г*

Компоненты	Ручей Лагерный (с восточных сольфатарных полей). Дебит 15 л	Ручей Западный (с западного сольфатарного поля). Дебит 5 л
Cd	10^2-10^3	$n \cdot 10^2$
V	10^2-10^3	$n \cdot 10^2$
Mo	—	$n \cdot 10^2$
Cu	10^2-10^3	$n \cdot 10^2$
Zn	10^3-10^4	$n \cdot 10^4$
Ti	10^3-10^4	$n \cdot 10^3$
Co	10^2-10^3	$n \cdot 10^2$
Ni	10^2-10^3	$n \cdot 10^2$
Cr	10^2-10^3	$n \cdot 10^2$
Sr	10^3-10^4	$n \cdot 10^3$

* Сухой остаток 0,6 г/л.

Вынос в атмосферу сольфатарами вулкана Эбеко основных газовых компонентов, т

Компоненты	За час	За сутки	За год
H ₂ S	0,330	7,920	2 882,88
CO ₂	123,2	2 962,08	1 078 792,1
SO ₂	1,320	31,600	11 531,52
HCl	0,59	14,16	5 154,24
H ₂	0,0012	0,03	10,92
CO	0,039	0,93	330,7
CH ₄	0,039	0,93	330,7
O ₂	0,047	1,10	440,4
N ₂	0,21	5,04	1 834,5
H ₂ O	501,6	12 038,4	4 381 832

В качестве эталона был взят хорошо изученный вулкан Эбеко. По данным Л. В. Сурниной, в каждом литре сольфатарного пара — газа вулкана Эбеко в среднем содержится 7,6 г конденсата. Общий дебит сольфатарных паров вулкана, по А. С. Нехорошеву, составляет $66 \cdot 10^6$ л/час [24]. По средним содержаниям основных газовых компонентов в пробах был оценен из вынос с парами сольфатар в атмосферу (табл. 20).

Так как за 1 ч на вулкане Эбеко выносятся в виде сольфатарного пара 500 т воды, то принимая среднее значение содержания сухого остатка в конденсате за 2 г/л (по данным В. В. Иванова и Е. К. Мархинина оно колеблется от 14 г/л до десятых долей грамма на 1 л) и беря средние значения содержания микрокомпонентов, можно было ориентировочно подсчитать в тоннах количество микрокомпонентов, выносимых сольфатарными парами вулкана Эбеко за год (дается порядок величины):

As	n	Cu	$n \cdot 10^{-1}$
Sb	n	Zn	$n \cdot 10^2$
Pb	$n \cdot 10$	Ti	$n \cdot 10$
Sn	$n \cdot 10^{-1}$	Ni	$n \cdot 10^{-1}$
Cd	$n \cdot 10^{-1}$	Cr	$n \cdot 10^{-1}$
Mo	$n \cdot 10^{-2}$	Sr	n
V	$n \cdot 10^{-2}$		

При сопоставлении масштабов сольфатарной деятельности на вулкане Эбеко и на других вулканах Курильских островов цифры, характеризующие вынос пара на всех вулканах, оказались на порядок больше. Таким образом вынос основных компонентов сольфатарами Курильских островов в течение года (в тыс. т) составляет:

H ₂ O	44 000	N ₂	18
CO ₂	11 000	O ₂	4,4
SO ₂	120	CH ₄	3,3
HCl	52	CO	3,3
H ₂ S	30	H ₂	0,1

Вынос микрокомпонентов сольфатарными парами Курильских островов за год (в т) оценивается следующими данными:

As	$n \cdot 10$	Cu	n
Sb	$n \cdot 10$	Zn	$n \cdot 10^3$
Pb	$n \cdot 10^2$	Ti	$n \cdot 10^2$
Sn	n	Ni	n
Cd	n	Cr	n
Mo	$n \cdot 10^{-1}$	Sr	$n \cdot 10$
V	$n \cdot 10^{-1}$		

Курильские острова лишь одна из многих островных вулканических дуг и, естественно, общий глобальный вынос гидротермами рудных компонентов с активных вулканов еще на 1,5—2 порядка больше. Тысячи тонн серной и соляной кислот, выносимых сольфатарами и гидросольфатарами ежесуточно в море, совершают колоссальную работу по «разложению» пород. Сотни тонн железа и алюминия, выносимые гидросольфатарами ежесуточно, свидетельствуют о ежесуточном разложении тысяч и десятков тысяч тонн вулканических пород. Андезитовое однообразие горных пород, поставляемых вулканами из глубоких недр Земли, нарушается в зоне гипергенеза, в условиях развития осадочного процесса.

Согласно Н. М. Страхову, вынос гидротермами огромных масс алюминия должен приводить в результате реакций Al_2O_3 и SiO_2 к образованию глинистых прослоев. Вынос кремнекислоты выражается миллионами тонн в сутки. Поступление в море больших масс SiO_2 дает возможность развиваться огромному количеству диатомовых и накоплению благодаря этому аутигенного кремнезема. С деятельностью гидросольфатар связано ежесуточное поступление в море с берегов вулканических островов сотен или тысяч тонн кальция, что должно способствовать широкому развитию организмов с известковистым цементом и при благоприятных климатических условиях накоплению толщ известняков. Благодаря широкому выносу гидротермами железа, алюминия, кремнезема и извести формируются вулканогенно-осадочные породы с железистым, глинистым, кремнистым и известковистым цементом. Возможность же концентрации рудных компонентов и образования месторождений определяется конкретной обстановкой морского дна, а именно, наличием или отсутствием «ловушек» рудного вещества.

Современные вулканогенные рудопроявления и рудоотложения

Выше мы рассмотрели состав магматического флюида по данным проб газа, взятых непосредственно из жидкой лавы. Мы коснулись состава вулканических возгонов, образующихся из магматических летучих на шлаках и лавах. Мы остановились также на производных магматических летучих — трех главных

типах металлоносных гидротермальных растворов. Естественно, что движение магматических флюидов к поверхности Земли, миграция гидротермальных растворов на глубине и на поверхности способны приводить в определенных случаях к осаждению рудных компонентов в глубинных, приповерхностных и поверхностных условиях. Исследуя современные вулканы, мы можем строить только более или менее обоснованные предположения об отложении рудных компонентов в глубинных условиях. Но отложение рудных компонентов в приповерхностных условиях и на поверхности Земли доступно нашему наблюдению.

Ниже мы коснемся нескольких примеров таких современных рудоотложений и рудопроявлений.

Вулканические серные месторождения. Наиболее ярким примером рудоотложения на современных вулканах является образование самородной серы. Ее накопления нередко достигают промышленных масштабов и образуют вулканические серные месторождения. Им посвящена обширная литература. Г. М. Власов и др. [8] дают следующую классификацию вулканических серных месторождений (табл. 21). Япония, Индонезия, Чили и некоторые другие страны свои потребности в сере удовлетворяют в основном за счет разработки вулканических серных месторождений. Запасы вулканической серы в Японии по разным данным оцениваются от 25 до 60 млн. т со средним содержанием серы 30 %; в Чили — от 100 до 400 млн. т с содержанием серы в руде 30—40 %. Вулканические серные месторождения Советского Союза могут обеспечить серой весь Дальний Восток [8].

Образование вулканических серных месторождений тесно ассоциируется с сернокислотным выщелачиванием пород, образованием залежей серного колчедана, алуниита, гипса, ангидрита, глинистых минералов, барита, кварцита, рутила.

Образование залежей серного колчедана с сопутствующей минерализацией. Сернокислотное выщелачивание горных пород и образование серы на современных вулканах нередко связано с возникновением залежей серного колчедана и некоторых других сульфидов. Например, на японском месторождении вулканической серы Мацуо разрабатываются также залежи серного колчедана, представленные пиритом, марказитом и мельниковитом. Запасы колчеданной руды исчисляются сотнями миллионов тонн. В некоторых колчеданных залежах встречаются киноварь, стибнит, реальгар и аурипигмент. На северо-восточном сольфатарном поле вулкана Менделеева (о. Кунашир) также известны колчеданные тела и проявления киновари. Киноварь вкраплена в линзовидные залежи колчедана, а также образует колломорфные налеты на измененных породах, сквозь которые пробиваются многочисленные слабые струйки вулканических газов. Колчеданные руды содержат в небольших количествах кроме ртути также медь, свинец, цинк, барий, молибден, вольфрам, титан, никель, хром, кобальт, теллур, галлий. Г. М. Власов

Вулканические серные месторождения различных генетических типов [8]

Т а б л и ц а 21

Типы	Местоположение в вулканических районах	Породы, вмещающие серные руды	Форма серных залежей	Размеры серных залежей
Поверхностные сублимационные отложения серы	Кратеры и сольфатарные поля в верхней части склонов действующих вулканов	Разложенные породы, часто делювий и аллювий. Внизу обычно лежат сульфидизированные породы	Неправильная, чаще серные корки, бугры. Нередко удлинение вдоль разломов	Очень небольшие (в поперечнике — метры и десятки метров, мощность — доли метра)
Поверхностные отложения серы у источников	Склоны цирков сернокислотного разложения пород. Нижние части склонов действующих вулканов	Разложенные породы, часто крупноглыбовый делювий. Внизу обычно лежат сульфидизированные породы	Неправильная, чаще плоская	Небольшие (в поперечнике — первые десятки метров; мощность — несколько метров, в исключительных случаях — до нескольких десятков метров)
Кратерно-озерные отложения	Кратеры и кальдеры вулканов. Современные донные отложения или погребенные залежи	Слоистые алунино-опаловые, каолинито-опаловые породы с мельниковитом, гипсом и другими сульфатами	Пластообразная, в плане округлая	Диаметр от 200—250 до 400—600 м; мощность несколько метров (до 10—20 м)
Серные потоки	Верхние части склонов действующих вулканов, долины и ложбины	Различные вулканические породы; нередко неизменные. Часто подстилаются аллювием или пролювием	Удлиненная, потокообразная	Обычно небольшие (в некоторых случаях длина до 2000 м, ширина несколько десятков метров, мощность до 5 м)

Типы	Содержание серы в рудах	Минеральный состав руд	Структура и текстура руд	Примеры месторождений
Поверхностные сублимационные отложения серы	70—90 %, часто снижается до 30—50 % (в агломератовидных рудах)	Серa, мельниковит, гипс, алунит и другие сульфаты, обломки измененных пород	Крупнокристаллическая, иногда корковая, агломератовидная	Сольфатарные поля вулканов Менделеева, Эбеко и др.
Поверхностные отложения серы у источников	70—95 %, часто снижается до 30—50 % (в агломератовидных рудах)	Серa, мельниковит, опал, алунит, обломки измененных пород и др.	Скрытокристаллическая или мелкокристаллическая натечная, иногда агломератовидная	Высокое, Океаническое
Кратерно-озерные отложения	60—80 %, часто опускается до 30—50 %	Серa, мельниковит, опал, кристобалит, галлуазит, каолинит, алунит, гипс и другие сульфаты, обломки разложившихся пород	Алевритовая (иловатая или порошокватая), скрытокристаллическая, слоистая	Современные кратерно-озерные отложения вулканов Головнина, Эбеко, Мутновского. Погребенная серная залежь Верхнего кратера Эбеко
Серные потоки	90—95 %, в агломератовидных рудах снижается до 50—70 %	Серa. Иногда случайные включения. Характерны призматические псевдоморфозы ромбической серы по моноклинной	Кристаллическая, иногда стекловатая (серное «стекло»), флюидальная	Вулканы Менделеева, Берутарубе, Билибина, Эбеко

Типы	Местоположение в вулканических районах	Породы, вмещающие серные руды	Форма серных залежей	Размеры серных залежей
Простой 1-й подтип	Кальдеры подножия потухших вулканов. У разломов между вулканами залежи на глубине 50—300 м от поверхности	Зонально располагающиеся (от серной залежи): монокварциты и опалиты с сульфидами, алунизированные породы, каолинизированные, гидрослюдистые и монтмориллонитовые, пропилитоподобные породы. Внизу кислотно измененные породы переходят в низкотемпературные пропилиты, иногда содержащие колчеданные залежи	Пластообразная, штокообразная, трубообразная или дайкообразная, штокверковая, конкрециевидная. В плане часто форма удлиненного овала или «амебообразная» с многочисленными выступами	От небольших до крупных (длина от 300—500 до 1000—1500 м, ширина 100—200 м, мощность от 20—30 до 80—100 м)
Сложный 2-й подтип	У магмоподводящих разломов в кальдерах и между вулканами	Измененные породы с нечетко выраженной зональностью: монокварциты, диккитовые, алунитовые, гидрослюдистые монтмориллонитовые породы, диаспоровые и цуннитовые породы. Иногда андалузит и др. Внизу — низкотемпературные пропилиты, иногда с полиметаллическим орудуением	Неправильная линзообразная, штокообразная, трубообразная, штокверковая, иногда пластообразная, нередко удлиненная вдоль разлома	Обычно несколько меньше, чем простые метасоматические серные залежи 1-го подтипа

Типы	Содержание серы в рудах	Минеральный состав руд	Структура и текстура руд	Примеры месторождений
Простой 1-й подтип	В бессульфидных рудах 30—35 %, иногда поднимается до 40—60 % и опускается до 15—20 %. В рудах с сульфидами неравномерное от 5—7 до 20—30 %	Сера. Опал, халцедон, кварц, тридимит, кристобалит, каолинит, алуинит, мельниковит, пирит. В глубоких горизонтах иногда примесь киновари, аурипигмента, реальгара, стибнита	Реликтовая колломорфная, реликтовая порфировая, агломератовидная, сетевидная перекристаллизации, «очковая». Иногда прожилково-вкрапленная	Заозерное, Малетой- ваямское, Ветровайм- ское
Сложный 2-й подтип	Меньше, чем в залежах 1-го подтипа (по-видимому, редко более 20—30 %)	Тот же, что и в 1-м подтипе, но в серных рудах встречаются реликты диаспора, диккита	Те же, но прожилково-вкрапленная текстура серных руд встречается значительно чаще	

считает, что в подобного рода колчеданных залежах возможны промышленные концентрации киновари [8].

В случае относительно глубоко эродированных вулканических построек под зонами сернокислотного выщелачивания с серой и с колчеданными залежами, обогащенными ртутью, мышьяком и сурьмой, могут выявиться и другие рудопроявления.

Судьба элементов, привнесенных в термальные растворы вулканическими газами и «выщелоченных» ими из горных пород, складывается по-разному. Значительная часть из них выносится в море и либо выпадает в осадок на морском дне, либо концентрируется в морской воде. Некоторая часть, очевидно, может осаждаться и выпадать из раствора в верхних слоях земли при изменении их температуры, концентрации, кислотности и, вероятно, в результате взаимодействия растворов с восходящими потоками сероводорода. Нетрудно представить себе «фронт встречи» нисходящих растворов сульфатных солей с восходящим потоком сероводорода, где будут осаждаться и постепенно накапливаться сульфиды железа и других металлов. Такая концентрация может, очевидно, с течением времени привести к значительным скоплениям рудных компонентов в отдельных местах на полях циркуляции термальных вод. При этом надо учитывать, что сольфатарная деятельность может протекать многие сотни лет, периодически затухая и возобновляясь, а пути циркуляции термальных растворов, зависящие от структурных факторов, остаются, очевидно, практически постоянными в течение многих тысяч лет.

Отложение железорудных осадков. Процесс сернокислотного выщелачивания пород в местах с активной гидросольфатарной деятельностью ведет к выносу с вулканов больших масс железа и образованию железистых осадков на дне водотоков и водоемов. Такого рода примеров можно было бы привести много. Интересен процесс, происходящий в кратере вулкана Кунтоминтара. Здесь в настоящее время формируется месторождение лимонита «Красные озера». Вулкан Кунтоминтар расположен на о. Шиашкотан (Центральные Курильские острова). Выходы термальных вод приурочены к сольфатарным полям дна и северного борта кратера. Горячая вода поступает в вытекающий из кратера относительно крупный ручей, питающийся в основном атмосферными водами. Химический состав вод ручья создается выщелачиванием омываемых пород, растворением возгонов и ряда газовых компонентов фумарол, перемешиванием с гидротермами, а температурный режим — нагреванием фумарольными газами при прохождении через сольфатарные поля. Около выхода из кратера (точка № 3) температура воды ручья достигает 18—20°, рН 2,5, общая минерализация — 1,6 г/л при дебите 30 л/с (на 12/VI 1963 г.). Эти характеристики изменяются по временам года. Так, на 19/VII 1962 г. дебит ручья составлял 10 л/с, температура воды 35°, рН 2, общая минерализация 6,30 г/л. Химический состав (по данным на 12/VI

1963 г.) — хлоридно-сульфатно-щелочно-щелочноземельный и относительно вод горячих источников отличается повышенным процентным содержанием сульфатов щелочных земель и железа*. После выхода из кратера ручей на протяжении 150—200 м течет по узкому глубокому ущелью между западными продолжениями боковых стенок кратера. К месту впадения в котловину-кальдеру (точка № 6) дебит ручья за счет притока нескольких небольших холодных пресных источников достигает 35 л/с, температура воды 15—17 °С, рН 3, общая минерализация 1,2 г/л. Химический состав ввиду интенсивного выщелачивания окружающих пород изменяется до сульфатно-хлоридного — щелочноземельного — железисто-щелочного. В котловине-кальдере в точке № 6 кратерный ручей разветвляется на два: Западный и Северный. Западный ручей с дебитом 30 л/с на протяжении 750—800 м течет по котловине с ровным, слегка наклоненным дном. На этом участке в него впадают два горячих источника (№ 413 и 414) с общим дебитом 15 л/с, и несколько холодных ручьев (проба 17) с дебитом 55 л/с. Теплые ручьи вытекают с внешней стороны левого борта кратера. Их происхождение такое же, что и Кратерного ручья. Химический состав их вод сульфатно-хлоридный, щелочно-щелочноземельный, температура 20—25°, рН 2,5. Холодные ручьи снегового происхождения. Их химический состав образуется только за счет выщелачивания пород области питания и является хлоридно-сульфатным щелочноземельным, рН 4, температура 10 °С. После выхода из котловины-кальдеры Западный ручей течет по остаткам разрушенного западного склона соммы вулкана. В нескольких местах он прорезает лавовые слои, образуя водопады. Минерализация воды в месте впадения в море равна 0,9 г/л, рН 4,6, дебит — около 100 л/с. Химический состав — сульфатно-хлоридный, щелочноземельно-щелочной. В приливной полосе в центральной части устья камни покрыты красным налетом, а по краям — белым. Цвет воды в море в зоне с радиусом 50—60 м — розовый.

Северный ручей после ответвления от Кратерного ручья на участке в 700—800 м просачивается сквозь пирокластический материал, затем после выхода на поверхность впадает в относительно небольшую котловину (70×70 м), занятую двумя озерами (названными Красными — по цвету пород дна и берегов). Первое озеро вытянуто по направлению течения ручья и имеет размеры: ширина 10 м, длина 40 м. Второе озеро занимает западную часть котловины и гипсометрически находится на 3 м ниже предыдущего. Его размеры: длина 50 м, ширина от 20 до 30 м. Озера соединяются между собой ручейком дебитом 2—7 л/с. Средняя глубина озер 50 см, максимальная 1 м. Берега и дно котловины сложены рыхлым лимонитом.

* Определения произведены в поле В. Я. Чемурако.

Из второго озера ручей, просачиваясь сквозь 20-метровой ширины агломератовый холм, впадает в другую котловину (длиной 100 м, шириной 80 м) со ступенчатым дном. Ступени протягиваются с запада на восток, т. е. перпендикулярно общему направлению понижения рельефа, и имеет ширину от 1 до 10 м и относительную высоту одна над другой от 10 до 50 см. Большею частью они заняты небольшими и неглубокими (до 30 см) проточными озерами и сложены лимонитом.

К Красным озерам (проба № 7) в связи с интенсивным выщелачиванием пород, сквозь которые просачивается ручей, минерализация воды увеличивается от 1,2 до 1,5 г/л, рН от 3 до 4. Химический состав становится сульфатно-хлоридным щелочно-земельным.

Из ступенчатой котловины вода вытекает по двум руслам: одно идет к западу, другое — к северу. Обследованная нами северная ветвь протекает дальше по долине, осложненной несколькими холмами. Ручей часто разветвляется на многочисленные меандрирующие ветви, образующие местами мелкие озера. Через 1000—1200 м он впадает в море. На участке Красные озера — море дебит ручья за счет притока снеговой воды увеличивается до 100 л/с, общая минерализация уменьшается до 1,2 г/л. Химический состав остается почти неизменным. Цвет воды в море в зоне с радиусом 35—40 м молочно-голубой, камни в устье в отливной полосе покрыты белым налетом.

Рассмотрим выпадение железа вод Кратерного ручья от кратера до моря. Железо выщелачивается из вмещающихся пород только в виде двухвалентных ионов. В искусственных конденсатах и в горячих термах (природных конденсатах сольфатарных паров) концентрация Fe^{2+} составляет соответственно 10 и 72 мг/л, Fe^{3+} — в обоих случаях 0,3 мг/л. В поверхностных условиях двухвалентный ион окисляется в трехвалентный. В 1 л раствора у выхода из кратера (проба № 3) содержится Fe^{2+} 28 мг, Fe^{3+} 40 мг, у входа в котловину-кальдеру источников с левого борта кратера (проба № 13 и 14) Fe^{2+} 1 мг, Fe^{3+} 82—90 мг.

Общий вынос железа источниками из кратера и с левого борта кратера примерно равен 300 кг в сутки (в т. ч. из кратера Fe^{2+} 77 кг, Fe^{3+} 103 кг, с левого борта кратера Fe^{3+} 120 кг). Выпадение из раствора соединений железа наблюдается при рН больше 2. В руслах ручьев с рН воды от 2 до 2,5 аллювиальные отложения из-за примеси осаждающихся гидратов окиси железа имеют буроватый цвет.

Наиболее интенсивное осаждение Fe из раствора происходит при повышении величины водородного показателя от 3 до 4. Так, общее содержание железа в Северном ручье на участке от места его ответвления от Кратерного ручья (рН 3) до Ступенчатой котловины (рН 4) уменьшается от 71 до 4 мг/л; в Северном ручье при соответствующем увеличении рН концентрация железа в 1 л раствора уменьшается от 77 до 30 мг. На уча-

стке Северного ручья в связи с крайне медленным течением воды выпадающее железо отлагается на дне ручья и котловины в виде линзовидных залежей. В пределах Красных озер и Ступенчатой котловины мощность линз варьирует от 1 до 10 м, составляя в среднем около 3 м. Отложения однородной текстуры, рыхлые, средней плотностью около 2 г/см³, содержат включения ожелезненных остатков растительности (стебли трав и места кустарниковые листья). Общие запасы, имея в виду, что их площадь распространения в районе котловин равна примерно 13 тыс. м², составляют 100—200 тыс. т.

Всего в сутки Северным ручьем на этом участке (Кратерный ручей — Ступенчатая котловина) отлагаются примерно 40 кг железа. Из вод Западного ручья железо откладывается в виде лимонита и ярозита. Однако в связи с относительно быстрым течением ручья выпадающий из раствора осадок в основном сносится в море в виде механической взвеси. Всего этим ручьем в сутки выносятся в море около 320 кг железа, в т. ч. во взвешенном состоянии около 160 кг. Встречающиеся местами на дне котловины-кальдеры прослойки лимонита свидетельствуют о наличии в прошлом затопляемых котловин, в которых происходили те же процессы, что и ныне в районе Красных озер и Ступенчатой котловины.

Месторождения лимонита, подобные месторождению Красные озера, довольно широко эксплуатируются в Японии. Одним из крупных является месторождение Текай, расположенное в префектуре Акита и генетически связанное с поствулканической деятельностью современного вулкана Текай. Руда сложена в основном аморфными гидратами окиси железа, образующими псевдоморфозы по листьям, стеблям, лишайникам. Руда содержит в среднем 1,51 % фосфора, присутствующего в составе водных железо-фосфатных минералов. Наиболее продуктивная рудная залежь вытянута вдоль потока на 800 м при ширине 40—100 м и мощности 10—15, иногда до 25 м. Форма залежи связана с конфигурацией долины [7].

Весьма интересный материал по процессу современного железорудного отложения в подводных морских условиях в кальдере вулкана Санторин был собран и обработан Г. Ю. Бутузовой [4]. Вулкан расположен в южной части Эгейского моря. По морфологии он представляет собой несколько вулканических островов, кольцом окружающих впадину-кальдеру. Самый крупный из них — Тира имеет форму полумесяца и охватывает кальдеру с южной, восточной и северной сторон. На северо-западе кальдера сообщается с открытым морем через узкий радиальный канал глубиной более 300 м. Площадь Санторинской кальдеры составляет 83 км². Вулкан находится в стадии поствулканической деятельности. В кальдере наблюдаются многочисленные выходы термальных вод и газовых струй. Состав их сероводородно-углекислый. Над подводными фумарольными полями морская вода существенно обогащается железом, марганцем,

кремнеземом и фосфором. Закисное железо, выносимое гидротермами, окисляется, образуя хлопья аморфной гидроокиси, выпадающей в осадок. Толщина железистого слоя достигает 70 см. Слагающий его осадок представляет собой очень тонкий мажущий ил, ржавый или оранжево-бурый. Под ним распространен темный зеленоватый ил приобретающий на воздухе зеленовато-бурю окраску. Замеренная мощность его 20—25 см. Если верхний слой состоит в основном из гидроокиси железа, то состав нижнего сложнее. В нем наряду с гидроокислами железа содержатся карбонаты железа, вивианит, гидротроилит, пирит, сульфат железа. Железистые осадки содержат низкие концентрации ванадия, хрома, никеля и меди, и относительно обогащены свинцом и цинком. Благодаря сорбции бора гидроокислами железа его содержания также повышены. Аналогичные процессы образования железистых осадков в морских условиях происходят в кратерной бухте о. Ушишир (Центральные Курильские острова), сообщаемой с океаном узким проливом. Сольфатарная деятельность сосредоточена на юго-восточном песчаном берегу Кратерной бухты. Она приурочена к воронке взрыва, возникшей, вероятно, в период образования внутрикратерных куполов и служащей отдушиной для вулканических газов магматического очага.

В настоящее время сольфатарное поле имеет форму трапеции, вытянутой вдоль берега в ССВ направлении. Ее длина 150 м, ширина 70 м в южной части и 30 м в северной. Наиболее активной является южная часть поля. Здесь в 30—40 м от берега в открытой к западу депрессии диаметром 30 м и глубиной 2—2,5 м сосредоточены мощные фумаролы и выходы горячих источников. Газы выходят под большим давлением из отверстий с диаметром до 5—7 см. Их температура 100—102°. Некоторые фумаролы имеют серные конусы высотой до 70 см. В гипсометрически наиболее низких местах газы выходят в котлообразных углублениях, обусловленных разложением окружающих пород. Диаметр котлов 30—40 см, иногда до 3 м, глубина их почти одинаковая — 0,5 м. Часть котлов превращена в бурлящие сточные озера (лужи). Вытекающая из них вода в пределах депрессии собирается в один ручей, впадающий в бухту. Дебит ручья 7—10 л/с. Температура воды 85—87 °С, рН 3,5—4, общая минерализация 27, 25 г/л.

В приливно-отливной полосе в южной части поля отмечены два горячих источника. Их дебит до 3 л/с, минерализация воды 16,70—25,70 г/л, температура 35—50 °С, рН 5—6.

К северной части сольфатарного поля приурочена лишь слабая фумарольная деятельность. Парогазовые выделения сосредоточены в 10—15 м от берега на 2,5—3-метровой террасе. Температура газов 98—100°. Они спокойно выделяются из трещин. Сера отлагается в незначительных количествах на стенках трещин желтыми игольчатыми кристаллами.

В 200—250 м к северу от сольфатарного поля в приливной

полосе отмечен горячий источник в виде струйки воды, выбираемой вертикально на высоту до 70 см из отверстия с диаметром 0,5 см. Температура воды 55°, рН 6, дебит 0,5 л/с, общая минерализация 25,7 г/л. Химический состав вод горячих источников сольфатарного поля натрово-хлоридный. Он обусловлен двумя основными факторами: 1) воздействием магматических эманаций; 2) влиянием морской воды.

Влияние магматических эманаций очевидно из того, что термальные воды просачиваются на поверхность в пределах или вблизи сольфатарного поля. Оно подтверждается также исключительно высокой концентрацией в водах таких типичных компонентов вулканических газов, как кремневая и метаборная кислоты. О примеси к термальным водам морской воды свидетельствует следующее.

1. Приуроченность источников к прибрежным морским песчаным отложениям.

2. Высокая степень минерализации растворов при их относительно высоком рН и кратковременности их взаимодействия с окружающими породами.

3. Близкие величины отношения Na^+/Cl^- в водах источников и в морской воде. Для морской воды она равна 0,85, для вод источников 0,82.

Согласно устному сообщению М. Г. Гавриленко, газо-гидрохимические исследования на вулкане Ушишир показали, что подводная вулканическая деятельность в бухте Кратерной довольно значительна и превосходит активность наземной части гидросольфатарного поля. Установлено, что подводная разгрузка газо-гидротермальных растворов является основным источником аномально высоких концентраций железистой взвеси в водах бухты. Концентрации железистой взвеси в водах бухты колеблются от 28 до 500 мг/л, в то время как фоновое содержание в водах Охотского моря не превышает 1,7 мг/л. Ежесуточный вынос металлов подводными газо-гидротермами оценивается как минимум в 0,1 т.

Чашеобразное строение бухты Кратерной, относительно спокойный гидродинамический режим морских вод в ней (вследствие хорошей изолированности от океана), наличие постоянного во времени эндогенного источника рудных поступлений создают хорошие условия для аккумуляции на дне бухты богатых рудными элементами осадков. Мощность железистых осадков в бухте не менее 30 см (глубже осадки опробованы не были).

Ртуго-мышьяково-сурьмяные осадки на суше (в кальдере Узон). Весьма интересный объект изучения современной рудной минерализации представляет собой кальдера Узон (Камчатка). Это западная часть обширной Узон-Гейзерной вулканотектонической депрессии, отделенная от восточной (гейзерной) котловины кислыми экструзивными куполами. Общие размеры Узон-Гейзерной депрессии 15×7,5 км. Амплитуда опускания возможно достигает 800—1000 м. В истории структуры выделяется

три этапа. В первый докальдерный (верхний плиоцен — ранний плейстоцен) этап образовывались пестрые по составу эффузивные толщи мощностью не менее 300 м, хорошо прослеживающиеся в настоящее время с северной стороны депрессии. Кальдерный этап (средний — верхний плейстоцен) знаменовался извержением больших масс игнимбритов, образованием кольцевых разломов и обрушениями. В посткальдерный период происходило формирование кислых экструзивных куполов, сопровождавшееся выбросами пирокластов. На сложность процессов образования магматических расплавов и их дифференциации указывает извержение в конце этапа основных лав, приведшее к возникновению кратера-маара, занятого озером Дальним. Дно кальдеры Узон выстлано вулканогенно-осадочными озерными отложениями. Холодные и термальные минерализованные озера представляют важный элемент и современного ландшафта кальдеры. Предполагается, что Узон-Гейзерная гидротермальная система существует около 10 тыс. лет. Хлоридно-натровые горячие растворы поднимаются по глубинному разлому и разгружаются в кальдере Узон в ущелье речки Гейзерной. Суммарный вынос тепла оценивается в $562,8 \cdot 10^6$ Дж/с. Из них на кальдере Узон приходится $268,8 \cdot 10^6$ Дж/с. В кальдере Узон выделяется четыре термальные поля: Западное, Северное, район Фумарольного озера и Восточное. Два последних представляют собой наибольший интерес [19].

С. И. Набоко и С. Ф. Главатских на термальных полях кальдеры Узон были изучены осадки из минерализованных горячих вод, в которых обнаружены аурипигмент, реальгар, стибнит, киноварь, метацинобарит, самородная сера, пирит, марказит, халькопирит, халькозин, борнит, опал, каолинит, монтмориллонит, гипс, барит, самородные ртуть, золото, серебро.

Рудные компоненты наблюдаются не только на поверхности термальных полей (особенно Восточного), но и по разрезу. Однако Г. А. Карпов и А. Л. Павлов [19] отмечают, что как следует из анализа разреза ручных скважин и шурфов на Центральном участке Восточного поля, зона максимального оруденения, имеющая выдержанный пластовый характер, приурочена к узкой приповерхностной части термального поля и фактически фиксирует уровень грунтовых вод. При этом участки с оруденением в плане совпадают с конфигурацией высокотемпературных изогипс. Для поверхностной зоны характерны два типа разрезов:

- 0—7 см — гравелит с аурипигментом и скородитом, нередко сцементированный опалом. Рудные компоненты составляют 15—20 %.
 - 7—35 см — гравелит с сульфидами железа.
 - 35—45 см — гравелит с сульфидами железа и гнездами антимонита.
- 0—14 см — рыхлый гравелит с аурипигментом, содержание которого более 20 %.
 - 14—22 см — рыхлый гравелит с мелкими кристалликами реальгара.
 - 22—30 см — гравелит, зерна которого обволакивает тонкопленочный пирит.

Характерно, что антимонит обычно встречается ниже зоны реальгара в слое с температурой на 5—7° более высокой (86—91 °С). До глубины 1,5—3 м аурипигмент — реальгаровая ассоциация имеет вкрапленный характер. До глубины 4,5—5 м она встречается эпизодически, а ниже исчезает.

Антимонит в виде выдержанных скоплений в межзерновых пространствах гравелита встречен только в интервале глубин 0,3—0,6 м. Пленочки киновари найдены под корками гейзера, образующимися на поверхности в местах выхода кипящих растворов. Сульфиды железа развиты по всему изученному до глубины 16,5 м разрезу.

Расчет содержания элементов в разрезе

Элементы	Плотность элементов, г/см ³	Содержание элементов *		
		Рудный горизонт 1,0—0,25 м	Рудный горизонт 0,25—0,6 м	Пиритизированные гравелиты 0,6—8,0 м
As	5,73	5,0	1,2	0,1
		3490	1172	2054
Sb	6,96	0,12	0,002	0,01
		98,0	2,3	241
Hg	13,6	0,15	0,0007	0,0006
		168	1,63	29,0
Zn	7,14	0,015	0,015	0,02
		13,0	18,0	514
Pb	11,34	0,0065	0,001	0,001
		9,0	2,0	41,0
Mn	7,24	0,07	0,07	0,016
		60,0	84,0	415
Cu	8,92	0,004	0,012	0,006
		4,5	13,0	194
Li	0,53	—	—	0,003
				5,5
V	6,10	—	0,015	0,008
			11,0	176
Площадь зоны оруденения, м ²			48 700	
Средняя мощность оруденения, м		0,25	0,35	7,4
Объем рудной зоны, м ³		12 175	17 045	360 380

* В числителе—среднее содержание в пробах, %; в знаменателе — общее содержа

Площадь зоны оруденения составляет около 50 000 м². Объем рудной зоны 360 000 м³. В табл. 22 дан расчет содержания в ней рудных компонентов. Общее количество рудных элементов, отложившихся на Узонском термальном поле, оценивается так: мышьяк 7000 т, сурьма 350 т, ртуть 200 т.

В паро-газовой фазе поступает на поверхность значительно меньше рудных элементов. Но общее количество металлов вынесенных гидротермами Узона за время их существования, по-видимому, весьма велико. По отношению отложившихся и вынесенных масс металлов можно судить о «коэффициенте полезного действия» системы.

Таблица 22

Узонского термального поля [19]

Суммарное содержание в рудной зоне, т	Фоновые содержания элементов (по А. П. Виноградову, 1962 г.), %	Суммарное фоновое содержание в рудной зоне, т	Отклонение от фона
$0,7 \cdot 10^4$	0,00017	3,8	+10 ⁴
$0,35 \cdot 10^3$	0,00001	0,26	+10 ³
$0,2 \cdot 10^3$	$8 \cdot 10^{-6}$	0,42	+10 ³
$0,54 \cdot 10^3$	0,0083	$0,23 \cdot 10^3$	0
$0,5 \cdot 10^2$	0,0016	$0,7 \cdot 10^2$	0
$0,56 \cdot 10^3$	—	—	—
$0,2 \cdot 10^3$	0,0047	$0,16 \cdot 10^3$	0
5,0	0,0032	12,46	0
$0,2 \cdot 10^3$	0,009	$0,35 \cdot 10^2$	+10

ние в горизонте, т.

По газовому составу гидротермальная система относится к специфическим водородным и водородно-метановым термам. Исходный рудообразующий флюид представляет собой щелочно-сульфидный раствор. По ряду геохимических критериев он имеет глубинное происхождение. Многообразию термальных вод и происходящих в кальдере постмагматических процессов обусловлено смешением глубинного флюида с грунтовыми и поверхностными водами, а также взаимодействием горячих вод и паров с вмещающими породами, что приводит к широкому развитию здесь гидротермально измененных пород. Они представлены целым спектром фаций (опалитовой, гидротермальных глин, цеолитовой, кварцево-адуляровых метасоматитов, пропилитизированных пород), которые сингенетичны оруденению, развиты в зонах оруденения и образуют вокруг них обширные ореалы.

Рудоотложение в кальдере Узон следует рассматривать как возможную модель процессов гидротермального сульфидного минералообразования в древних кольцевых вулканических и вулканотектонических структурах.

Рутно-сурьмяно-мышьяковистые осадки в морских условиях. Северная часть залива Кагошима (южная оконечность острова Кюсю, Япония) представляет собой залитую морем кальдере Айру, возраст которой определен в 22 000 лет. От остальной части залива самая северная его часть отгорожена (но не полностью) действующим вулканом Сакурадзима, который начиная с 1955 г. проявляет почти постоянную активность. В связи с тем что в некоторых пойманных в заливе Кагошима рыбах было обнаружено высокое содержание ртути и несколько повышенное ее содержание в организме людей, живущих на берегах залива, было проведено геохимическое изучение фумарол и осадков северной части залива.

Фумаролы, действующие на дне залива, проявлялись на поверхности моря интенсивными струями газовых пузырьков. Исследования, проведенные в 1977—1978 гг. сотрудниками Кагошимского университета М. Камада, Х. Сакамото, Ю. Сигура и Ю. Недачи с небольшой подводной лодки, показали, что на дне северной части залива Кагошима имеются термальные участки, характеризующиеся наличием высокотемпературных фумарол, низкими значениями рН морской воды и высокими содержаниями в ней углекислого газа. Наибольшая глубина морского дна составляла 200 м. Наибольшая температура фумарол 215°C. Наименьшее значение рН морской воды 6,4. Резкое понижение значений рН и повышение концентраций углекислого газа наблюдалось начиная с глубин 100 м.

Изучение фумарольных газов показало, что основным их компонентом была углекислота. Содержание ртути было значительным и достигало 2—3 мг/м³. Содержание ртути в морской воде поблизости от фумарол только немного превышало среднее содержание. Но в осадках, взятых в радиусе несколь-

ких метров от выходов высокотемпературных газов, содержание ртути было очень высоким. Максимальное значение составило 270 мг/кг, в то время как обычное содержание ртути в морских осадках 10—50 мг/кг. Высокие содержания ртути коррелировались с высокими содержаниями сурьмы и мышьяка. Содержание в осадках этих трех металлов постепенно падало с удалением от высокотемпературных фумарол, но их отношения между собой оставались постоянными на изученных расстояниях (до нескольких километров).

Распределение ртути, мышьяка и сурьмы в осадках и в морской воде на дне залива Кагошима обуславливается: 1) поступлением в морскую воду и быстрым охлаждением в ней вулканической эманации; 2) выпадением из вулканических газов в морской осадок вблизи фумарол соединений ртути, мышьяка и сурьмы; 3) дисперсией этих металлов в морскую воду (медленный процесс); 4) миграцией морской воды в стороны от высокотемпературных фумарол (медленный процесс); 5) миграцией морских осадков в стороны от выходов фумарол (очень медленный процесс).

Представляет интерес вопрос о соотношении активности вулкана Сакурадзима и процесса образования рудных ртутно-сурьмяно-мышьяковистых осадков на дне залива Кагошима [50].

Все рассмотренные выше примеры (за исключением рудоотложения на вулкане Санторин) относятся к островодужным вулканическим структурам Тихоокеанского кольца. Это естественно, так как большинство современных вулканов сосредоточено именно здесь, а в вулканических поясах геологического прошлого им можно найти много аналогий. Но с недавнего времени мы знаем, что наиболее интенсивные вулканические процессы происходят в рифтовых впадинах осевых частей срединноокеанических хребтов. Поэтому особое значение имел бы пример современного рудообразования, связанного с вулканизмом и приуроченного к такого рода рифтовым впадинам. Его мы и рассмотрим далее.

Рудоотложение в подводных рифтовых зонах. Чрезвычайный интерес представляет рудоотложение во впадинах центральной части Красного моря. Оно было открыто, исследовано и описано в результате ряда экспедиций на судах «Альбатрос», «Атлантис», «Атлантис-II», «Дискавери», «Метеор», «Океанограф» и «Чейн», проводившихся начиная с 1948 г. В 1948 г. в материалах экспедиции на судне «Альбатрос» впервые были отмечены аномально высокие температуры в глубоких водах Красного моря. Повышенная соленость глубинных вод Красного моря была зафиксирована экспедицией на судне «Атлантис» в 1959 г. Во время последующих экспедиций были уточнены температуры (до 56°C), соленость (в 7,5 раз превыша-

ющая обычную) и положение границ между горячими рассолами и нормальными водами. В 1966 г. судно «Чейн» совершило специальный рейс для исследования термальных рассолов и осадков на дне Красного моря. Были проведены разносторонние геологические, геофизические и геохимические исследования, результаты которых вскоре были опубликованы [42]. Центральные части Аденского залива и Красного моря представляют собой рифтовые трогги с фундаментом основного состава и тонкой корой, что характерно для океанических бассейнов. Интрузии и извержения основных магм в этих рифтах и прилегающих к ним регионах отражают процесс формирования квазиокеанической коры в результате расширения рифтовых трогов и раздвигания морского дна, которое привело к отделению Аравийского блока от Африки. Выделяются два крупных этапа вулканической деятельности. В период от раннего мела до раннего миоцена (но главным образом в течение эоцена — олигоцена) формировалась трапповая серия, развита в Аденском заливе. В период от миоцена до современного времени (главным образом в плиоцене и плейстоцене) образовался так называемый аденский пояс вулканитов, протягивающийся из Афарской депрессии через западную часть Аравийского щита в юго-восточную часть Турции.

В колонках осадков, отобранных в осевой части Красного моря, встречены обломки базальтов. По ряду химических признаков они близки к океаническим базальтам, характерным для океанических хребтов, фиксирующих оси раздвигания морского дна [42, с. 10]. Осевая часть Красного моря, где располагаются депрессии с горячими рассолами, характеризуется магнитными аномалиями, сходными с аномалиями, установленными в рифтовых зонах океанических срединных хребтов, например Атлантического. По ширине пояса магнитной аномалии, которая характеризует последние 5 млн. лет, была установлена скорость раздвигания дна Красного моря, равная примерно 1,6 см в год, т. е. близкая к типичным скоростям в других рифтовых зонах. Гравиметрические данные свидетельствуют в пользу предположения о том, что осевая зона Красного моря интродирована плотными базальтоидами. Сейсмические исследования также говорят о наличии под слоями осадочных пород на дне Красного моря базальтов, внедрившихся в осевой зоне рифта и изливавшихся на его дно по мере раздвигания блоков щита.

Экспедицией «Чейн» в центральной части Красного моря были оконтурены три обособленные депрессии с горячими рассолами. Самая северная и крупная — Атлантис-II имеет максимальную глубину 2170 м. Южнее расположена впадина Чейн с глубиной 2066 м; а к западу от впадины Чейн, отделенная от нее седловиной, впадина Дискавери — 2220 м. Крутизна склонов депрессий достигает 35°. В осадках впадины Атлантис-II температуры достигают 62,3°C, в то время как в ниж-

нем слое рассола $56,5^{\circ}\text{C}$; а в следующем, перекрывающем его, 44°C . Подсчитано, что среднее значение теплового потока во впадине Атлантис-II должно быть не менее $3360 \text{ Дж/с}\cdot\text{м}^2$, в то время как среднее для дна океана — около $42 \text{ Дж/с}\cdot\text{м}^2$. Предполагается, что большая часть тепла поступает в результате излияния очень горячих рассолов через отдельные каналы. Очень интенсивные узко локальные тепловые потоки дают также основание предполагать присутствие на глубине магматического расплава. Связь рудоносных рассолов с магмой следует и из того факта, что высокоминерализованные рассолы всегда и высокотемпературные, в то время как низкоминерализованные — низкотемпературные [42]. Максимальные мощности осадков во впадинах оцениваются в 100 м для впадины Атлантис-II, в 50 м — для впадины Чейн и в 200 м для впадины Дискавери.

Радиоуглеродное датирование показало, что рудоносные осадки накапливались со средней скоростью, превышающей 40 см за 1000 лет. В осадках выделяются следующие фации.

Обломочная фация. Она распространена широко. В центральных частях Красного моря представляет собой коричневатый пелагический материал, присутствующий в виде самостоятельных слоев или примешивающийся к другим фациям. Он состоит из обломков полевых шпатов, кварца, глинистых минералов и в еще большей степени из арагонитовых раковин птеропод, панцирей фораминифер и кокколитов. В осадках впадины Атлантис-II содержание этой фации в колонках редко превышает 5 %.

Фация железистого монтмориллонита. Во впадине Атлантис-II осадочный разрез венчается темно-бурыми тонкослоистыми монтмориллонитовыми илами мощностью 4—6 м. Предполагается, что их отложение из горячих рассолов продолжается и в настоящее время. Илы содержат от 90 до 96 % интерстиционного рассола, монтмориллонит и аморфное вещество. Железо входит в монтмориллонит в закисной и окисной формах. В качестве примеси, достигающей нескольких процентов, в илах присутствует сфалерит. Содержится также немного гётита и манганосидерита, преобладают в илах FeO , Fe_2O_3 и SiO_2 .

Фация гётита и аморфных гидроксидов железа. Она представлена оранжево-желтыми осадками, подстилающими бурые железисто-монтмориллонитовые илы. Мощность их во впадине Атлантис-II около 1 м. Интерстиционный рассол составляет в них около 80 %. Твердая фаза состоит преимущественно из микроскопических сферул гётита и аморфного лимонита. Присутствуют в незначительных примесях пирит, пирротин, грейит, лепидокрокит. В наиболее глубокой части впадины Атлантис-II твердая фаза представлена в основном гематитом, из чего делается предположение, что здесь существовали относительно высокие температуры, связанные

с каналами, поставляющими горячие рассолы. Основные компоненты химического состава этих осадков Fe_2O_3 и SiO_2 .

Сульфидная фация. Наиболее глубоким горизонтом, вскрытым во впадине Атлантис-II, является черный сульфидоносный слой осадков, по-видимому, распространенный здесь непрерывно. В других впадинах эта фация отсутствует. Во впадине Атлантис-II данных о полной мощности этого слоя нет. В осадках много сфалерита, меньше халькопирита и пирита. Присутствует барит, встречается ангидрит. Главные химические компоненты ZnO , FeO , CuO , SiO_2 и S . Фация чрезвычайно интересна с точки зрения образования сульфидных руд стратиформных сульфидных месторождений.

Манганитовая фация. В трех колонках во впадине Атлантис-II встречены прослои мощностью от 15 до 50 см черного цвета, макроскопически не отличимые от сульфидного слоя, но сложенные в основном мелкими гранулитами манганита. Главные химические компоненты этой фации Mn_3O_4 и Fe_2O_3 .

Второстепенными фациями осадков высокотемпературных рассолов являются манганосидеритовая и ангидритовая. Прослойки манганосидеритовых осадков мощностью от 1 мм до 2 см встречаются в железистых монтмориллонитовых илах и в осадках гётита и аморфных гидроокисей железа. В трех колонках отмечены осадки белого хорошо раскристаллизованного ангидрита.

В табл. 23 приведены данные о содержании микроэлементов в сульфидных осадках и концентратах. Отмечается, что данные по рудоносным осадкам Красного моря (в частности, по соотношению изотопов серы в рассолах и в осадках) согласуются с гипотезой поступления металлов с флюидами. Во впадине Атлантис-II сера имеет гидротермальное происхождение [42].

Хотя в отношении отложения рудных компонентов из горячих рассолов во впадинах осевой части Красного моря много не решенных вопросов, ясно одно. В целом процесс рудообразования так или иначе связан с вулканизмом, обуславливающим формирование или сопутствующим формированию рифта Красного моря. Большое теоретическое и практическое значение изучения современного рудоотложения из горячих рассолов в Красном море обуславливается, во-первых, тем, что аналогичные процессы, вероятно, происходят в настоящее время и в других еще слабо изученных океанических рифтах; во-вторых, оно может пролить свет на проблему формирования некоторых стратифицированных сульфидных и железорудных месторождений в геологическом прошлом; в-третьих — само рудоотложение представляет промышленный интерес.

Мощность рудоносных осадков во впадине Атлантис-II может достигать 20—100 м. Ставится вопрос о возможностях разработки этого подводного месторождения.

Содержание микроэлементов (в млн⁻¹) в осадках и сульфидных концентратах* [42]

Колонка	Глубина от поверхности дна, см	Описание пробы	S, %	Zn	Ag	Cd	Pb	Cu	Mn	Ni	Co	Co/Ni	
213	118К	160—168	0,28	391	2	13	65	39	1 432	117	57	0,49	
	160—168	Сульфиды		513	12	26	103	103	496	51	37	0,73	
	170—190	Осадок	0,25	703	1	14	84	82	1 406	94	33	0,35	
	170—190	Сульфиды		2 590	12	32	130	130	518	32	29	0,91	
	385	Осадок	1,8	1 070	3	36	107	178	1 961	18	10	0,55	
	385	Сульфиды		1 071	7	36	214	3 213	321	89	104	1,24	
	385—387	Осадок	7,3	757	3	15	151	252	504	177	179	1,01	
	385—387	Сульфиды		5 690	6	34	341	5 120	142	142	213	1,50	
	84К	200—210	Осадок	0,54	19 220	52	160	621	6 941	53	53	217	4,10
	310—320	Сульфиды	20 744		105	196	768	11 371	576	58	280	4,83	
		350—360	Осадок	0,01	341	14	<1	136	2 725	256	17	27	1,59
		100—110	Сульфиды		31 181	9	289	481	5 295	770	112	199	1,77
	119К	140—160	Осадок	0,01	1 540	0,3	2	69	94	2 225	34	14	0,41
		350—358	»		1 491	7	2	107	128	2 983	75	32	0,43
120К	365	»	0,01	983	3	1	49	49	1 721	62	27	0,44	
	490—500	»		1 536	7	<1	142	496	10 620	18	20	1,11	
85К	180	Сульфиды	1,4	12 744	16	57	793	4 135		57	99	1,76	
127P	610	»		44 380	140	247	1315	15 615	123	82	289	3,53	
95К	110—120	»	1,4	45 459	24	77	1837	12 800	204	153	245	1,62	
	180—185	Осадок		560		<1	44	28	3 880	38	9	0,24	
	220	»		530		<1	53	73	2 900	64	26	0,41	
		»		73		<1	14	37	150	40	12	0,30	
Лонг-Бейсин**, Калифорния	500	Конкреция пирита		500	52	<1	170	36	510	72	9	0,13	

* Сульфидные концентраты были выделены путем обработки осадка плавиковой кислотой.

** В Лонг-Бейсин присутствует также молибден: в осадке 15 млн⁻¹, а в концентрации пирита 2300 млн⁻¹.
Во всех пробах осадков Красного моря содержание Мо < 10 млн⁻¹.

Железо-марганцевые конкреции в осадках океанов. В поверхностном слое глубоководных осадков (на глубину до 3 м) Тихого океана (в меньшей степени также Индийского и Атлантического океанов) широко распространены железо-марганцевые конкреции, образование которых многими исследователями связывается с процессами подводного вулканизма. Так, Г. С. Дзюценидзе пишет, что сопоставление карты распределения железо-марганцевых конкреций на дне Тихого океана, составленной Н. С. Скорняковой и П. Ф. Андрущенко, с картой распределения подводных вулканов, по Менарду, показывает, что площади концентраций довольно хорошо совпадают с участками, где много подводных вулканов [16]. Источником рудных компонентов конкреций не могли быть континенты и острова, так как их образование всегда происходит вдали от берегов. Наиболее вероятным (если не единственным) источником рудного вещества конкреций могут быть вулканические продукты. Механизм образования конкреций до сих пор не выяснен. Предположения сводятся к тому, что решающую роль в их образовании могли играть вулканические эманации как таковые, взаимодействие вулканических эманаций с морской водой и базальтами, взаимодействие раскаленной лавы с морской водой. Характерно, что внутри конкреций нередко заключены обломки базальта, а базальтовые скалы часто обрастают железо-марганцевой рудой на 10—15 см. В благоприятной обстановке масса конкреций может достигать 1 т, а диаметр превышать 1 м. В руде нередко содержатся высокие концентрации ванадия (до 0,11%), кобальта (до 2,3%), никеля (до 2,0%), меди (до 1,6%), молибдена (до 0,15%), серебра (в среднем 0,0003%), свинца (до 0,36%). В них обнаружены также бериллий, ниобий, олово, вольфрам, ртуть, уран и другие металлы. Подсчитано, что общая масса конкреций в Тихом океане составляет 1700 млрд. т.

Представляется весьма вероятным, что освоение этого богатства — дело не очень далекого будущего.

Мы рассмотрели несколько примеров современного рудообразования, связанного с вулканизмом. В ряде случаев мы даже подчеркивали промышленное значение современных вулканических месторождений. Но главное значение исследований проблемы — современный вулканизм и рудообразование — заключается в разработке актуалистического метода для исследования роли палеовулканизма в образовании рудных месторождений. Подчеркнем еще раз, что современный вулканизм и связанные с ним процессы (в том числе и рудообразование) — это лишь последняя страница в толстой книге истории вулканизма, насчитывающей несколько тысяч страниц.

Палеовулканизм и рудные месторождения

Роль палеовулканизма в образовании различных типов руд. Процессы, наблюдаемые в областях активного вулканизма в на-

стоящее время, позволяют нам судить о возможности аналогичных процессов в геологическом прошлом. Глубокие эрозионные срезы обнажают корни древних вулканов и дают возможность представить картину внутреннего строения современных вулканов и протекающих под ними процессов, в том числе и процессов рудообразования. Задача, очевидно, заключается в том, чтобы связать воедино данные изучения современного и древнего вулканизма и получить целостную модель вулканогенного рудообразующего процесса.

На поверхности земли во впадинах-ловушках иногда на значительном удалении от вулканов возможно формирование вулканогенно-осадочных рудных месторождений за счет рудных компонентов, вынесенных с вулканическими летучими из недр и за счет рудных компонентов, извлеченных гидротермальными растворами из вмещающих пород и поступивших в водоемы. Таким образом могут формироваться месторождения свинца, цинка, меди, железа, алюминия, марганца, фосфора и других элементов.

На поверхности и в приповерхностных зонах вулканических построек образуются различного типа серные залежи, нередко сопровождаемые непромышленными, как правило, концентрациями железа, ртути, мышьяка, сурьмы реже и других металлов. Но поверхностные проявления рудной минерализации свидетельствуют о возможной концентрации этих рудных компонентов на относительно небольшой глубине. Согласно Г. М. Власову, формирование вулканических серных месторождений есть поверхностное выражение протекающего на глубине гидротермального рудообразующего процесса [8].

При небольшом эрозионном срезе (сотни метров) проявляются вулканогенные месторождения, локализующиеся часто в структурах самих вулканических построек. К поверхности особенно тяготеет ртутная минерализация, так как ртуть по своей летучести приближается к сере. Ртуть содержится в нижних горизонтах серноколчеданных залежей (месторождения Мацуо в Японии). Проявления киновари известны в породах, подстилающих метасоматические серные залежи на вулкане Карпинского (Курильские острова) и на серных месторождениях Ветроваямском и Вироваямском на Камчатке. Остатки метасоматических серных залежей сохранились над ртутными рудопроявлениями хребта Четловари на Камчатке [8].

В США, на месторождении Кордеро (шт. Невада) характерна ассоциация киновари с марказитом и опалом. Минералы ртути обычно ассоциируют с минералами мышьяка и сурьмы.

Таким образом, сурьмяно-мышьяковисто-ртутная ассоциация руд характеризует самую верхнюю (после серы) часть условной схематической рудной колонки. Более глубокие эрозионные срезы наряду с этой ассоциацией вскрывают золото-серебряные гидротермальные проявления. На одном из серных месторождений под метасоматическими серными залежами наблю-

даются не только ртутно-сурьмяномышьяковистые, но вскрываются и золото-серебряные рудопроявления [8].

Еще более глубокие эрозионные врезы обнажают зоны с полиметаллической (свинец, цинк) и медно-молибденовой минерализацией. На Камчатке в верховьях речки Озерной вскрыт гранодиоритовый шток. На его периферии известно сурьмяно-ртутное оруденение, в экзоконтактах — золото-серебряное, в самом штоке — проявления свинца, цинка, меди и молибдена [8].

Таким образом, условная схематическая рудная колонка имеет вид сверху вниз:

1. Вулканическая сера.
2. Сурьмяно-мышьяково-ртутная ассоциация.
3. Золото-серебряная рудная ассоциация.
4. Полиметаллическая (свинец, цинк) рудная ассоциация.
5. Медно-молибденовая рудная ассоциация.

Верхние части условной колонки связаны со структурами самих вулканических построек, нижние — с корнями вулканов. Для верхних характерно сернокислотное изменение вмещающих пород, для нижних — пропилитизация.

Эта колонка применима, по-видимому, в первую очередь к так называемым долгоживущим вулканическим центрам внутренних частей андезитовых (островных) дуг. Она вряд ли будет приемлема для регионов, характеризующихся трещинными извержениями базальтов и, следовательно, на стадии глубоких эрозионных срезов наличием протяженных (многие десятки километров) даек. Очевидно, что конкретная ассоциация минералов на том или ином эрозионном срезе во всех случаях будет обуславливаться температурой, давлением и составом флюидов и вмещающих пород, а возможность образования рудного месторождения — благоприятными структурами. Известно, что рудная минерализация в древних вулканических областях зависит от специфики вулканизма, от его приуроченности к тем или иным структурам, от особенностей состава вулканитов. Связи эти сложные и выяснить их обычно нелегко. И тем труднее, чем древнее вулканизм и рудная минерализация и глубже эрозионные срезы.

В древних вулканических областях вулканогенные образования, связанные с ними измененные породы и руды обычно подвергаются различным видам метаморфизма и складчатости и эти наложенные процессы маскируют их первичную природу. Вулканогенные руды могут также подвергаться размыву и растворению, а вынесенные из них рудные компоненты либо рассеиваться, либо в отдельных случаях формировать обогащенные месторождения. Первичная связь таких руд с вулканизмом распознается, естественно, с большим трудом. Все это следует иметь в виду, рассматривая роль палеовулканизма в образовании различных типов руд.

Специалисты, изучавшие современные рудоносные осадки Красного моря, задались вопросом: а что было бы, если бы

эти осадки литифицировались? По их мнению, возможно несколько вариантов. Если бы рудоносные отложения не подверглись эрозии или подверглись ей только частично, могло бы образоваться месторождение, пример которого известен в Японии на о. Хонсю. Здесь относительно древние породы с жилами, содержащими галенит и сфалерит, перекрыты слоистой толщей миоценовых осадков со сфалеритом, галенитом и сопутствующими минералами. Нижний металлоносный слой в этой толще — «желтая руда» — состоит в основном из халькопирита, халькозина и пирита. В верхнем металлоносном слое — «черной руде» — преобладают галенит и сфалерит и содержится примесь золота, серебра и ртути. Третий, расположенный у поверхности слой обогащен марганцем и железом. Возможны аналогии также с другими эксгалационно-осадочными рудными месторождениями, в частности, с месторождением в Мишипикотенском горнорудном районе в Онтарио (Канада) и Караджальском в Казахстане [42]. В случае частичной эрозии рудоносных осадков может сохраниться слой оолитовых железных руд, подобных рудам в минеттовой юрской толще Северной Европы или клинтонским силурийским рудам в юго-восточной части США.

За счет последующего растворения рудных компонентов из осадков, подобных рудоносным осадкам Красного моря, гидротермальными растворами и их переотложения возможно представить себе формирование богатых месторождений типа свинцово-цинковых месторождений долины Миссисипи в США.

И, наконец, осадки типа железистых осадков Красного моря, подвергшись метаморфизму, могут преобразоваться в толщу чередующихся железорудных и кремнеземистых слоев типа докембрийских железистых кварцитов горнорудного района озера Верхнего в США и Канаде [42].

Зная конкретные условия формирования того или иного из упомянутых месторождений (например, месторождений типа Куроко в префектуре Акита, Япония), мы можем не соглашаться с изложенной точкой зрения. Но приведенные рассуждения, по нашему мнению, правильно отражают картину возможных преобразований рудных отложений с течением геологического времени.

Месторождения ртути. С палеоген-неогеновой вулканической деятельностью связано крупнейшее месторождение ртути Альмаден в Испании на склонах хребта Сьерра-Морена. Оруденение приурочено к древним кварцитам, но обусловлено внедрением в них экструзий кварцевых порфиров и сопровождающими эти внедрения вулканическими взрывами и поствулканической деятельностью. Для месторождения характерны вулканические трубки взрыва, выполненные так называемым монашеским камнем, представляющим собой смесь обломков кварцевых порфиров и осадочных пород — кварцитов, сланцев и известняков.

Образование крупного месторождения ртути Аббадия-Сан-Сальвадор в Италии связывается с деятельностью современного вулкана Монте-Амиата. Руда здесь прирочивается к известнякам, подстилающим вулканические породы.

С неогеновыми риолитовыми экструзиями связано месторождение ртути Опалит на границе штатов Невада и Орегон в США. Оруденение заключено непосредственно в экструзивных куполах. Форма рудных тел обусловлена путями движения рудоносных флюидов. С экструзиями кислых пород и вулканическими брекчиями связаны ртутные месторождения неогеновых вулканических комплексов Выгорлат-Гутинской гряды в Закарпатье.

Перечисление месторождений можно было бы продолжить, но в этом нет необходимости.

В силу высокой летучести ртуть, очевидно, способна образовывать рудные залежи иногда и вдали от вулканических сооружений [41].

Месторождения золота и серебра. С мощной палеоген-неогеновой вулканической деятельностью связаны богатые месторождения золота и серебра в штате Колорадо в США, в Скалистых горах. Одно из них — знаменитое месторождение Крипл-Крик — расположено на высоте около 3000 м. Приурочено оно, по-видимому, к разрушенной кальдере, выполненной эксплозивными продуктами и осложненной последующими магматическими внедрениями. Золото отлагалось в трубках взрыва. Особенно богата трубка Крессон.

Другой рудный район в Колорадо, Сан-Хуан, также является областью интенсивной вулканической деятельности. Ее главными центрами были кальдеры Сильвертон и Лейк-Сити. Здесь извергались андезиты, дациты, риолиты. На небольшой глубине кристаллизовались их глубинные аналоги. Руды обычно образуют жилы в вулканитах или приурочиваются к вулканическим трубкам взрыва. Протяженность рудных тел достигает 3 км. На глубину они прослеживаются до 800 м. Руды содержат серебро, золото, медь, свинец, цинк. В штате Невада в США близкими по типу месторождениями золота и серебра являются Тонопа, Коншток, Голдфилд.

С молодым вулканизмом в Боливии связано крупнейшее месторождение серебра Потоси. Вулканический пик Серро-Рикод-Потоси возвышается на 4800 м. Сложен он главным образом риолитом. К нему и приурочены рудные жилы, которые имеют тенденцию разветвляться снизу вверх. Помимо серебра на месторождении добывается олово. В Боливии к подобным месторождениям относятся также Чокайя, Оуруо и др.

Богатые месторождения золота и серебра, связанные с молодым вулканизмом, известны во многих странах, в том числе в Японии, Новой Зеландии, Индонезии, Чили, Мексике [41].

Месторождения меди, молибдена, вольфрама, олова. С древнейшим вулканизмом Земли связаны крупные

месторождения меди на полуострове Кюиноу в штате Мичиган (США) на берегу озера Верхнего. Согласно В. Линдгрёну, месторождения образовались при температуре не выше 250 °С и связаны с излияниями базальтовых лав, которые и были источником меди и ряда других элементов. В районе действительно насчитывается около 400 потоков докембрийских базальтов, а руда нередко представляет собой минеральные заполнения многочисленных миндалевидных пустот в лавах. Основные минералы, заполняющие пустоты, — это кальцит, эпидот, адуляр, цеолиты и самородная медь, иногда с самородным серебром. Кроме того, руда концентрируется в жилах, часто содержащих сульфиды и арсениды.

С длительно живущим (с конца верхнего мела) магматическим очагом, представляющим собой крупное магматическое внедрение под вулканом, связывают крупнейшие месторождения меди в рудном районе Бьют в штате Монтана. На площади 18 км² обнажаются многочисленные штоки и дайки, вскрываются купольные структуры и рудные жилы типа «конский хвост». Оруденение прослеживается на глубину в 1 км. Помимо медных руд здесь разрабатывались руды на золото, серебро, цинк, марганец, свинец.

С внедрением штока риолитов, образованием купольной структуры и системы трещин связано крупнейшее месторождение Кляймакс в штате Колорадо в США, разрабатываемое на молибден, вольфрам и олово.

Непосредственно к штоку палеоген-неогеновых кварцевых порфиров приурочены крупнейшие боливийские месторождения касситерита Унсия-Ллалагуа. Рудные тела выполняют в штоке систему трещин. Число подобных примеров можно было бы значительно расширить.

Стратиформные колчеданно-полиметаллические и медноколчеданные месторождения. Рассматривая генетическую связь полиметаллических месторождений с вулканизмом, целесообразно в первую очередь остановиться на так называемых месторождениях типа Куроко.

Стратиформные полиметаллические залежи, получившие в Японии название месторождений типа Куроко, проявляют отчетливую генетическую связь с кислым подводным неогеновым вулканизмом. «Куроко» — старинный японский рудничный термин — означает «черная руда». В узком смысле Куроко — это обычно тонкая смесь сфалерита, галенита и барита. Но месторождения этого типа помимо руд Куроко включают и другие типы руд, в частности, кремнистые и гипсовые. В общем для них характерна такая последовательность рудных слоев:

висячий бок — вулканическая или вулканогенно-осадочная кровля;

железистые роговики — гематит, кремнезем, немного пирита;

баритовая зона — обычно мономинеральные баритовые руды;

зона Куроко — черная полиметаллическая сульфидная руда с баритом (Zn, Pb, Cu, Ag);

зона око — медный колчедан;

зона кейко — меденосные кремнистые руды, вкрапленные и штокверковые;

зона сескоко — ангидрит-гипс-пиритовые руды;

лежащий бок — окварцованные дациты, риолиты и пирокластические породы, содержащие местами вкрапленность и прожилки сульфидов.

В конкретных случаях те или иные зоны часто отсутствуют. Все месторождения этого типа приурочены к областям зеленых туфов. Например, в северо-восточной части о. Хонсю в префектуре Акита к таким месторождениям относятся крупные миоценовые сульфидные залежи рудников Косака, Ханакока и Саканаи [7]. Особенно хорошо изучены месторождения рудника Косака. Здесь руды отлагались на дне мелководного (100—200 м) залива, отделенного от открытого моря барьером, но сообщаемого с ним узким проливом или проливами. Образование месторождений было связано с деятельностью подводных вулканических центров, особенно с формированием экструзивных дацитовых куполов и сопряженных с их ростом явлений — образованием лавобрекчий, пирокластических потоков, фреатическими взрывами и т. д.

Рудные залежи вскрыты в слоистых туфобрекчиях и в лавобрекчиях. Вкрапленные штокверковые руды встречены непосредственно в экструзивных куполах.

О. Г. Борисов и В. Н. Борисова, детально изучавшие наземные экструзии (в частности, рост купола вулкана Безымянного), а также связанные с ними газо-гидротермальные процессы, отмечают, что в отличие от наземной обстановки, в пирокластическом потоке, формирующемся в море, проявляется сортировка материала, а в краевых и фронтальных частях образуется грубая слоистость. Подводные пирокластические потоки более мощны, но имеют меньшую площадь распространения, чем наземные. Например, на руднике Косака отдельные тела туфобрекчий при площади всего 200×300 м характеризуются средней мощностью 30 м, в то время как агломератовый поток вулкана Безымянного, занимая площадь 30 км², имеет среднюю мощность лишь 15—20 м. При подводном извержении, по-видимому, сильно увеличиваются интенсивность фреатических взрывов и мощность брекчированных пород в кровле, на склонах и у подножия купола. Но самое главное заключается в том, что при подводном экструзивном вулканизме создаются благоприятные условия для рудоотложения, так как выносимые фумаролами рудные компоненты не рассеиваются в атмосфере, а осаждаются.

Е. Хорикоси и Е. Сато считают, что процесс образования

рудных залежей рудника Косака является следствием и завершающим этапом подводного экструзивного процесса.

Следует отметить, что в конденсатах проб газа, имевших температуру 450—280 °С, взятых из фумарол, сопровождавших формирование андезитовых экструзивных куполов на суше, отмечались высокие содержания бора (больше 1 г/л), мышьяка, свинца, цинка, ванадия, циркония, хрома, бария, стронция [43].

Примечательно, что характерным минералом некоторых месторождений Куроко является борнит. В рудных залежах Косака встречены пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, минералы группы тетраэдрита, аргентит, электрум, гематит, барит, апатит и другие минералы.

Следует отметить, что в Японии имеются залежи типа Куроко в вулканогенных образованиях более древних, чем неогеновые. Таковы, например, массивные свинцово-цинковые руды рудника Таро в префектуре Ивате, залегающие среди мезозойских андезитовых лав и пирокластов. Месторождения типа Куроко известны на Филиппинах и на островах Фиджи (например, залежи рудника Унду). Есть все основания предполагать наличие их на территории советского Дальнего Востока.

Японские колчеданно-полиметаллические месторождения типа Куроко имеют много общих черт с японскими стратиформными медноколчеданными месторождениями типа Бесси (по названию рудника Бесси на о. Сикоку). Эти месторождения приурочены к палеозойским метаморфизованным толщам, слагающим срединный хребет Японский островной дуги. В отличие от руд Куроко медноколчеданные руды месторождений типа Бесси состоят в основном из пирита и халькопирита и незначительного количества сфалерита и других минералов и ассоциируют они не с кислыми, а главным образом с основными вулканитами. Объединяет месторождения этих двух типов их генетическая связь с подводным вулканизмом и вулканогенно-осадочным процессом. Различия в металлогенической специализации этих типов месторождений возможно обусловлены генетической связью одного с кислыми, а другого с основными вулканитами [7].

Остановимся теперь на колчеданно-полиметаллических месторождениях Алтая и медноколчеданных месторождениях Урала и Северного Кавказа. Месторождения Алтая связаны с девонским островодужным вулканизмом и ассоциируют с базальт-липаритовой и андезит-дацитовой формациями. Вулканические извержения носили прибрежно-морской характер. Реликты вулканических построек нередко представляют собой обособленные крупные экструзивные купола. Гидротермально-метасоматическое оруденение часто пронизывает такие купола, а стратиформное приурочено к связанным с ними субмаринным вулканогенно-осадочным отложениям. Целый ряд признаков говорит о том, что оруденение было практически синхронным завершающей стадии вулканизма.

Характерно расположение промышленных рудных залежей. Например, на Николаевском месторождении основные рудные тела приурочены к контактам большого экструзивного липаритового купола с перекрывающими его пирокластами. На месторождении Покровское-2 гидротермально-метасоматические полиметаллические руды залегают непосредственно в экструзивных липаритах.

Стратиформные рудные залежи, линзовидные или пластообразные, залегают среди вулканогенно-осадочных пород. В некоторых случаях они имеют корневые зоны прожилково-вкрапленных или жильных руд. Например, на Сокольном месторождении залежь барит-полиметаллических руд, подстилаемая горизонтом сплошных и прожилково-вкрапленных полиметаллических руд, перекрывает серию подводных кварцево-карбонатных жил с существенно медным оруденением.

Стратиформные рудные тела часто залегают почти горизонтально (Сокольная, Рубцовская, Камышинская и другие залежи). Но есть и крутопадающие (Тишинское, Шубинское, Гусляковское). Генетически важна проявляемая на некоторых месторождениях латеральная зональность. Так, на Николаевском месторождении гидротермально-метасоматические руды центральной части рудной залежи сменяются гидротермально-осадочными на юго-западном фланге месторождения.

Вертикальная зональность руд (особенно четко проявленная на Риддер-Сокольном месторождении) выражается в смене сверху вниз барит-полиметаллических руд полиметаллическими, а последних медно-цинковыми. В. В. Авдониин и Г. Ф. Яковлев считают, что в «общих чертах эта зональность очень близка зональности знаменитых японских месторождений типа Куроко» [9].

Главное сходство между вулканогенными колчеданно-полиметаллическими месторождениями типа Куроко — это генетическая связь их с экструзивным кислым вулканизмом, проявившимся в субмаринных условиях.

Медноколчеданное оруденение Южного Урала, в том числе промышленные руды Блявинского, Комсомольского, Яман-Касинского и Разумовского месторождений, связывается с экструзивными породами кислого состава и взрывными брекчиями, а в более широком плане — с девонским спилито-кератофировым субмаринным вулканизмом [33]. Урупское колчеданное месторождение на Северном Кавказе формировалось в девоне также вследствие подводного вулканизма. Стратиформная рудная залежь располагается здесь над экструзивной кварцевых альбитофиров и под толщей пирокластических образований. При этом между рудной залежью и неизменными кварцевыми альбитофирами располагается зона гидротермально измененных пород. Кварцевые альбитофиры рассматриваются как источник рудоносных флюидов. Рудная залежь зональна: сверху — богатая пирит-халькопирит-сфалеритовая руда, в средней части —

пирит-халькопиритовая, в основании преобладает руда серноколчеданного состава [41].

Таким образом, в генезисе всех упомянутых колчеданных месторождений есть определенные черты сходства и устанавливается непосредственная связь с вулканическими процессами. Мы могли остановиться только на немногих примерах генетической связи колчеданных месторождений с вулканизмом.

Но, как отмечает В. И. Смирнов, согласно данным мировой литературы, большинство колчеданных месторождений принадлежит именно к типу вулканогенно-осадочных. Таковы колчеданные месторождения Канады в докембрийском зеленокаменном поясе Ред Лейк, норвежские колчеданные руды типа «Васкис», месторождения Юго-Западной Исландии и Юго-Восточной Португалии, в том числе крупнейшие в мире колчеданные залежи Рио-Тинто, месторождения Эргани в Турции, Аделаида в Австралии, Мегген и Раммельсберг в ФРГ и многие другие [41].

Руды железа. Огромные залежи железных руд связаны с докембрийскими кремнисто-железистыми (джеспилитовыми) формациями. Одно из наиболее известных месторождений расположено в районе озера Верхнего в США. Еще в 1911 г. Ван-Хайз и Лейс высказали мнение о генетической связи этого месторождения с вулканизмом.

Ю. И. Половинкина в 50-х гг. на основании изучения эффузивно-осадочных комплексов Украинского кристаллического массива и Карсакпя сделала вывод, что связанные с ними месторождения железа обусловлены вулканизмом. Именно подводный вулканизм, приведший к образованию спилитовых лав, был, по мнению Ю. И. Половинкиной, причиной формирования железистых кварцитов в толщах вулканогенно-осадочных пород.

Украинские геологи (Н. П. Семененко и др.) изучали генетические связи с подводным вулканизмом месторождений Криворожского бассейна и ряда других районов. Они пришли к выводу, что источником железа являлись вулканические явления, обусловившие формирование рудовмещающих толщ.

Ассоциация железистых кварцитов с субмаринными эффузивами установлена на Урале, в Сибири, в Великобритании, в Новом Южном Уэльсе, в Западной Австралии, в Индии и в других регионах.

В 1963 г. М. С. Точилин опубликовал монографию, посвященную происхождению железистых кварцитов, в которой, основываясь на большом фактическом материале по джеспилитовым формациям мира, обосновал их вулканогенно-осадочное происхождение [16].

Масштабы месторождений этого типа чрезвычайно велики. Например, только месторождения озера Верхнего к 60-м годам текущего столетия дали 3,5 млрд. т железной руды. Гематитово-кварцитовый пласт, залегающий в архейской эффузивно-осадочной толще Индии, содержит около 4 млрд. т 60 %-ной руды [41].

Другим типом железистых руд являются оолитовые руды

нижнего палеозоя и верхнего докембрия. Анализ данных, касающихся стратиграфического положения и условий формирования этого типа руд железа, был проведен в 1962 г. Л. Н. Формозовой. Она пришла к выводу, что большинство известных в нижнем палеозое и в верхнем докембрии оолитовых руд приурочено к мощным эффузивно-кремнистым эвгеосинклинальным толщам. Таковы месторождения Чехии, Тюрингии, Северного Уэльса, Армориканского массива; Ньюфаундленда и Новой Шотландии (США).

Генетическая связь руд железа с вулканизмом подтверждается появлением в разрезах вулканогенных пород. И наоборот — исчезновение вулканических пород сопряжено с исчезновением оолитовых руд.

В тех редких случаях, когда в том или ином конкретном разрезе вулканогенные породы все же отсутствуют, они представлены в соседних разрезах на тех же стратиграфических уровнях [16].

Третий тип железорудных вулканогенных месторождений был выделен Шнейдерхёном как эксгаляционно осадочный. Пример таких месторождений — залежи красного железняка в округе Лан-Диль в ФРГ. Месторождение Лан-Диль расположено на юго-востоке Рейнских сланцевых гор. Но сходные рудные залежи известны в девонских отложениях Гарца, Тюрингии и Восточных Судет. Отложение рудного вещества вблизи центров извержений наводит на мысль о генетической связи рудоотложения и вулканизма. Нередко руды содержат примесь пеплового материала, а по простирацию переходят в кремнистые или известковистые породы с морской фауной. Руды обычно состоят из окислов и гидроокислов железа — магнетита, гематита, гидрогематита с отдельными прослоями сидерита и сульфидов железа. Содержание железа в кремнистых разностях руд достигает до 51 %, в известковистых значительно ниже — 22—26 %. Отмечается невысокое содержание фосфора, марганца, никеля, кобальта, меди, цинка, мышьяка, молибдена и других малых элементов [16].

Согласно Л. Н. Формозовой, близким типом рудных залежей являются раннетриасовые месторождения района Вареш в Югославии. Руда, сложенная в основном окислами и гидроокислами железа, содержит здесь прослой сидерита с конкрециями пирита и марказита, а также включения галенита, сфалерита и халькозина. В отдельных прослоях высоких значений достигают концентрации марганца — до 9,4 %.

Железорудные месторождения Алтая, Западной Сибири и Казахстана, описанные А. С. Калугиным и другими геологами, пространственно также приурочены к областям переходов от вулканических к вулканогенно-осадочным породам, причем руды в них часто содержат пепловый материал и более крупные обломки вулканических пород. Рудные линзы содержат много кремнезема и тонкочешуйчатого гематита. Содержание железа

обычно колеблется в пределах 30—50 %. Концентрации меди, свинца, молибдена, мышьяка, сурьмы, кобальта, марганца и фосфора — низкие [16].

Г. Ю. Бутузова считает, что процессы рудоотложения, происходящие ныне в морских условиях в кальдере вулкана Санторин, представляют собой приблизительную модель формирования всех вышеупомянутых месторождений [4].

Руды марганца. Бесспорно связанными с подводным вулканизмом считают месторождения марганца в Калифорнии, Новой Зеландии, Японии, Новой Каледонии, на полуострове Олимпик (штат Вашингтон, США).

Все эти месторождения, которые Е. А. Соколова объединяет как месторождения калифорнийского типа, приурочены к спилито-порфиритовым формациям. Возраст их различный. В Калифорнии — юрский, в Новой Зеландии — пермско-юрский и меловой, в Японии — палеозойский, мезозойский и миоценовый, в Новой Каледонии — позднеэоценовый — олигоценовый, на полуострове Олимпик — палеогеновый. Оруденение обычно приурочено к связанным со спилитами яшмам и кремнисто-сланцевым линзам, но часто заключено и в самих спилитах.

Подводным вулканизмом обусловлено образование вулканогенно-осадочных марганцевых месторождений Кубы, Чили, Мексики, штатов Невада и Аризона (США), Италии, Швейцарии, Болгарии, многих месторождений Советского Союза и т. д. [16].

Г. С. Дзюценидзе, обобщив большой литературный материал по марганцевым месторождениям, отмечает, что выводы большинства исследователей по генезису марганцевых руд в основном сводятся к следующему.

1. Вулканогенно-осадочные месторождения марганца бывают связаны как с основным, так и с кислым вулканизмом.

2. Пластовые залежи формируются в периоды усиления поствулканической деятельности.

3. Накопление рудных концентраций обуславливается наличием рудных «ловушек» — спокойных бухт, заливов и т. п.

4. Пути движения рудоносных растворов часто фиксируются прожилково-метасоматическими рудными проявлениями экстрозивно-гидротермального генезиса ниже подошвы рудной залежи [16].

Генезис крупнейшего Чиатурского марганцевого месторождения на Кавказе Г. С. Дзюценидзе объясняет следующим образом. Месторождение образовалось в конце верхнего эоцена — олигоцена и приурочено ко времени завершения интенсивных вулканических процессов в его окрестностях (в 10—15 км от месторождения) и активизации поствулканической деятельности. Источником марганца служили поствулканические гидротермальные растворы. Местоположение рудных залежей обусловили бухтообразные заливы, расположенные по соседству с центрами поствулканической активности, обстановка в которых оказалась благоприятной для концентрации и отложения марганца [16].

Руды фосфора. Генетическая связь фосфоритов с вулканизмом в некоторых случаях выявляется достаточно определенно. Так, в Ханкайском районе Приморья фосфориты и обогащенные фосфором породы приурочены к вулканогенно-кремнистому позднепалеозойскому — раннекембрийскому ряду формаций. Вулканогенные образования по латерали сменяются джеспилитами и кремнисто-терригенными отложениями. Фосфориты приурочены в основном к вулканогенным и джеспилитовым образованиям. А. Ф. Шехоркиной сделан вывод о вулканогенно-осадочном образовании фосфоритов.

Такого же генезиса, по-видимому, раннепалеозойские фосфоритовые залежи Австралии, залегающие в кремнисто-сланцевых толщах, являющихся стратиграфическими эквивалентами встречающихся по соседству подводных основных лав и туфов. Близкими по происхождению являются верхнепротерозойские кремнистые фосфоритоносные формации Китая и раннекарбоновые штата Юта США. Некоторые крупные фосфорные месторождения могут быть отнесены к группе телевулканогенных, т. е. таких, для которых источником фосфора были вулканические процессы, но концентрация фосфора осуществлялась на значительных расстояниях от вулканических центров. Таковы крупные фосфоритовые залежи Скалистых гор (США) и хребта Каратау (СССР). Пермская формация «Фосфория» в Скалистых горах богата кремнистыми породами и относилась Н. С. Шатским к отдаленным кремнистым формациям геосинклиналей. А. Ирдли считает, что источником ее кремнезема были вулканы архипелага зоны Кордильер. Вулканогенная формация Кордильер, сменяющая «Фосфорию» по простиранию, отстоит от нее на 50—300 км. Г. С. Дзоценидзе считает, что как кремнезем, так и фосфор привносились с вулканического архипелага [16].

По мнению Н. Г. Бродской и М. Н. Ильинской, крупнейшее раннепалеозойское месторождение фосфоритов Малый Каратау в Казахстане обусловлено эндогенным источником фосфора. Вместе с марганцем, железом, кремнеземом и ванадием фосфор в составе вулканических эксгаляций и продуктов их реакций поступал в морской геосинклинальный бассейн, переносился морскими течениями и отлагался в мелководной зоне [44].

Есть все основания ожидать, что детальный палеогеографический анализ областей древнего вулканизма и прилегающих к ним регионов будет способствовать выявлению новых месторождений фосфорных руд.

Руды алюминия. На вероятную связь бокситовых месторождений с вулканизмом указывали многие геологи. А. Л. Яншин еще в 1941 г. одним из первых высказал мнение, что алюминий поступает в бассейны осадконакопления с кислотными вулканическими водами. Приведенные выше данные подтверждают это мнение. С кислотными вулканическими водами в бассейны осадконакопления выносятся колоссальные количества глинозема. Проблема заключается не в источнике алюми-

ния, а в его осаждении из раствора и накоплении бокситов. Характерно, что залежи алюминиевых руд практически отсутствуют в толщах вулканитов (исключение составляют диаспоровые конкреции с содержанием глинозема до 51—61 %, обнаруженные Л. Н. Котовой в девонской вулканогенной толще хребта Тарбагатай). Наоборот, закономерно подстилание бокситов известняками. Вероятно, для осаждения алюминия без кремнезема и железа нужны особые условия. А. С. Калугин в 1967 г. высказал гипотезу об образовании бокситовых залежей за счет лагеритного выветривания вулканических пеплов на коралловых рифах и накоплении продуктов выветривания в лагунах.

Гипотезы телевулканогенного образования бокситов нуждаются в разработке и детализации [16].

Руды бора. Крупнейшие месторождения бора генетически связаны с молодым вулканизмом. Они известны в Северной и Южной Америке, в Турции. Обзор вулканогенно-осадочных отложений бора в 1962 г. был сделан Е. В. Орловой. Источником бора являются вулканические эксгальции и «зараженные» бором вулканические породы, а его накопление происходит в близлежащих водоемах. Важную роль играют факторы (в частности, климатические условия), способствующие испарению водоемов.

В Калифорнийских месторождениях Крамер, Камко, Даггат и в турецких Султан-Чаир и Бигидач бороносные отложения представлены монтмориллонитовыми глинами и туффитами, залегающими на базальтовых или андезитовых туфах и лавах. В месторождениях Южной Америки прослой и желваки боратов заключены в соленосных песчано-глинистых отложениях. Перспективными на поиски новых месторождений боратов являются области молодого вулканизма особенно площади развития вулканогенно-озерных отложений с монтмориллонитом и гипсом [16].

Месторождения других полезных ископаемых. У нас нет возможности даже вскользь остановиться на месторождениях многих полезных ископаемых, обусловленных вулканическими процессами. К таким относится, например, месторождение бериллия в эксплозивных образованиях в горах Агуачилла в Мексике, алмазоносные кимберлитовые трубки Африканской и Сибирской платформ, месторождения цеолитов, глин, строительных материалов. Практически все месторождения полезных ископаемых непосредственно или опосредованно связаны с вулканическими процессами.

Вулканизм в истории Земли и рудные месторождения. Попытаемся свести воедино основные из имеющихся у нас сведений о вулканогенных формациях, приуроченных к ним рудных минерализациях и имеющих промышленную значимость вулканогенных месторождениях, отнеся их к основным отрезкам геологического времени. Чтобы картина представилась наиболее наглядно, это удобнее всего сделать в форме табл. 24.

Вулканогенное рудообразование в истории Земли

Вулканогенные формации	Рудная минерализация	Примеры месторождений
<p>Современные отложения</p> <p>Андезитовая островодужная</p> <p>Базальтовая океанических рифтов</p> <p>Океанических базальтов</p>	<p>Серная Колчеданная Ртутная</p> <p>Сурьмяная Лимонитовая Магнетитовая</p> <p>Полиметаллическая</p> <p>Железо-марганцевая с полиметаллами</p>	<p>} Мацуа (Япония)</p> <p>Амеди, Салфур-Бэнк (Калифорния, США)</p> <p>Стимбот (США)</p> <p>Тёкай (Япония)</p> <p>Курильские острова (СССР)</p> <p>Глубоководные впадины Красного моря</p> <p>Глубоководные отложения Тихого, Индийского и Атлантического океанов</p>
<p>Кайнозой</p> <p>Андезит-дацит-риолитовая</p> <p>Спилитовая</p>	<p>Ртутная</p> <p>Золото-серебряная</p> <p>Медно-молибденовая</p> <p>Оловянная</p> <p>Колчеданная, полиметаллическая Борная</p> <p>Марганцевая</p>	<p>Опалит (США); Альмаден (Испания); Закарпатские месторождения (СССР)</p> <p>Крипл-Крик, Сан-Хуан (США); Потоси (Боливия)</p> <p>Кляймакс (США)</p> <p>Унсия-Ллалагуа (Боливия)</p> <p>Месторождения типа «Куроко» Крамер, Камко, Даггет (Калифорния, США)</p> <p>Месторождения в Новой Каледонии (Франция), в Японии и др.</p>
<p>Мезозой</p> <p>Диабаз-порфиритовая</p> <p>Риолитовая</p> <p>Спилитовая</p> <p>Спилито-кератофировая</p>	<p>Медноколчеданная</p> <p>Олово-медно-флюорит-полиметаллическая</p> <p>Оловянная</p> <p>Молибденовая</p> <p>Марганцевая</p> <p>Колчеданная медная, полиметаллическая</p>	<p>Кафан, Шамлуг, Алаверды, Маднеули (СССР)</p> <p>Месторождения Фудзяньско-Чжецзянского вулканического пояса (КНР)</p> <p>Месторождения Малого Хингана (СССР)</p> <p>Шахтома, Бугдая (СССР)</p> <p>Месторождения Калифорнийского типа (США)</p> <p>Новой Зеландии, Японии</p> <p>Месторождение типа «Бессис» (Япония); Блявинское и др. на Урале, Урупское на Северном Кавказе (СССР)</p>

Вулканогенные формации	Рудная минерализация		Примеры месторождений
Палеозой	Базальт-андезит-дацит-липаритовая Эффузивно-кремнистая	Колчеданная, полиметаллическая, медно-цинковая Железная Марганцевая Фосфорная	Риддер, Сокольное на Алтае (близкие к типу «Куроко»). Оолитовые месторождения ЧССР; Тюрингии и др., Лан-Диль (ФРГ) Месторождения Японии Месторождения Ханкайского района Приморья (СССР), Австралии, Китая, США
Докембрий	Вулканогенно-кремнистая, метабазитовая Метабазитовая Спилито-кератофировая Риолитовая	Железная Медно-цеолитовая Колчеданная Золотая	Железистые кварциты КМА, Кривого Рога (СССР); оз. Верхнего (США); Бихара (Индия) оз. Верхнее (США) Месторождения Карелии, Сев. Тянь-Шаня (СССР); Флин-Флон, Норд Стар (Канада) и др. Квемонт, Квесабэ, Хит-Стил (Канада)

Проанализировав данные по вулканогенному рудообразованию в истории Земли, В. И. Смирнов, Г. С. Дзоценидзе и В. Н. Котляр отмечают:

1) рудоносные вулканогенные формации и закономерно с ними связанные в пространстве и во времени вулканогенные месторождения формировались в течение всей геологической истории от архея до наших дней. В вулканогенном рудообразовании намечается некоторая эволюция по железу, меди, золоту, серебру, мышьяку, ртути;

2) рудоносные вулканогенные формации размещаются в различных геотектонических зонах и отличаются различной металлогенической специализацией;

3) богатство и специфика минерализации определяются развитием магматических очагов, путями достижения магмой поверхности Земли или дна моря, конкретными геохимическими, гидродинамическими и структурными условиями [49].

Глобальные, региональные и локальные рудоконтролирующие структуры. Рудоконтролирующие структуры — это пути поступления на поверхность Земли глубинных магматических расплавов и связанных с ними флюидов. Их можно подразделить на три основных типа: глобальные, региональные и локальные.

В современный период жизни Земли есть три главных вида глобальных структур:

- 1) глубокие внутриконтинентальные разломы и рифтовые зоны;
- 2) система рифтов, прослеживающихся вдоль осевых частей срединноокеанических хребтов;
- 3) система островных дуг и родственных им структур на границах континентов и океанов.

В геологическом прошлом существовали их аналоги. Каждый тип этих основных глобальных структур мы уже рассматривали.

Внутриконтинентальные разломы и рифтовые зоны способны дать начало океаническим структурам. От рифтов срединноокеанических хребтов начинается раздвижение океанических плит и перемещение их в сторону континентов, в результате которого у границ континентов и океанов возникают зоны субдукции, обдукции или столкновения и структуры типа островных дуг или другие, обуславливаемые конкретной геодинамической обстановкой взаимодействия плит друг с другом. Геосинклинальные системы и складчатые области, все их разнообразные типы рассматриваются с позиции тектоники плит. Л. П. Зоненшайн, М. И. Кузьмин и В. М. Моралев отмечают, что внутриконтинентальным рифтам свойствен контрастный магматизм, сочетание базальтовых мантийных комплексов с кислыми, в образовании которых значительную роль играли коровые источники. Для океанических рифтов характерен базальтовый, чисто мантийный магматизм. Базальтовым мантийным комплексам присущи халькофильная металлогения и полиметаллические месторождения. Офиолитовым формациям — месторождения хромитов, никеля, платины. Щелочным комплексам — редкоземельные проявления с ниобием и танталом. С бимодальными сериями связаны проявления тантало-ниобатов и олова [17].

Системы структур у границ континентов Л. П. Зоненшайн, М. И. Кузьмин и В. М. Моралев подразделяют на шесть видов:

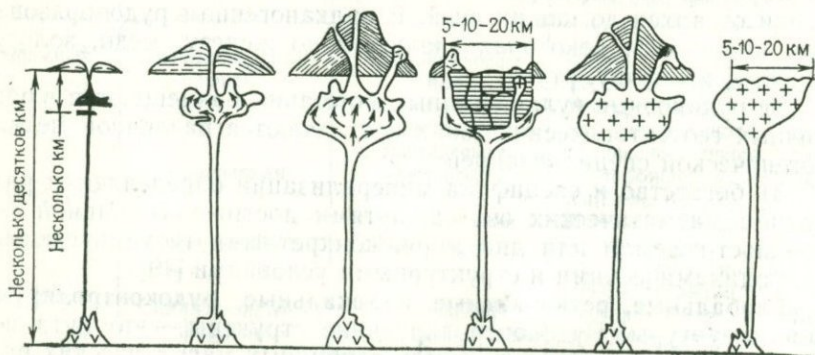


Рис. 38. Схема эволюции вулкана и периферического магматического очага (гипотетическое представление)

- 1) зоны островодужного типа; 2) зоны андийского типа;
- 3) зоны невадийского типа; 4) зоны монголо-охотского типа;
- 5) зоны обдукции; 6) зоны столкновения континентов.

Несмотря на значительные различия в тектонике, магматизме и металлогении этих зон, для них почти всегда характерно проявление в то или иное время мощного андезитового вулканизма и большое разнообразие связанных с вулканизмом месторождений полезных ископаемых (сера, ртуть, мышьяк, сурьма, медь, молибден, железо, марганец, олово и др.) [17].

Как региональные структуры могут рассматриваться отдельные звенья континентальных и океанических рифтовых зон, поперечные океаническим рифтовым зонам разломы типа Мендосино и Кларион, конкретные островные дуги или их звенья, обладающие определенным углом наклона зон Беньофа, и т. д., и их аналоги в геологическом прошлом. Очевидно, те или иные региональные структуры могут характеризоваться более ярко выраженной металлогенической специализацией и богатством рудной минерализации, чем глобальные в целом.

Однако возможность образования конкретных месторождений определяется локальными структурами. К локальным мы относим такие структуры, как определенные длительно развивающиеся вулканические центры, вулканотектонические депрессии, кальдеры, экструзивные купола, эксплозивные сооружения, вскрытые эрозией периферические магматические очаги («интрузии под вулканами», по Г. М. Власову) и т. д. Они не равнозначны по своему объему и значению и в них можно было бы наметить определенную иерархию, но большого смысла в этом нет, так как в каждом конкретном случае важность той или иной структуры определяется связанной с ней минерализацией. Данные по рудной минерализации, связанной с современным вулканизмом, и многочисленные примеры связи рудообразования с процессами древнего вулканизма говорят о том, что особенно перспективными для поисков месторождений многих полезных ископаемых являются такие вулканические центры, длительное развитие которых приводит к образованию кальдер и характеризуется в заключительный период формированием экструзивных куполов и связанных с ними эксплозивных сооружений, особенно если вулканический процесс развивается в подводных условиях, благоприятных для концентрации рудных компонентов. На рис. 38 представлена гипотетическая схема развития такого долгоживущего вулканического центра.

Вулканизм и образование природных углеводородов

Если же иметь в виду вообще происхождение нефти и ее небольшие, не имеющие практического значения скопления, то нужно признать, что в очень редких случаях и в весьма ограниченных количествах нефть имеет неорганическое происхождение и возникла в результате чрезвычайно небольших выделений из магмы.

И. М. Губкин

Явление выноса углеводородов в вулканическом процессе

В результате сопоставления условий многочисленных экспериментов по абиогенному синтезу органических соединений в лабораториях (опыты Миллера, Харады, Фокса и многих других) и условий вулканических извержений автором было сделано предположение, что извергающийся вулкан представляет собой мощный химический реактор, в котором возможен синтез органических соединений. На экспериментах по абиогенному синтезу органических соединений в лабораториях, на сопоставлении моделировавшихся условий с условиями извергающихся вулканов как химических реакторов и на вытекающих из этого следствиях мы остановимся подробно далее. Здесь же отметим только, что проверить сделанное предположение автору представилась возможность в 1973 г. во время извержения вулкана Тятя.

Автор изучал это извержение от первого дня до последнего и вместе с коллегами имел возможность отобрать относительно стерильно несколько сотен проб вулканического пепла, шлака и бомб, которые и составили первый материал для систематического анализа на органические соединения.

Еще более обширный и еще тщательнее отобранный материал был получен автором во время извержения вулкана Толбачик в 1975—1976 гг. В дальнейшем для анализа на углеводороды были взяты также продукты исторических извержений вулканов Ключевской, Шивелуч, Безымянный (Камчатка), Алайд (Курильские острова), Агунг (Индонезия).

Углеводороды в составе магматического газа. Как уже отмечалось, во время Толбачикского извержения 1975—1976 гг. Е. К. Мархинину и В. А. Уракову удалось взять пробы магматического газа непосредственно из жидкой лавы.

Методом газовой хроматографии был проведен детальный анализ углеводородной части магматического газа. Полученные

при этом результаты по определению группового углеводородного состава магматического газа представлены в табл. 25. В углеводородной части газа преимущественное положение занимают метан и его гомологи до гексана и выше. Кроме того, присутствуют углеводороды непредельного характера — этилен, пропилен, бутилен. При отборе газа и конденсата из лавовых речек отбирали также образцы лав, вулканических бомб, пепла, в которых определяли углеводородный состав газов, адсорбированных вулканическими продуктами. Результаты анализа этих газов представлены также в табл. 25. В углеводородном составе

Таблица 25
Углеводородный состав магматического газа, %*

Проба	C_1H_4	C_2H_6	C_3H_8	C_4H_{10}	C_5H_{12}	изо- C_4H_{10}	n- C_4H_{10}
Магматический газ из жидких лав	66,17	2,56	4,06	2,10	6,39	1,28	3,01
То же	41,33	8,98	21,56	4,48	10,78	0,52	2,25
»	33,45	4,49	15,30	28,85	4,77	0,86	2,06
»	10,38	Следы	1,61	3,80	6,43	6,73	4,24
»	23,35	1,62	2,12	2,93	5,86	4,15	2,12
Остывшая лава из жидкого потока	71,93	12,42	9,34	2,74	2,30	0,04	0,23
То же	61,29	12,88	15,07	3,27	2,62	0,20	1,28
»	69,40	6,94	14,90	2,25	2,04	0,12	0,66
Шлаковая бомба	55,37	5,70	25,00	3,50	3,80	0,34	1,90

Продолжение табл. 25

Проба	C_4H_8	изо- C_5H_{12}	n- C_5H_{12}	изо- C_6H_{14}	n- C_6H_{14}	УВ с n > 6	Σ
Магматический газ из жидких лав	3,16	Следы	Следы				100,01
То же	1,17	5,75	1,08				99,98
»	6,68	0,81	3,81				100,01
»	8,33	5,70	4,53				100,00
»	7,99	2,22	3,13				99,99
Остывшая лава из жидкого потока	0,25	0,09	0,09	0,15	0,23	0,08	100,00
То же	2,18	0,15	0,22	0,50	0,28	0,06	100,00
»	1,40	0,16	0,20	1,26	0,36	0,37	100,06
Шлаковая бомба	3,30	0,44	0,53	0,12	—	—	100,00

* Аналитики В. В. Пономарев, С. П. Левшунова.

Примечание. Общее среднее количество углеводородных газов в сухом магматическом газе, по данным многих проб, было оценено в 4,2 % объема. Молекулярная масса углеводородов ($C_1 - C_6$) принята за 44 (по данным анализа средней пробы). Таким образом, процент углеводородов от массы магматического газа (за вычетом воды) 7,83 [24].

газа, сорбированного твердыми продуктами, преимущественное положение также занимает метан (до 70 %). Кроме метана обнаружен и ряд более тяжелых углеводородов, вплоть до C_6H_{14} и выше. Общее количество адсорбированных углеводородов составляет 0,08—0,3 см³ на 1 кг лавы. Следует отметить тождественность в качественном составе газов, отобранных из жидкой лавы и адсорбированных твердыми продуктами. А. Н. Земцовым и А. А. Тронем были получены спектрограммы вспышек — пламен над пузырями, появляющимися в истоме лавовых рек. При дешифровке этих спектрограмм было установлено наличие углеводородов. Определить полностью компонентный состав смеси углеводородов при полученном разрешении им не удалось. Однако, по предварительным данным, идентифицированы CH_4 , C_3H_8 , C_2H_2 . Это согласуется с приведенными выше анализами магматического газа, отобранного из подобных лавовых пузырей (кроме C_2H_2).

Результаты анализов вулканических продуктов (пеплов, шлаков, бомб) на содержание в них углеводородов. Длительной систематической аналитической работой в лабораториях многих институтов было установлено, что ювенильные вулканические продукты — пеплы, шлаки, бомбы — содержат органическое вещество, состоящее из двух главных групп: 1) тяжелых углеводородов и гетероатомных соединений и 2) ряда биологически важных молекул (на второй группе соединений мы остановимся далее).

Углеводороды и гетероатомные соединения составляют основную по массе часть вулканогенного органического вещества; количество их в ювенильных вулканических продуктах на три порядка больше, чем соединений второй группы.

Результаты определений углеводородов и гетероатомных соединений в ювенильных вулканических продуктах разными методами и в разных лабораториях суммированы в табл. 26.

Представление о количестве углеводородов и высококипящих гетероатомных органических соединений в ювенильном вулканическом пепле дает табл. 27. По данным ВНИГНИ, общий выход экстрактов пепла вулкана Тятя (очищенных от элементарной вулканической серы) составил 0,023 % от массы пепла.

Во ВНИГНИ из хлороформенного экстракта пепла вулкана Тятя были выделены фракции: жидкие (насыщенные) углеводороды — 16,4 %; твердые углеводороды (высокомолекулярные парафины) — 9,7 %; ароматические углеводороды — 0,64 %; петролейно-эфирные смолы — 16,5 % (76,96 % C; 11,93 % H); бензольные смолы — 14,4 % (74,58 % C; 11,08 % H); спиртобензольные смолы — 40,5 % (72,87 % C; 11,18 % H); асфальтены — 3,3 % (71,08 % C; 10,01 % H).

Состав насыщенных углеводородов, выделенных из пеплов нескольких вулканов, был изучен на хроматографе ЛМХ-8М (СССР) в Институте геологии и разработки горючих ископаемых, в лаборатории Ал. А. Петрова. Хроматограммы, полученные

Углеводороды и гетероатомные соединения, обнаруженные
в вулканических продуктах (пеплах, шлаках, бомбах)

Наименование соединений	Примечание
Идентифицированные соединения	
Парафиновые углеводороды с прямой цепочкой атомов углерода (нормального строения, общая формула C_nH_{2n+2})	Идентифицированы с помощью газожидкостной хроматографии в ювенильном пепле и бомбах вулканов Тятя (извержение 1973 г.) и Толбачик (извержение 1975—1976 гг.)
H — C ₁₅ H ₃₂ H — C ₂₇ H ₅₆	
H — C ₁₆ H ₃₄ H — C ₂₈ H ₅₈	
H — C ₁₇ H ₃₆ H — C ₂₉ H ₆₀	
H — C ₁₈ H ₃₈ H — C ₃₀ H ₆₂	
H — C ₁₉ H ₄₀ H — C ₃₁ H ₆₄	
H — C ₂₀ H ₄₂ H — C ₃₂ H ₆₆	
H — C ₂₁ H ₄₄ H — C ₃₃ H ₆₈	
H — C ₂₂ H ₄₆ H — C ₃₄ H ₇₀	
H — C ₂₃ H ₄₈ H — C ₃₅ H ₇₂	
H — C ₂₄ H ₅₀ H — C ₃₆ H ₇₄	
H — C ₂₅ H ₅₂	
H — C ₂₆ H ₅₄	
Парафиновые углеводороды с разветвленной цепочкой атомов углерода (изостроения, общая формула C_nH_{n+2})	
изо — C ₁₈ H ₃₈ изо — C ₂₃ H ₄₈	
изо — C ₁₉ H ₄₀ изо — C ₂₄ H ₅₀	
изо — C ₂₀ H ₄₂ изо — C ₂₅ H ₅₂	
изо — C ₂₁ H ₄₄ изо — C ₂₆ H ₅₄	
изо — C ₂₂ H ₄₆	Идентифицированы по методу люминесцентной спектроскопии в ювенильном пепле вулканов Тятя, Алаид и Толбачик и в бомбе вулкана Толбачик
Ароматические (полициклические) углеводороды	
Пирен	
Флюорантен	
3,4 — бензпирен	
1,12 — бензперилен	
Коронен	
Неидентифицированные соединения	
Насыщенные углеводороды	В части хлороформенного экстракта (вытяжка n-гексаном) бомбы вулкана Тятя методом газожидкостной хроматографии обнаружено помимо 36 идентифицированных углеводородов (см. выше) также 110 соединений неизвестного состава (вероятно, в основном типа изопарафинов)
Нафтеновые углеводороды	
Ароматические (моноциклические) углеводороды	В хлороформенном экстракте пепла вулкана Тятя при помощи масс-спектрометрии найдены соединения, содержащие от одного до пяти нафтеных циклов В хлороформенном экстракте пепла вулкана Тятя при помощи масс-спектрометрического анализа обнаружены производные бензола

Наименование соединений	Примечание
Гибридные углеводородные структуры	В ацетоновом экстракте пепла вулкана Алаид по методу люминесцентной спектроскопии обнаружена гибридная полиаценовая структура с двумя бензольными кольцами и одним гидрированным (возможно, пятичленным) кольцом. В пепле вулкана Толбачик по этому же методу найдена углеводородная гибридная структура типа ацефтаена
Соединения типа ароматических альдегидов	При экстракции пепла вулканов Тятя и Алаид замечен аромат ванилина и горького миндаля, возможно вызванный присутствием ванилина и бензойного альдегида
Асфальтены	В хлороформном экстракте пепла вулкана Тятя по масс-спектрометрическому методу найдены высокомолекулярные, полициклические, гетероатомные соединения (асфальтены)
Высококипящие гетероатомные соединения кислого характера	В ацетоновом экстракте, полученном из пепла вулкана Тятя, с помощью газожидкостной хроматографии найдено более двадцати нерасшифрованных пиков (соединений или групп соединений), содержащих по данным ИК-спектрометрии группы CH_2 , CH_3 , $\text{C}=\text{C}$ и $\text{C}=\text{O}$ (в составе кислот неопределенного характера)
Высококипящие гетероатомные соединения	В спиртобензольном экстракте пеплов семи вулканов Тихоокеанского кольца обнаружены высококипящие соединения (выше 400°C), содержащие атомы углерода, водорода, кислорода, азота, серы и хлора. По данным ИК-спектрометрии, эта смесь соединений содержит группы CH_2 , CH_3 , $\text{C}=\text{C}$ и $\text{C}=\text{O}$ (в кислотах с внутримолекулярной, водородной связью, хинонах, кетонах, сложных эфирах)

методом капиллярной газожидкостной хроматографии, приведены на рис. 39. Каждый пик представляет собой индивидуальное соединение. Большинство пиков отвечает нормальным парафинам состава C_{17} — C_{34} . Меньше изопарафинов (включая изопреноиды) состава C_{19} — C_{25} .

Углеводороды и гетероатомные соединения обнаружены в закрытых порах бомб и вулкана Тятя (извержение 1973 г.), и вулкана Толбачик (извержение 1975 г.). Из бомбы вулкана Тятя экстрагировано 0,016 % органического вещества, очищенного от элементарной серы.

Хроматограмма насыщенных углеводородов этого вещества представлена на рис. 40. Углеводороды состоят в основном из нормальных прямоцепочечных парафинов состава $C_{15}-C_{35}$ и небольшого числа парафинов разветвленного строения состава $C_{18}-C_{26}$. Хроматограмма насыщенных углеводородов бомбы вулкана Толбачик изображена на рис. 41. В толбачинской бомбе содержится гомологический ряд парафинов с неразветвленной цепочкой состава $C_{16}-C_{31}$.

В пеплах и в бомбах вулканов Тятя (извержение 1973 г.) и Толбачик (извержение 1975—1976 гг.) обнаружены также полициклические ароматические углеводороды. После открытия выноса дисперсных органических соединений в вулканическом процессе доктором медицинских наук А. П. Ильницким с сотрудниками было проведено изучение содержания в вулканических пеплах и бомбах канцерогенного углеводорода 3,4-бензпирена (табл. 28).

По данным А. П. Ильницкого, содержание бензпирена в продуктах извержения вулкана Тятя близко к «фоновому». В продуктах извержения вулкана Толбачик оно превышает «фоновое» в 10—20 раз. По представлениям А. П. Ильницкого, природный фон содержания канцерогенного углеводорода бензпирена мог быть обусловлен вулканической деятельностью.

В отобранных нами пробах продуктов извержений В. Н. Флоровская и Т. А. Теплицкая (МГУ) определили целый спектр полициклических ароматических углеводородов. Пепел вулкана Толбачик: структура типа аценафтена, флуорантен, пирен, 3,4-бензпирен ($\geq 0,8$ мкг/кг или $0,8 \cdot 10^{-7}$ %), 1,12-бензперилен, следы коронена. Бомба вулкана

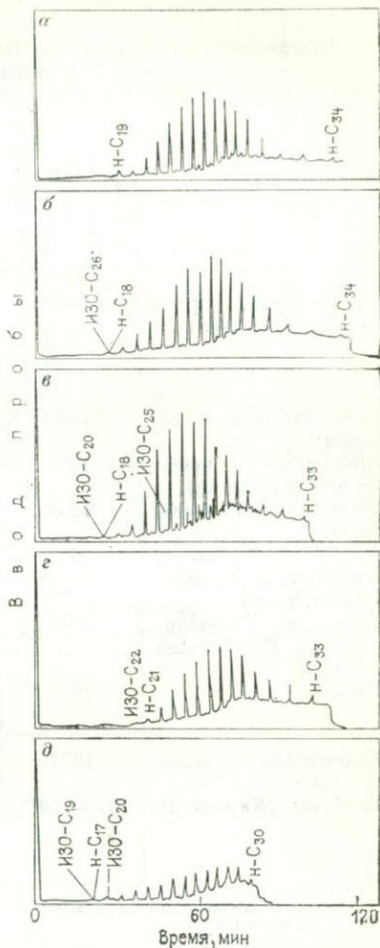


Рис. 39. Хроматограммы насыщенных углеводородов вулканических пеплов, полученные на газожидкостном хроматографе:

a — вулкан Агунг (Индонезия, 1963);
б — вулкан Шивелуч, проба 481 (Камчатка, 1964);
в — вулкан Безымянный (Камчатка, 1956);
г — вулкан Аланд (Курильские острова, 1972);
д — вулкан Тятя (Курильские острова, 1973).
 Условия опыта: колонка — $30 \times 0,25$ мм, стационарная фаза — апезон *L*, газ-носитель — H_2 , начальная температура $150^\circ C$, скорость нагрева плюс $2^\circ C$ в мин, скорость записи 200 мм/ч

Содержание углеводов и высококипящих гетероатомных соединений в вулканическом пепле*

Вулканы	Год извержения	Содержание				Примечание
		Хлороформный экстракт	Ацетоновый экстракт	Спирто-бензольный экстракт	Всего	
Безымянный, проба № 651 (Камчатка)	1956	0,02	0,01	0,03	0,06	Образцы из коллекции Института вулканологии ДВНЦ АН СССР
Агунг (о. Бали, Индонезия)	1963	0,02	0,01	0,05	0,08	
Шивелуч, проба № 480 (Камчатка)	1964	0,02	0,03	0,03	0,08	Средняя проба из 130 образцов
Шивелуч, проба № 481	1964	0,03	Следы	0,05	0,08	
Алаид (о. Алаид, Северные Курильские острова)	1972	0,01	0,204	0,028	0,242	То же, из 30 образцов
Тятя (о. Кунашир, Южные Курильские острова)	1973	0,03	Следы	0,04	0,07	
Тятя	1973	0,013	0,014	0,05	0,042	Проба отобрана при извержении
Ключевская сопка (Камчатка)	1974	0,03	0,01	0,10	0,14	
Толбачик (Камчатка)	1975—1976	0,012	Нет данных	Нет данных	Нет данных	»

* Приведены данные по содержанию экстрактов, не очищенных от элементарной вулканической серы [25].

Толбачик: пирен, флуорантен, 3,4-бензпирен ($\geq 1,6$ мкг/кг или $1,6 \cdot 10^{-7}$ %), 1,12-бензперилен. Пепел вулкана Тятя: пирен, флуорантен, 3,4-бензпирен ($\geq 0,1$ мкг/кг или $0,1 \cdot 10^{-7}$ %), 1,12-бензперилен.

Ацетоновый экстракт средней пробы пепла вулкана Алаид: 3,4-бензпирен, 1,12-бензперилен, молекула типа нафтобензпирена, следы коронена, гибридная полиаценовая структура, содержащая 2 бензольных кольца и 1 гидрированное или 5-членное.

Определения $S_{орг}$ показали следующее. В Лаборатории физико-химических методов анализа СахКНИИ $S_{орг}$ определен в 20 пробах пепла вулкана Алаид (извержение 1972 г.) в пределах от 0,05 до 0,14 %.

В битуминологической лаборатории ВНИГНИ МГ СССР

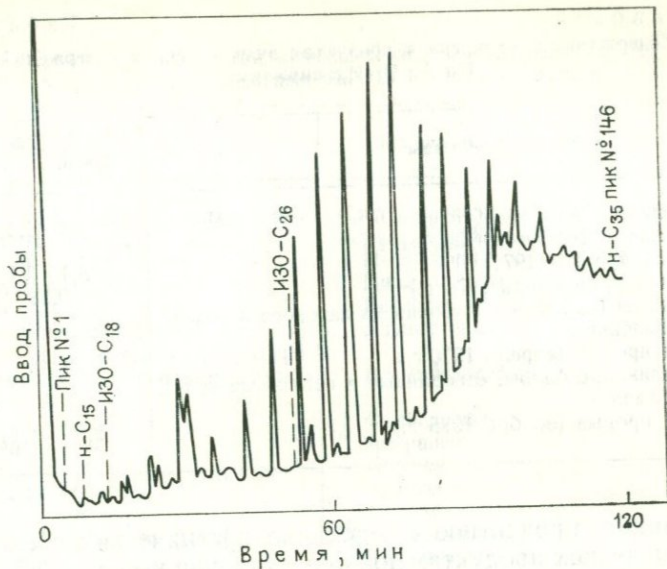


Рис. 40. Хроматограмма насыщенных углеводородов бомбы вулкана Тятя, полученная на газо-жидкостном хроматографе.

Условия опыта: колонка — $30 \times 0,25$ мм, стационарная фаза — апьезон L, газ-носитель — H_2 , начальная температура — минус $150^\circ C$, скорость нагрева — минус $2^\circ C$ в мин, скорость записи 100 мм/ч

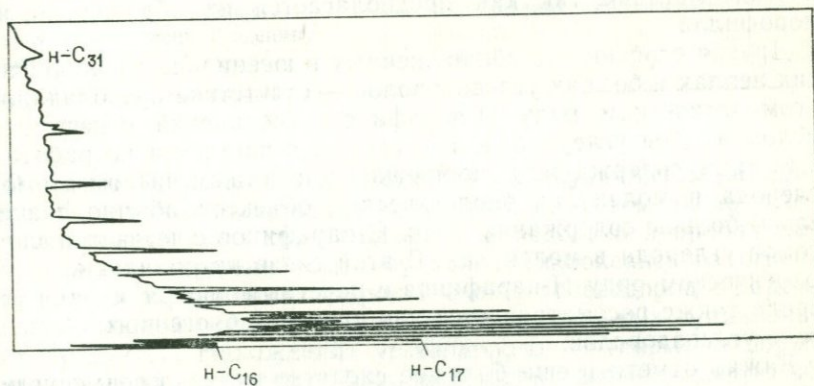


Рис. 41. Хроматограмма насыщенных углеводородов из закрытых пор бомбы вулкана Толбачик, полученная на газо-жидкостном хроматографе.

Условия опыта: колонка — $30 \times 0,25$ мм, стационарная фаза — апьезон L, газ-носитель — H_2 , начальная температура — минус $150^\circ C$, скорость нагрева — минус $2^\circ C$ в мин

$S_{орг}$ определен в двух параллельных пробах пепла вулкана Тятя. Его содержание оказалось равным 0,04 и 0,07 %.

В битуминологической лаборатории ВНИГРИ МГ СССР количество $S_{орг}$ определено в трех образцах бомб вулкана Толбачик. Результат — 0,045; 0,07 и 0,09 %.

Содержание бензпирена в продуктах вулканических извержений.
По А. П. Ильницкому

Образцы	Содержание бензпирена, мкг/кг
Пепел вулкана Тятя (о. Кунашир)	0,3—0,4
Пепел вулкана Толбачик (Камчатка)	
Северный прорыв (1975 г.)	5,4—6,1
Южный прорыв (июль 1976 г.)	0,38
Образцы лавы (шлаковые бомбочки из лавового потока)	
вулкана Толбачик	
Южный прорыв (апрель 1976 г.)	0,45
Мелкие шлаковые бомбы, отобранные в пеплопаде вулкана Толбачик	
Южный прорыв (ноябрь 1975 г.)	2,35—4,44

Очевидно, процентное содержание органических соединений в вулканических продуктах должно быть еще выше.

Характерные особенности вулканогенных углеводов. Одной из характерных особенностей изученных вулканогенных углеводов является практическое отсутствие в них (обнаружены только следы) фитана и кристана — изо-парафинов состава C_{19} и C_{30} , которые обычно рассматриваются как биологические метчики, так как предполагается их образование из хлорофилла.

Другая особенность обнаруженных в ювенильных вулканических пеплах и бомбах углеводов — отсутствие преобладания в гомологическом ряду H -парафинов, соединений с нечетным числом атомов углерода. Как известно, в частности по работам Р. Кларка, содержание H -парафинов с нечетным числом атомов углерода в молекулах биологических объектов обычно значительно больше содержания в них H -парафинов с четным числом атомов углерода в молекулах. В этой связи преобладание в гомологическом ряду H -парафинов с нечетным числом атомов углерода также рассматривается как критерий биогенного образования углеводов.

Важно отметить еще большое сходство вулканогенных углеводов с углеводородами, обнаруженными в метеоритах — в углистых хондритах (табл. 29).

В табл. 30 приведены данные по изотопному составу вулканогенного органического вещества, которые коррелируются с данными по изотопии углерода битуминозных веществ метеоритного происхождения. С другой стороны, как отмечает Н. Е. Подклетнов, характер изменения изотопного состава углерода по фракциям имеет один и тот же вид как для вулканогенного органического материала, так и для сахалинской (эхабинской) нефти.

Сравнительный состав вулканогенного и метеоритного углеродсодержащего вещества. По Н. Е. Подклетнову

Пепел и бомбы вулканов Тятя и Толбачик	Метеориты (углистые хондриты)
Среднее содержание органического углерода 0,04—0,07 %	Среднее содержание органического углерода 0,04 %
Н-парафины	Н-парафины
Циклоалканы	Циклоалканы
Бензолы	Бензолы
Структура типа аценафтена	Аценафтены
Гибридная полиаценовая структура с двумя бензольными и одним гидрированным кольцом	Аценафтилены
Фенантрены не обн.	Фенантрены
Антрацен не обн.	Антрацен
Пирены	Пирены
Хризены не обн.	Хризены
Перилен	Перилен
Бензпирены (нафтобензпирены)	Бензпирены
3,4-бензпирен	3,4-бензпирен
1,12-бензперилен	1,12-бензперилен
Коронен (следы)	Коронен
Ароматические кислоты (в том числе бензойная?, альдегид—ванилин)	Ароматические кислоты (в том числе ванилиновая, оксibenзойная)
Аминокислоты	Аминокислоты
Углеводы	Углеводы
S-соединения	S-соединения
N-соединения циклические	N-соединения циклические
Структуры, родственные аденину	Аденин
Гуанин	Гуанин

О масштабе выноса углеводородов в вулканическом процессе. Рассеянное содержание углеводородов, в том числе углеводородов нефтяного происхождения, определено в пробах датированных извержений семи вулканов Тихоокеанского огненного кольца. Практически широкий спектр углеводородов содержится в каждой отдельно взятой пробе ювенильных вулканических продуктов. Нахождение углеводородов в закрытых порах ювенильных вулканических бомб однозначно свидетельствует об их магматогенности. Таким образом, можно говорить о том, что установлено явление широкого выноса магматогенных углеводородов в вулканическом процессе.

Каков масштаб этого выноса? Для того чтобы о нем судить, мы в качестве примера возьмем хорошо изученное Толбачикское извержение 1975—1976 гг. и попытаемся определить величины общего количества углеводородов, вынесенных с продуктами извержения. Общая масса ювенильных силикатных продуктов Толбачикского извержения определена нами в $2,72 \cdot 10^9$ т. Масса ювенильного вулканического газа (без воды) в $6 \cdot 10^6$ т. Среднее

Изотопия углерода в вулканическом органическом веществе

№ п/п	Исходные образцы	δ^{13}	Примечание
Водно-спиртовой экстракт			
1	Пепел вулкана Тятя (Южные Курильские острова, о. Кунашир)	-2,71	Содержит аминокислоты
2	То же	-2,73	
Хлороформенный экстракт			
3	Пепел вулкана Безымянный (Камчатка)	-2,72	В основном состоит из парафинов
4	Пепел вулкана Шивелуч (проба 481, Камчатка)	-2,67	
5	Пепел вулкана Алаид (Северные Курильские острова, о. Алаид)	-3,04	
6	Пепел вулкана Тятя	-2,63	
7*	То же	-2,66	
8	Бомба вулкана Тятя	-2,63	
Ацетоновый экстракт			
9	Пепел вулкана Шивелуч (проба 480, Камчатка)	-2,44	Содержит высококипящие кислородсодержащие соединения
10	То же (проба 481)	-2,55	
11	Пепел вулкана Ключевской (Камчатка)	-2,56	
12	Пепел вулкана Алаид	-2,89	
13*	Пепел вулкана Тятя	-2,72	
14	Пепел вулкана Агунг (о. Бали, Индонезия)	-2,89	
Спирто-бензольный экстракт			
15	Пепел вулкана Шивелуч (проба 480)	-2,62	Представляет собой смесь полициклических ароматических углеводородов и высококипящих гетероатомных соединений
16	То же (проба 481)	-2,80	
17	Пепел вулкана Ключевской	-2,64	
18	Пепел вулкана Алаид	-3,04	
19*	Пепел вулкана Тятя	-2,64	
20	Пепел вулкана Агунг	-2,98	

* Звездочкой отмечены анализы, выполненные в лаборатории ГЕОХИ АН СССР; остальные анализы выполнены в лаборатории МГРИ.

содержание органического углерода в вулканических бомбах С. Н. Белецкой определено в 0,07 % (следовательно, среднее содержание органических соединений должно быть больше этой величины). Массовое содержание углеводов в процентах в вулканическом газе определено нами в 7,83. Таким образом, масса углеводов, вынесенных с силикатными продуктами извержения, может быть оценена в $2,72 \cdot 10^9 \text{ т} \times 7 \cdot 10^{-4} = 19,04 \cdot 10^5 \text{ т} \approx 2 \cdot 10^6 \text{ т}$, а масса углеводов, вынесенных в составе вулканического газа, в $6 \cdot 10^6 \text{ т} \times 7,83 \cdot 10^{-2} = 46,98 \cdot 10^4 \text{ т} \approx 0,5 \cdot 10^6 \text{ т}$.

Общая масса углеводов, вынесенных в составе вулканических продуктов, определится, следовательно, цифрой $2,5 \cdot 10^6 \text{ т}$. Не настаивая на коэффициенте 2,5, мы можем определенно говорить, что вынос углеводов в процессе Толбачикского извержения определяется цифрой порядка 10^6 т .

Масса ювенильных продуктов, извергнутых Толбачиком в 1975—1976 гг., близка к среднему их количеству, извергаемому всеми наземными вулканами мира за 1 год [25]. С учетом подводного вулканизма срединноокеанических хребтов средняя ежегодная «производительность» вулканов должна быть увеличена, вероятно, в 2—3 раза. Таким образом, если мы примем за средний ежегодный вынос углеводов вулканами Земли цифру порядка 10^6 т , то она никоим образом не будет завышенной. Истинное количество углеводов, выносимых вулканами в среднем за год, вероятнее всего выражается числом $n \cdot 10^6 \text{ т}$. Экстраполируя эту величину на всю историю Земли, получим $n \cdot 10^6 \text{ т} \times 4,5 \cdot 10^9 \text{ лет} \approx n \cdot 10^{15} - n \cdot 10^{16} \text{ т}$.

Эти цифры сопоставимы с массой всего органического вещества, содержащегося в осадочных породах земной коры, $2 \cdot 10^{16} - 3 \cdot 10^{16} \text{ т}$.

Предположения о генезисе вулканогенных углеводов. Явление выноса дисперсных углеводов в вулканическом процессе является установленным фактом. Несомненна их вулканогенность или, может быть, лучше сказать — магматогенность. Однако детали образования магматогенных углеводов неясны, и о них можно строить только предположения. Первый вопрос, который сразу же возникает, где, в каком интервале вулканического химического реактора синтезируются магматогенные углеводороды? Таких подлежащих рассмотрению интервалов можно наметить три (сверху вниз).

1. Верхняя часть вулканического реактора — от уровня, на котором происходят взрывы в жерле вулкана (сотни метров от поверхности Земли), до уровня, где происходит смешение пеплово-газового вулканического столба с воздухом.

2. Средняя часть вулканического реактора — от уровня, на котором в магме начинается рост газовых пузырьков ($n \cdot 10 \text{ км} - n \cdot 100 \text{ м}$), до уровня, на котором происходят взрывы.

3. Нижняя часть системы очаг — вулкан — от глубинного магматического очага (десятки или первые сотни километров)

до уровня, на котором начинается в магме образование газовых пузырьков.

О том что в верхнем интервале происходит синтез сложных углеводов из смеси простых газов, свидетельствует прежде всего то обстоятельство, что в многочисленных опытах по абиогенному синтезу биологически важных молекул в лабораторных условиях побочным продуктом почти всегда был целый комплекс сложных углеводов. А в этих экспериментах практически моделировались те или иные условия, имеющие место в пеплово-газовых вулканических столбах: смеси простых газов и электрические разряды; смеси простых газов, минеральные катализаторы и высокие температуры; смеси простых газов и ударные волны и т. д.

Так, например, изучая влияние электрических разрядов различных типов на метан, Поннамперума и Вёлер обнаружили, что при использовании электрической дуги высокой интенсивности образуется прозрачная жидкость желтого цвета. Она легко поддается фракционированию в газовом хроматографе. Оказалось, что в основном она состоит из бензола, в меньшей степени из толуола, но в ней также присутствуют алифатические соединения, такие, как 2,2-диметилбутан; 2-метилпентан; 3-метилпентан, 2,4-метилгексан; 3,4-диметилгексан. Под влиянием коронного разряда из метана возникал бесцветный дистиллят, содержащий полициклические углеводороды. Молекулы изопреноидного типа не были обнаружены.

Оро и Хен пропускали метан через силикагель, имевший температуру около 1000 °С. В результате они получали различные высшие углеводороды, в том числе и ароматические [46].

Были проведены эксперименты, моделирующие вулканические условия. В одном из них использовался кварцевый реактор с вулканической лавой в качестве катализатора. Исходная газовая смесь содержала воду, метан, окись углерода, аммиак; температура 1200 °С; время контакта 1 с. Давления принимались разные, вплоть до 10^7 Па. В результате были получены разнообразные органические соединения, большую часть которых составляют непредельные и ароматические углеводороды.

Углеводороды состава выше C_{16} и конденсирующиеся на выходе сложные вещества были получены и в эксперименте, где смесь метана и паров воды при температуре 1080—1200 °С при давлении $2,5 \cdot 10^5$ Па пропускалась над смесью базальтовой лавы вулкана Алайд и кварцевого песка.

Н. Е. Подклетнов предполагает, что в пеплово-газовом столбе вулканических извержений протекают процессы, составляющие основу современной нефтеперерабатывающей промышленности и связанные с термическим и каталитическим действием: термический крекинг, каталитический крекинг, электрокрекинг и риформинг углеводов. Этими процессами, по его мнению, можно объяснить такие особенности вулканогенного органического вещества, как отсутствие средних парафинов и обо-

гашение тяжелой части вулканогенной органики соединениями циклической структуры стойкого ароматического характера.

О вероятности синтеза углеводородов в средней части вулканического реактора от уровня зарождения в магматической колонне газовых пузырьков до уровня вулканических взрывов свидетельствует комплекс углеводородов, обнаруженных в закрытых порах вулканических бомб. Газовый пузырек в магматическом расплаве растет как бы в постепенно расширяющейся каталитической камере по мере уменьшения внешнего давления на магму до тех пор, пока растущие газовые пузырьки не достигнут состояния, близкого к плотной упаковке, и не произойдет взрыв. Каждый пузырек представляет собой реакционную камеру с высокой (более 1000 °С) температурой, большим (более 10^7 Па) давлением и богатым набором реагирующих газовых компонентов, включающих водяной пар, водород, метан, аммиак, серу, фтор, хлор и соединения летучих с металлами. Обнаружение в замкнутых порах бомб тяжелых углеводородов — алканов и аренов — и относительно высокомолекулярных гетероатомных систем свидетельствует, по-видимому, о возможности их синтеза в газовых пузырьках, рождающихся и растущих в магматическом расплаве.

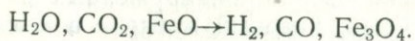
Интересные данные по газовым включениям в плагиоклазах четвертичных лав Узон-Гейзерного района недавно получены Е. Н. Гриб и Н. А. Шугуровой. Применение методов ультрамикрхимического анализа позволило им определить состав газовых включений в пузырьках размером от 5 до 50 мкм. Среди газовых компонентов определены N_2 , редкие газы, CO_2 , CO , H_2 и углеводороды. В некоторых случаях содержание CO , H_2 и углеводородов достигало 48 %.

Исходная температура в газовых пузырьках определена по температурам их гомогенизации. Максимальное ее значение 1385 °С. Давление в расплаве при образовании пузырьков оценено по увеличению объема пузырьков при комнатной температуре и пересчитано на температуру расплава. Максимально оно составляло до $7,5 \cdot 10^8$ Па, что соответствует глубинам до 30 км.

Мнение о возможности синтеза в газовых пузырьках сложных углеводородов подкрепляется расчетами Экка и других исследователей равновесных концентраций углеводородов. Например, для смеси газов, состав которой соответствует отношению $C:H:O=30:40:30$ для температуры 773 °С (500 °К). Первоначальная смесь газов может состоять из H_2O , CO_2 , CH_4 , H_2 , CO . Равновесная высокотемпературная смесь даже при давлении в 10^5 Па будет включать многие сложные углеводороды, в том числе ароматические [46].

Возможность синтеза углеводородов в нижнем интервале системы магматический очаг — вулкан следует из теоретических разработок Э. Б. Чекалюка [48]. По его представлениям, наиболее благоприятными глубинами для синтеза абиогенной нефти является интервал 100—250 км. Донаторами, т. е. исходными

компонентами такого синтеза, он считает главные составляющие вулканических газов — воду и двуокись углерода. Процесс идет в присутствии пород бедных кремнекислотой и богатых закисью железа. Закись железа играет роль восстановителя. На первом этапе получается:



В дальнейшем синтез углеводородов идет из H_2 и CO . Накопление летучих компонентов в очагах синтеза углеводородов в мантии происходит путем диффузии их молекул (без образования пузырьков).

Следует отметить, что интервал 100—250 км соответствует глубинам сейсмофокальных зон (зон Беньофа) под цепями вулканов островных дуг и связывается с положением источников магмы [24]. Очевидно, диффузия молекул летучих легче может осуществляться в расплаве, чем в твердой породе. Не исключено, что синтез углеводородов может начинаться уже на стадии образования в мантии капельно-жидких магматических включений. Однако накопление летучих компонентов и образование значительных количеств углеводородов, по-видимому, возможно лишь в верхних частях магматических очагов или колонн.

Магматические очаги таких вулканов, как Тятя, Алайд, Толбачик располагаются в мантии. Об этом свидетельствуют многочисленные геофизические данные. По ювенильным продуктам Толбачика имеются убедительные данные, что они представляют собой результат извержения расплава, образовавшегося на мантийных глубинах и не контаминировавшего на путях подъема коровых пород. Так, проведенное Е. В. Бибиковой, Т. И. Кириной и В. А. Макаровым исследование изотопов свинца в базальтах Северного и Южного прорывов Толбачикского извержения 1975—1976 гг. свидетельствует об отсутствии какой бы то ни было ассимиляции базальтовой магмой осадочных пород. Результаты их исследования приведены в табл. 31 и на рис. 42.

Из рис. 42 видно, что базальты вулкана Толбачик имеют чисто мантийное происхождение. Контаминация базальтов всего лишь одним процентом осадочных пород резко изменяет изотопное отношение свинца (заштрихованные области).

Аналогичные выводы сделаны Е. И. Донцовой, проводившей изучение изотопов кислорода в продуктах извержения вулкана Толбачик. Кислородно-изотопный показатель δO^{18} ‰ относительно международного стандарта — кислорода средней воды океана для толбачикских образцов — лежит в основном в пределах от +5 до +5,5, характеризуя продукты Толбачикского извержения как имеющие глубинный, мантийный источник. Отсюда следует, что и содержащийся в толбачикской магме углеводород имеет глубинное, мантийное происхождение [25].

Толбачикская мантийная базальтовая магма не контамини-

Отношения изотопов свинца в продуктах Толбачикского извержения 1975—1976 гг.

Породы	Номера образцов	Отношения изотопов Pb		
		206:204	207:204	208:204
Базальты Северного прорыва	46	18,37	15,57	38,14
	11	18,20	15,49	37,84
	20—08	18,02	15,44	37,67
	77	17,97	15,40	37,58
Базальты Южного прорыва	654	18,29	15,47	37,88
	02—03	18,15	15,43	37,70
	30—01	18,06	15,40	37,57
	10—08	18,19	15,53	38,02

рвала на путях подъема из коровых пород также ни воду, ни какие-либо другие газовые компоненты.

Э. Б. Чекалюк пишет: «По многосторонним оценкам среднее содержание воды в составе вещества верхней мантии находится в пределах 6—7 %, а двуокиси углерода содержится около 0,5 % по массе. Из этих цифр следует, что в 1 м³ вещества мантии массой около 3 т содержится в среднем около 180—200 кг воды и 15 кг углекислоты. Объем паров воды, углекислоты и примесей других вулканических газов в 1 м³ вещества мантии достигает в атмосферных условиях ~300 м³, а так называемый газовый фактор мантии при высоких температурах может превышать 1200 м³/м³. Растворение таких объемов газа в конденсированной фазе мантии требует давлений более высоких, чем геостатические давления в пределах земной коры. Поэтому при вулканических извержениях летучая фаза выделяется из раствора и сбрасывается в окружающие породы. Нет никаких оснований для предположений, что вулканическая

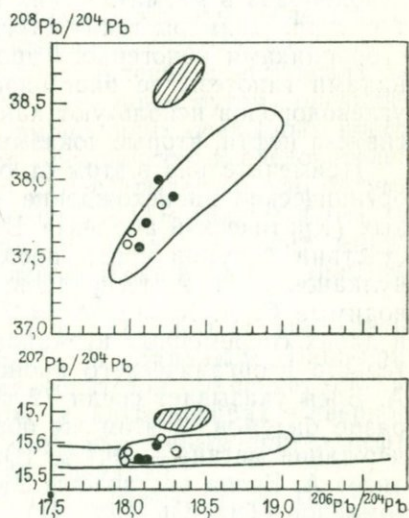


Рис. 42. Отношения изотопов свинца в базальтах Северного (светлые кружки) и Южного (черные кружки) прорывов Толбачикского извержения 1975—1976 гг., которые попадают в «мантийные» области. По Е. В. Бибиковой. Заштрихованные области — базальты Японии, загрязненные 1 % осадочных пород. По М. Мадзумо

лава насыщается поверхностными водами и углекислотой на контакте с осадочными породами на пути следования в стволе вулкана. Все вулканические газы, в том числе и вода, глубокого происхождения» [48, с. 237].

Резюмируя вышесказанное, можно сделать следующие выводы.

1. Углеводороды в ювенильных пеплах, шлаках, бомбах и в вулканических газах (в частности, Толбачикских) есть производные мантийной базальтовой магмы.

2. Представляется несомненным протекание синтеза углеводородов в пеплово-газовых вулканических столбах.

3. Представляется вероятным протекание синтеза углеводородов и на более глубоких уровнях системы очаг — вулкан.

Углеводороды в магматических породах, в гидротермальных растворах и в морской воде над подводными вулканами

Битумы в современных вулканических продуктах. Находкам углеводородов в магматических породах посвящена обширная литература. Примеры таких находок и проявлений приводятся как сторонниками абиогенного происхождения нефти, так и защитниками гипотезы ее биогенного образования. Первые находки углеводородов используют как аргументы в пользу абиогенного синтеза нефти, вторые доказывают их случайный характер.

Примечательна в этом отношении книга М. К. Калинко «Неорганическое происхождение нефти в свете современных данных (Критический анализ)». Вот что он пишет в разделе «О присутствии битумов среди продуктов деятельности современных вулканов»: «Н. А. Кудрявцев (1959), заимствуя сведения, приводимые С. А. Ковалевским (1940), отмечает наличие битумов в лавах современных вулканов и считает это одним из доказательств неорганического происхождения нефти. Действительно, А. Брен указывает среди 72 анализов присутствие в одном образце битумов. В этом же образце отмечено максимальное содержание метана — 39,4 % (Вип, 1911). Хотя результаты анализов А. Брена поставлены последующими исследователями под сомнение (Тиррель, 1934; Day and Shepherd, 1913 и др.), все же можно допустить, что в этом образце действительно содержался битум, однако он мог попасть в лаву различными путями...

О том, что обнаруженный битум является чужеродным для магматических образований веществом свидетельствует тот факт, что это единичная находка среди тысяч наблюдений» [18, с. 63].

Книга М. К. Калинко вышла в свет в 1968 г. Приведенная цитата правильно характеризует положение дел с находками органических соединений в современных вулканических продуктах

до наших исследований, начатых в 1973 г.: они были единичными и случайными. Систематического изучения органических соединений в ювенильных продуктах современного вулканизма не проводилось. Но с 1973 г. исследование вулканогенного органического вещества осуществлялось по широкой программе, и наличие целого спектра углеводородов в ювенильных вулканических пеплах и бомбах было установлено независимо друг от друга в разных научно-исследовательских учреждениях, в том числе в битуминологической лаборатории ВНИГНИ.

Углеводородные проявления в древних эффузивных и интрузивных породах. М. К. Калинин [18] привел ряд данных, касающихся битумо-, нефте- и газопоявлений в древних эффузивных и интрузивных породах различных формаций. Он пишет: «Так же, как и в других породах, формы залегания углеводородных газов и битуминозных веществ в магматических породах отличаются исключительным разнообразием: они встречаются в рассеянном состоянии внутри минералов, в различных иногда довольно крупных и макроскопически изолированных пустотах или в сообщающихся порах и трещинах, очень редко образуя промышленные залежи...» (с. 87—88).

Он приводит также данные о том, что практически во всех случаях эффузивы прорывают осадочные породы, содержащие органические соединения. В большинстве случаев предполагается, что все битумо-, нефте- и газопоявления в эффузивах являются результатом миграции (тем или иным путем) органических соединений в эффузивы из вмещающих осадочных пород.

Иного мнения придерживается меньшинство исследователей. В частности, Ван Экден (O. Van Ecden) полагает, что битумы в изолированных пустотах в долеритах ЮАР являются результатом синтеза в магме. Синтезом в магме объясняет микровключения метана и тяжелых углеводородов в габбро-диабазам и порфиритах Норильска М. М. Элинсон.

Как сингенетичные эффузивам рассматривают проявления битумов в лавах Южного Урала и Западной Башкирии М. А. Гаррис и др. Неорганическим синтезом объясняет образование углеводородов, встреченных в альбитофирах Северного Кавказа, А. И. Фридман. Допускает абиогенный синтез нефти в андезито-базальтах Грузии М. Ф. Дзевалая.

Сингенетичными диабазам ЧССР считает В. А. Успенский битумы (антраксолиты), заполняющие трещины в эффузивах. Допускает возможность синтеза из магматических углеводородов асфальта и тяжелого битума в изолированных пустотах в лавах и туфах Техаса (США) Бекер (C. Baker).

Обращает на себя внимание, что нефть и газ в большинстве случаев находятся в эффузивах в изолированных пустотах. Причина, по которой они попали в изолированные пустоты, в каждом конкретном случае требует особого объяснения, если исключить магматический генезис.

Н. С. Бескровный и Ю. П. Ивенсен объясняют наличие би-

тумов в пегматитах их синтезом при гидротермальной деятельности. З. И. Ковалишин считает, что углеводородный газ, наблюдающийся в микровключениях и в изолированных пустотах в пегматитах Вольни, синтезировался в пегматитовом растворе. И. Ф. Петерсилье и И. Ф. Линде предполагают abiогенный синтез тяжелых углеводородов, распространенных в Хатинском и Ловозерском массивах. П. Сильвестр Брэдли и Р. Кинг находят асфальтита в жилах вместе с минералами свинца и урана в пермских отложениях Ноттингемского района в Англии считают доказательством abiогенного синтеза углеводородов. Однако многие исследователи объясняют появление углеводородов в интрузивных породах проникновением их туда тем или иным способом из осадочных пород.

Углеводороды в гидротермальных растворах. В ряде случаев отмечается очень четкая связь углеводородов с гидротермальными металлоносными растворами. Здесь мы приведем только несколько таких примеров.

Выше мы рассмотрели современный рудообразующий гидротермальный процесс в кальдере Узон. С рудной, особенно с реальгаровой, минерализацией на Центральном термальном поле Узона ассоциирует нефть. Ее проявления были описаны, в частности, Н. С. Бескровным [6, с. 19]. Нефть обнаружена в запущках, шурфах и скважинах на 15 термальных участках. Проявляется она в виде шариков, всплывающих в горячей воде около источников с температурой 90—95 °С и в виде иризирующих пленок на поверхности горячих водоемов.

Для исследований Н. С. Бескровному удалось собрать 9 л Узонской нефти. Обращает на себя внимание необычайно высокая оптическая активность (до +20°) нефти. Следует подчеркнуть, что эта активность, так же как оптическая активность всех других природных нефтей, по знаку прямо противоположна оптической активности биогенных веществ. Узонская нефть характеризуется также преобладанием четких n-алканов и повышенным количеством изопреноидных углеводородов — фитана и пристана.

Преобладание четных n-алканов, составляющих около трети узонской нефти, Н. С. Бескровный объясняет высокой вероятностью их образования в результате полимеризационных процессов. Он отмечает также, что гомологический ряд изопреноидных углеводородов до пристана включительно синтезирован в условиях, близких к гидротермальным [6, с. 27].

А. А. Петров отмеченные особенности узонской нефти связывает с наличием в ней структурных элементов, которые после некоторой реконструкции могут быть отождествлены с компонентами живого вещества. По мнению А. А. Петрова, реликты живого вещества были экстрагированы из осадочных пород обычной легкой парафинистой нефтью [6, с. 24].

Гораздо чаще чем нефть с современными гидротермами ассоциируют углеводородные газы, в первую очередь метан. Под-

счеты показали, что с термальных полей кальдеры Узон при современной интенсивности выноса углеводородных газов в течение 10 000 лет должно было выделиться $5,6 \cdot 10^9$ м³ метана. Не менее интенсивен вынос метана с парогазовыми струями и некоторых других гидротермальных систем.

Чрезвычайный интерес представляет повышенное содержание углеводородных газов в горячих металлоносных рассолах во впадине Атлантис-П в Красном море (в тысячу раз больше, чем в обычной морской воде), а также горячих металлоносных рассолов в нефте-газоносных районах — на Челекене (Каспийское море) и в Солтон-Си (Калифорния).

Углеводородные газы в морской воде над подводными вулканами и вулканическими зонами. При исследованиях на научно-исследовательском судне «Вулканолог» в пределах вулканической зоны шельфа Вьетнама были проведены опытно-методические работы по непрерывной регистрации суммарного содержания растворенных в воде углеводородных газов. Цель — выяснение возможностей этого метода для поисков подводных вулканов. Последние проявления вулканической активности на шельфе Вьетнама отмечены в 1928 г. — извергалось несколько конусов в вулканической группе Иль-де-Сандр. Установлено, что в придонном слое воды спектр газовых компонентов над вулканами (в порядке убывания) такой: CO₂, CH₄, N₂, H₂S, H₂; в приповерхностном слое за счет растворения газов воздуха он изменяется на N₂, CH₄, O₂, H₂.

В результате исследований установлено, что изученная вулканическая зона в целом характеризуется повышенными значениями содержаний углеводородных газов. Кроме того к северо-северо-востоку от о. Фу-Куй зафиксирована интенсивная аномалия, связанная с вулканическим источником. Вулканический источник подтверждается данными сейсмопрофилирования и гидромагнитной съемки. То же касается еще двух углеводородных аномалий, расположенных над линейной зоной одноактных вулканических аппаратов.

Ранее методические работы по изучению содержания растворенных газов над вулканами были проведены в прибрежной зоне Курильских островов на заведомо вулканических объектах. Они показали, что наиболее информативными газами для поисков подводных вулканических разгрузок являются CH₄, H₂, CO₂.

В результате всех исследований сделан вывод, что метод непрерывной регистрации растворенных в воде углеводородных газов вполне применим для поиска зон проявления подводной вулканической деятельности, в особенности в сочетании с другими геолого-геофизическими методами, такими, как сейсмопрофилирование, температурная и гидромагнитная съемки, эхолотный промер.

**Приуроченность нефтяных и газовых
месторождений к вулканическим поясам,
к вулканогенным
и вулканогенно-осадочным формациям**

На приуроченность нефтяных и газовых месторождений к вулканическим поясам указывали многие авторы. П. Н. Кропоткин и К. А. Шахварстова отмечали как интересную особенность обрамления Тихого океана, что «нефть и газ здесь часто локализуются очень близко от действующих вулканических поясов (о. Ява, Япония, Колумбия) или параллельно термально-вулканическим зонам (о. Суматра, Япония, Камчатка, Эквадор)» [20, с. 327]. Под термально-вулканическими зонами эти авторы понимают зоны повышенной проницаемости, по которым «наиболее подвижная газовая и жидкая фаза, в том числе пары воды и магматические расплавы, имеют возможность выхода в верхние слои земной коры и на ее поверхность» [20, с. 328]. Согласно П. Н. Кропоткину, термально-вулканические зоны не только в пределах Тихоокеанского кольца, но и в других регионах часто окаймляются зонами сероводородно-метановых и метановых вод, обычно обогащенных хлоридами натрия и кальция. В этой кайме нередко локализуются нефтяные и газовые месторождения, а также грязевые вулканы. „Очень трудно разграничить пространственно и во времени поствулканические процессы..., от тех «холодных» процессов, которые приводят к образованию соленых сероводородно-метановых вод и к формированию нефтяных и газовых залежей...“ [20, с. 329]. В качестве примеров регионов, где наблюдаются отмеченные закономерности, приводятся Кавказ, о. Челекен, Япония, Камчатка, Ближний Восток, Индонезия, Южная Америка, Италия. Главнейшие нефтегазодонные районы Японии, согласно П. Н. Кропоткину, включаются в пределы термально-вулканических зон. Так, в северной части о. Хоккайдо горячие источники и газовые и нефтяные месторождения Тоётоми примыкают к вулканическому поясу Насау. К этому же вулканическому поясу в южной части о. Хоккайдо примыкают нефтяные месторождения Саппоро и Барадо, расположенные всего к 40 км к востоку и в 45 км к северу от действующего вулкана Тарумаэ.

Главный нефтеносный район Японии располагается на западном побережье о. Хонсю. Он связан с вулканогенными кайнозойскими толщами геосинклинали Уэцу и совпадает с вулканическим поясом Тёкай (район г. Акита) и зоной горячих источников, лежащих по его западному краю (район г. Ниигата) [20].

Газовое месторождение Сува и термальные источники Камисува и Масутоми тяготеют к вулканическому поясу, протягивающемуся по грабену Фосса-Магна. От знаменитой Фудзи они находятся на расстоянии 70—80 км. К этому же вулкани-

ческому поясу приурочены и другие газовые и нефтяные месторождения. В некоторых из них, как например, на месторождении Мобара газ растворен в соленых водах артезианского бассейна. Одновременно с газом из рассола на этом месторождении добывается йод. На японском о. Кюсю газовые месторождения располагаются в 30—50 км от вулканических поясов Дайсен и Рюкю.

В Колумбии в долине р. Магдалены нефтяные месторождения Ла-Сира, Велескес, Тибу находятся неподалеку от термально-вулканического пояса, который протягивается несколько западнее, в Центральной Кордильере. Южнее зоны нефтяных месторождений расположены вулканы Руис и Толима.

На Камчатке проявления нефти и газа известны либо в пределах вулканического пояса, либо в сравнительной близости от него.

На о. Кунашир (Курильские острова) проявления битумов и метана обнаружены в неогеновой вулканогенной толще прямо у подножия действующего вулкана Менделеева в зоне выходов пара и горячих источников с t до 101° С натрово-хлоридных вод с бромом, йодом, фтором и мышьяком.

К далеко идущим выводам о связи нефтегазоносности геологических формаций с вулканизмом пришел В. А. Краюшкин. «Нет ни одной нефтегазонасной провинции, геологическая история которой не охватывала бы современного вулканизма или палеовулканизма» [35, с. 159].

«... во многих случаях наблюдается простая пространственная ассоциация промышленных залежей нефти и газа либо со штоками, некками, силлами, дайками, лакколитами и другими телами вулканических пород, либо с лавовыми потоками, базальтовыми траппами и массивами туфов, либо с отложениями вулканических пеплов, туфобрекчий, вулканогенных конгломератов, гравелитов, песчаников и туффитов» [35, с. 142].

Есть много примеров такой пространственной ассоциации. В СССР, согласно данным В. А. Краюшкина и др., широко развита ассоциация диабазов с нефтяными и газовыми месторождениями Днепровско-Донецкой впадины, где многие структуры в юре, триасе, перми, карбоне и девоне ассоциируют с погребенными девонскими вулканами. В. А. Краюшкин отмечает, что Леляковское, Талалаевское, Исачковское, Гадячское, Нвотроицкое, Глинско-Розбышевское и Черпухинское месторождения нефти и газа практически располагаются прямо на палеовулканах; Гнедичковское и Радченковское находятся на расстоянии 5—7 км от ближайших палеовулканов, а Богдановское, Артюховское, Малосорочинское и Сагайдакское — на расстоянии 10—24 км. По мнению В. А. Краюшкина, «ассоциацию месторождений нефти и газа с палеовулканами в Днепровско-Донецкой и Припятской впадинах можно рекомендовать к использованию в качестве одного из руководящих критериев при выборе

направления и размещения поисково-разведочного бурения на нефть и газ в пределах всего Днепровско-Донецко-Припятского авлакогена» [35, с. 157].

В Азербайджане в отложениях Средне-Куринской впадины на площади Муратханлы промышленные нефтяные залежи обнаружены на контакте осадочных пород эоцена с позднемеловыми вулканогенными породами (трахиандезитами, андезитами и дацитами) и в самих вулканогенных породах (брекчированных андезитовых туфах).

В ЧССР, в Восточной Словакии, погребенные вулканы представляют собой крупные сооружения из переслаивающихся лав, туфолов и туфов. На структуре Птрукша, связанной с погребенным палеовулканом, из отложений сармата получены промышленные притоки природного газа и легкой нефти.

Во Франции, в грабене Лимань, естественные выходы нефти и асфальта приурочены к леперитам и ассоциируют с базальтовыми дайками, некками и лакколитами.

В Италии, на о. Сицилия, нефтяные и газовые месторождения связаны с базальтами, долеритами и пирокластами. Вокруг Этны открыты промышленные газовые месторождения Катания, «Газовые скважины Бронте», Чизина и Гальяно; в 50 км к югу от Этны — нефтяные месторождения Рагуза и Джели (рис. 43). Нефть и газ добываются из осадочной толщи, прорванной многочисленными дайками. В некоторых случаях коллекторами являются изверженные породы.

В Англии в нефтяном и угольном месторождениях Кэлхэм-Хилз известны нефтеносные долеритовые силлы. В Шотландии в отдельных случаях также установлена ассоциация залежей нефти с силлами долерита.

В Ливии, в Сиртском бассейне, на многих месторождениях нефти и газа помимо осадочных пород промышленными коллекторами служат эффузивные и интрузивные породы кристаллического фундамента. К таким месторождениям относится и нефтяной гигант Амаль-Нафора-Ауджила-Идрис.

В Алжире в бассейне Восточный Эрг андезитовые покровы или силлы имеются в разрезе гигантского нефтяного месторождения Хасси-Мессауд.

В Западном Мадагаскаре, в Бемоланге — области интенсивного палеовулканизма — нефтеносные (асфальтовые) пески обнажаются на земной поверхности. Запасы нефти и асфальта в них оцениваются до 30 млрд. т.

В США в штате Вашингтон на территории округа Бентон горючий газ добывается из ноздреватых базальтов Колумбийского плато (например, месторождение Рэтленейк-Хилз). В юго-западной части штата Айдахо и прилегающей части штата Орегон промышленные залежи метана с примесью азота обнаружены в формации Айдахо, представляющей собой переслаивание осадочных пород и базальтовых лав, ниже которой лежат риолиты Оуайхи, а еще ниже базальты Колумбия-Ривер.

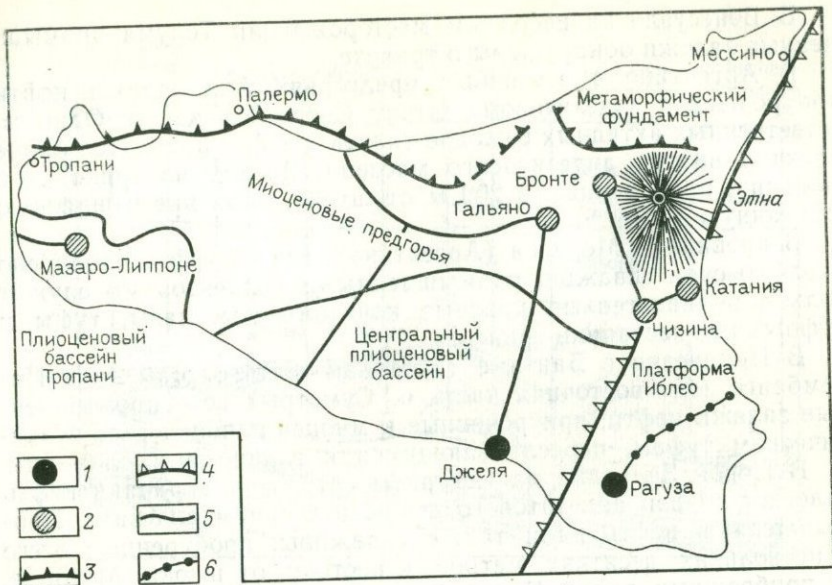


Рис. 43. Расположение месторождений нефти и газа и основные тектонические элементы о. Сицилия. По Дж. Верселино и Ф. Риго

1 — месторождения нефти; 2 — месторождения газа; 3 — линия мезозойского надвига; 4 — зона глубинного разлома Мессина—Этна—Комизо; 5 — газопровод; 6 — нефтепровод

В штате Калифорния, в округе Саттер, крупное месторождение газа открыто в меловых песках, окаймляющих андезитовый лакколлит. Аэромагнитными наблюдениями выявлены также штоки вулканитов, прорывающих осадочные породы на глубине 1830—2440 м, которые рассматриваются как основные источники горючего газа [35, с. 150].

В этом же штате в округе Вентура на месторождении Ко-нехо-Пасс залежи нефти заключены в базальтовом агломерате, который переслаивается с базальтовыми и андезитовыми лавовыми потоками.

В штате Аризона на месторождении Дине-би-Киа нефть и газ заключены в олигоценовом сиенитовом силле. На поверхности на обширной территории закартировано много штоков, силлов и даек вулканических пород и намечается бурение с целью обнаружения новых аналогичных залежей.

В штате Иллинойс на месторождении Омаха залежи нефти и газа заключены в карбоновых отложениях, прорванных дайками перидотита. На контакте с ними нефтеносные пески подверглись гидротермальному и термическому метаморфизму.

В Мексике гигантское месторождение газа и нефти Поса-Рика в отложениях нижнего эоцена и мела ассоциирует с прорывающими эти отложения базальтами, слагающими плато Мека-телек.

В Венесуэле на нефтяном месторождении Тохума промышленные залежи обнаружены в трахите.

В Аргентине в восточных предгорьях Анд залежи нефти приурочены к андезитовому штоку Серро-Алькитран. Один из естественных активных выходов тяжелой нефти находится в зоне брекчии внутри андезитового массива. Восемь из тринадцати скважин, пробуренных в 200 м от штока, дали промышленную фонтанную нефть.

В провинции Мендоса (Аргентина), где на нефть пробурено около тысячи скважин, промышленными коллекторами служат только вулканогенные красные конгломераты, лавы, туфы и туфогенные песчаники триаса.

В Индонезии в Бантаме (западная часть о. Явы) и в Палембанге (юго-восточная часть о. Суматры) есть промышленные залежи нефти, приуроченные к миоцен-плиоценовым вулканическим туфам, переслаивающимся с глинистыми сланцами.

В Новой Зеландии на Северном острове в Таранаки нефть залегает вблизи андезитового штока и в самом андезите. Промышленную нефть дали также скважины, пробуренные всего в нескольких десятках метров к востоку от штока Моторуа. В прибрежных водах Новой Зеландии во впадине, известной проявлениями древнего и современного вулканизма, в кайнозойских отложениях открыто гигантское газовое месторождение Маун.

Особое внимание обращает на себя тот факт, что во многих случаях нефтяные и газовые месторождения тесно ассоциируют с серпентинитами. Серпентинизация, согласно мнению многих петрологов, представляет собой позднемагматический или аутометасоматический процесс, заключающийся в том, что оливин ультраосновной магмы, вступая в реакцию с водным раствором, образовавшимся из кристаллизующейся магмы, превращается в серпентин.

В Турции, в Чирали, на контакте серпентинитовых масс с известняком имеется крупный выход природного горючего газа, который питает известные с глубокой древности «Вечные огни».

На Кубе есть промышленные месторождения нефти, горючего газа и асфальта, приуроченные к серпентинитам. Например, в 16 км восточнее Гаваны нефть добывается из массива трещиноватого серпентинита диаметром 5,5 км. На границе провинций Матанас и Санта-Клара бесцветная нефть добывалась из округлого серпентинитового массива с глубины 122—305 м. На асфальтовом руднике Санта-Клара асфальт залегает в серпентините в виде вертикальной жилы мощностью 3 м. В крупном асфальтовом руднике Л'Эсперанса главная жила в серпентините имеет мощность 7,5 м, длину 610 м и угол падения 80°. Чистота асфальта 98%. Он содержит горючий газ.

В США в центральной части Техаса в поясе меловых палеовулканов в серпентинитах пробурены сотни скважин и об-

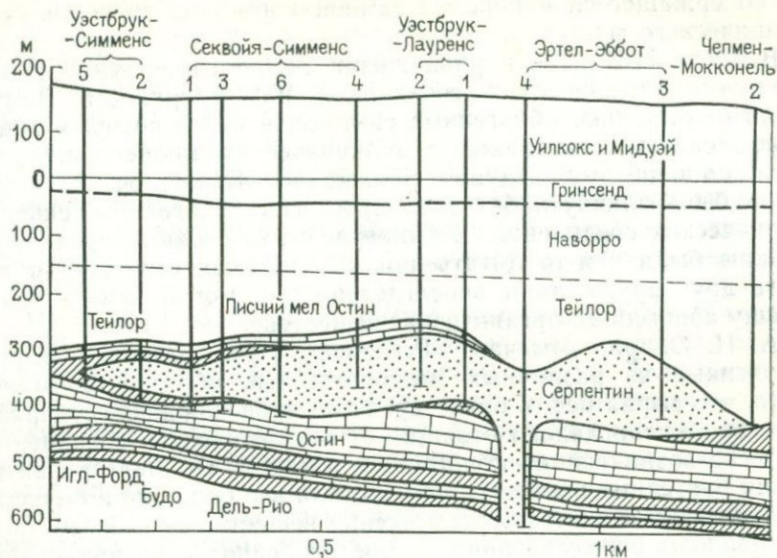


Рис. 44. Геологический разрез месторождения Чепмен. Нефть добывается из серпентинитового лакколита. По Е. Селлардсу

наружено много промышленных нефтяных месторождений. Из серпентинита с глубины 187—200 м нефть добывается на месторождении Тролл. Из серпентинитового лакколита, вскрытого на глубину до 580 м, добывается нефть на месторождении Чепмен (рис. 44). Из серпентинитовых массивов нефть добывается также на месторождениях Литтон-Спрингз, Бучанан, Литтон-Спрингз-Туансайт, Шиммель-Бэтс и других.

Обращают на себя внимание многочисленные случаи битумо-нефте- и газопроявлений в вулканических трубках взрыва [18].

О возможной роли вулканических процессов в образовании нефтяных и газовых месторождений

Вулканогенно-осадочное накопление углеводородов. Вулканический процесс, представляющий собой важнейший механизм дегазации мантии, приводит к выносу из мантии наряду с водой и другими летучими также значительных количеств углеводородов. Часть их выносятся в составе магматических газов, основная же масса в дисперсном состоянии — с пеплами, шлаками, вулканическими бомбами. Явление выноса больших масс дисперсных углеводородов в вулканическом процессе твердо установлено. Совершенно очевидно, что в рассеянном состоянии они поступают с пеплами в бассейны осадконакопления и наряду с биогенным веществом могут быть источником «микронфти». В экстраполяции на геологическую историю масса первично вулканогенного органического вещества сопоставима с мас-

сой содержащегося в породах земной коры общего количества органического вещества.

В добиологический период жизни Земли единственными источниками органических соединений на поверхности Земли могли быть только абиогенные синтезы, в числе которых абиогенные синтезы, связанные с вулканическим процессом, занимали, по-видимому, ведущее положение. Жизнь, очевидно, не могла бы возникнуть без этих процессов абиогенного синтеза органических соединений. Возникнув, первые живые организмы должны были чем-то питаться и до того, как они начали поедать друг друга, да и впоследствии они могли использовать в пищу абиогенные органические вещества.

А. И. Опарин отмечал: «Робинсон, изучая образцы нефти, полученные из различных месторождений, обратил внимание на то, что сырая нефть более древнего происхождения содержит вещества, очень далеко стоящие от биохимических соединений, но легко возникающие абиогенным путем. . . По мере развития жизни биогенные процессы приобретали все больший и больший удельный вес в синтезе органических веществ, но в более древние периоды существования Земли, особенно до возникновения жизни, абиогенные процессы имели монопольное значение и только позже они были заслонены биосинтезом» [31, с. 330]. Но и в настоящее время в бассейнах осадконакопления к вездесущему биогенному органическому веществу ежегодно «подмешивается» приблизительно 10^6 вулканогенного органического вещества. Даже если стоять неукоснительно на точке зрения органического происхождения нефти, учитывая вышеизложенное, нельзя не признать, что изначальным источником биогенных органических соединений были все же абиогенные углеродсодержащие вещества.

Н. Е. Подклетновым была проведена сравнительная химическая характеристика углеродсодержащих соединений продуктов извержения вулкана Тятя, органических соединений донных осадков Охотского моря и сахалинской нефти Восточно-Эхабинского месторождения. Он пришел к выводу, что по характеристике, полученной в результате ИК-спектроскопии (с учетом данных газо-жидкостной хроматографии) и по содержанию функциональных кислородсодержащих групп, фенологен сахалинской нефти, гуминовые кислоты донных осадков Охотского моря и ацетоновый экстракт пепла курильского вулкана имеют близкие показатели. К этому следует добавить, что при сравнении изотопного состава углерода пепла вулкана Тятя и гуминовых кислот донных осадков Охотского моря с одной стороны, и углерода во фракциях сахалинской нефти, с другой, отмечается общий характер изменения изотопного состава углерода.

На основании описанного экспериментального материала можно предположить существование следующей генетической цепочки: пепел курильского вулкана Тятя→донные осадки Охотского моря→сахалинская нефть.

Это предположение подтверждается подмеченным Н. Е. Подклетновым большим сходством хроматограмм углеводов вулканических пеплов и углеводов эхабинской нефти: та и другая свидетельствуют об отсутствии преобладания *n*-парафинов с нечетным числом атомов углерода, т. е. свидетельствуют в пользу абиогенного синтеза. Однако в эхабинской нефти относительно много изопреноидов пристана и фитана (биологических метчиков), которые практически отсутствуют в углеводородах вулканических продуктов. В осадках акваторий, прилегающих к Сахалину, присутствуют растительные пигменты.

Резюмируя изложенное, подчеркнем, что в течение геологической истории вулканический процесс осуществлял привнос абиогенных углеводов в осадочные породы. Если месторождения нефти и газа формировались за счет дисперсных органических соединений осадочных пород, следует признать, что вулканогенные углеводороды должны были внести свою лепту в этот процесс.

О роли глубинных магматических процессов в формировании месторождений нефти и газа. Однако при объяснении образования залежей нефти и газа из накопившихся в осадках дисперсных вулканогенных углеводов возникнут трудности ничуть не меньшие, чем при объяснении образования таких залежей из дисперсного биогенного органического вещества. В этой связи естественно сделать предположение, что образование крупных месторождений нефти и газа могло обуславливаться глубинными магматическими процессами. При таком предположении становятся легко объяснимыми многие факты, трудно объяснимые с другой точки зрения. Факты эти следующие.

1. Тесная ассоциация углеводородов с горячими металлоносными растворами (Кальдера Узон, Красное море, Челекен, Солтон-Си).

2. Случай ассоциации нефтяных и газовых месторождений с различными вулканогенными образованиями, в особенности приуроченность нефтяных и газовых залежей к массивам серпентинитов.

3. Расположение многих нефтяных и газовых месторождений по периферии вулканических поясов, в зонах распространения связанных с вулканизмом термальных и холодных вод.

4. Аномально высокие содержания в морской воде углеводородных газов над подводными вулканами и подводными вулканическими зонами, а также все другие факты, приведенные выше.

М. К. Калинин замечает: «Предположение о неорганическом происхождении нефти менее вероятно даже потому, что 99,99 % всей нефти встречается в осадочных породах, а углеводороды являются постоянным ингредиентом большинства осадочных пород» [18].

Но, во-первых, как мы выше показали, этот «постоянный

ингредиент большинства осадочных пород» поступал и поступает в них в значительных массах благодаря вулканогенно-осадочному процессу.

Во-вторых, даже если 99,99 % всей нефти встречается в осадочных породах, то это не удивительно и в предположении ее абиогенного, точнее, магматогенного происхождения. Не вызывает же у нас удивления, что залежи подземных вод приурочиваются также в основном к осадочным, а не к магматическим породам, хотя по общепринятому мнению вода представляет собой продукт дегазации мантии, а главным механизмом такой дегазации является вулканический процесс. Не вызывает у нас удивления и то обстоятельство, что в процессе вулканического извержения магма практически сбрасывает всю, сохранившуюся в ней до извержения, воду (часто более 3 % по массе). Не так легко устанавливаются связи с системой очаг — вулкан многих месторождений полезных ископаемых — фосфора, бора, ртути, марганца, железа, полиметаллов, — но в конце-концов они все-таки проявляются. Почему мы должны во всех случаях ожидать слишком примитивной связи нефтяных и газовых месторождений с вулканическими аппаратами, если тем более эти месторождения обусловлены процессами, происходящими в глубоких магматических очагах, а углеводороды весьма летучи? Мы скорее должны ожидать телевулканогенных залежей именно в осадочных коллекторах и ловушках.

Нам представляется трудным построить гипотетический механизм накопления природных углеводородов на мантийных глубинах вне системы «магматический очаг — вулкан».

Концентрация дисперсных летучих, по-видимому, легче может осуществляться в жидкости, чем в твердой фазе. Так же как к воде и другим магматическим летучим, к углеводородам или к компонентам исходным для синтеза углеводородов, применим, очевидно, следующий вывод А. А. Кадика: «В результате направленного переноса летучих компонентов в конвектирующей магме большие магматические массы могут создавать концентрированные в пространстве потоки летучих компонентов, несмотря на их первоначальную незначительную концентрацию в расплаве» [43, с. 74].

Какие углеродсодержащие соединения могли быть мобилизованы в мантии для синтеза углеводорода? Как мы выше уже упоминали, согласно Э. Б. Чекалюку, это могли быть H_2O и CO_2 в присутствии FeO . Не исключено, что это могли быть и другие летучие, содержащие углерод и водород. Не исключено также, что это могли быть готовые органические соединения космического происхождения, попавшие в недра Земли еще при ее образовании. Делать такое предположение позволяет то обстоятельство, что пути образования органических соединений во Вселенной разнообразны. Начиная с конца 60-х годов методами радиоспектроскопии органические вещества начали обнаруживать в межзвездном пространстве. Синтез органических соеди-

нений в межзвездном пространстве идет при температурах, близких к абсолютному нулю. Список соединений, обнаруживаемых в межзвездном пространстве, с каждым годом увеличивается.

Органические соединения найдены в атмосферах звезд и в кометах. А. И. Опарин пишет: «Атмосферы звезд, скопления газопылевой материи, кометные сгустки и межзвездное пространство содержат в себе обильное количество углерода и его соединений — органических веществ. Указанные органические вещества могут возникать, существовать и эволюционировать в очень широком температурном интервале от 3000 °К, что характерно для атмосфер углеродных звезд, до 1,8 °К в пылевых облаках.

Согласно принятым сейчас представлениям, планеты и астероиды образовались путем аккумуляции планетозималий. Есть основание считать, что ближайшими родственниками астероидов являются метеориты и что по составу метеоритов можно судить о составе вещества, из которого образовалась Земля. Все метеориты — и железные и каменные — содержат углерод и его соединения*.

Земля уже при самом своем формировании получила «в наследство» от космоса значительный запас abiогенных органических веществ, в основном нелетучих углеродистых соединений, со значительным числом углеродных атомов в их молекулах» [31, с. 81].

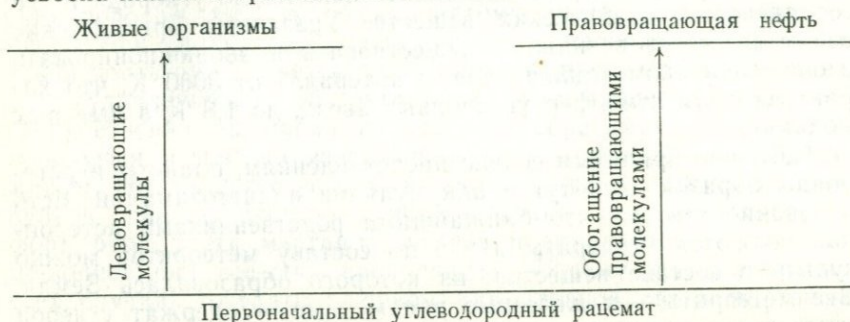
Какие бы ни были исходные для образования углеводородов дисперсные углерод- и водородсодержащие мантийные соединения, их мобилизацию и концентрацию легче всего объяснить магматическим процессом. При этом необходимо иметь в виду широкий спектр условий, при которых возможны синтез, распад и рекомбинация углеводородных молекул в системе магматический очаг — вулкан и на путях их миграции во вмещающие породы. Очевидно, что многие черты «биогенности» нефти легко объяснить ее миграцией через осадки, содержащие биогенные органические вещества, и в том числе биогенную «микронепть». Загадку представляет другое обстоятельство: почему оптическая активность нефтей прямо противоположна оптической активности биогенных веществ?

Абиогенные органические соединения в массе всегда представляют собой рацематы, т. е. такие смеси молекул, в которых половину всех молекул составляют правовращающие, а другую половину — левовращающие. Биогенные органические вещества — это смеси право- и левовращающих молекул, в которых преобладают левовращающие, а нефти — это такие смеси, в которых преобладают правовращающие. Если бы

* Следует, однако, заметить, что вопрос об образовании метеоритов не решен. Об их происхождении можно строить только предположения. Одним из таких предположений является гипотеза их вулканического образования.

нефти были левовращающими, можно было бы говорить об их биогенности или объяснять их «левовращение» примесью биогенных соединений к абиогенным. Но как объяснить то, что оптическая активность нефтей прямо противоположна оптической активности биогенных органических соединений?

Может быть, объяснение в том, что из первоначального нефтяного рацемата часть левовращающих молекул избирательно усвоена живыми организмами? По схеме:



Другое объяснение предлагает Э. Б. Чекалюк. Он пишет: «Во всех природных нефтях встречается положительный знак оптической активности в противоположность веществам органического мира, где преобладает левое вращение. Различный характер оптической активности биогенных веществ и нефти противоречит утверждениям об унаследованности нефтью оптической активности из органического мира... С позиций глубинного происхождения нефти свойство ее оптической активности представляется естественным, ибо термодинамические свойства оптических антиподов не тождественны...» [48, с. 315].

Автор отдает себе полный отчет в том, что высказанные выше соображения уязвимы для критики. Поэтому подчеркнем еще раз, что это только предположения, причем предположения специалиста в области вулканологии.

И. М. Губкин — основоположник и глава советской школы геологов-нефтяников, защищающих гипотезу биогенного образования нефти, — допускал также возможность ее вулканогенного или, точнее, магматогенного происхождения [14, с. 424]. Такая возможность, несомненно, следует из более поздних работ многих исследователей — Н. А. Кудрявцева, В. Б. Порфирьева, Г. Н. Доленко, Э. Б. Чекалюка, Н. С. Бескровного, И. В. Гринберга, П. Н. Кропоткина, А. И. Кравцова, И. А. Петерсилье и др.

Явление выноса в вулканическом процессе дисперсных магматогенных углеводородов установлено нашими работами. Проблема сейчас заключается не в том, существует магматогенная нефть или не существует, а только в том, каково соотношение магматогенных и биогенных углеводородов в месторождениях нефти и газа.

Роль вулканизма в возникновении жизни

Только в огне, только в калильном жару могли образоваться вещества, впоследствии родившие жизнь.

А. И. Опарин

Эксперименты по абиогенному синтезу биологически важных соединений

Разрабатывая в 60-х годах теорию вулканического образования земной коры, гидросферы и атмосферы, автор пришел к выводу о том, что возникновение и развитие жизни есть преобразование с течением времени вулканического материала. При этом он подчеркивал, что особенно сложную эволюцию претерпели за время геологической истории летучие компоненты вулканических продуктов: через различного рода углеродистые соединения до органической основы жизни и от вулканических паров через морскую воду до крови, циркулирующей в сосудах высокоорганизованных живых существ [24].

Корни развиваемой автором идеи уходят к знаменитому греческому философу Гераклиту Эфесскому, который еще 2500 лет назад утверждал, что первоначало всего существующего — огонь. Эта идея применительно к возникновению жизни была возрождена немецким физиологом Пфлюгером. Он считал циан соединением, в котором лежит начало жизни: «Ничего не может быть яснее возможности образования цианистых соединений в то время, когда Земля целиком или отчасти находилась в раскаленном состоянии... Следовательно, жизнь происходит от огня и в своей основе заложена в то время, когда Земля была еще раскаленным огненным шаром» [3, с. 277].

Однако только отдельные исследователи связывают возникновение жизни с вулканическими явлениями. К ним, в частности, относится американский биохимик С. Фокс, считающий, что образование биологически важных соединений в условиях примитивной Земли могло происходить из простых газов, содержащих углерод, азот, водород, под воздействием высоких температур (900—1000 °C). А такие температуры на поверхности Земли характерны только для вулканов. Геохимик В. Н. Флоровская высказала предположение, что предбиологические вещества образуются в горячих источниках. Физик Л. М. Мухин недавно указал на возможную роль в их синтезе подводного вулканизма.

Однако большинство специалистов рассматривает вулканические явления как некие «микроусловия», с которыми связывать происхождение жизни нельзя. Так, геолог М. Руттен пишет: «Такие редкие и случайные события, как извержения вулканов, не могли способствовать появлению жизни» [38, с. 116].

Очевидно, эта ошибка проистекает из непонимания роли вулканических процессов в жизни Земли. Уже потому только, что вулканы выносили и выносят на поверхность Земли простые газообразные соединения углерода, водорода, азота и кислорода, из которых образовалось живое вещество, можно считать, что жизнь на Земле берет свое начало от вулканов. На самом деле роль вулканов в возникновении преджизни гораздо сложнее и важнее.

Как уже отмечалось в предыдущем разделе, знакомство с опытами по абиогенному синтезу биологически важных соединений натолкнуло автора на мысль о том, что условия модельных экспериментов во многих случаях были подобны тем, которые возникают при определенных типах вулканических извержений, в частности, в пеплово-газовых вулканических столбах, и что, следовательно, в процессе вулканических извержений возможен абиогенный синтез биологически важных соединений.

Предпосылки постановки модельных экспериментов. Эксперименты по абиогенному синтезу биологически важных соединений подробно описаны во многих обобщающих работах А. И. Опарина, Д. Кенъена и Г. Стейнмана, С. Фокса и К. Дозе, К. Понамперумы. Эти эксперименты можно подразделить на две группы — по синтезу биомономеров и по синтезу биополимеров. Рассмотрим эксперименты по синтезу биомономеров, причем только те из них, условия которых возможно сопоставить с условиями, возникающими при вулканических извержениях. Предпосылкой постановки модельных экспериментов по абиогенному синтезу биологически важных соединений явилась разработка А. И. Опариним в 1924 г. основ материалистической теории происхождения жизни. Целью их было воссоздание возможных условий возникновения предбиологических соединений на «примитивной» Земле. Чаще всего воссоздавался предполагаемый состав атмосферы Земли в добиологический период и тот или иной возможный источник энергии. Г. Юри и некоторые другие авторы предполагают, что добиологическая атмосфера состояла в основном из метана, аммиака, водорода и паров воды. Как мы отмечали выше, В. Руби и Н. М. Страхов за основные газы этой атмосферы принимали CO_2 , N_2 , а аммиак, метан, пары воды и инертные газы рассматривали как примеси. В экспериментах по абиогенному синтезу использовались все перечисленные газовые компоненты. Д. Кенъон и Г. Стейнман приводят, в частности, следующие их комбинации в экспериментах с электрическими разрядами: $\text{CH}_4 + \text{NH}_3 + \text{H}_2 + \text{H}_2\text{O}$; $\text{CH}_4 + \text{NH}_3 + \text{H}_2\text{O}$; $\text{CH}_4 + \text{NH}_3 + \text{CO} + \text{H}_2\text{O}$; $\text{CO} + \text{NH}_3 + \text{H}_2\text{O}$; $\text{CO} + \text{N}_2 + \text{H}_2 + \text{H}_2\text{O}$; $\text{CO}_2 + \text{NH}_3 + \text{H}_2 + \text{H}_2\text{O}$; $\text{CO}_2 + \text{N}_2 + \text{H}_2 + \text{H}_2\text{O}$.

В качестве источников энергии использовались электрические разряды, тепловая энергия, ультрафиолетовые излучения, ионизирующие излучения.

Опыты С. Миллера и его последователей с электрическими разрядами. Исходя из предположения Г. Юри о метано-аммиачной добиологической атмосфере, С. Миллер в качестве источника углерода использовал метан, источника азота — аммиак, источника кислорода — воду. Он сконструировал специальный прибор, показанный на рис. 45. В нижний сосуд прибора наливали воду. В верхний сосуд объемом около 5 л были вмонтированы два электрода, разделенные промежутком около 1 см. Прибор через кран заполняли водородом, метаном и аммиаком, давление которых составляло 1333, 2666 и 2666 Па соответственно. С помощью трансформаторов Тесла получали искровой разряд напряжением 60 тыс. В. При этом воду в нижней камере нагревали, пары воды проходили через левую соединительную трубку в разрядную камеру. Проходя через холодильник, расположенный ниже разрядной камеры, пары воды конденсировались, и таким образом осуществлялся циклический процесс. Продукты реакций, образовавшиеся в камере, попадали в водную фазу. Благодаря такой конструкции прибора летучие компоненты имели возможность многократно проходить через разрядную камеру. Через неделю на электродах отлагалось желто-коричневое вещество, а водная фаза становилась желтой. Анализы показали образование в эксперименте следующих аминокислот:

Рис. 45. Прибор Миллера для синтеза органических соединений в восстановительной атмосфере под действием искровых разрядов:

1 — колба с кипящей водой; 2 — вентиль к вакуумному насосу; 3 — электроды; 4 — искровой разряд; 5 — смесь газов (CH_4 и NH_3 , H_2O , H_2); 6 — выход воды; 7 — холодильник; 8 — подача воды; 9 — вода, содержащая органические соединения; 10 — ловушка

	Выход, 10^{-5} моль	Выход, %*
Глицин	63	2,1
Аланин	34	1,7
Саркозин	5	0,3
β -Аланин	15	0,8
α -Аминомасляная кислота	5	0,3
N-метилаланин	1	
Аспарагиновая кислота	0,4	
Глютаминовая кислота	0,6	

* По отношению к начальному количеству углерода.

Вторую группу синтезированных органических веществ, выход которых был сравним с выходом аминокислот, составляли летучие органические кислоты: муравьиная, пропионовая, гликолевая, молочная. В процессе эксперимента изменялся состав газовой смеси: увеличивалось процентное содержание водорода, добавлялись окись углерода, двуокись углерода, азот за счет метана и аммиака.

После опытов Миллера было много вариаций этого эксперимента. Например П. Эйбелсон провел опыт со смесью CO_2 , N_2 , H_2 и H_2O . Однако больший выход аминокислот он получил, заменяя азот аммиаком. К. Геймс ставил опыт со смесью метана, аммиака, паров воды и кислорода и показал, что образование аминокислот в этом случае идет только после того как весь кислород израсходуется на окисление метана и аммиака. Было доказано также, что образования аминокислот не происходит, если газовая смесь состоит только из CO_2 , N_2 , H_2O . Т. Е. Павловская и А. Г. Пасынский осуществили опыт со смесью CH_4 , CO и NH_3 и установили, что обеднение газовой смеси водородом увеличивает выход аминокислот. И. Оро заменял часть метана этаном и получил более богатую смесь аминокислот, содержащую, помимо ранее обнаруженных, пролин, валин и лейцин. В его опыте образовались также неидентифицированные соединения, дающие при гидролизе аминокислоты. Было проведено и много других экспериментов, дополнивших первоначальные результаты.

Опыты Харады и Фокса с использованием высоких температур. В 1964 г. К. Харада и С. Фокс опубликовали работу с изложением результатов эксперимента, в котором они подвергали действию высокой температуры смеси газов, состоявших из метана, аммиака и воды. Смеси газов пропускали через стеклянную трубку, содержащую кварцевый песок, силикагель, вулканическую лаву или глину, нагретые до температуры 900—1000 °С. Были синтезированы 12 аминокислот, встречающихся в белках (аспарагиновая кислота, глютаминовая кислота, глицин, аланин, валин, лейцин, изолейцин, треонин, серин, пролин, тирозин и фенилаланин). К. Харада, С. Фокс, а также И. Оро показали, что в реакции синтеза аминокислот наполнители трубок играли роль катализаторов. Выход аминокислот, особенно сложных, увеличивался в присутствии кварцевого песка или силикагеля, в то время как в горячих трубках без наполнителя синтезировались лишь несколько простых аминокислот. С. Фокс и К. Дозе отмечают, что при температурах около 1000 °С связи $\text{C}-\text{H}$, $\text{N}-\text{H}$ и $\text{O}-\text{H}$ разрываются и в газовой смеси возникает большое количество радикалов. При быстром охлаждении газовых смесей до комнатной температуры взаимодействие радикалов может приводить к образованию больших молекул, в том числе аминокислот.

М. Таубе и его сотрудники приводят следующие данные о своих экспериментах по синтезу многих сложных органических

соединений. Газовые смеси нагревались от 100 до 800 °С в течение 0,28 с. В зоне реакций, заполненной силикагелем с оптимальной температурой 1000 °С, они находились в течение 0,125 с. Затем газовые смеси охлаждали до 0 °С за 0,4 с. При этом 95 % аммиака вступало в реакцию. Было рассчитано, что для синтеза 1 моля глицина или аланина при 1000 °С требуется приблизительно $3 \cdot 10^{10}$ Дж. С. Фокс и К. Дозе подчеркивают тот факт, что большинство аминокислот, синтезирующихся в модельных опытах, встречается в белках.

Другие эксперименты по абиогенному синтезу биомономеров. Мы не будем подробно останавливаться на многочисленных модельных опытах по абиогенному синтезу микромолекул. В этих опытах использовались различные источники энергии, в частности ультрафиолетовые лучи, α -лучи, β -лучи, γ -лучи, различные реакционные фазы (не только газовая, но жидкая и твердая), применялись разнообразные реагенты.

Проведенные модельные эксперименты продемонстрировали целый комплекс разнообразных условий, при которых возможен абиогенный синтез многочисленных биологически важных соединений, образующих предбиологические системы. И в этом их основное значение.

Слабая сторона модельных экспериментов заключалась в том, что это были поиски наугад. Это были попытки воссоздать гипотетические условия гипотетической атмосферы добиологической Земли. На самом деле комплекс условий, воссоздававшихся в модельных экспериментах, характеризует важнейшее планетарное природное явление — вулканизм. Как в модельных экспериментах, так и в пеплово-газовых вулканических столбах «используются»: 1) одни и те же газовые компоненты (только смеси вулканических газов более сложные); 2) электрические разряды (в вулканическом процессе более мощные); 3) начальные температуры, равные 1000—900 °С; 4) минеральные катализаторы (в пеплово-газовых столбах более разнообразные). Поэтому у автора были основания предполагать, что в пеплово-газовых вулканических столбах во время извержения могут образовываться биологически важные органические соединения.

Извержение вулкана Тятя на о. Кунашир в июле 1973 г. дало возможность проверить это предположение. А изучение извержения камчатского вулкана Толбачик в 1975—1976 гг. подтвердило полученные при извержении вулкана Тятя результаты.

Результаты изучения биологически важных органических соединений в ювенильных вулканических продуктах

Условия отбора и хранения образцов. Во время извержения вулкана Тятя в 1973 г., а позднее в 1975—1976 гг. в течение извержения вулкана Толбачик автором вместе с Ю. А. Аникиевым,

В. М. Гранником, Г. С. Шутовой, А. А. Овсянниковым, В. Н. Андреевым, В. А. Будниковым, А. И. Цюрупой и др. было отобрано несколько сотен проб ювенильных вулканических пеплов, шлаков и бомб. Условия отбора и степень стерильности проб были разными. Лучшие пробы пепла и шлака отбирались в простерилизованные эмалированные ведра непосредственно у подножия извергающихся конусов во время интенсивных пеплопадов, пересыпались в простерилизованные стеклянные трехлитровые банки, которые тут же закатывались. Мелкие шлаковые бомбочки отбирались аналогичным образом или горячими с поверхности еще теплого ювенильного шлака. Образцы от плотных крупных бомб были взяты в зонах вулканических бомбежек от медленно остывающих в воронках, выбитых в ювенильном шлаке, раскаленных, желто-красных при дневном свете обрывков лавы. В целях безопасности один из сотрудников наблюдал «за воздухом», в то время как автор сам или с кем-либо из помощников отбивал раскаленные кусочки и переносил их двумя железными молотками в простерилизованные стеклянные банки, которые, будучи наполненными, также закатывались. Образцы хранились в таких банках. Для анализа на углеводороды отбирались также пробы из истоков жидких базальтовых речек Южного прорыва Толбачикского извержения. Температура лавы в истоках превышала 1050 °С. Вязкие, как «тянучки», образцы отрывались от текучей лавы длинной железной палкой.

Микробиологические исследования проб на стерильность. Параллельно передаче проб для анализов на органические соединения проводились микробиологические исследования образцов на стерильность. Особенно тщательно исследовались пеплы, для которых возможность загрязнения микроорганизмами была выше, чем для других проб. Анализы проводились микробиологом, старшим научным сотрудником Т. И. Кузякиной в лаборатории геомикробиологии Хабаровского комплексного научно-исследовательского института под руководством доктора биологических наук А. А. Тен Хак Муна.

Микробиологические анализы пеплов проводились методом посева пепловой суспензии или комочков на различные плотные питательные среды — мясо-пептонный агар (МПА), сусло-агар, среда Чапека, нитритный агар, МПА+сусло-агар, субстратный агар с пеплом, картофельный агар — и прямыми наблюдениями через оптические, люминесцентные и электронные микроскопы. Качественный и количественный состав микрофлоры воздуха определялся, по В. Л. Омелянскому, путем экспозиции чашек Петри с МПА в течение 1 ч — повторность трех- или пятикратная с последующим пересчетом количества микроорганизмов на 1 м³. Инкубация микроорганизмов проводилась при температуре 27 и 60 °С.

В анализировавшихся пеплах ни методом посева почвенных комочков, ни методами прямых микроскопических наблюдений

не удалось обнаружить микроорганизмы; иначе говоря, исследованные свежевывапавшие пеплы оказались стерильными.

Основные результаты анализов вулканических продуктов на содержание в них биологически важных молекул. Как уже отмечалось выше, при систематическом анализе отобранных проб вулканических продуктов на органические вещества, в них помимо углеводов и гетероатомных соединений было обнаружено также содержание биологически важных молекул.

Изучение ювенильных пеплов, шлаков и бомб на содержание в них биологически важных веществ осуществлялось в нескольких лабораториях с использованием современных аналитических методов. Методики анализов подробно описаны Н. Е. Подклетновым. Основные результаты анализов отражены в табл. 32.

В пепле вулкана Тятя обнаружено семь свободных аминокислот: аспарагиновая кислота, серин, глицин, аланин, изолейцин и лейцин. В пепле вулкана Толбачик четыре: треонин, серин, глицин и аланин. Остальные аминокислоты обнаружались после гидролиза, т. е. они находились в связанном состоянии.

Интересно, что нахождение аминокислот в связанной форме характерно и для метеоритов. В продуктах опытов по абиогенному синтезу аминокислот относительно много глицина и аланина. То же мы видим и в вулканических продуктах. Следует отметить, что в вулканических пеплах в общем обнаружены те же аминокислоты, что и в продуктах синтеза из смеси простых газов в экспериментах Харады и Фокса, проводившихся при температурах 900—1100 °С с использованием силикатных пород в качестве катализатора.

Представление о количестве аминокислот в вулканических пеплах дают табл. 33 и 34.

Обнаруженные в пепле вулкана Тятя аминокислоты находятся в связанной форме. По данным исследований на аминокислотном анализаторе их количество составило для глюкозамина 72 наномоля, а для галактозамина 35 наномолей в 250 г пепла.

Порфирины в пеплах вулкана Тятя присутствуют в виде металлокомплексов, комплексов с аминокислотами и свободных оснований. Их суммарное содержание определено в $5 \cdot 10^{-8}$ %. В бомбе вулкана Толбачик порфирины обнаружены в комплексе с металлами. Для осадочных пород и почв характерно содержание дигидропорфиринов (хлоринов). В вулканических пеплах они не обнаружены. Это является косвенным свидетельством в пользу абиогенности органического вещества пеплов.

Нуклеотидный материал присутствует в пепле вулканов Тятя и Толбачик в относительно большом количестве 0,5—1 мг/кг пепла. В нем идентифицированы урацил, тимин и гуанин.

Общее количество биологически важных соединений в пепле вулкана Тятя, извергнутом в 1973 г., определяется приблизительно в 200 т. В том числе: аминокислот 40 т, аминокислот 16 т, порфиринов 8 т, пиримидинов 150 т. Рассчитанное количе-

**Биологически важные органические соединения, найденные
в продуктах вулканических извержений [25]**

Наименование соединений	Примечание
Идентифицированные соединения	
Аминокислоты	
Аспарагиновая кислота Треонин Серин Глутаминовая кислота Пролин Аланин Глицин Валин Изолейцин Лейцин Фенилаланин Гистидин Лизин Тирозин Аргинин	Обнаружены в ювенильном пепле вулканов Тятя и Толбачик и в шлаковых бомбочках вулкана Толбачик — идентифицированы с помощью аминокислотного анализатора
Аминосакхара	
2-амино-2-деокси-D-глюкоза 2-амино-2-деокси-D-галактоза	Обнаружены в гидролизате водно-спиртового экстракта пепла вулкана Тятя
Углеводы	
Глюкоза Арабиноза	Идентифицированы в ювенильном пепле вулканов Тятя и Толбачик путем хроматографии на бумаге
Основания нуклеиновых кислот	
Урацил Тимин Гуанин	Идентифицированы с помощью тонкослойной и ионообменной хроматографии в пепле вулканов Тятя и Толбачик
Азотсодержащие циклы	
Ксантин	Идентифицирован с помощью ионообменной хроматографии в пеплах вулканов Тятя и Толбачик
Неидентифицированные соединения	
Аминокислоты свободные	При анализе пепла вулкана Тятя на хроматограмме аминокислотного анализатора найдено шесть нерасшифрованных пиков (соединений)
Аминокислоты связанные	В результате гидролиза водных экстрактов пеплов вулканов Тятя и Толбачик значительно увеличивается содержание аминокислот. Это говорит о наличии в пеплах связанных аминокислот (возможно пептидов)

Наименование соединений	Примечание
Аминосакхара связанные	Обнаружены в пеплах вулкана Тятя. С помощью аминоксализатора в гидролизате (водно-спиртового экстракта) этого пепла найдено два аминоксакхара
Аминосоединения свободные и связанные	При анализе на высокочувствительном аминоксализаторе экстрактов и гидролизатов пеплов вулканов Тятя и Толбачик наряду с аминоксислотами обнаружено значительное число аминоксоединений
Порфирины	В пепле вулкана Тятя по методу флуоресцентной и фосфоресцентной спектроскопии обнаружены порфирины как в виде комплекса с металлами и аминоксислотами, так и в виде свободного основания. В бомбе вулкана Толбачик — в виде комплекса с металлами
Соединения типа ароматических альдегидов	При экстракции пепла вулканов Тятя и Алаид замечен аромат ванилина и горького миндаля, возможно вызванный присутствием ванилина и бензойного альдегида

ство аминоксислот в пепле вулкана Толбачик, извергнутом в 1975—1976 гг., близко к 100 т.

Анализ возможных источников контаминации пеплами органических соединений. Хотя, как было отмечено, микробиологическое изучение образцов, передаваемых на исследование,

Таблица 33

Количество аминоксислот, образовавшихся при извержении вулкана Тятя в 1973 г. [25]

Аминоксислота	Содержание в наномолях в 250 г пепла	Относительная молекулярная масса	Содержание в граммах в 250 г пепла ($\cdot 10^{-4}$)	Содержание в общей массе пепла ($2 \cdot 10^{14}$ г) в т
Асп	25	133	3 325	2,7
Тре	19	119	2 261	1,8
Сер	55	105	5 775	4,6
Глю	75	147	11 025	8,8
Про	30	115	3 450	2,8
Гли	105	75	7 875	6,3
Ала	65	89	5 785	4,6
Вал	30	117	3 510	2,8
Илей	20	131	2 620	2,1
Лей	30	131	3 930	3,1
Всего				39,6

Асп — аспарагиновая кислота; Тре — треонин; Сер — серин; Глю — глютаминовая кислота; Про — пролин; Гли — глицин; Ала — аланин; Вал — валин; Илей — изолейцин; Лей — лейцин.

Количество аминокислот, образовавшихся при извержении вулкана Толбачик в 1975—1976 гг.

Аминокислота	Содержание в наномолях в 250 г пепла	Относительная молекулярная масса	Содержание в граммах в 250 г пепла ($n \cdot 10^{-9}$)	Содержание в общей массе пепла ($\sim 10^{13}$ г) в т
Асп	10	133	1330	5,3
Тре	9	119	1071	4,3
Сер	40	105	4200	16,8
Глю	28	147	4116	16,5
Гли	31	75	2325	9,3
Ала	24	89	2136	8,5
Всего				60,7

показало их полную стерильность, был проведен анализ возможных источников контаминации вулканическими пеплами биогенных органических соединений и прежде всего количественный учет микроорганизмов в воздухе над вулканами. Эта работа осуществлена микробиологами доктором биологических наук А. А. Тен Хак Муном и кандидатом биологических наук Т. И. Кузьякиной. Определение количества микроорганизмов в воздухе над вулканом Тятя показало, что оно зависит от места экспозиции. На восточном склоне в двух метрах от вершины конуса Отважный вулкана Тятя при сильном восточном ветре обнаруживалось 756 микробных клеток в 1 м^3 . На вершине конуса с подветренной стороны в воздухе их было несколько меньше, а у горячего шлака их число падало до 237 микробных клеток на 1 м^3 .

Колебания содержания микроорганизмов в воздухе обусловлены многими факторами, в частности, силой и направлением ветра, прогреваемостью поверхности и т. п. Следует, однако, заметить, что упомянутое колебание численности микроорганизмов незначительно и составляет всего 600 клеток. Качественный состав микрофлоры воздуха весьма однообразен, при этом доминируют спорообразующие бактерии.

По расчетным данным объем биомассы микроорганизмов, содержащихся в 1 м^3 воздуха над зоной извержения вулкана, равняется 2033 мкм^3 . Объем воздуха в зоне основного пеплопада был близок к $552 \cdot 10^9 \text{ м}^3$. Объем микроорганизмов в этом количестве воздуха составляет около $132 \cdot 300 \text{ мм}^3$. Основываясь на этих данных при дальнейшем расчете количества органических соединений, содержащихся в сухой микробной массе, установлено, что общая масса белков или углерода микробного происхождения в пепле не превышает 10 кг.

В то же время, как показывает расчет, базирующийся на

результатах аналитического определения аминокислот в ювенильном пепле вулкана Тятя (не говоря о других углеродистых соединениях в пепле, количество которых еще значительно выше), общее количество их за время извержения вулкана Тятя составляет 40 000 кг, т. е. величину, в 4000 раз большую. Это обстоятельство косвенно свидетельствует об абиогенном образовании этих аминокислот. Эти результаты, свидетельствующие о незначительной зараженности атмосферы в районе вулканов, подтверждаются и химическим анализом воздуха.

Н. Е. Подклетновым в 1974 и 1975 гг. проводилось определение содержания аминокислот в атмосфере в районе вулканов Тятя и Ключевской. Определение проводилось путем просасывания воздуха через склянку Дрекселя с бидистиллированной водой и последующего определения аминокислот по методу хроматографии на бумаге. При этом были обнаружены только следы двух неидентифицированных аминокислот в нижней части восходящей хроматограммы.

Что касается возможности загрязнения пепла почвенными органическими веществами, то следует отметить, что материал, заполнявший жерла вулканов Тятя и Толбачик, был выброшен в начальный период извержения. В процессе извержения он был погребен под слоем свежих, ювенильных пеплов, т. е. практически изолирован. Присутствие аминокислот в пепле нельзя объяснить и захватом органических веществ из почвенного слоя, прилегающего к зоне взрыва. В случае такого захвата в пепле оказались бы живые или мертвые клетки, или остатки организмов, которые были бы обнаружены при микробиологическом анализе, в особенности при люминесцентной микроскопии [25].

Выше было показано, что толбачикская лава при своем подъеме из очага к поверхности практически не ассимилировала боковых пород, так что они также не могут быть источниками контаминации магмы биологически важными органическими соединениями.

Некоторые критерии абиогенности обнаруженных в ювенильных вулканических продуктах органических молекул. Приведем еще раз имеющиеся у нас аргументы в пользу абиогенности биологически важных органических соединений, описанных в предыдущих разделах. Вопрос об абиогенности — это в конечном счете самый главный вопрос.

Итак, в пользу абиогенности или, точнее, вулканогенности открытых сложных органических соединений говорит следующее.

1. Пробы вулканических продуктов отбирались стерильно, с соблюдением всех необходимых предосторожностей.

2. Микробиологический анализ проб подтвердил их стерильность, отсутствие в них живых или мертвых микробов и вообще каких-бы то ни было биологических структур.

3. Эксперименты и расчеты показали, что сорбция вулкани-

ческими продуктами органических веществ из атмосферы пренебрежимо мала.

4. Некоторые из обнаруженных соединений имеют прямые признаки абиогенности. Так, обнаруженные порфирины обладают спектром флюоресценции, характерным для абиогенных порфиринов.

5. Обнаружение металлопорфиринов в порых вулканической бомбы вулкана Толбачик в количестве приблизительно 10^{-8} % однозначно свидетельствует об их абиогенности.

6. Относительно высокое содержание среди обнаруженных аминокислот глицина и аланина, характерное для абиогенных синтезов, свидетельствует в пользу образования аминокислот в вулканическом процессе.

7. Преобладание в вулканическом пепле аминокислот, находящихся в химически связанной форме, соответствует составу метеоритных аминокислот.

8. Одной из характеристик, позволяющих судить о биогенном или абиогенном происхождении органического вещества, является изотопный состав углерода, входящего в состав этого вещества. Во МГРИ О. И. Кропотовой и В. А. Бобровым было проведено масс-спектрометрическое определение изотопного состава углерода, содержащегося в 20 фракциях вулканического органического вещества. Полученные при этом результаты отражены в табл. 30. Изотопная характеристика углерода $\delta^{13}\text{C}$ для экстрактов выделенных из пепла и бомб шести исследованных вулканов, находится в пределах от $-2,44$ до $-3,04$. То обстоятельство, что значения $\delta^{13}\text{C}$ для экстрактов заведомо абиогенного органического вещества, полученного из вулканических бомб, практически совпадают со значениями $\delta^{13}\text{C}$ для экстрактов органического вещества из пеплов, свидетельствует в пользу абиогенности органического вещества, экстрагированного из вулканических пеплов.

Таким образом, аргументов в пользу абиогенности найденных соединений много (приведенные ниже данные по сопоставлению результатов модельных экспериментов с результатами исследования органического вещества вулканических продуктов также говорят об его абиогенности).

Роль вулканизма в возникновении жизни

Сопоставление результатов модельных экспериментов с результатами поисков органических соединений в продуктах вулканических извержений. Интересно сопоставить теперь в целом результаты абиогенных синтезов сложных органических, предбиологических соединений в модельных экспериментах и результаты поисков сложных органических соединений в продуктах вулканических извержений, итоги которых отражены ниже.

В абиогенных синтезах с газовой и жидкой фазами с использованием электрических разрядов, излучений, высоких температур и минеральных катализаторов получены:

аминокислоты свободные и связанные
основания нуклеиновых кислот
углеводы
порфирины
сложные, в том числе циклические углеводороды
другие сложные органические соединения

Во время вулканических извержений в условиях пеплово-газовых столбов (сложная смесь газов, конденсата пара, электрические разряды, высокие температуры, минеральные катализаторы, излучения) синтезированы:

аминокислоты свободные и связанные
основания нуклеиновых кислот
углеводы
порфирины
сложные, в том числе циклические углеводороды
другие сложные органические соединения

Выше мы уже говорили о том, что пытаюсь воспроизвести типотетические условия добиологической атмосферы Земли, экспериментаторы в опытах по абиогенному синтезу биологически важных молекул по существу непреднамеренно воспроизводили те или другие компоненты условий пеплово-газовых вулканических столбов. (И это, конечно, важнее, поскольку здесь мы имеем дело с реально существующим глобальным крупномасштабным явлением, чрезвычайно важным в истории Земли и других планет). Не удивительно поэтому широкое совпадение результатов поисков сложных органических соединений в продуктах вулканических извержений с результатами абиогенных синтезов в модельных экспериментах. Мы не знаем конкретного состава добиологической атмосферы (на этот счет можно строить только предположения), но он для проблемы происхождения жизни не имеет такого уж принципиального значения. Значение имеет тот факт, что процессы вулканизма добиологической эпохи Земли и настоящего времени аналогичны. Это значит, что можно пользоваться методом актуализма для того, чтобы судить, как образовались на поверхности Земли сложные органические молекулы, эволюция которых со временем привела к возникновению жизни. И можно утверждать, что так же как в настоящее время, в добиологическую эпоху Земли мощными химическими реакторами, в которых происходило образование биологически важных молекул, были вулканические извержения, в первую очередь пеплово-газовые вулканические столбы.

Сопоставление масштабов вулканогенного синтеза биологически важных органических соединений с другими природными абиогенными синтезами. В течение геологической истории Земли через трубы-жерла вулканов струями вулканических газов была «выдута» из недр планеты масса раскаленного силикатного вещества, сопоставимая с массой земной коры.

Ежегодно в пеплово-газовых колоннах синтезировалось порядка 10^6 т вулканогенного органического вещества. В течение геологической истории Земли его должно было быть синтезировано порядка 10^{15} — 10^{16} т.

Для проблемы происхождения жизни имеет значение именно этот вулканогенный абиогенный синтез «молекул жизни» на планетах, и в первую очередь, естественно, на Земле, а не другие пути синтеза органических соединений во Вселенной.

Как мы отмечали выше, пути образования органических соединений во Вселенной разнообразны; сложна, вероятно, и их эволюция. Однако, как считает А. И. Опарин, «вряд ли эта эволюция могла приводить к возникновению жизни. Обязательным условием для этого являлось образование планетных систем» [31, с. 321].

Даже если Земля в процессе своего образования получила некоторое количество биологически важных органических молекул из космоса, то что должно было произойти с этими в полном смысле слова «ювенильными» космическими высокомолекулярными органическими веществами при последующей эволюции земных недр?» — задает вопрос А. И. Опарин. И отвечает: «Значительная их часть должна была подвергнуться тепловому распаду (пиролизу) в результате местного или общего разогревания» [31, с. 81].

Как было показано в предыдущих разделах, внешние оболочки Земли — кора, гидросфера и атмосфера — образовались за счет выноса вулканами из глубин Земли материала, который до извержения представлял собой силикатный насыщенный газами расплав — магму. В этом расплаве не могли сохраниться, не могли не подвергнуться пиролизу «космические» биологически важные органические соединения, если таковые были в недрах Земли. С другой стороны, количество метеоритного вещества, которое поступило на поверхность Земли из космоса в течение геологической истории, на несколько порядков меньше количества материала, извергнутого за это же время вулканами. В то же время в вулканических продуктах (силикатные вещества + летучие компоненты) среднее содержание углерода и его соединений не меньше, чем в метеоритах. Отсюда естественен вывод: хотя пути возникновения органических соединений во Вселенной разнообразны, на Земле именно вулканогенный их синтез мог положить начало химической эволюции, приведшей к возникновению жизни.

Вулканогенные биологически важные органические соединения могут быть обнаружены и на других планетных телах — вулканизм явление космическое. Очень вероятно, что соединения углерода, найденные в лунном грунте, имеют вулканогенную природу.

Открытие явления вулканогенного синтеза биологически важных молекул мы рассматриваем как дальнейшее развитие материалистической теории происхождения жизни академика А. И. Опарина.

Вулканы как источник жизненно важных химических элементов

Главные элементы жизни — это шесть элементов, из которых слагаются живые клетки: Н, С, N, О, Р, S. Говоря об образовании сложных органических соединений в вулканическом процессе, мы уже подробно рассматривали первые четыре. В составе вулканических летучих их роль столь же велика, как и в составе живого вещества. Чрезвычайно велика в живых клетках роль фосфора. Это — элемент нуклеиновых кислот. Но фосфор является в то же время важной составной частью вулканических продуктов. Только при извержении вулкана Толбачик в 1975—1976 гг. на поверхность Земли поступило порядка 10^7 т фосфорного ангидрита.

Сера в живых организмах наряду с углеродом, водородом, азотом и кислородом является обязательной составной частью всех белков. В биологических процессах активную роль играют сульфогидрильные ($-SH$) и дисульфидные ($-S-S-$) группы. Сера среди вулканических летучих — один из важнейших элементов. Она присутствует в них иногда в самородной форме, но чаще в составе сероводорода или сернистых газов.

Только при извержении вулкана Толбачик в 1975—1976 гг. на поверхность Земли поступило более $7 \cdot 10^4$ соединений серы.

Из комбинаций перечисленных шести элементов состоят важнейшие вещества — белки и нуклеиновые кислоты, без которых немислима жизнь, во всяком случае, в ее земном варианте. Выше мы показали не только то, что вулканы являются источниками этих главных элементов жизни, но и то, что при вулканических извержениях создаются условия для образования предшественников белков и нуклеиновых кислот и что эти сложные органические соединения действительно возникают при вулканических извержениях. Однако живые организмы помимо этих главных элементов жизни имеют в своем составе еще несколько десятков элементов, без которых они либо не могут существовать, либо их жизнедеятельность сильно подавляется.

Вулканические летучие → морская вода → кровь. В современных живых организмах содержится большой набор химических элементов. Мы остановимся на значении некоторых из них. Начнем с наиболее яркого примера — с состава крови. Основными неорганическими компонентами крови являются вода и хлористый натрий. Хлор и натрий — главные ионы в водном растворе солей, представляющем неорганическую основу крови. Помимо этих ионов в состав крови входят в существенных количествах ионы Mg, Ca, K. Обращает на себя внимание соотношение неорганических компонентов в крови, напоминающее их соотношение в морской воде. Отсюда естественно предположение, что кровь в какой-то степени представляет собой производную морской воды. Мы уже показали, что морская вода — продукт эволюции вулканических летучих, что ее соле-

вой состав формировался за счет выноса катионов и анионов из вулканических пеплов (см. составы водных вытяжек из вулканических пеплов в табл. 31) и привноса фумаролами и сульфатами. Следовательно, мы можем констатировать следующую эволюцию вулканических летучих:

вулканические летучие → морская вода → кровь.

Как мы отмечали выше, только при извержении вулкана Толбачик в 1975—1976 гг. в составе вулканических летучих в биосферу поступило более $5,5 \cdot 10^7$ т основных минеральных компонентов крови, а именно: воды $54 \cdot 10^6$ т, хлора $1,3 \cdot 10^6$ т, натрия $4,1 \cdot 10^3$ т, калия 139 т, кальция 3672 т, магния 988 т. Во время только одного этого извержения в количествах, измеряемых тысячами тонн, поступили в виде ионов в биосферу такие жизненно важные «микроэлементы», как железо, медь, цинк.

Железо играет важную роль в живых организмах, являясь составной частью гемоглобина крови (при извержении вулкана Толбачик его было вынесено в виде ионов более 2000 т). Интересно, что образование гемоглобина, выполняющего в организме роль переносчика кислорода, протекает при обязательном участии меди. Поэтому недостаток меди в организме грозит анемией. Как выяснилось, медь содержится во всех органах животных и выполняет жизненно важные функции. Известны белковые соединения меди. Некоторые морские животные способны накапливать медь в своих организмах в количествах, в тысячу раз превышающих ее концентрацию в морской воде. Содержание меди в растениях — около 1 мг на 1 кг сырого вещества. Применение медных удобрений благотворно отражается на урожаях ряда сельскохозяйственных культур, в частности картофеля. Иногда клубни картофеля перед посадкой смачивают в слабом растворе сульфата меди [25]. При извержении вулкана Толбачик с вулканическими парами в биосферу поступило более 5000 т меди.

Соли цинка также используют в качестве удобрений. Недостаток их в почвах ведет к болезням растений. Ген Хак Мун пишет о почвах на Сахалине: «Большой интерес представляет тот факт, что из числа анализированных почв цинк обнаружен только в почвах, способствующих интенсивному росту растений. По данным М. Я. Школьника и В. Н. Давыдовой, цинк ускоряет биосинтез белка нуклеиновых кислот, способствует образованию витаминов В₁, В₆» [25, с. 162].

В организмах животных цинк входит в состав гормона инсулина, регулирующего уровень сахара в крови. Кроме того он усиливает действие гормонов гипофиза. При извержении вулкана Толбачик с вулканическими парами в биосферу поступило более 10 000 т цинка.

Можно было бы продолжить список жизненно важных элементов, указывая на их роль в живых организмах и приводя параллельно цифры выноса их в биосферу при вулканических извержениях. Конечно, заслуживают внимания еще, например,

марганец, кобальт, йод, молибден, фтор и другие элементы. Но мы стремились только показать, что вулканы являются источниками по существу всех жизненно важных химических элементов и что эти элементы поставляются вулканами в биосферу часто в формах, практически готовых к усвоению не только низшими, но и высшими живыми организмами. Отсюда понятно, почему вулканические пеплы, содержащие значительные количества легко растворимых в воде солей, нередко выполняют роль удобрений.

Вулканические пеплы как удобрения. Р. В. ван Беммелен писал, что хотя обычно извержения вулканов несут за собой смерть и разрушения, их можно рассматривать как одно из наиболее благодатных для населения Индонезии явлений.

Сильные дожди вместе с интенсивным тропическим выветриванием в довольно короткий срок приводят к образованию бедных выщелоченных почв (латеритов); вулканические же извержения время от времени восстанавливают состав почвы. Значение активного вулканизма для почв тропических поясов Индонезии подчеркивалось Мором. Обильные дожди являются причиной непрерывно увеличивающегося истощения почвы. Только вулканическая деятельность приводит к регенерации почв, которая ведет к радикальному их улучшению. Без действующих вулканов страна пришла бы в упадок.

Естественно поэтому, отмечал далее Мор, что обширные невулканические области Индонезии обладают очень малой плотностью населения. Даже когда они покрыты густыми девственными лесами, их плодородность резко уменьшается при вырубке леса для сельскохозяйственных нужд. Наоборот, вулканические почвы Явы могут давать по два урожая риса в год. Поэтому различие между средней плотностью населения Калимантана и Новой Гвинеи, с одной стороны, и Явы, Суматры и некоторых из Филиппинских островов — с другой, в значительной степени определяется отсутствием или наличием активного вулканизма. Мор приходит к заключению, что плотность населения в Индонезии зависит от природы почв, а эта последняя, в свою очередь, определяется наличием действующих вулканов.

И. А. Соколов, изучая влияние вулканизма на почвы Камчатки, пришел к заключению, что вулканические извержения обычно сопровождаются вспышкой урожайности как естественной, так и культурной растительности. Такое действие свежих пеплов наблюдается только в течение одного вегетационного периода. Изучение свежих пеплов показало, что на их поверхности сорбируется большое количество подвижных фосфатов и реже калия, которые и вызывают эту вспышку урожайности. Затем питательные вещества быстро вымываются или переходят в неусвояемые формы.

После извержения вулкана Безымянного в 1956 г. в пос. Ключи и в других местах, где выпал пепел, резко возросли урожаи овощей. Сделанные И. И. Товаровой расчеты показы-

вают, что в пеплах, выброшенных вулканом Безымянный, только за один день 30 марта 1956 г. содержалось в виде легко растворимых солей 450 тыс. т азота, 80 тыс. т калия, 36 тыс. т магния, 35 тыс. т кальция.

Поставляемые в биосферу вулканами в составе летучих жизненно важные химические элементы могут усваиваться живыми организмами либо из атмосферы, либо из рек и континентальных водоемов, либо из морской воды, либо из грунта (почвы). Почвы представляют собой продукт жизнедеятельности тех или иных организмов, на том или ином грунте, в условиях того или иного климата. Эволюция почв на Земле является, таким образом, функцией трех указанных переменных. Если исходить из такого определения почвы, то следует считать, что понятие «почва» не совместимо с добиологическим периодом жизни Земли. Возникновение и эволюция почв начинаются с возникновения и эволюции первых живых организмов. Нам представляется правомочным предположение, что где бы ни возникли первые живые системы, в морской ли воде, в воде ли горячих озер или термальных источников, в пепловом ли субстрате, богатом органическими соединениями и минеральными солями, их возникновение скорее всего произошло в районах активного вулканизма. Отсюда они расселились по всей поверхности планеты. Первые живые системы были микроорганизмами. Их размеры, вероятно, в 10 000 раз превосходили размеры молекул аминокислот ($\sim 5 \cdot 10^{-8}$ см), но вряд ли превосходили размеры большинства современных живых клеток (10^{-4} — $20 \cdot 10^{-4}$ см) [25].

Обобщим данные о роли вулканизма в возникновении жизни.

1. Вулканы дали материал, из которого в течение геологической истории Земли сформировалась среда, благоприятная для выживания и эволюции биологических структур.

2. Вулканические извержения, и в первую очередь пепловогазовые вулканические столбы, явились мощными природными химическими реакторами, в которых в большом масштабе образовывались сложные, биологически важные органические соединения — «молекулы жизни». Именно с образования этих вулканогенных «молекул жизни» на Земле началась молекулярная эволюция по пути к преобразованию неживой материи в живую, приведшая впоследствии к возникновению жизни.

3. Вулканы являлись первоисточниками жизненно важных химических компонентов, усвоение которых организмами питало жизненный процесс.

Первоначало всего существующего —
огонь.

Гераклит

В этой книге мы прежде всего охарактеризовали вулканизм как явление, присущее не только Земле, но и другим планетам Солнечной системы и, вероятно, других планетных систем. Мы констатировали, что вулканизм играл важную роль в формировании поверхностей всех достаточно хорошо изученных планет Солнечной системы — Луны, Марса, Меркурия, Венеры. Мы отметили, что мощные вулканические извержения были зафиксированы на спутнике Юпитера — Ио, и показали, что есть основания считать, что атмосферы планет Солнечной системы имеют вулканическое происхождение.

Современные вулканические проявления на Земле могут быть подразделены на несколько главных типов. Прежде всего — это вулканизм рифтовых зон срединноокеанических хребтов, охватывающих весь земной шар и простирающихся на расстоянии до 70 000 км. Излияния лав толеитовых базальтов вдоль осей срединноокеанических хребтов сопряжены с раздвижением дна литосферных плит, с явлением спрединга, которое приводит к столкновению океанических литосферных плит с континентальными и образованию зон субдукции, выражающихся на поверхности Земли структурами типа островных дуг. С зонами субдукции связан островодужный по составу пород разнообразный, но преимущественно щелочноземельный андезитовый тип вулканизма. В океанах может быть выделен также океанический внутриплитный тип вулканизма, примером которого может служить современный вулканизм Гавайских островов, предположительно связанный с фиксированной «горячей точкой» в мантии. Состав пород изменяется от толеитового базальта до кислых и щелочных разновидностей. Наконец, своеобразным типом вулканизма является вулканизм континентальных рифтовых зон, в частности, вулканизм Восточно-Африканской рифтовой зоны. Для него характерны очень щелочные породы от основных до кислых с обычным преобладанием K над Na .

Основная масса современных вулканических продуктов представлена толеитовыми базальтами в океанах и андезитами на островных дугах. Для андезитов характерно резкое преобладание пирокластов над лавами. Основные источники магмы вулканов всех упомянутых вулканических зон лежат в астеносфере, но обычно в системе «очаг — вулкан» могут быть выделены также промежуточные и периферические вулканические очаги.

Средняя «производительность» современного вулканизма составляет несколько кубических километров лавы и пирокластических продуктов в год; 3—4 % от их массы приходится на вулканические газы.

Вулканические явления прослеживаются в жизни Земли от архея до современности. В геологических разрезах наблюдаются лишь реликты когда-то изверженных вулканических продуктов, и это не дает возможности по геологическим разрезам и картам достоверно оценить интенсивность вулканизма в прошлые геологические периоды. Однако накопленные на сегодняшний день факты позволяют говорить о том, что наблюдаемые ныне типы вулканизма, вулканические породы и особенности вулканических извержений были характерны и для геологического прошлого. По материалам, которыми геологи располагают сегодня, наметить какую-либо эволюцию вулканизма в истории Земли невозможно. Нет оснований также говорить о резких изменениях интенсивности вулканизма в течение геологической истории.

Земная кора в течение геологической истории была сформирована вулканическими процессами. Механизм формирования океанической коры сводится к поступлению расплавов толеитового базальта в рифтовых зонах срединноокеанических хребтов и спредингу. В течение геологической истории формирование океанической коры могло повторяться неоднократно. Образование континентальной коры происходит и происходило в геологическом прошлом в зонах субдукции в структурах типа островных дуг благодаря процессам переплавления литосферных плит и извержению огромных масс главным образом андезитовой пирокластики. Ее средний химический состав близок к среднему химическому составу континентальной коры.

Процесс формирования земной коры из вулканических силикатных продуктов в течение геологической истории Земли был сопряжен с одновременным образованием гидросферы и атмосферы Земли из вулканических газов. Но если нет возможности говорить об эволюции процессов вулканизма в течение геологического времени, то эволюция гидросферы и атмосферы запечатлена в осадочных породах. Древнейшие обнаруженные к настоящему времени осадки имеют возраст около 3,8 млрд. лет и представлены бурыми железняками, возможно, аналогичными тем, которые осаждаются ныне в некоторых подводных кратерах и кальдерах. Наличие в древнейших осадках Земли «недоиспещенных» кислородом минералов говорит в пользу отсутствия или очень незначительного содержания кислорода в докембрийской атмосфере и гидросфере. Относительно широкое распространение в докембрии доломитов по сравнению с известняками свидетельствует об их химическом осаждении и, следовательно, о высоком содержании в гидросфере и атмосфере докембрия вулканической углекислоты.

Эволюция гидросферы и атмосферы в течение геологической

истории происходила в направлении от вулканических кислых растворов и дымов к современному их составу. При этом резкий скачок в их эволюции произошел благодаря возникновению жизни — этого важнейшего геологического фактора — и связанного с ней процесса фотосинтеза.

Уже из того что вулканизм сыграл главную роль в формировании земной коры, гидросферы и атмосферы, следует прямая или косвенная связь с ним полезных ископаемых и, в частности, руд. Действительно, с вулканизмом так или иначе связано образование руд золота, серебра, железа, марганца, полиметаллов, серы и т. д. Взятые непосредственно из базальтового расплава магматические газы содержат высокие концентрации металлов. С современным вулканизмом связано образование многих рудопроявлений и даже промышленных месторождений. Основное их число однако обусловлено процессами древнего вулканизма. Из числа вулканогенных месторождений большую группу составляют вулканогенно-осадочные месторождения. В их формировании в истории Земли намечается определенная эволюция.

В результате изучения извержений вулканов Тятя на о. Кунашир (Курильские острова) в 1973 г. и Плоский Толбачик на Камчатке в 1975—1976 гг. установлено интересное явление выноса с пеплами дисперсных углеводородов, в том числе нефтяного характера. Общее количество вулканогенных

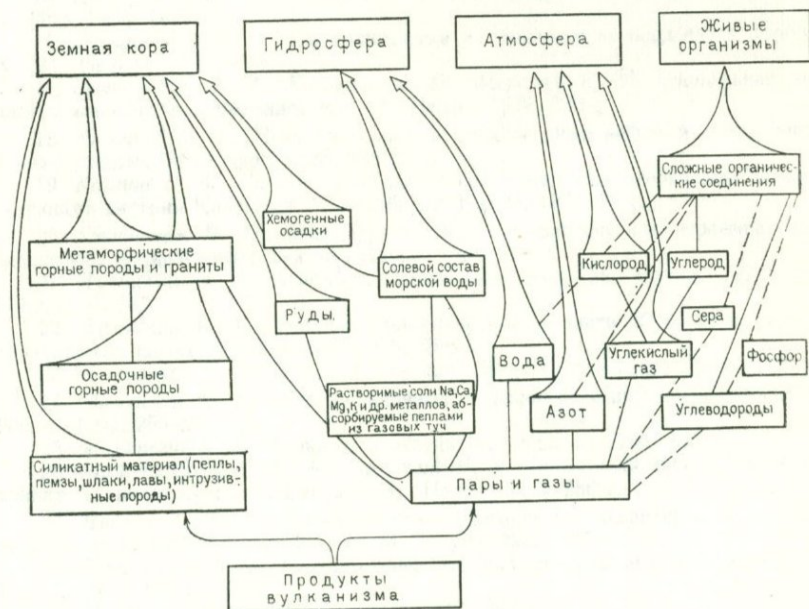


Рис. 46. Схема эволюции продуктов вулканизма

углеводородов, поступающих на поверхность Земли в течение одного крупного извержения, достигает миллионов тонн.

Обнаружение этого явления говорит о том, что проблема связи образования природных углеводородов с вулканическими процессами заслуживает самого серьезного внимания.

Роль вулканизма в возникновении жизни двояка. Во-первых, вулканизм создал ту среду, в которой могла возникнуть и развиваться жизнь. Во-вторых, во время вулканических извержений образовывались сложные органические соединения, дальнейшая эволюция которых с течением времени привела к возникновению первых живых организмов (рис. 46).

Итак, суммируя все факты, изложенные в этой книге, мы приходим к главному выводу:

вулканизм есть форма развития Земли.

Учитывая уже известные данные о вулканизме других планет Солнечной системы, мы можем сформулировать главный вывод и в более общем виде:

вулканизм есть форма развития планет.

Эпиграфом к заключению автор взял изречение Гераклита: «Первоначало всего существующего — огонь». Суть концепции, изложенной в этой книге, можно выразить аналогичными словами: первоначало всего существующего на Земле и на планетах Солнечной системы — огонь вулканических извержений.

1. *Базальты плато*. М., Наука, 1964. 136 с.
2. *Балеста С. Т.* Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М., Наука, 1981. 134 с.
3. *Бернал Д.* Возникновение жизни. М., Мир, 1969. 277 с.
4. *Бутузова Г. Ю.* Современный вулканогенно-осадочный железорудный процесс в кальдере вулкана Санторин (Эгейское море) и его влияние на геохимию осадков. М., Наука, 1969. 114 с.
5. *Виноградов А. П.* Химическая эволюция Земли. М., Наука, 1959. 43 с.
6. *Влияние эндогенных факторов на формирование залежей нефти и газа.* Труды ВНИГРИ. Л. 1978. 148 с.
7. *Вулканизм и рудообразование*. М., Мир, 1973. 256 с.
8. *Вулканические серные месторождения и некоторые проблемы гидротермального рудообразования*. М., Наука, 1971. 301 с.
9. *Вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения*. М., Изд-во МГУ, 1978. 279 с.
10. *Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачикском извержении 1975—1976 гг.* Под ред. С. А. Федотова, Е. К. Мархинина. М., Наука, 1978, 255 с.
11. *Геология и петрография трапповых формаций*. М., Изд-во иностр. лит., 1950. 316 с.
12. *Геохимия современных поствулканических процессов*. М., Мир, 1965, 174 с.
13. *Глобальные палеовулканологические реконструкции*. Новосибирск, Наука, 1979. 112 с.
14. *Губкин И. М.* Учение о нефти. М.—Л., ОНТИ НКТП, 1937. 459 с.
15. *Джекобс Дж. А., Рассел Р. А., Уилсон Дж. Т.* Физика и геология. М., Мир, 1964. 481 с.
16. *Дзоценидзе Г. С.* Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., Недра, 1969. 343 с.
17. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., Недра, 1976, 232 с.
18. *Калинко М. К.* Неорганическое происхождение нефти в свете современных данных. М., Недра, 1968. 336 с.
19. *Карпов Г. А., Павлов А. Л.* Узон-Гейзерная гидротермально рудообразующая система Камчатки. Новосибирск, Наука, 1976. 88 с.
20. *Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А.* Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., Наука, 1965. 368 с.
21. *Лучицкий И. В.* Основы палеовулканологии. М., Наука, 1971, т. 1, 479 с, т. II, 382 с.
22. *Лучицкий И. В.* Древние вулканические области Южных материков в фанерозое. Новосибирск, Наука, 1978. 296 с.
23. *Макаренко Г. Ф.* Базальтовые поля Земли. М., Недра, 1978. 148 с.
24. *Мархинин Е. К.* Роль вулканизма в формировании земной коры. М., Наука, 1967. 255 с.
25. *Мархинин Е. К.* Вулканы и жизнь. М., Мысль, 1980. 200 с.
26. *Милановский Е. Е., Короновский Н. В.* Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М., Недра, 1973. 280 с.
27. *Набоко С. И.* Металлоносность современных гидротерм в областях тектоно-магматической активности. М., Наука, 1980. 199 с.
28. *Наливкина Э. Б.* Офиолитовые ассоциации раннего докембрия. М., Недра, 1977. 183 с.
29. *Наука об океане*. М., Прогресс, 1981. 392 с.
30. *Новая глобальная тектоника*. М., Мир, 1974. 471 с.
31. *Опарин А. И.* Материя→жизнь→интеллект. М., Наука, 1977. 205 с.

32. *Основы космической биологии и медицины*. Под общей ред. О. Г. Газенко (СССР) и М. Кальвина (США). Т. I. М., Наука, 1975. 425 с.
33. *Палеовулканизм Урала*. Изд. ИГиГ Ур. фил. АН СССР. Свердловск, 1968. 184 с.
34. *Проблема неорганического происхождения нефти*. Киев, Наукова думка, 1971. 204 с.
35. *Проблемы геологии и геохимии эндогенной нефти*. Киев, Наукова думка, 1975. 204 с.
36. *Пушаровский Ю. М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., Наука, 1972. 222 с.
37. *Ранняя история Земли*. М., Мир, 1980, 620 с.
38. *Руттен М.* Происхождение жизни. М., Мир, 1973. 411 с.
39. *Светов А. П.* Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л., Наука, 1979. 208 с.
40. *Серафимова Е. К.* Минералогия возгонов вулканов Камчатки. М., Наука, 1979. 168 с.
41. *Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. М. Недрa, 1976. 688 с.
42. *Современное гидротермальное рудоотложение*. М., Мир, 1975. 280 с.
43. *Современные минералообразующие растворы*. Тез. докл. симпозиума 26—30 июня 1970 г. Петропавловск-Камчатский, 1970. 77 с.
44. *Современный вулканизм*. М., Наука, 1966. 276 с.
45. *Страхов Н. М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.
46. *Фокс С., Дозе К.* Молекулярная эволюция и возникновение жизни. М., Мир, 1975. 374 с.
47. *Хейсканен К. И., Голубев А. И., Бондарь Л. Ф.* Орогенный вулканизм Карелии.— Тр. Ин-та геологии Карельского фил. АН СССР, 1977, вып. 36. 216 с.
48. *Чекалюк Э. Б.* Термодинамические основы теории минерального происхождения нефти. Киев, Наукова думка, 1971. 256 с.
49. *Эволюция вулканизма в истории Земли*. М., Наука, 1974. 448 с.
50. *Abstracts 1981 IAVCEI SYMPOSIUM — ARCvolcanism*. August 28—September 9, 1981. Tokyo and Nakone, Japan, p. 420.

Предметный указатель

- Андезиты** 56, 58
Астеносфера 19
Атмосфера 178
— Венеры 17
— Марса 16, 17
— Нептуна, Ирана и Юпитера 17, 18
Аэрозоли вулканические 182, 183
Базальты Луны 8, 9
— океанические 55
— островных дуг 58
— платформенные 56
Бомбы вулканические 60, 61
Взрывы вулканические 37
— вертикальные 37
— косые 37
— крутонаклонные 37
— механизм и энергия 41
Вода вулканическая 66, 181
— морская, солевой состав 174, 175
Возгоны вулканические 182, 185
«Волосы Пеле» 61—64
Вулканизм
— докембрия 102
— интенсивность 152, 153
— кайнозой 127
— мезозой 122
— океанов 134
— палеозой 114
Вытяжки водные из пепла 175
Газы вулканические 64
— компоненты рудные 181
— соотношения количественные с силикатами 165
— состав общий 66
— углеводородный 233
Границы сейсмические 19
Дайки 35
Дуги островные 26
Жерла вулканические 35
Зоны рифтовые
— внутриконтинентальные 29
— срединноокеанических хребтов 21
Извержение вулкана Толбачик 83
— количество извергнутого материала 87
— летучие 97
— продукты силикатные 91
— ход извержения 83
— вулкана Тая 72
— летучие 81
— продукты силикатные 79
— ход извержения 72
Извержения
— классификация 35
— разные 39, 40
— эксплозивные 39
— эксплозивно-экструзивные 40
— эксплозивно-эффузивные 39, 40
Интрузии под вулканами 33
Источники магмы глубинные 61
— промежуточные 33
— периферические 33, 34
Кальдеры венерианские 13
— Ио 14
— марсианские 11
Компоненты рудные
— в возгонах 182
— вынос в атмосферу 192, 193
— вынос с вулканов в море 191
— в гидротермальных растворах 187
— в измененных породах 186
Конкреции железо-марганцевые 214
Концепция литосферных плит 19
Кора континентальная 151
— океаническая 147
— окраинных морей 150
Кратеры вулканические
— лунные 8
— марсианские 10
Лавины каменные 38
Маары 78
Метеориты 15, 162
Моря окраинные 150
Нефть
— гипотезы образования 257
— узонская 250
Пемзы вулканические 61
Пеплы вулканические 61
— катализаторы 100
— образование 41
— удобрение 179
Потоки
— агломератовые 38
— водные 39
— грязевые 39
— лавовые 38
Пояса вулканические 158
Руды вулканогенные
— алюминия 226
— бора 227
— железа 223
— золота и серебра
— марганца 214, 225
— меди, молибдена, вольфрама, олова 218
— ртути, мышьяка и сурьмы 217
— серного колчедана 194
— серы 195
— полиметаллические 209, 219
— фосфора 226
Синтез биогенный органических соединений
— в вулканическом процессе 267
— в экспериментах 263
Столбы вулканические пеплово-газовые 46
— градиенты давлений 48
— химическая обстановка 54
— электрические разряды 49
— химические реакторы 98
— температура и температурные градиенты 47
Структуры рудоконтролирующие 229
Трещины 78
Тучи палящие 38
Углеводороды
— в вулканических газах 232
— в гидротермальных растворах 250
— в древних эффузивных и интрузивных породах 249
— в метеоритах 241
— в современных силикатных вулканических продуктах 238
— особенности состава 240
— предположение о генезисе 243
Фашии вулканические 60
Формации
— вулканогенные 105, 228
— рудоносность 228
Цепи вулканов океанические, внутриплитные 28
Шлаки вулканические 61—64
Эволюция
— атмосферы 179
— вулканизма 145
— гидросферы 176
Явление выноса дисперсных углеводородов 232
Явления, сопровождающие извержения 37

Оглавление

Введение	3
Вулканизм как космическое явление	7
Вулканизм Луны	7
Вулканизм Марса	10
Вулканизм Меркурия	12
Вулканизм Венеры	13
Извержения на Ио	14
Гипотеза вулканического происхождения комет и метеоритов	15
Характерные черты вулканизма отдельных планет	15
Атмосферы планет	15
Современный вулканизм Земли	19
Концепция литосферных плит и распространение областей современного вулканизма	19
Система очаг—вулкан	31
О процессе вулканических извержений	35
Силикатные продукты вулканических извержений	55
Вулканические газы	63
Два примера вулканических извержений и их продуктов	72
Вулканизм в истории Земли	101
Геохронологические шкалы	101
Вулканизм на территории современных континентов	102
Вулканизм в областях, занятых современными океанами	134
Метод актуализма в палеовулканологических реконструкциях	137
Проблема эволюции вулканизма в истории Земли	145
Роль вулканизма в формировании земной коры	146
Роль вулканизма в формировании океанической коры	147
Роль вулканизма в формировании континентальной коры	151
О соотношении вулканического и метеоритного материала в породах земной коры	162
Роль вулканизма в образовании гидросферы и атмосферы	164
Количественное соотношение силикатных продуктов и газов, извергаемых вулканами	165
Вероятная масса воды, вынесенной на поверхность Земли вулканическими извержениями	170
Ювенильные воды, поступающие на поверхность Земли в составе сольфатар и гидротерм	170
Повышение уровня Мирового океана	173
Формирование солевого состава океанической воды	174
Гидросфера в истории Земли	176
Значение вулканических газов для образования атмосферы	178
Вулканизм и образование руд	181
Рудные компоненты в современных вулканических летучих и их производных	181
Современные вулканогенные рудопроявления и рудоотложения	193
Палеовулканизм и рудные месторождения	214
Вулканизм и образование природных углеводородов	232
Явление выноса углеводородов в вулканическом процессе	232
Углеводороды в магматических породах, в гидротермальных растворах и в морской воде над подводными вулканами	248
Приуроченность нефтяных и газовых месторождений к вулканическим поясам, к вулканогенным и вулканогенно-осадочным формациям	252
О возможной роли вулканических процессов в образовании нефтяных и газовых месторождений	257
Роль вулканизма в возникновении жизни	263
Эксперименты по абиогенному синтезу биологических важных соединений	263
Результаты изучения биологически важных органических соединений в ювенильных вулканических продуктах	267
Роль вулканизма в возникновении жизни	274
Вулканы как источник жизненно важных химических элементов	277
Заключение	281
Список литературы	285

3p86z

4774

801

НЕДРА