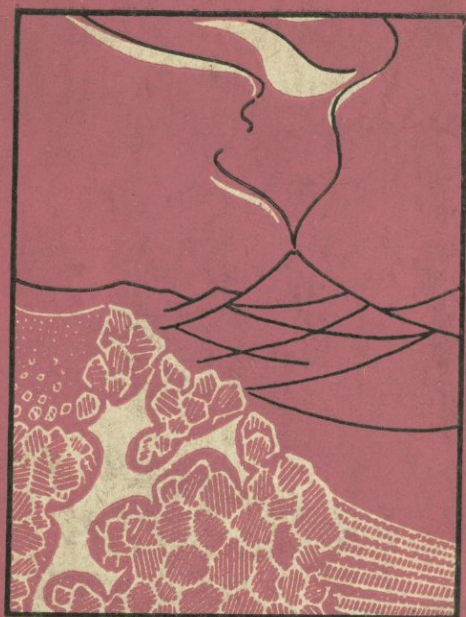


О. Г. БОРИСОВ
В. Н. БОРИСОВА



ЭКСТРУЗИИ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ГАЗО-ГИДРО- ТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

551.2 : 553.065

О. Г. БОРИСОВ, В. Н. БОРИСОВА

ЭКСТРУЗИИ
И СВЯЗАННЫЕ
С НИМИ
ГАЗО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ
ПРОЦЕССЫ

1250
Ответственный редактор К. Н. Рудич

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск-1974



Работа посвящена одному из своеобразных проявлений магматизма на земной поверхности в форме вулканических (экструзивных) куполов. На примерах экструзивного проявления в областях современного вулканизма Камчатки, Курильских островов, Японии, Америки и других районов мира рассматривается положение экструзивных куполов и сопряженных с ними во времени газо-гидротермальных процессов в общем цикле развития вулканов и вулканических зон. Значительное место в работе уделено истории возникновения и развития термина «вулканический» (экструзивный) купол; морфологии, петрографии и химизму экструзивных лав; механизму формирования куполов и явлениям, предшествующим и сопровождающим их образование. Впервые в литературе, посвященной описанию вулканических куполов, приводится большой материал по составу, генезису и дифференциации магматических эманаций и по измененным породам, образованным под воздействием этих эманаций. Работа рассчитана на широкий круг геологов.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящей работе обобщены материалы, характеризующие необычную форму проявления вулканизма в виде выжимания («экструзии») куполов вязкой лавы. Авторы поставили перед собой задачу осветить многообразие условий, которые определяют становление экструзивных куполов и связанных с ними газо-гидротермальных процессов, показать существующие различия между двумя формами эффузивного магматизма: лавовыми потоками и экструзивными куполами.

В многочисленных публикациях последних лет, связанных с общими и частными проблемами магматизма, в той или иной степени находит отражение новое понятие — экструзивный магматизм. И хотя в него подчас вкладывается противоречивое содержание, почти все авторы сходятся на том, что экструзивный магматизм — это форма проявления магматизма вблизи или на земной поверхности, которая отражает определенный этап развития геологических структур. Экструзивный магматизм проявляется в виде поверхностных экструзивных куполов, приповерхностных субинтрузий и малых интрузивных тел. Очень часто субинтрузии и малые интрузии отождествляют с экструзивными куполами, объединяют их под общим термином «экструзии» и рассматривают как форму проявления интрузивного магматизма в приповерхностных и поверхностных условиях Земли. Правильнее же, по нашему мнению, рассматривать экструзивные вулканические куполы как «переходный мост» между интрузивным и эффузивным магматизмом.

При написании работы были использованы материалы личных исследований авторов, в течение ряда лет изучавших современные и молодые экструзивные куполы Камчатки и Курильских островов, а также публикации по экструзивным куполам мира.

Книга состоит из трех частей. Первая часть посвящена историческому обзору возникновения и развития понятия «экструзивный купол». В конце ее дана классификация вулканических куполов в представлении различных исследователей и авторов. Во второй

части рассматривается морфология, состав, механизм образования и геоструктурное положение вулканических куполов. В третьей части охарактеризованы состав и дифференциация вулканических газо-гидротерм, проявляющихся в связи с формированием экстрезий, и их воздействие на породы.

Как отдельные выводы по главам, так и общие выводы основаны на среднестатистической оценке фактического материала по химическому, минералогическому составу и физическим свойствам пород, образующих лавовые потоки и экструзивные куполы.

Авторы отдают себе отчет в том, что они не решили до конца поставленной перед собой задачи, а отдельные выдвигаемые положения дискуссионны и не могут пока рассматриваться как установленные и бесспорные представления. Поэтому авторы заранее признательны читателям за их критические замечания, которые будут учтены при дальнейших исследованиях.

*«Если у вас есть яблоко и у меня есть
яблоко и мы обменяемся этими яблоками,
то у вас и у меня останется по яблоку.
А если у вас есть идея и у меня есть идея
и мы обменяемся этими идеями, то у каж-
дого будет по две идеи».*

БЕРНАНД ШОУ

ВВЕДЕНИЕ

Проявление вулканической деятельности в форме выдавливания (или выжимания) вязкой лавы, образующей экструзивные куполы, можно рассматривать как обычный вулканический процесс, когда один вид извержения сменяется другим. Так, например, спокойная сольфатарная или фумарольная деятельность на вулкане может смениться продолжительной или кратковременной взрывной деятельностью с выбросом шлаков или пепла, затем спокойным излиянием лавовых потоков или выдавливанием вязкой лавы. Последовательность процесса может нарушаться, но смена форм извержения присуща любому проявлению вулканизма.

По химическому и минералогическому составу, отчасти структуре и текстуре лавы куполов почти аналогичны лавам, образующим потоки и пирокластические отложения. В то же время им присущи определенные черты, сближающие их с субвулканическими телами, т. е. интрузиями, залегающими на небольшой глубине и в момент образования имеющими сообщение с земной поверхностью. Экструзивные куполы, также как лавовые и пирокластические потоки, могут формироваться в центральном кратере вулкана, на его склоне или у основания; не исключается образование куполов и на некотором удалении от центральных вулканических построек в виде ареального извержения по единичным подводным каналам или трещинам. Но они никогда не образуются там, где отсутствуют хотя бы следы вулканизма.

В свое время Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1955) писал, что тесная связь вулканизма и плутонизма (т. е. процессов эффузии и интрузии) отражается в известном параллелизме между типами интрузий и формами вулканических процессов на поверхности. Например, массовые лавовые излияния и так называемые лавовые (или щитовые) вулканы являются аналогами интрузивных пластов; экструзивные массивы и конуса набухания — аналогами лакколитов, а сложные батолиты, обремененные своим строением повторному

внедрению магмы, нередко дифференцированной, могут быть параллелизованы с слоистыми вулканами.

Видимо типы интрузий и формы вулканических извержений определяются какими-то общими физико-химическими процессами, происходящими в магматическом очаге — едином источнике как интрузивной, так и эффузивной магмы. Рассматривая субвулканическую интрузию как вулканический очаг в стадии консолидации, а выжимание вязкой экструзивной лавы как завершающий этап определенного магматического цикла развития вулкана, невольно должны прийти к выводу, что такую форму вулканизма, как экструзивный купол, можно не только параллелизовать с «типом интрузии» (например, лакколитом), но и считать, по-видимому, переходным мостом между двумя формами магматизма. В этой трактовке вопроса безусловно много спорных положений, но на некоторые из них можно дать вполне аргументированный ответ.

Определяя экструзивные куполы как переходную форму, необходимо прежде всего выявить черты общности и различия, проявляющиеся между вулканическими куполами и субвулканическими интрузиями, с одной стороны, и лавовыми потоками — с другой. Решение одной из поставленных задач почти автоматически дает ответ на другую. Поэтому был избран более обоснованный с фактической стороны, а, соответственно, и более надежный вариант решения: показать на примере современного вулканизма различия между двумя формами его проявления — экструзивными куполами и лавовыми потоками.

Современный вулканический процесс в форме экструзивных куполов подтверждается многочисленными примерами. Так, на трех вулканах южной части Ключевского дола (сопки Удины, Зимины, Безымянная) и вулкане Шивелуч (Центральная Камчатка) расположено 42 экструзивных купола; на вулкане Б. Семячик их насчитывается 18, а всего только на 30 действующих вулканах Камчатки и Курильских островов отмечено, по весьма неполным данным, 110 куполов. На вулкане Мефана (Греция) расположено 24 купола, в районе Лассен — Пик (Калифорния) — более десятка. Приведенные примеры говорят о большей насыщенности современных вулканов экструзивными куполами. Широкое развитие экструзивных куполов в Охотско-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе подтверждает предположение, что и в более ранние геологические эпохи экструзивная деятельность была распространена в вулканических провинциях не в меньшей степени.

В работах Х. Вильямса (Williams, 1932), Р. Лейдена (Leyden, 1936), В. И. Влодавца (1954, 1958), А. А. Меняйлова (1955), Б. И. Пийпа (1956) и др. дана довольно подробная характеристика морфологии, петрографического и минералогического состава, отчасти физических свойств и некоторых особенностей формирования вулканических куполов. И в то же время мало внимания уделено их связи с магматизмом в общем геоструктурном плане проявления вулканизма. Частично этот пробел восполнил Р. Лейден, отметивший весьма интересную связь куполов с вулканами различных

типов. Из 206 рассмотренных им куполов со стратовулканами связано 76, с туфовыми вулканами — 25, с большими лавовыми излияниями — 38, и с прочими сложными вулканами — 67.

По нашим подсчетам на 30 действующих вулканах Камчатки и Курильских островов из 110 описанных и отмеченных куполов 89 связаны со стратовулканами и 21 — со сложными вулканами, в частности, с вулканами-кальдерами. Таким образом, из 316 куполов мира 253 купола связаны со сложными вулканами с длительным циклом развития.

Накопленный за последние десятилетия фактический материал по современным и отчасти молодым вулканическим куполам вполне мог быть использован в практике повседневных геологических исследований, но, однако, не нашел широкого применения. С развитием палеовулканологии интерес к современным вулканическим процессам необычайно возрос. Этому способствовали, по крайней мере, две причины. Во-первых, изучение современных вулканических процессов дает в руки исследователя ключ к пониманию процессов вулканизма, проявлявшихся в более ранние геологические эпохи. Во-вторых, на молодых потухших вулканах и в вулканических районах молодых и древних складчатых областей некоторые магматические тела обнаруживают не только морфологические признаки современных экструзивных куполов, но нередко являются рудоконтролирующими и рудовмещающими структурами. Применяя принцип геологического актуализма при сопоставлении древних и молодых экструзивных куполов, палеовулканологи пытаются восстановить условия гидротермальных проявлений, которые привели к формированию измененных пород типа вторичных кварцитов. Еще в 1954 г. Н. И. Наковник писал, что формирование широких полей вторичных кварцитов более отвечает проявлениям постмагматических процессов приповерхностного вулканизма — циркуляции и рассеянию газо-гидротерм на огромных площадях — и менее согласуется с эффектом гидротермальных процессов, связанных с глубинными интрузиями. Кроме того, он подчеркивал, что вторичные кварциты чаще всего находятся в жерловой и околожерловой фациях, у выхода горячих источников и вблизи малых интрузий, представляющих собой близповерхностные внедрения, так называемые вулканические (субвулканические. — Прим. авторов) интрузии.

Районы проявления интенсивного вулканизма, особенно современного, дают богатый материал, иллюстрирующий образование измененных пород в связи с экструзивными куполами. Действительно, анализ материала по измененным породам типа вторичных кварцитов на действующих и молодых вулканах районов современного вулканизма показал, что в большинстве случаев они распространены на вулканах с экструзивными куполами. Особенно четко эта пространственная связь прослеживается в вулканической зоне Корякско-Камчатско-Курильской дуги. Из 34 активно действующих вулканов этой зоны, для которых характерна интенсивная газо-гидротермальная деятельность и современные процессы формирования зонально измененных пород, часто с элементами рудо-

образования, гидротермальная деятельность на 27 вулканах прямо или косвенно связана с экструзивными куполами. Пространственная связь измененных пород с экструзивными телами неоднократно отмечалась Г. М. Власовым, М. М. Василевским (1964), С. И. Набоко (1963) и др. Вопрос о их генетической связи до последнего времени практически не рассматривался. И не будет большой ошибкой отметить, что пальма первенства в вопросе «генетической связи», как ни странно, принадлежит в какой-то мере палеовулканологам. Отсюда вполне понятно, что термины «экструзия», «экструзивные породы», «экструзивные процессы» нашли широкое применение в палеовулканологии. Но если вулканологи в термин «экструзия» вкладывают вполне определенное понятие — вулканический купол, т. е. магматическое тело, образованное на земной поверхности выдавливанием вязкой малогазоносной лавы, то палеовулканологи часто отождествляют термин «экструзия» с понятиями субинтрузия, малая интрузия, некки и даже дайки гипабиссальных пород. В этом случае теряется сущность рассматриваемой проблемы.

Сейчас мы можем констатировать, что «экструзии» заняли прочное место в группе субинтрузивных пород вулканогенных формаций в вулканических зонах островных дуг и окраинных поясов (Власов, 1963). Почти одновременно появился новый термин «экструзивный магматизм», отражающий специфические геоструктурные и геохимические условия проявления экструзивной деятельности, отличные от интрузивного и эффузивного магматизма. Этот факт, как отмечает Г. М. Власов, обусловлен, по-видимому, тем, что вулканология совместно с палеовулканологией призвана сейчас решать ряд важнейших вопросов в геологии. К числу их относятся: 1) выяснение связи интрузивных и эффузивных процессов; 2) отношение современной гидротермальной деятельности к гидротермальному рудообразованию; 3) о фациях вулканогенных пород. Не исключено, что в свете этих проблем немаловажное значение принадлежит экструзивному магматизму, как возможной переходной форме от интрузивной деятельности к эффузивной в едином вулcano-плутоническом комплексе.

Процесс формирования газо-гидротерм, а соответственно и рудообразования, во многих случаях можно рассматривать как завершающее звено сложной эволюции магматического очага. Формирование экструзивных тел также отвечает определенному этапу эволюции магматического очага в стадию орогенеза. Различаются два генетических типа эффузивов. К первому относятся эффузивы, образующиеся в результате прорыва на поверхность недифференцированной магмы из глубинных подкоровых очагов. Второй тип эффузивов образуется в результате проникновения на поверхность дифференцированной магмы из относительно неглубоко расположенных (периферических) очагов. Есть основание считать, что экструзивная лава во многом является продуктом именно этой магмы. Дифференциация магмы и начало ее кристаллизации сопровождаются обильным газоотделением, что и обуславливает интенсивную

газо-гидротермальную деятельность, которая сопровождает формирование экструзивных тел, с чем и связано образование измененных пород вокруг куполов. Одним из признаков «экструзивного магматизма» является тесная связь экструзивных тел с газо-гидротермами, состав которых отражает не только тип лав, формирующих экструзивные куполы, но и геолого-структурную обстановку становления магматического очага — источника экструзивной лавы.

Условиям образования экструзивных куполов и связи с ними газо-гидротермальных процессов, а также некоторым вопросам геоструктурного положения куполов в районах современного вулканизма и посвящена настоящая работа.

КРАТКИЙ ОБЗОР ВОЗНИКНОВЕНИЯ
И РАЗВИТИЯ ПОНЯТИЯ «ЭКСТРУЗИЯ»

ГЛАВА I

ВОЗНИКНОВЕНИЕ ПОНЯТИЯ «ЭКСТРУЗИЯ»

В процессе изучения природных явлений возникают определенные понятия, смысл которых закрепляется в словах-терминах, первоначально употребляемых обычно в строго этимологическом смысле. В процессе эволюции исследований термины могут изменяться, хотя исследователи продолжают вкладывать в них прежние понятия. Изменение терминологии не может решить изучаемый вопрос. Поэтому в большинстве случаев целесообразно сохранить наиболее употребляемый (а часто и наиболее ранний) термин. Нередко наблюдается обратное явление — терминология не изменяется, изменяется понятие, которое не всегда в должной мере отвечает общепринятой терминологии. Высказанное полностью касается термина «экструзия», что и обусловило появление настоящей главы.

Впервые в отечественной и мировой геологической литературе термин «экструзия» применил к вулканическим телам, образованным вязкой лавой, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1915, 1933). При этом он четко отделял экструзивную форму вулканических процессов от эффузивной. Под «экструзией» он понимал процесс возникновения таких вулканических аппаратов, в образовании которых участвуют не взрывы, а лишь напор лавы; это такие же моногенные, часто лавовые образования, как интрузивные массивы, но достигшие земной поверхности. Рассматривая механизм образования экструзивных конусов (куполов.— **Прим. авторов**) и разбирая взгляды различных исследователей, он становится на точку зрения пассивности вулканических образований и активности дислокационных усилий. Таким образом, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг впервые рассматривает экструзивные куполы с точки зрения их генезиса и в термин вкладывает не только морфологический, но и генетический смысл. Однако, несмотря на такое четкое для того времени определение, этот термин в геологии не «прижился», а в вулканологии он сохранился как «экструзивный» или «вулканический купол».

В свое время некоторые исследователи обратили внимание на вулканические «постройки», образованные извержением вязкой лавы, такие как трахитовые куполы о. Асенсьён, обсидиановые иглы вблизи Моно-Лайк или большие дацитовые куполы Лассен (Калифорния). Впервые термин «вулканические куполы» к колоколообразным выступам (protrusions) трахитов в Оверне применил Г. П. Скроп (Scrope, 1825, 1872). Он предположил, что их происхождение сравнимо в способе образования с небольшими мамелонами (mamelons) вязкой лавы, которые видел С. Винсент на о. Бурбона. При изучении вулканических куполов применялись термины, отражающие не только морфологические особенности их строения. Так, Ф. Фуке (Fouque, 1879) в описании глыбового купола («blocky dome») Георгиус (Санторина) предложил термин «гомогенный комулятивный вулкан». В то же время А. Штюбель (Stübel, 1901), изучавший куполы в Колумбии и Эквадоре, назвал их просто «гомогенными вулканами». К. Шнейдер (Schneider, 1911) все вулканы классифицировал по их геометрическим формам. Поэтому вулканические куполы, имеющие различную морфологическую форму, были включены в различные подзаголовки. Например, крутостенную куполообразную протрузию Гран Пюи в Оверне он отнес к «Tholoiden», а иглы типа Мон-Пеле включил в подзаголовок «Beloniten». В такой же обобщенной классификации вулканов, предложенной Ф. Вольфом (Wolff, 1914, 1929), все вулканические куполы отнесены к чисто лавовым вулканам. В структурном смысле термин «Staukuppe» — выжатый купол («plug dome») — применил А. Берта (Berget, 1927) при описании роста купола Мон-Пеле в 1902—1903 гг. А. Л. Дей и Е. Т. Аллен (Dey a. Allen, 1925) термин «plug dome» применили к куполу, образовавшемуся на дне кратера Лассен-Пик в 1914—1917 гг.

Во французской и немецкой литературе к вулканическим куполам («протрузиям»), характеризующимся своей большой высотой в сравнении с основанием (типа иглы Мон-Пеле), применялись различные термины: aigüilles, pitons, Beloniten, Felsnadeln, Felszähne, Felszacken. Как полагает Х. Вильямс (Williams, 1932), это можно объяснить тем, что различия между «иглами» и «куполами» в значительной степени произвольные. В русской литературе, следуя традициям английских и американских петрографов, для обозначения вулканических пород вообще иногда применялся и сейчас еще применяется термин «экструзивный» (Наковник, 1964). К настоящим же экструзивным формам, образованным вязкими лавами, у нас чаще всего применяли термин «купол», хотя, как отмечает А. А. Меняйлов (1955), они не всегда соответствовали форме купола.

Х. Вильямс (1932), обобщив имевшийся до него материал по вулканическим куполам, пришел к выводу, что наиболее приемлем термин «купол» («dome»), который ограничивается вполне определенным понятием — крутостенная протрузия вязкой лавы, формирующая более или менее куполообразные массы (тела) около своих жерл (вулканических каналов). Р. Лейден (Leyden, 1936),

в общем придерживаясь точки зрения Х. Вильямса, к куполам и родственным им образованиям относит вулканические сооружения, которые возникли в результате одноактного выжимания вязкой или почти твердой лавы из подводящего канала. Он считает, что повторение вулканических извержений в одном и том же канале, какое наблюдается у стратовулканов, невозможно. (Такое утверждение, как покажем дальше, лишено основания.) При этом он считает, что основной формой («экструзии» — **Прим. авторов**) является купол напора («Staukuppe»), а его крайними формами, смотря по вязкости магмы, — лавовые натеchnые куполы («Quellkuppen») и твердые протрузии (обелиски).

Б. И. Пийп (1937, 1941), уделяя серьезное внимание разделению эффузий и экструзий, придерживается в общем терминологии Х. Вильямса. В то же время, судя по описанию, данному им для «Геологического словаря» (т. 1, 1955), вместо термина «купол» он предлагает термин «куполовидный вулкан», вкладывая в него как морфологический, так и генетический смысл. В. И. Влодавец (1954) при описании вулканических терминов определяет купол как «экструзивные образования, имеющие куполообразную форму высотой от нескольких метров до 700—800 м, с достаточно крутыми склонами (до 40° и более); они образуются в результате выжимания из каналов в большинстве случаев вязкой лавы, сопровождаемого или относительно небольшим, или наоборот, весьма сильным, но пароксизмальным выделением газов, чаще всего в виде одной или нескольких разновидностей горячей тучи». В данном случае, в понятие термина вкладывается не только морфология и механизм становления куполов, но и явления, их сопровождающие. А. А. Меняйлов (1955) наиболее удачным считает немецкий термин «Staukuppen», обозначающий вершину напора или подпора. Отмечая, что термин, состоящий из двух слов, имеет большие неудобства, и отдавая дань традиции, предлагает применять термин «купол», имея при этом ввиду, что подобные образования куполообразной формы весьма редки. И в то же время он предлагает и использует в своей работе собирательные термины: «экструзив», относящийся к телам разной формы, образованным вязкими лавами, и «экструзия» — для обозначения процесса создания этих тел, т. е. отождествляет термины «купол» и «экструзив». Являясь одним из последователей Ф. Ю. Левинсона-Лессинга в вопросе тесной связи проявления интрузивного и эффузивного магматизма, А. А. Меняйлов считает, что экструзивные породы, в отличие от эффузивных и эксплозивных, начинают формироваться в полуглубинных условиях. В самом конце деятельности крупных вулканических очагов, когда магма становится вязкой, лава может не достичь дневной поверхности и застыть на некоторой глубине, образуя тела, подобные неккам, жилам, лакколлитам. В этом случае экструзивные породы следует рассматривать как промежуточные образования между излившимися и глубинными породами, и термины «купол» или «экструзив», хочет того автор или нет, отождествляются с терминами «некк», «жила», «лакколлит» и теряют свой первоначальный смысл.

Мысль об «умирающем вулкане» не нова. Она была высказана С. Поуверсом (Powers, 1916) и Ф. А. Перретом (Perret, 1937). Они, как бы развивая идею о генетической связи куполов, приходят к выводу, что куполы свидетельствуют об угасании вулкана. Таким образом, в понятии термина вулканический (или экструзивный) купол морфологические признаки со временем вполне закономерно начинают ассоциировать с признаками генетическими.

Термины «вулканический купол», «экструзивный купол», как и любые другие полностью или частично узаконенные термины, находят свое место и в официальной геологической справочной литературе. В виде самостоятельных терминов в «Геологическом словаре» (1955) они не нашли отражения и рассматриваются «вулканический купол» как синоним, а «экструзивный купол» как излишний синоним термина «куполовидный вулкан». Этот термин наиболее соответствует современному пониманию термина «экструзивный купол».

В «Петрографическом словаре» (1963) «вулканический купол» определяется как округлая куполообразная форма экструзивных масс, а «экструзивный конус» и «конус набухания» рассматриваются как синонимы.

Приведенный обзор становления термина «экструзивный купол» показывает, что большинство авторов вкладывает в его содержание два взаимосвязанных понятия, одно из которых отражает морфологию тела, а второе — механизм его образования. И это вполне естественно. Например, куполовидную или конусообразную форму могут иметь шлаковые конусы, сложенные эксплозивной лавой, а форму шлакового конуса — глыбовый вулкан, полностью образованный брекчией растрескивания и разламывания медленно выдавливаемой вязкой лавы. Иглы, обелиски, скалистые гряды также образованы выдавливанием вязкой лавы, но они не имеют формы куполов в момент их становления. В то же время правильная куполообразная форма характерна для мамелонов — натечных куполов, образованных натеканием один на другой относительно вязких лавовых потоков. Поэтому не удивительно, что в обширной вулканологической как отечественной, так, частично, и зарубежной литературе последних лет укрепился двойной термин «экструзивный купол», содержание которого более или менее полностью отражено в описании термина «куполовидный вулкан». Кстати, последний не нашел применения ни в вулканологической, ни, тем более, геологической литературе. Поэтому его было бы более правильным рассматривать как синоним термина «экструзивный» или «вулканический купол».

Особенно широкое понятие в одиночные термины «экструзия» и «экструзив» вкладывается геологами, работающими в областях развития мелового и более древнего вулканизма. Как они полагают, в зонах широкого развития, в частности, кислого вулканизма «экструзивы» являются переходными от глубинных к излившимся породам не только по типу проявления магматизма (лакколиты, штоки, жилы, нейки, экструзивные купола). Они несут в себе при-

знаки как интрузивных, так и эффузивных пород. Применение этих терминов без соответствующих оговорок было бы приемлемым, если бы они отражали старые понятия. Но поскольку они не могут быть отождествлены с прежней терминологией, вряд ли целесообразно называть малоглубинные (субвулканические) интрузии, а тем более дайки и штоки «экструзивами». Ведь этот термин означает не форму тела и его положение, а механизм извержения.

Не отрицая определенной связи экструзивной лавы с магмой, образующей субвулканические тела, обращаем серьезное внимание на применение терминологии, что особенно важно для геологов производственных организаций, работающих в районах проявления раннего вулканизма, где вулканические образования типа «экструзивных куполов» во многом потеряли свои первоначальные черты, и чисто механический перенос терминов из современной вулканологии может оказать «медвежью» услугу исследователям.

Термин «экструзивный купол» возник на вполне конкретной основе. Его смысловая эволюция закономерна и отражает определенные этапы процесса познания вулканических извержений и явлений, им сопутствующих, что позволяет в настоящее время дать обобщающее понятие, вкладываемое в термин «экструзивный купол» большинством исследователей-вулканологов.

Экструзивный купол (Extrusive dome) моногенное вулканическое тело, иногда с explosивно-эффузивным кратером или кратером проседания на вершине, более или менее правильной куполо- или конусообразной формы с крутыми склонами, образованное выжиманием (экструзией) вязкой или почти твердой, малогазоносной лавы из относительно узкого подводящего канала или трещины. Экструзивный купол является продуктом одно- или многоактного процесса извержения и характеризуется сравнительно низкой температурой образования. Экструзивные куполы часто наблюдаются в центральном кратере и в виде сателлитов на склоне и у подножья вулкана; нередко имеют независимое происхождение, проявляясь вдали от последнего на региональных трещинах. В этом случае экструзивные куполы генетически связаны с родственными шлаковыми конусами, с которыми иногда встречаются совместно как производные одной и той же формы вулканизма — площадного или ареального. Местоположение купола наряду с вязкостью лавы во многом определяет его морфологию: на крутых склонах возможны куполы с лавовыми языками. Экструзивным куполам свойственны следующие признаки: 1) однородное массивное строение; усложненное блоковыми подвижками по радиальным, концентрическим или неправильной формы трещинам в теле купола вплоть до выдавливания «игл», «обелисков», «гребней»; 2) наличие на склонах и особенно у подножия мощного шлейфа первичной брекчии («Bléches d'écroulement»), образовавшейся в результате растрескивания и разламывания очень вязкой лавы, часто ассоциирующейся со вторичной брекчией (брекчией разрушения), образующейся в процессе эрозии купола; 3) среднее отношение диаметра основания к высоте равно 2—3; 4) существование

в большинстве случаев четко выраженной флюидалной полосчатости; 5) наличие горизонтальной и (или) вертикальной структурной зональности: от микролитовой в центре до стекловатой или пемзовидной в краевых частях; 6) крупная порфировая и серийно-порфировая структура лав; 7) состав лав от риолитов и трахитов до кислых андезитов и даже до андезито-базальтов и базальтов; 8) лавы экструзивных куполов, расположенных на склонах и у подножия вулканов, часто содержат много ксенолитов вмещающих пород постройки или фундамента вулкана (до 40%); 9) выдавливание лавы часто предшествуют и (или) сопровождают явления различной степени интенсивности, но почти всегда параксизмального, выделения газов, чаще в виде одной или нескольких разновидностей горячей тучи; не исключены и мощные эксплозивные выбросы (или направленные взрывы) в виде песчано-пепловых и агломератовых потоков; 10) активная стадия формирования купола и постстадия его становления сопровождаются интенсивными, а в отдельных случаях и длительными газо-гидротермальными процессами, приводящими к образованию измененных пород галогенно- и сернокислотного ряда или типа вторичных кварцитов, а также месторождений алунитовых, каолинитовых, серных и колчеданных руд. Экструзивные куполы при последующих циклах деятельности иногда превращаются в стратовулканы. В таких случаях их первоначальное экструзивное ядро может быть похоронено под оболочкой лав и рыхлых отложений.

ГЛАВА 2

КЛАССИФИКАЦИЯ «ЭКСТРУЗИЙ»

Отметим, что вследствие разнообразия условий, при которых образуются вулканические куполы, многие современные исследователи рассматривают каждый вид как отдельный класс, не прибегая к классификации, в которой бы отразились взаимоотношения между классами или видами куполов. Описание и классификация куполов должны основываться прежде всего на их составе и, как на второстепенном признаке, структуре, хотя, например, известны многочисленные структурные группы одного и того же состава. Всеобъемлющие генетические классификации куполов ограничиваются отчасти неполным знанием тех условий среды, при которых происходит их формирование и отчасти сложностью физико-химических реакций, способствующих образованию экструзивной лавы. Несмотря на трудность, связанную с установлением взаимоотношений между различными по химизму куполами, имеется достаточное количество данных по химическому и минералогическому составу, структуре, расположению, интерпретации условий их образования и ряд других. Поэтому любая предложенная классификация или

интерпретация вулканических куполов должна удовлетворять этим накопленным знаниям.

В настоящей главе дан обзор этих общих понятий под разным углом зрения и предложена основа для классификации экструзивных куполов, которая бы обобщила наблюдаемые соотношения между вулканическими куполами.

Описанию формы экструзивных куполов, выделению их типов и видов большое внимание уделяли многие исследователи. Из более ранних работ по вулканическим куполам наибольший интерес представляют сводные работы Х. Вильямса (H. Williams, 1932) и Р. Лейдена (R. Leydan, 1936).

Х. Вильямс все вулканические куполы подразделяет на три типа: 1) выдавливаемые из жерла (выводного канала) (plug domes); 2) растущие существенно за счет расширения изнутри (endogenous domes), т. е. причина роста заложена в них самих; 3) созданные поверхностным излиянием лавы обычно из центрального вершинного кратера (exogenous domes).

Подчеркивая некоторую индивидуальность куполов, Х. Вильямс отмечает, что установить различие между тремя типами роста (становления) в большинстве случаев затруднительно, а в некоторых случаях даже невозможно. Большинство куполообразных структур образуется экзогенно, вытекающей жидкой лавой. Так, среди гавайских вулканов некоторые могут быть классифицированы как «щитовые вулканы», в то же время небольшие конусы часто образуются на поверхности базальтовых потоков за счет расширения газов и могут быть описаны как «tumulí» — лавовый (шлаковый) конус.

За основу классификации вулканических куполов почти все исследователи брали форму и (или) механизм образования, в основе которых лежит вязкость лавы. Не является исключением в этом отношении и классификация, предложенная Р. Лейденом, основанная на классификации Р. Шнейдера (1911) и Ф. Вольфа (1914), которые учитывали, что куполы обычно находятся на платообразных лавовых массах и на стратовулканах и что они могут проявляться в виде первичных, вторичных паразитических и эпигенетических образований.

Р. Лейден в отличие от Х. Вильямса разделяет куполы по форме (каждая форма отражает момент затвердевания лавы) на следующие типы (рис. 1).

1. Обелиск. Отличается плотной структурой с милонитовым колпаком и вертикальным строением; отвердевает перед экструзией очень вязкой лавы. Отношение диаметра основания к диаметру канала близко к единице. Обелиски Мон-Пеле и Санта-Мария.

2. Лавовая пробка. Представляет собой вязкую, плотную по структуре или мелко раздробленную лаву с брекчиевым чехлом; редкая кора; строение вертикальное. Отверждение произошло перед и во время экструзии. Отношение диаметра основания пробки к диаметру канала почти равно или больше единицы. Вулканы Моно Вулкан и Панумкратер (Калифорния).

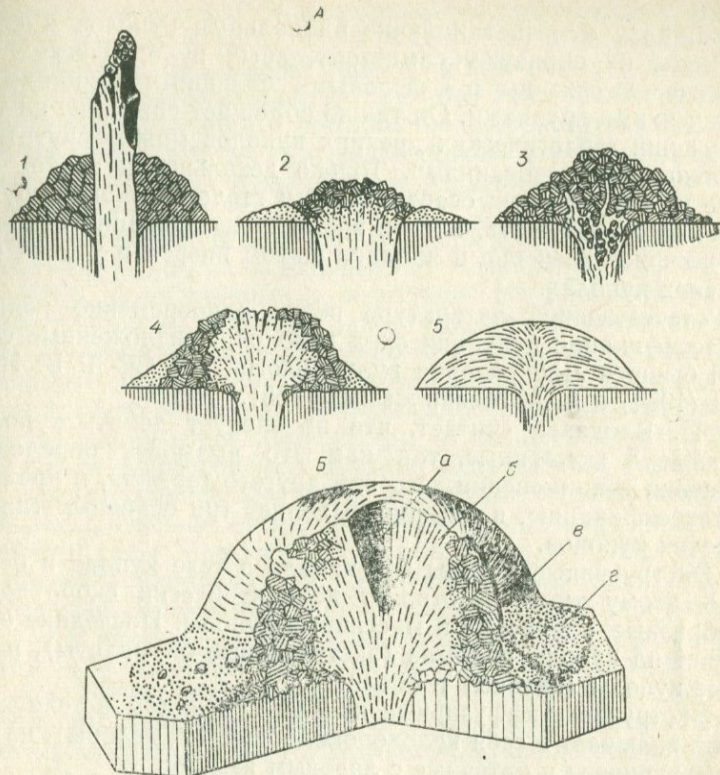


Рис. 1. Типы вулканических куполов. (по R. Layden, 1936).

А — купол: 1 — обелиск, игла; 2 — лавовая пробка; 3 — глыбовый; 4 — напора; 5 — натеchnый. Б — внутреннее строение купола напора с эксплозивным кратером: а — кратер; б — экструзивная лава; в — брекчия формирующегося купола; г — брекчия разрушения.

3. Глыбовый вулкан (первичная брекчия). Автобрекчия с крутостоящими краевыми перевернутыми глыбами. Затвердевание произошло во время экструзии. Диаметр основания больше диаметра канала. Лава средней вязкости. Вулкан Мальберг (Вестервальд).

4. Купол напора (или эндогенный). Состоит из относительно маловязкой лавы с плотным ядром; брекчиевая кора с крутостоящими краевыми перевернутыми глыбами. Затвердевает в течение экструзии и после нее. Диаметр основания больше диаметра канала. Георгиос и Наutilus (Санторина).

5. Натеchnый купол (или экзогенный). Образуется натеканием сквозь относительно узкий канал маловязких лавовых пластов один на другой. Строение лавы в канале вертикальное, а в куполе пологопадающее к периферии. Затвердевание лавы происходит после экструзии. Диаметр основания много больше диаметра канала. Колле Умберта и Каstellа д'Искья.

Р. Лейден отмечает наличие радиальных куполов и считает, что куполы не образуют самостоятельных вулканических форм, а генетически связаны с отдельными большими вулканами или вулканическими группами. Он также обращает внимание на то, что при изучении геологических древних куполов можно спутать их с интрузивными образованиями. Только детальное и точное исследование их структурных особенностей и геологического окружения поможет этого избежать. В свое время классификация Р. Лейдена имела большое значение и явилась шагом вперед в учении о вулканических куполах.

В отечественной литературе почти одновременно появились две классификации вулканических куполов, предложенные сотрудниками бывшей Лаборатории вулканологии АН СССР В. И. Влодавцем (1954) и А. А. Меняйловым (1955).

В. И. Влодавец считает, что не следует делить куполы на эндогенные и экзогенные, так как это вызывает определенные затруднения в применении того или другого термина, и предлагает свою классификацию, в которой выделяет три основных типа вулканических куполов.

1. Экструзивные куполы без канала в теле купола и без кратера. К этому типу он относит концентрически скорлуповатые, веерообразные, скалистые и массивные куполы. Последние он подразделяет на куполы прорыва (экструзивные бисмалиты), пирамидальные куполы (питоны) и обелиски.

2. Экструзивно-эффузивные куполы с каналом в теле купола. Этот тип включает в себя колоколоподобные (мамелоны), натечные перекрывающиеся и натечные с лавовым языком.

3. Экструзивно-эксплозивные куполы с кратером.

Как видно из классификации, в группу «экструзивные куполы» попадают эндогенные куполы с концентрически скорлуповатой (иногда с луковичной), веерообразной (в вертикальном разрезе) структурой, а также скалистые куполы, сильно разбитые трещинами и часто брекчированные. Последние образуются в результате выжимания отдельных скал и скалистых гребней и имеют вид хаотически нагроможденных скал. Массивные куполы образуются в результате монолитных экструзий, при которых сплошные массы вязкой лавы отвердевают перед выжиманием. В зависимости от формы и размеров они подразделяются на куполы прорыва, пирамидальные куполы и обелиски. К натечным перекрывающим относятся куполы, которые образуются в результате выжимания ряда слоев вязкой лавы, перекрывающих друг друга и имеющих в своем теле подводящий канал. Колоколообразные куполы состоят из ряда узких лавовых потоков, образующих очень крутой купол, похожий на колокол. Что же касается экструзивно-эксплозивных куполов, то они представляют собой натечные куполы, вулканическая деятельность которых оканчивалась взрывами с образованием кратеров.

Таким образом, классификация, предложенная В. И. Влодавцем, является обобщающей и в то же время оригинальной.

В ней отражена генетическая сторона классификации Х. Вильямса (по типу становления) и генетически-морфологическая — Р. Лейдена (по форме). Он впервые вводит термин «экструзивный купол», которым заканчивает классификационный ряд вулканических куполов от чисто эффузивных образований до экструзивных, и этим самым подтверждает прямую унаследованность в переходе одного типа проявления вулканизма к другому в зависимости от вязкости лавы.

А. А. Меняйлов также полагает, что необязательно разделять экструзивные куполы (экструзивы, по Меняйлову), как это сделал Х. Вильямс, на эндогенные и экзогенные. Их можно подразделить на несколько видов и притом даже более чем на пять, предложенных Р. Лейденом. Этими видами, по А. А. Меняйлову, пока являются известные образования: Мон-Пеле, Лассен-Пик, Катмай, Сакура-Шима и др. В то же время, систематизируя вулканические аппараты в порядке уменьшения температуры и увеличения вязкости лавы во время их формирования, к типу экструзивных (выжатых или вытолкнутых) куполов он относит эндогенные (вершины набухания) куполы типа Оверни, Мамелот на г. Реньюон и др. и экзогенные (выжатые) типы Мон-Пеле, т. е., он разделяет тип эндогенных куполов («Staukkuppen») Р. Лейдена на два типа: эндогенные и экзогенные. Кроме этого, он выделяет новый тип «отложения обломков и песка» — образования, обусловленные взрывами и выбросами не дошедшей до поверхности земли вязкой лавы; на поверхности образуются воронки взрыва (например, на Шивелуче). В остальном классификация экструзивных куполов полностью идентична классификации Р. Лейдена. Несколько больший интерес, чем сама классификация, представляет высказывание А. А. Меняйлова о месте и эволюции куполов в вулканической области и их прямой или косвенной связи с магматическими очагами отдельных вулканов. В частности, он кроме центральных (терминальных) и боковых (или эксцентричных) выделяет ареальные куполы.

Из последних работ, в которых затрагиваются вопросы классификации экструзивных куполов, представляет интерес работа К. М. Тимербаевой (1967). Описывая морфологию куполов, она одновременно подводит базу под их генетическую и петрохимическую характеристику. Так она отмечает, что из 42 куполов Ключевского дола и вулкана Шивелуч, 41 купол тяготеет к вулканам южной части Ключевского дола и вулкану Шивелуч, обнаруживающих определенную общность по ряду петрохимических признаков, в частности, контаминационных и ассимиляционных. Северные вулканы Ключевского дола, лавы которых обладают несколько иными петрохимическими свойствами, экструзивных куполов практически не имеют (один купол).

Считая, что современная морфология экструзивных куполов определяется не только вязкостью лав во время извержения и механизмом образования, но также степенью эрозионного расчленения, К. М. Тимербаева оспаривает некоторые характеристики, данные Р. Лейденом для куполов, в частности, отношение высоты купола

к диаметру его основания в зависимости от вязкости лав (т. е. от содержания, в основном двуокиси кремния).

Для реставрации типа извержения куполов по их современному строению ею предложена классификация, основанная на морфологии и внутреннем строении куполов. Всего она выделяет четыре типа куполов.

1. Куполы первого типа формируются в результате выжимания вязкой лавы из сравнительно узкого канала. Форма тела куполообразная. Обязательно наличие веерной структуры (грубовеерной). В заключительную стадию извержения в результате обратного оттока расплава в полость канала на вершине купола возникает кратер проседания. Относительно правильная веерная структура в центральной части постройки оказывается нарушенной. Диаметр кратера проседания превышает диаметр подводящего канала. Например, экструзивные куполы вулканов Мал. Удина, Бол. Удина, Бол. Зими́на, Безымянный, Шивелуч.

2. Куполы второго типа аналогичны первым, но рассечены системой даек радиальной или хаотической ориентации. Образование даек происходит в заключительную фазу формирования купола, когда в результате повторных напоров магмы в куполе образуются системы крупных трещин, заполняемых новой порцией расплава. О длительности интервала между формированием купола и инъекцией даек можно судить по различию химического и минералогического состава лав. Экструзивные куполы вулканов Бол. Удина.

3. Куполы третьего типа — выжатые монолиты без признаков веерной структуры (типа батолитов). Иногда не выходят на поверхность и несут на себе породы фундамента, приподнимая их. Отдельность может быть любой кроме столбчато-веерной. Кратер проседания не образуется. Диаметр купола без брекчии почти соответствует диаметру канала. Мантии брекчии обычно более мощные, чем у куполов первых двух типов. Экструзивные куполы «Плотины».

4. Куполы четвертого типа — это те же монолиты, но усложненные дайками. Они формируются в два этапа. Первый — выпирание монолита, второй — внедрение даек. Благодаря относительной монолитности купола, инъекция магмы происходит по контакту купола и его мантии. Возникшие при этом дайки располагаются концентрически. В них развивается отдельность типа «поленицы». Дайки другой ориентировки редки. У куполов с веерной структурой (второй тип) концентрические дайки не образуются.

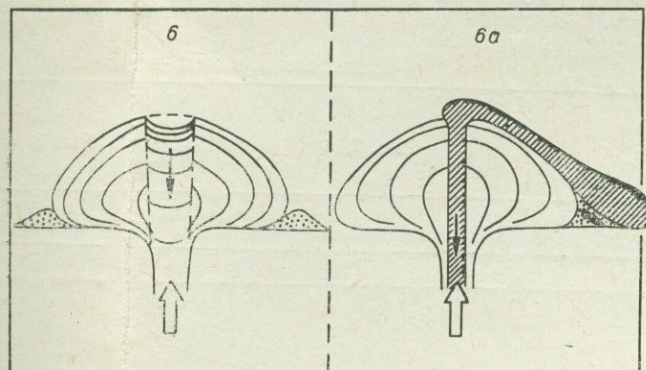
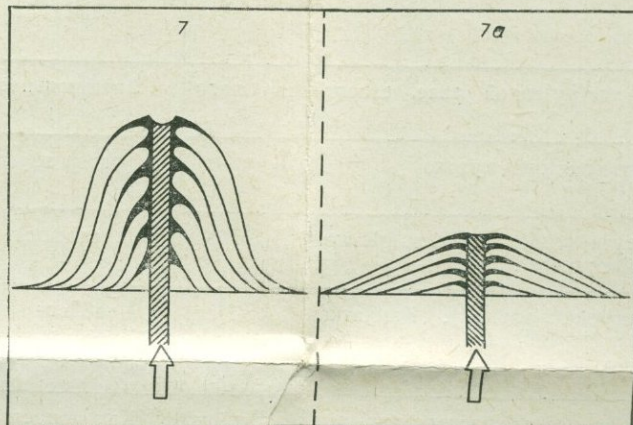
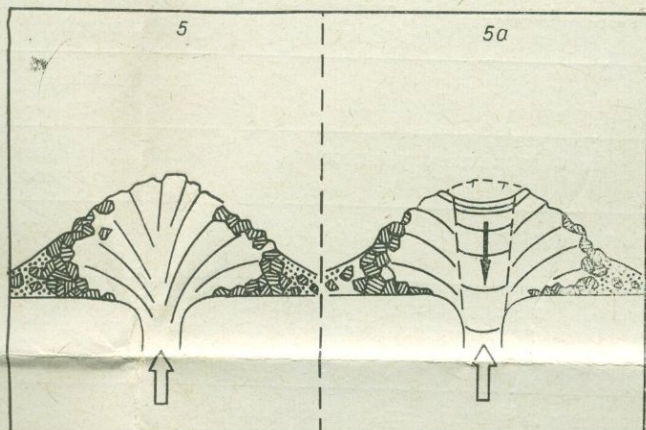
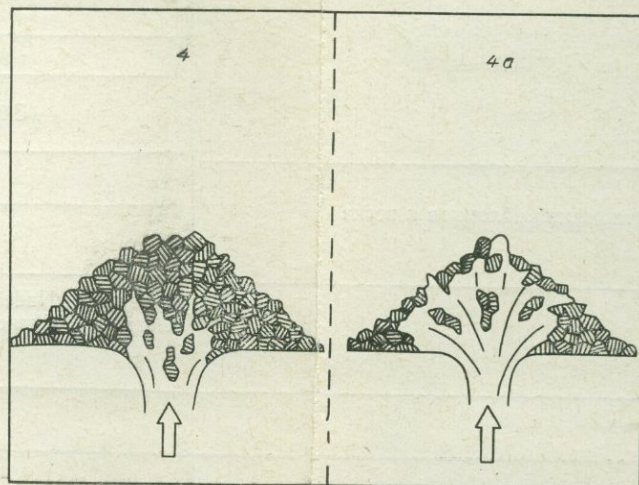
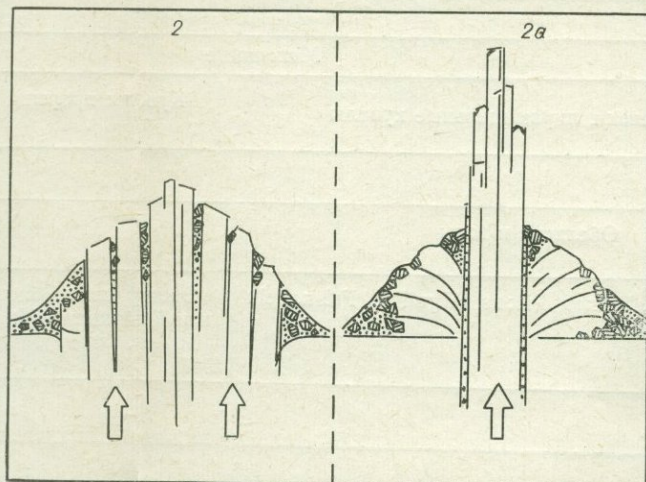
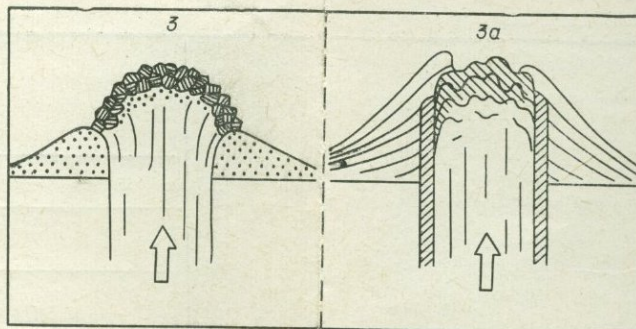
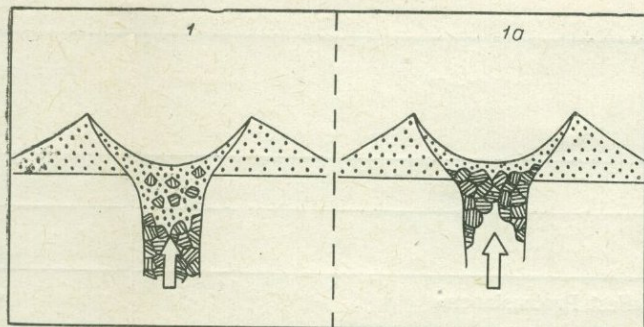
К. М. Тимербаева рассматривает также связь петрохимических особенностей куполов с их расположением относительно главного подводящего канала вулкана.

Определенную зависимость в пространственном расположении куполов отметил Б. И. Пийп (1937), который наблюдал ряд риолитовых тел в Верхне-Еловском районе (Камчатка). По его мнению, эти тела представляют выжатую вдоль разломов гранодиоритовую магму. Данные куполы он отличает от куполов, образованных из вулканических очагов. В каждом конкретном случае через форму, положение и состав экструзивных куполов, видимо, просле-

КЛАССИФИКАЦИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КУПОЛОВ										Таблица 1
Примеры классификаций и терминологии	Классификация предыдущих исследователей и их терминология?		«Craters of Elevation» или «Endogenous» структура (Lyell a. Daubeny)						"Craters of Eruption" или "exogenous" структура	
			«Endogenous», «Crater fillings» — пелейский тип (Dely, 1914)							
			Экструзии — (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, 1915, 1933)							
			«Plug dome» «Endogenous dome» (H. Williams, 1932)						"Exogenous dome"	
			«Fest Protrusionen»	«Lavapfropfen»	«Schollenkrater»	«Staukuppen» i. e. S.				
			(R. Leyden, 1936)						"Quellkuppen" i. e. S.	
			Экструзивные куполы (без канала в теле купола и без кратера)							
			Массивные		Скальные		Веерообразные		Концентрически-скорлуповатые	
			Обелиски, пирамидальные куполы		Куполы прорыва (экструзивные бисмалиты)				Экструзивно — эффузивные куполы (с каналом в теле купола)	
									Колоколоподобные (мамелоны)	
Ряд терми- нов-синони- мов	Отложения обломков и песка	Экструзивные (выжатые или вытолкнутые) куполы						Эффузивные		
		Обелиски и иглы		Лавовые пробки		Первичная брекчия (А. А. Меняйлов, 1955)		Эндогенные и экзогенные		
		Belonite, Nadeln, Spines, Pitons, Alguilles, Felsnadeln, Felszähne, Felszacken		Экструзивный бисмалит (Н. А. Зарицкий, 1947); экстру- зивный лакколит (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, 1955), Plugs, pfropfen, экструзивный батолит (К. М. Тимербаева, 1967)		Глыбовый кратер, Blocky dome, Primarbreccie Вулканический купол (G. Scrope, 1825), Cumulovolkan homogene (F. Fouque, 1879), Staukuppen — Plug dome (A. Bergeat, 1927), Tholoiden (K. Schneider, 1911)		Domberge (A. Stubel, 1901), Endogenous domes. Купол набухания		
								Mamelons, Egsogenous domes, Gutted down, Konide, Kegel		

СВОДНАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ (по О. Г. Борисову и В. Н. Борисовой)															
Тип	Вулканические (DOME, DOWN, KUPPEN, THOLOIDEN)														
Класс	Экструзивные (без канала в теле купола)										Эффузивно-экструзивные		Эффузивные куполы (с каналом в теле купола)		
Вид	Купол взрыва	Обелиск (игла)	Купол-пробка	Эндогенные		Эндогенно-экзогенный	Купол выдавливания — купол паста	Экзогенный	Натечный купол (конус)						
				Глыбовый купол	Купол напора (или подъема)										
Момент становления	До экструзии	До экструзии	До и во время экструзии	Во время экструзии	Во время и после экструзии										
Структура	Обломочная	Плотная, без коры и с милонитовым чехлом	Плотная, мелкораздробленная, с брекчиевым чехлом и редкой корой	Автобрекчия, ядра может не быть	Мощная брекчиевая кора (breches d'ecroulement), плотное ядро, веерообразная		Маломощная кора типа хлебной корки, скорлуповато-концентрическая, плотность зональная		Тонкая трубообразная лавовая колонна, согласно лежащие лавовые пласты						
Строение	Воронка в экструзивной лаве, заполненная пирокластикой	Вертикальное	Вертикальное	Крутостоящее, с незначительным перемещением глыб к краевым частям	В канале вертикальное, в куполе веерообразное, со значительным перемещением глыб к краевым частям	В канале вертикальное, в куполе:									
						круто-пологопадающее или «луковичное»			крутопадающее пологопадающее						
Усложнение структуры	Кратер обрушения, рост купола	Кратер взрыва, вплоть до полного уничтожения купола	Складчато-флюидальное строение в верхней части колонны, кольцевые дайки	Ядро с редкой автобрекчией	Блоки, обелиски, иглы, эксплозивный кратер, радиальные дайки	Эффузивно-эксплозивный кратер, кратер проседания, лавовый язык			Эффузивный кратер, лавовый поток						
Эксплозивные явления	Палящие тучи (puees ardentes, glutwolken), горячие тучи, огненные брекчии (igneous breccies); до, во время и после экструзии	Мощные эксплозии пемзовых лапилли; до экструзии		Песчано-пепловые и пемзовые эксплозии до экструзии	Горячие тучи, огненные брекчии, агломератовые потоки; до и во время экструзии	Песчано-пепловые эксплозии и лапилли; в основном до экструзии			Песчано-пепловые и шлаковые эксплозии; до экструзии						
Примеры видов куполов	Шивелуч (воронки взрыва), Камчатка; Мон-Пеле (кратер взрыва), Мартиника	Мон-Пеле (игла); Санта-Мария (игла), Гватемала; Шивелуч (обелиски), Безымянный (обелиск-игла), Камчатка; Меткалф, Калифорния	Моно-кратер, Панум-кратер, Калифорния; Новый Богослов, Аляска; О-Усу, Япония; Галунггунг, Индонезия; Паулин, Орегон; Куполы Плотины, Камчатка	Мельберт, Вестервальд; Георгиус, Санторина; Монте-Филикуди, Липари	Пьюи, Оверне; Наутилус, Санторина; Шова-Шинзан, Япония; Санта-Мария (купол); Лассен-Пик, Нейос Крэг, Калифорния; Новорупта, Аляска; Мерапи, Ява; Безымянный (купол), Шивелуч (купол)	Пьюи, Б. Саркуа, Оверне; Турамаи, Коцу-шима, Ису-сан, Япония; Мерапи, Ява; Сопка Желтая, Южно-Кузпольная, Виконт, Камчатка; Ние Сатте Сити, Марисвел-Биттес, Калифорния			Мамелон Централ, о. Бурбона; Колле Умберта и Костелла де-Искья, Италия; Колле де Тартарет, Франция; Дона Ноана, Колумбия						
Видовые особенности куполов	Образуются на месте унаследованных экструзивных куполов сложного строения с иглами, пирамидами, обелисками	Как самостоятельный тип проявляется крайне редко (если вообще возможен). Усложненная структура куполов напора или выдавливания. Образован крайне вязкими и малогазонасыщенными лавами	Тип экструзивного бисмалита с монокристаллической структурой и отношением высоты к диаметру канала около единицы. Образован очень вязкими и малогазонасыщенными лавами	Промежуточный тип между «куполом пробкой» и «куполом напора». Образован автобрекчией вязкой и относительно малогазонасыщенной лавы состава: обидианы, фонолиты	Основной тип экструзивных куполов с мощной корой и плотным ядром, с веерообразной структурой. Образован газонасыщенной и относительно маловязкой лавой состава андезиты — дациты	Переходный тип от экструзивных к эффузивным куполам с зональной луковичной структурой, высоким отношением диаметра купола к диаметру канала. Образован лавой небольшой вязкости и высокой газонасыщенности состава трахиты — риолиты			Типичный слоистый купол-конус с подводящим каналом внутри. Образован лавой незначительной вязкости и высокой газонасыщенности состава: базальты, андезиты-базальты и трахито-риолиты, т. е. крайними членами петрографического ряда пород						
Обобщенные схематические разрезы куполов	Рис. 1,	Рис. 1, а	Рис. 2	Рис. 2, а	Рис. 3	Рис. 3, а	Рис. 4	Рис. 4, а	Рис. 5	Рис. 5, а	Рис. 6	Рис. 6, а	Рис. 7	Рис. 7*	
Вязкость и газонасыщенность экструзивной лавы	Больше Меньше	←	Вязкость										→ Меньше ← Больше		
			Газонасыщенность												

* Рисунки см. на обороте.



живается связь между интрузивным и эффузивным магматизмом.

Из приведенного обзора классификаций вулканических куполов видно, что существенного изменения в них со времени классификаций Х. Вильямса и Р. Лейдена не произошло. И все же определенная эволюция от чисто морфологических признаков деления на типы к генетическим намечается. Это находит свое отражение прежде всего в терминологии. Рассматривая любую форму проявления экструзии на поверхности, большинство современных исследователей применяют термин «экструзивный купол» или просто «экструзия». Этим термином они определяют не только форму вулканического тела, но прежде всего форму проявления вулканизма: интродирование, внедрение, выдавливание, выжимание вязкой, малогазонасыщенной магмы — лавы определенного состава (андезиты — риолиты) — на земную поверхность. Само слово «купол» в строго этимологическом смысле не воспринимается. Это лишний раз подчеркивает, что хотя часто бывает необходимо обращаться к первоисточникам, тем не менее нельзя игнорировать успехи науки, на протяжении последних десятков лет.

Изложенный выше материал сведен в классификационную таблицу (табл. 1), где дан исторический обзор терминологии и классификации вулканических куполов, а также, предлагаемая авторами на обсуждение, классификация с максимальным использованием общепринятой терминологии. В основу предлагаемой классификации положена вязкость и газонасыщенность лавы, формирующей вулканические куполы, т. е. основные параметры, определяющие тип вулканического извержения. За основу классификации вулканических куполов можно принять и их положение относительно главного подводящего канала вулкана, иначе, их связь с источником экструзивной лавы. Но этот фактор является общим для каждого типа куполов (или типа извержения) и поэтому более подходит для классификации измененных пород в зависимости от газо-гидротерм, состав которых и длительность процесса воздействия на вмещающие породы как раз и зависит от положения куполов относительно главного подводящего канала вулкана (см. табл. 57). Предлагаемая читателю классификация отражает как тип вулканического извержения, так и генетические условия становления магмы, дифференциаты которой образуют вулканические куполы. Так, «экструзивные куполы» (в узком смысле этого слова) являются производными андезитовой магмы зоны внутренних вулканических дуг, «эффузивные» — производными базальтовой магмы вулканических зон Уральского типа, а «экструзивно-эффузивные» — производными коровой магмы краевых вулканических зон. Это различие подтверждается и разной глубиной становления непосредственно самой экструзивной магмы, что находит отражение в величине парциального давления кислорода, рассчитанной через отношение $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$.

При дальнейшем изложении материала мы будем придерживаться терминологии, принятой в данной классификационной таблице.

ЭКСТРУЗИВНЫЕ КУПОЛЫ. МОРФОЛОГИЯ, СОСТАВ, МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ И ГЕОСТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

ГЛАВА 3

МОРФОЛОГИЯ И ПОЛОЖЕНИЕ ЭКСТРУЗИВНЫХ КУПОЛОВ

Величина

По данным Р. Лейдена (R. Leyden, 1936), для 70 куполов мира типа «Staalkuipen», высота куполов колеблется от нескольких до 1000 м и более. У большинства куполов высота равна 100—200 м, причем 38,2% составляют куполы высотой до 100 м, 18,6% — от 100 до 200 м и 17,1% — от 200 до 300 м. Диаметр основания для 58% от 38 изучаемых им куполов имеет отношение к высоте от 2 до 3.

Высота купола Лассен-Пик составляла 762,5 м (2500 футов) при диаметре основания 1,6—2,4 км (1,0—1,5 мили); более ранние, смежные куполы Хаотические Скалы, частично разрушенные извержением, имели более или менее цилиндрические тела 1,6 км в ширину и возвышались более чем на 549 м (1800 футов), тогда как купол Белая Гора превышал 3,2 км в длину и 1,6 км в ширину и возвышался над окружающей местностью на 305 м (Х. Вильямс, 1932₂).

Высота купола Мон-Пеле составляла 396,5 м (1300 футов) при диаметре основания более 0,8 км (0,5 мили), в то время как игла «Мон-Пеле» увеличила высоту до 610 м, а в процессе извержения до 762,5 м (2500 футов). А Лакруа (A. Lacroix, 1904, 1908) считает, что «игла» мало изменялась от периодических извержений и максимальная высота составляла 850 м; предположительно она имела цилиндрическую форму с диаметром основания 150 м, а ее объем составлял 150 млн. м³. А. А. Меняйлов (1955) для купола на щитовом вулкане Левинсон-Лессинга приводит высоту 1900 м. По нашим данным, для 110 куполов Камчатки и Курильских островов средняя высота составляет 150 ± 20 м, а для 29 куполов Ключевского дола и Шивелуч среднее отношение диаметра к высоте купола равно $3,2 \pm 0,16$. Из современных экструзивных куполов купол вулкана Безымянный один из самых больших. При высоте около 500 м диаметр его основания (с брекчией разрушения) составляет 1,5—2,5 км. Для купола Суелич (вулкан Шивелуч), возникшего в 1944—1948 гг., А. А. Меняйлов приводит

Первоначальная форма вулканических куполов является основным признаком, который принимается за основу при их описании и классификации. Она зависит от ряда факторов, главные из которых: 1) вязкость лавы, определяемая химическим составом, температурой и газонасыщенностью; 2) рельеф местности, на поверхности которой происходит формирование вулканического купола; 3) вулканотектонические условия, определяющие экструзию лавы, т. е. интенсивность, ритмичность, цикличность извержения, а также форма проявления вулканизма: кратерное (терминальное) или трещинное извержение.

У экструзивных куполов нередко бывает правильная куполообразная форма. Чаще они образуют тела более сложной цилиндрической формы, что доказывается многочисленными проявлениями как современного, так и молодого вулканизма на Камчатке, Курильских островах, Аляске, в Японии, Индонезии и других областях.

Большинство экструзивных куполов имеет столбчатую, пирамидальную и глыбовую форму, которая у основания купола часто маскируется мощным чехлом брекчии осыпания, растущего купола («Breches d'ecroulement»), а впоследствии брекчией разрушения купола. И все же иногда встречаются вулканические куполы правильной куполообразной формы, такие как Мамелон, Пюи, Галунг-гунг. Куполы вулканов Шивелуч, Зимина, Безымянный, Семячик, Кихпинич и др. (рис. 2).

В ряде случаев отмечаются куполы с уплощенной вершиной, которая образовалась в результате разрушения вершинных «игл» и накопления свободных обломков брекчии. Уплотнение вершины на куполах, образованных относительно маловязкой лавой, возможно за счет оттока магмы вниз, в подводящий канал. Такой пример описан Р. А. Дели (R. A. Daly, 1914) для купола о. Асенсьен (рис. 3).

В тех случаях, когда экструзия купола протекает довольно интенсивно и его поверхность изобилует трещинами, через которые газ может свободно выделяться, или содержание летучих компонентов лавы мало, перепад давления в канале вулкана невелик, и экструзивные куполы приобретают относительно куполообразную вершину. В противном случае возможно сильное извержение, часто приводящее к полному разрушению формирующего купола, как

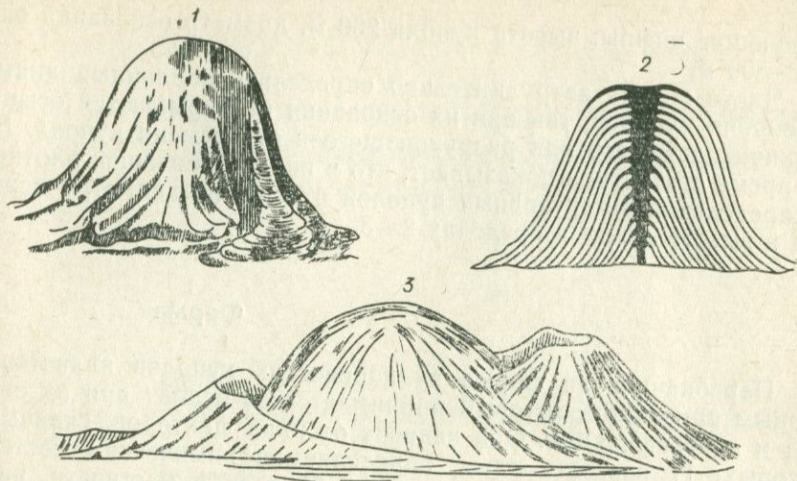


Рис. 2. Идеальные формы вулканических куполов (по G. P. Scrope, 1862).
1 — купол «Mamelon Central» на вершине вулкана Бурбона, образованный вязкой лавой; 2 — идеальное сечение купола «Mamelon Central»; 3 — трахитовый купол «Гран Пюи».

это случилось с молодыми куполами островов Богослова (рис. 4). Возможно частичное разрушение с образованием вершинного кратера, как на Мерапи, Ява, Лассен-Пик, Калифорния, Мон-Пеле (в 1929 г.), Мартиника, на куполе вулкана Безымянного, на куполах кратерной вершины вулкана Шивелуч, на Камчатке. Можно с полным основанием отметить, что вершинные кратеры, которые не столь часты на экструзивных куполах, почти всегда образуются при эксплозиях, сопровождающих или следующих за формированием самого купола.

В процессе роста куполы могут усложнять свою форму за счет блоковых подвижек, происходящих в теле купола. В первоначально монолитном куполе отдельные блоки почти затвердевшей лавы выдавливаются с различной скоростью, что связано с неравномерным остыванием лавовой колонны. Усложнения формы купола последующими блоковыми подвижками отмечались на куполах Суэлич и Каран вулкана Шивелуч, куполе вулкана Безымянного, кратерном куполе вулкана Зимина и других куполах Камчатки и Курильских островов (рис. 5). Причем на вулкане Безымянном современные блоковые подвижки наблюдались авторами на протяжении нескольких лет. Если снять осыпи вокруг некоторых экструзивных куполов, то стороны их окажутся вертикальными и обнаружится цилиндрическая форма строения. Как отмечает Х. Вильямс (H. Williams, 1932), тела обсидиана в Моно-Кратере и дацитовых куполов Чаос Крег (в Калифорнии) почти такого же типа. В некоторых случаях, например на Белой Горе (близ Лассен-Пик) и на Грей и Блек Баттес (на вершине горы Шеста), образуются осыпи таких размеров, что скрывают все коренные породы тела купола и куполы выглядят как груда обломков.

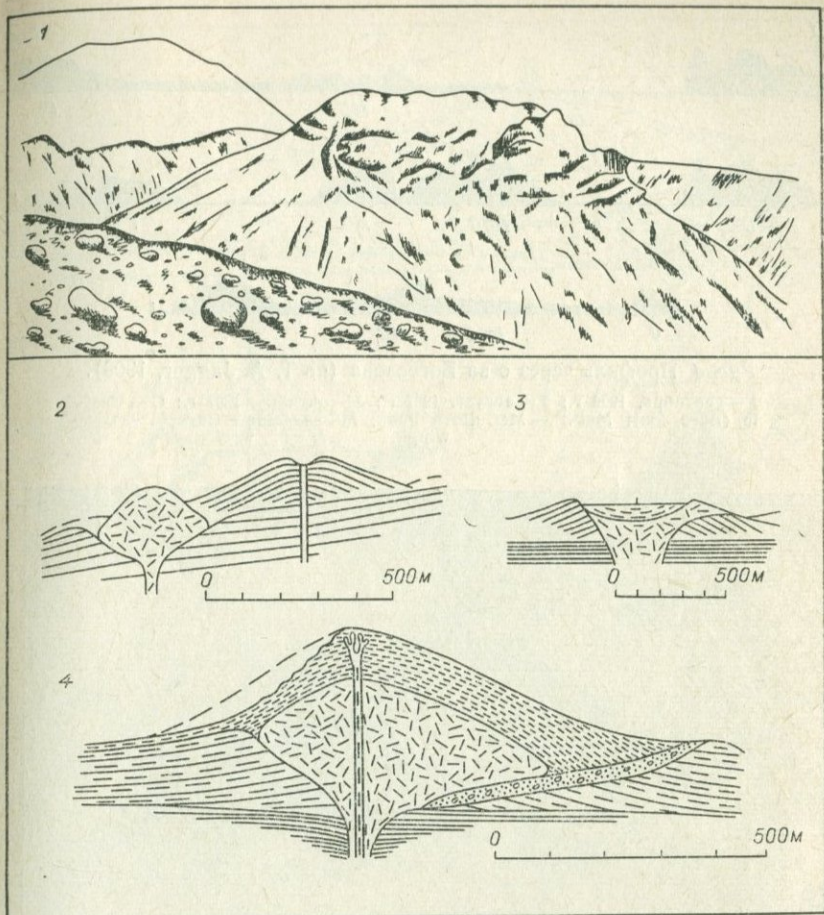


Рис. 3. Куполы острова Асенсьен (по R. A. Dely, 1925).

1 — общий вид трахитового купола в кратере базальтового вулкана; 2 — трахитовый купол «Ragged Hill» и базальтовый конус юго-восточного кратера, оба расположены на старом базальтовом потоке вулкана; 3 — трахитовый купол «Riding School» с блюдцеобразной вершиной, образовавшейся в результате оттока магмы. Кратер оттока заполнен туфом; 4 — гибридный купол «Cross Hill» образованный трахитовой лавой и туфобрекчией базальтов, перекрывающих монолитное тело купола в виде чехла или «шапки».

В процессе становления куполы обычно характеризуются вершинными выступами и «иглами», которые выдавливаются часто сквозь уже выжатый купол. Но при последующем росте купола или очередных эксплозиях они быстро разрушаются. А. Лакруа отмечал, что игла Мон-Пеле была сначала многогранной, но так как выдавливание вязкого расплава через отверстие проходило длительное время, стороны «иглы» округлились и выступ стал цилиндрической формы. Фасад «большой иглы» Пеле частично рос и разламывался по вертикальным трещинам; он также имел и ряд горизонтальных выступов, указывающих на стадии его выдавлива-

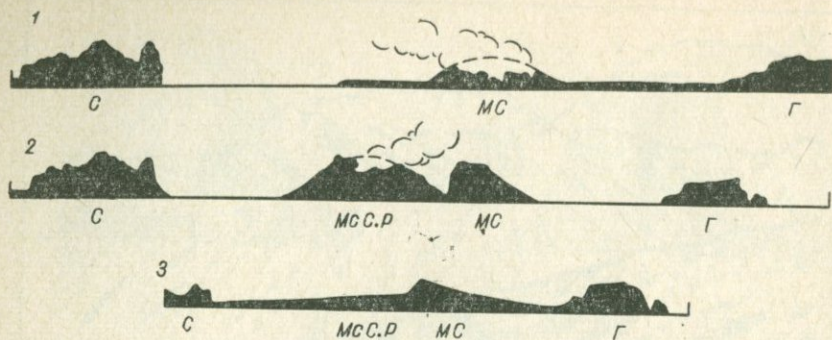


Рис. 4. Профиль через о-ва Богослова (по Т. А. Jagger, 1908).

1 — сентябрь, 1906 г.; 2 — август, 1907 г.; 3 — октябрь, 1907 г.; С — Castle (Богослов); МСР.Р. — McCulloch Peak; МС — Metcalf Cone; Г — Gre-wingk.

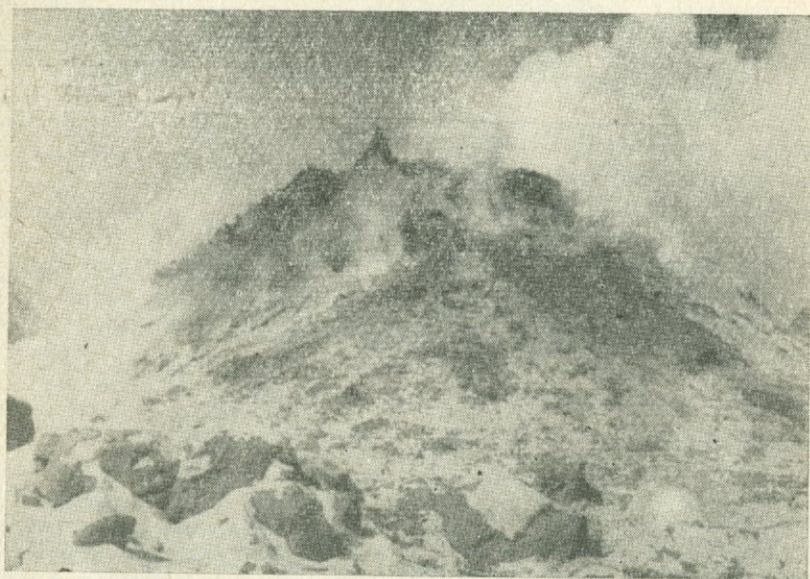


Рис. 5. Купол вулкана Безымянного в марте 1962 года. Вершина купола усложнена блоковыми подвижками; растет игла.

ния (рис. 6). Подобное исследование было сделано Т. А. Джаггаром (Т. А. Jagger, 1908) на «игле» Конус Меткалф на островах Богослова. Учитывая тот факт, что внедренные части выдавливаемых куполов остаются в раскаленном и пластичном состоянии, он допускает, что большие по размерам «иглы» локализуются в центре, в то время как маленькие выступы могут находиться на различных частях поверхности.

С такой оценкой явления вполне можно согласиться для случая выжимания «иглы» сквозь выдавливаемый основной купол относи-

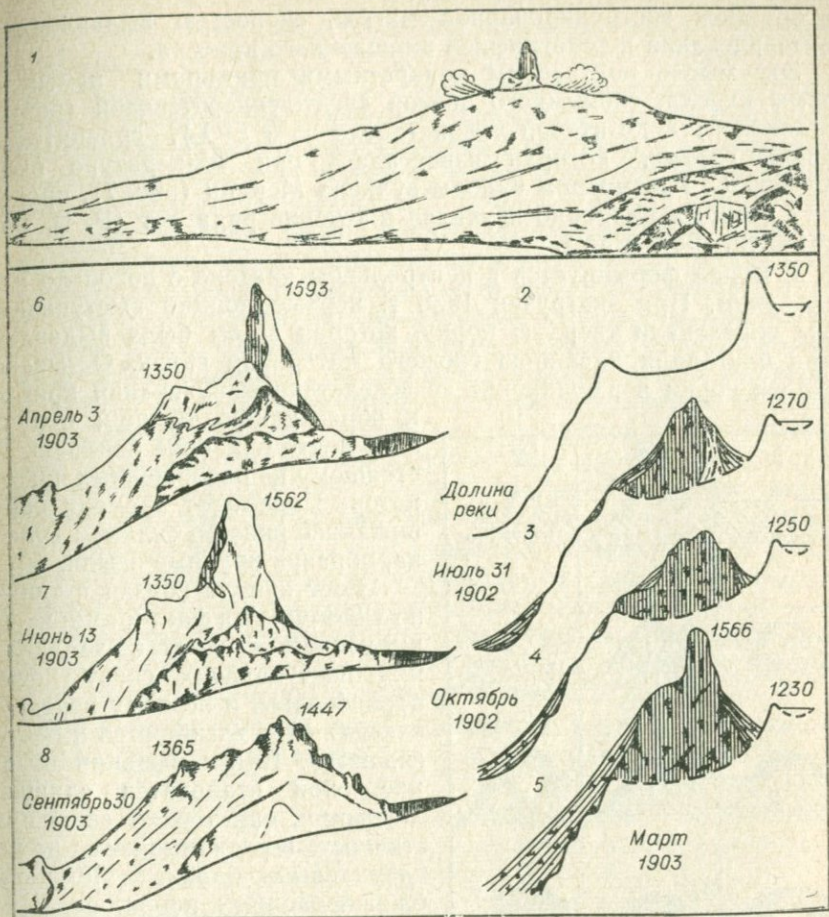


Рис. 6. Купол и игла «Мон-Пеле» (по A. Stübel, 1904; A. Lacroix, 1904).
1 — общий вид горы с куполом и иглой; 2—7 — стадии роста купола и иглы.

тельно правильной формы. Для неправильного купола, например купол Суелич, положение «иглы» относительно центральной части купола может быть различным, так как подводящий канал имеет изометричное (канал-трещина) строение. Большинство экструзивных куполов приблизительно симметричны относительно своего подводящего канала, но они могут отклоняться от куполообразной формы благодаря наклону канала и очертаниям кратера, из которого поступает лава, а также в зависимости от местоположения на вулкане.

Х. Вильямс (H. Williams, 1932₁) отмечает, что на стратовулканах химический состав лавы играет весьма важную роль в определении формы конуса вулкана. Этот же фактор мало важен в среде вулканических куполов, форма которых определяется исключитель-

но объемом экструдированной магмы, скоростью выдавливания и затвердевания и топографией вмещающего кратера.

Эту мысль подтвердим конкретными примерами изменения формы купола, сложенного вязкой авгито-гиперстеновой (рогово-обманковой) андезитовой лавой (около 55% SiO_2), сравнительно бедной газами, которая извергалась при температуре около 850—950° С. Рассмотрим куполы вулкана Мерапи (рис. 7), процесс роста которых подробно изучался в течение ряда лет (Р. В. Ван-Беммелен, 1957, и др.).

I. Купол формируется в центральном кратере с довольно плоским дном. При экструзии 1930 г. первые порции выступившей лавы образовали твердую корку, которая затем была выдавлена вверх благодаря давлению свежего материала снизу. Остывание

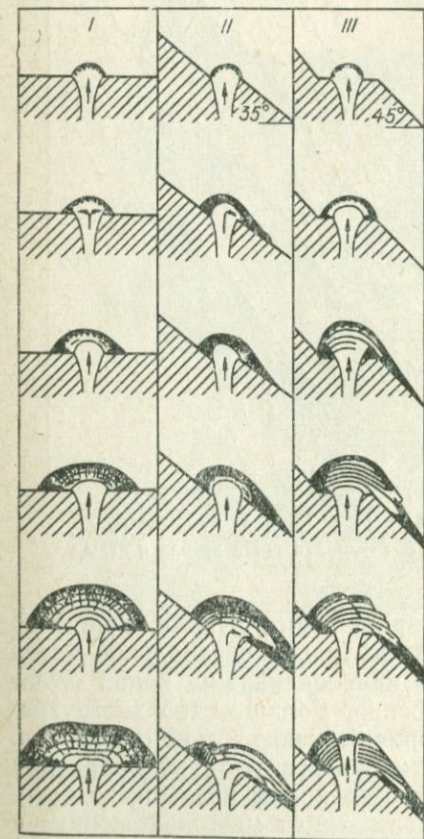


Рис. 7. Стадии роста купола вулкана Мерапи (по Р. В. Беммелену, 1957).

1 — в кратере с довольно плоским дном; 2 — на склоне вулкана; 3 — на склоне со сложным рельефом.

к образованию трещин; получилось нечто подобное караваю, состоящему из разобренных частей, которые время от времени обрушивались вниз по склонам вулкана, образуя крупные осыпи.

Рост купола связан с типично эндогенными факторами; купол выпучивается вверх из-за давления поступающих снизу новых порций лавы, и поэтому перекрывающие слои изгибаются и растягиваются. При остывании внешние слои становятся слишком жесткими, они теряют свою пластичность и раскалываются на неправильные блоки. (Мощность брекчированных пород, перекрывающих куполы Мерапии, 5—15 м.) Внутренние участки купола, защищенные от охлаждения внешней оболочкой, еще сохраняют достаточную пластичность, так что внутренние части купола затвердевают в виде сплошной массы. Образуется стратификация ряда следующих друг за другом оболочек, слои которых параллельны внешней поверхности купола. Слои падают от центра купола под углами 35—40° и имеют мощность до нескольких метров.

Когда подача снизу новых порций лавы прекращается, на вершине купола образуется мел-

кая чашеобразная впадина. Эта впадина может быть результатом просадки вследствие охлаждения или опускания лавы в центральном жерле, что вызывается прекращением давления снизу.

II. Купол формируется на наклонной поверхности — склоне вулкана. Сначала лава стремится образовать правильный купол. Однако вскоре начинается оттягивание лавы вниз с образованием языковидного отростка. Примером этому является купол, образованный в 1934 г. Смещение купола вниз часто вызывает в его верхней части появление полукруглых трещин и смещения по ним. Когда склон слишком крут, купол раскалывается у своего основания и подобного рода языки не образуются. Так было в 1942 г., когда на западной стороне купола Мерапи, образованного в 1940 г., сформировался новый лавовый купол. Трещиноватая оболочка западного склона сползла и обнаружилось твердое ядро купола, состоящее из слоев, падающих под углом 45° ; мощность их колеблется от нескольких дециметров до нескольких метров. Западная часть этого купола осела на несколько метров вдоль сброса, полукруглого в плане. Здесь наблюдались лавины докрасна раскаленных лавовых блоков.

В апреле 1943 г. между куполами, возникшими в 1940 и 1942 гг., образовался разлом и центральное жерло снова открылось. Этот разрыв сопровождался появлением раскаленных туч и вулканическими взрывами. Затем начала снова изливаться лава, и в проломе кратера образовался новый лавовый купол, который у своего основания дал короткий лавовый поток.

В Индонезии описано около 40 куполов, которые принадлежат (Williams, 1932₂) к обычному или шляповидному типу лавовых куполов.

Рассмотрим образование и изменение формы экструзивного купола, сложенного более кислой и газонасыщенной роговообманковой (авгит-гиперстеновой) лавой (около 60% SiO_2).

I. Купол формируется на открытой, относительно ровной вершине огромного куполообразного массива, сложенного экструзивной лавой.

В 1946—1948 гг. (А. А. Меняйлов, 1955) после длительного извержения из вязкой глыбового строения лавы образовался купол Суелич (рис. 8) неправильной формы, размер 500×300 м, видимая часть 500×100 м. В плане, с брекчией осыпания — мантией, купол имел округлую форму диаметром около 600 м. В течение всего времени роста форма его усложнялась блоками выжимания. С 1947 г., после образования в западной части кратера обрушения, форма купола стала усложняться выдвиганием отдельных скал и обелисков. Высота некоторых обелисков достигала 60—100 м при ширине основания 25—70 м. Продолжительность их существования редко превышала 1—2 месяца. В последующие годы сложная форма купола значительно сnivelирована процессами эрозии. Мощный чехол из брекчии разрушения покрыл почти весь купол. И лишь на отдельных участках выступали скальные выходы пород

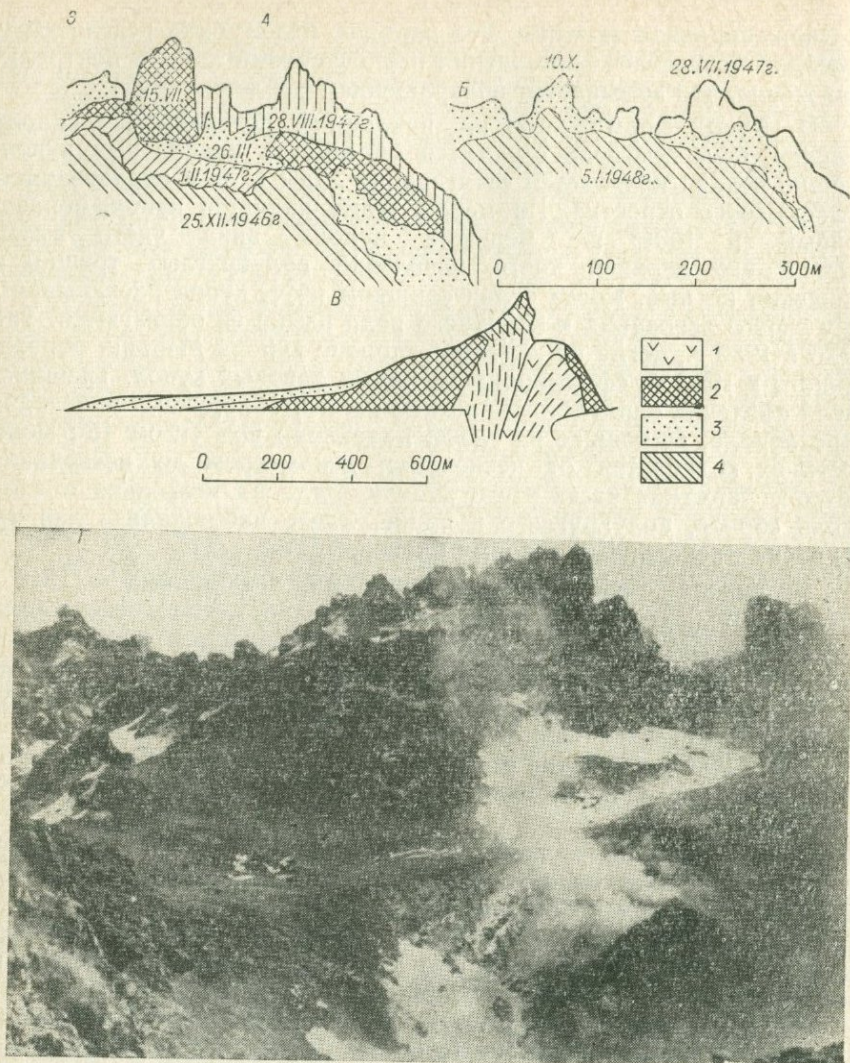


Рис. 8. Стадии роста купола Суелич.

А — контуры купола и обелисков в 1946—1947 гг. Б — контуры купола и обелисков в 1947—1948 гг. В — профиль купола: 1 — глыбы и обломки; 2 — мантия; 3 — агломератовый поток; 4 — экструзивная лава. Г — купол Суелич в 1958 г. На переднем плане кратер взрыва и фумарольная площадка с выходами галогенных газо-гидротерм.

В 1964 г. (Пийп и Мархинин, 1965) в результате гигантского извержения на месте нескольких куполов Центральной вершины и купола Суелич образовался новый большой кратер. Размер его 2×4 км. Важнейшим последствием этого извержения явилось образование огромного пирокластического потока, покрывшего площадь 70 км^2 , объемом $0,7 \text{ км}^3$.

II. Купол формируется внутри глубокого (около 800 м) кратера, неровная поверхность которого с одной стороны имеет наклон 10—15° и открытый выход через взорванную стенку кратера на склон и к подножию вулкана.

В 1956 г. (Горшков, 1957; Горшков, Богоявленская, 1961, 1965) в заключительную стадию грандиозного пароксизмального извержения вулкана Безымянного (рис. 9), сопровождавшегося пирокластическим потоком, в кратере вулкана на участке с относительно ровной поверхностью на месте старого купола начал формироваться экструзивный купол Новый относительно правильной формы. По мере роста и увеличения размера, движения выдавливаемой лавы по наклонному участку дна кратера к его открытой части купол стал приобретать ассимметричное строение. В результате в теле купола образовался дуговой разлом-трещина, а затем при последующей активизации вулкана возник временный вершинный эксплозивный кратер (Борисова, Борисов, 1962). По мере перемещения фронтальной части лавовой массы купола вскрылась часть подводящего канала, через который шла экструзия лавы, сопровождаемая частыми эксплозиями, за счет которых сформировался периодически действующий эксплозивный кратер у юго-юго-восточного подножья купола. Кроме вершины купола, его «короны», экструзивная моноклитная лава погребена под мощным чехлом брекчии осыпания и разрушения растущего купола. Ее мощность у подножья купола достигает нескольких десятков метров, а на отдельных участках превышает 100—150 м. Относительно куполообразная форма в процессе роста, особенно начиная с 1958 г., усложняется выдавливанием отдельных блоков (блоковые подвижки) лавы. В 1958 г. на вершине купола возник обелиск высотой в несколько десятков метров. Характерной особенностью купола является его относительно ровная вершина, размеры которой по мере роста купола увеличиваются. Так, в 1956 г. при высоте купола в 320 м (Горшков, Богоявленская, 1961), видимая ширина вершины купола, его «короны», сложенной экструзивной лавой и возвышающейся на несколько десятков метров над мантией купола в виде отвесной стены составляла 65 м. В 1959 г. при высоте около 450 м составляла уже 324 м (Мархинин, Башарина, Борисов, Борисова и др., 1961).

Таким образом, по мере роста купола увеличивается площадь его вершины, сложенной моноклитной экструзивной лавой; тело купола приобретает форму гриба, а его общая куполообразная форма определяется, в основном, брекчией осыпания, перекрывающей купол от его основания до вершины.

Из приведенных примеров видно, что чем больше масса лавы, образующей экструзию, тем более куполообразную форму экструзия принимает в процессе своего выдавливания. Отдельные выжатые блоки, пирамиды и иглы лишь на короткое время усложняют ее вершину или склоны, а затем разрушаются, пополняя мощный чехол мантии купола.

В результате деятельности эрозионных процессов почти все экструзивные куполы приобретают две основные переходные

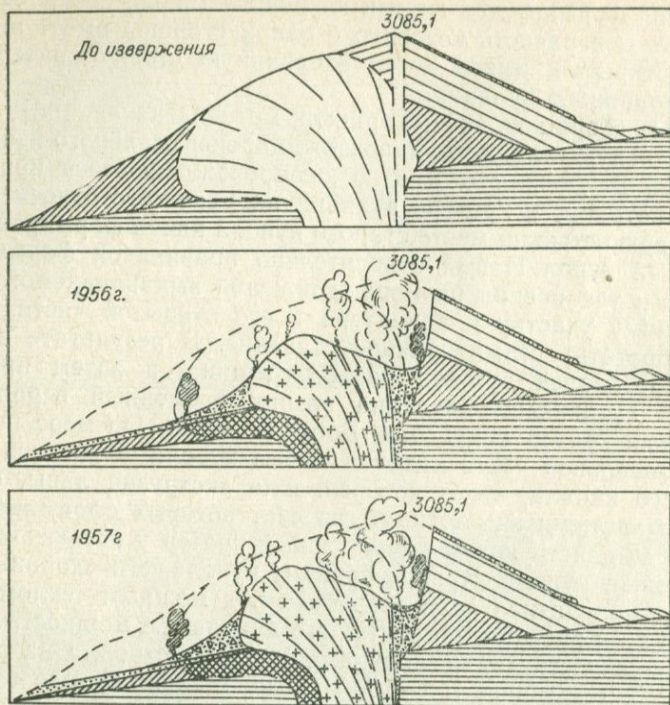


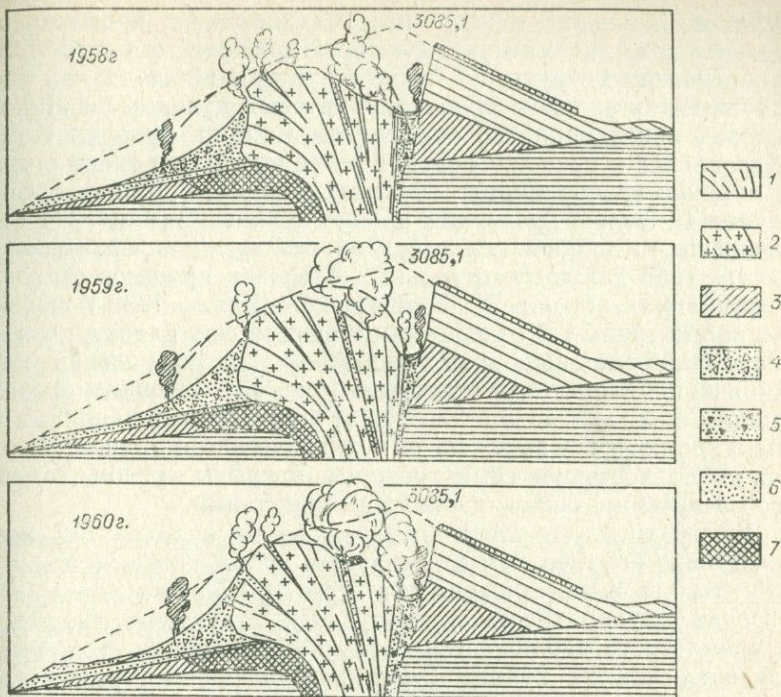
Рис. 9. Стадии роста

1 — экструзивная лава старого купола; 2 — экструзивная лава нового купола (мантя); 5 — кратерная брекчия; 6 — агломератовые и

формы: 1) купол, состоящий из внутреннего монолитного ядра с брекчией разрушения, и 2) купол, усложненный выходами скальных пород экструзивной лавы в окружении брекчии. В заключительный этап эрозии все куполы представляют собой «груды» вулканической брекчии с нечком в основании.

Текстура и отдельность

В процессе разрушения куполов часто проявляются более типичные признаки, чем при их выжимании. При этом характер разрушения, текстура и отдельность пород купола зависят от внутреннего строения и вида трещиноватости. Нагромождающиеся при разрушении на поверхности купола обломки могут либо располагаться хаотически, либо образовывать концентрические и радиальные валы. Эти валы соответствуют лежащим ниже трещинам, по которым происходят избирательные подвижки (блоковые подвижки) в теле купола. Такие трещины наблюдались и хорошо изучены на многих вулканах: Турамаи (Япония); Новорупта (Аляска); куполах Каран, Красная Сопочка на вулкане Шивелуч, куполе Новом на вулкане Безымянном (Камчатка), а также на ряде других.



купола «Новый».

купола: 3 — брекчия разрушения старого купола; 4 — брекчия роста и разрушения песчано-пепловые отложения; 7 — остатки экструзивного тела старого купола.

Радиальные трещины образуются при внутреннем расширении куполов за счет подпора лавы и часто имеют одинаковые размеры с радиальными осыпями или радиальными блоками выжимания лавы на поверхности (например, на куполах Красная Сопочка и Новый). Концентрические трещины образуются реже и являются признаком погружения при временном оттоке лавы или понижении давления газов, или процесса сжатия при охлаждении лавовой массы (купола 1 и 2 «Плотины», Камчатка). Прорыву лавы сквозь затвердевающее экструзивное тело способствуют многие факты. Как отмечал Х. Вильямс (Williams, 1932₁), на первом месте стоит общая стекловатая структура купола, разбитого многочисленными трещинами, которые образуются в результате внутреннего напряжения, при быстром охлаждении выдавливаемой лавы и, частично, при ее дроблении. В процессе роста купола трещины постоянно претерпевают различные нарушения за счет подпорадвигающейся снизу свежей лавы. Наконец, они могут изменяться и за счет сильных экспозиций. Следовательно, купол уже на первых стадиях своего образования бывает покрыт крупными блоками и обломками затвердевшей лавы. Блоковая брекчия может быть образована как обломками самих частично раздробленных блоков, так и других

обломков, попавших между ними. Свежая лава, проникая между этими блоками, цементирует блоковую брекчию, образуя типичную автобрекчиевую структуру. Такие структуры наблюдались многими на Мон-Пеле, описаны среди лаваритовых куполов на Липарских островах и неоднократно отмечались нами на куполах Камчатки и Курильских островов. Особенно четко выражены такие структуры на хорошо эродированных куполах Каран и Красная Сопочка вулкана Шивелуч, кратерном куполе вулкана Зими́на. На стенках трещин часто наблюдаются зеркала скольжения, указывающие на значительное движение отдельных блоков в процессе становления экструзивного купола. Х. Вильямс (Williams, 1932₁) назвал их трещинами трения. В отдельных случаях между блоками отмечаются довольно мощные зоны дробления (до нескольких метров) с типичной милонитовой текстурой (рис. 10). Трещины трения или трещины блоковых подвижек служат подводящими каналами в теле купола, по которым выделяются вулканические эманации. Их стенки, а часто полностью и сами трещины, покрыты гипсом, гематитом, серой и другими эксгальационными минералами.

Ввиду того, что лава большей части куполов охлаждается значительно быстрее, чем формируется купол, есть основание предполагать, что образующаяся при этом отдельность должна нести признаки неупорядоченной внутренней структуры купола. В то же время часто наблюдается обратное. Массивная столбчатая отдельность, как на куполе Тураман, наблюдается редко. Однако вполне допустимо, что внутри больших куполов она может развиваться. Отдельность лучше развивается в таких куполах, как риоли-



Рис. 10. Блоковая структура куполов (вулкан Шивелуч). На переднем плане блоки выдавливания с мощными зонами дробления между ними. По трещинам блоковых подвижек выделяются фумарольные газы.

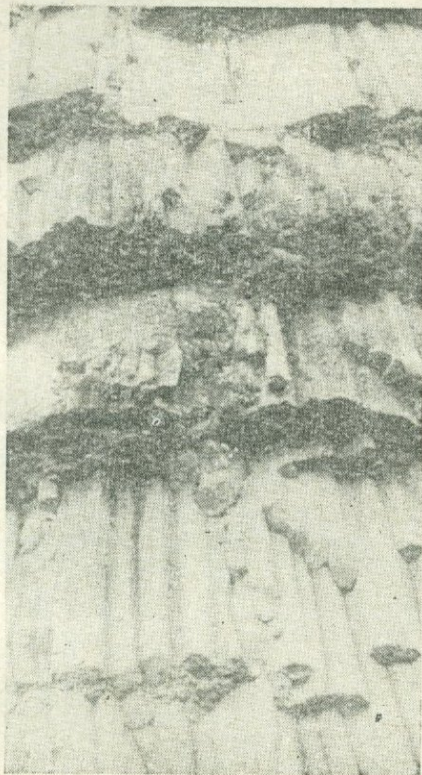
У
Ю
И
Х
И
Ы
А
Х
А
Я
К
Т
Е
товые куполы Марисвелл, дацитовые куполы Давид, Лассен (Williams, 1932₁), андезито-дацитовые куполы мыса Столбчатого и оз. Ильинского на о. Кунашир, которые почти целиком консолидируются ниже перекрывающих их пород. В этих случаях преобладает вертикальная и грубоконцентрическая отдельность, идущая от края купола, и радиальная, идущая от центра (рис. 11). Часто, сопровождая их, развивается пластинчатая отдельность, параллельная поверхности, которая, по мнению Х. Вильямса, вполне аналогична отдельности «banking», часто наблюдаемой вокруг плутонических пород и появляющейся прямо за выветриванием. Нередко этот вид отдельности сменяется флюидальной полосчатостью и некоторые куполы, такие как Драхенфельс и Пюи (Williams, 1932₂), рассматриваются ошибочно как обладающие концентрической отдельностью истечения или как натечные куполы.

Положение

Наблюдение за расположением экструзивных куполов показывает, что куполы могут располагаться в центральном кратере, на склоне или у подножия вулкана, а иногда на значительном удалении от него и даже на вулканическом плато, где они образуют самостоятельные вулканические постройки. Процесс образования куполов можно рассматривать как вулканическое извержение. Следовательно, к ним применима и общепринятая терминология этого процесса.

Б. И. Пийп (1956), следуя Г. Меркалли (Mercalli, 1907), разделяет вулканические извержения по месту действия и характеру связи с главным выводным каналом вулкана на следующие: терминальные (извержение из главного кратера), субтерминальные (недалеко от главного кратера и тесно связанное с деятельностью последнего), латеральные (боковое на внешнем склоне вулкана, вдали от главного кратера и сопряженное во времени с извержением из последнего) и эксцентрические (побочное, у подножия центрального вулкана, совершенно независимое от центрального кратера). Термин «эксцентрические извержения» ввел Г. Меркалли для того, чтобы отличить собственно латеральные, или боковые, извержения, питающиеся от верхних частей центрального канала, от тех, которые ответвляются от нижних частей центрального канала или идут непосредственно из очага. Когда данных недостаточно, чтобы отнести извержение, происходящее на склоне вулкана, к тому или иному типу (латеральному или эксцентрическому), можно назвать его адвентивным, или побочным. А. Ритман (1964) при описании вулканических извержений придерживается той же терминологии: терминальные, субтерминальные, латеральные (боковые) и эксцентрические. Частично эту терминологию для экструзивных куполов применил А. А. Меняйлов (1955). Он выделяет центральные (терминальные), эксцентрические и ареальные куполы. Вулканологи долгое время продолжали выделять два типа эк-

a



б

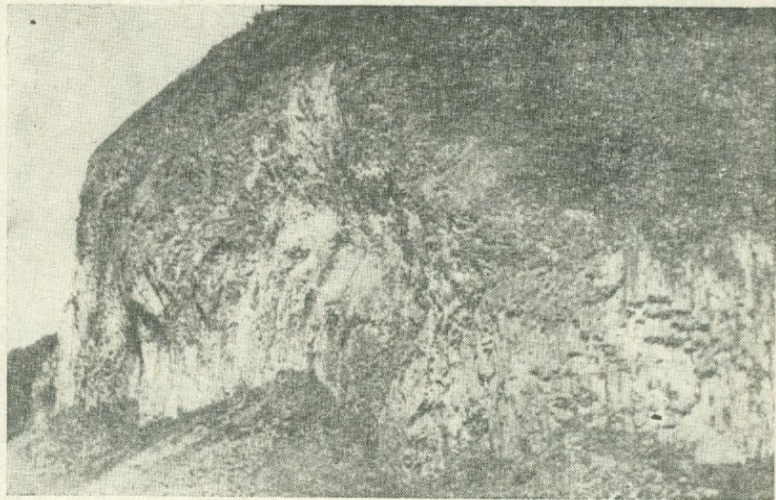


Рис. 11. Столбчатая отдельность экструзии мыса Столбчатого (*a*) и вер-
хняя структура купола оз. Ильинского (*б*).

экструзивных куполов: центральные и боковые. К. М. Тимербаева (1967) разделяет куполы на центральные (терминальные) и боковые (латеральные и эксцентрические). Термин «ареальный», предложенный А. А. Меняйловым, не нашел отражения в ее терминологии, хотя своеобразие проявления этого вида вулканизма отмечается многими исследователями, в том числе Б. И. Пийпом (1937), Н. Д. Соболевым (1940), А. Н. Сириным (1968).

По нашему мнению, принципы, положенные в основу отмеченной терминологии экструзивных куполов, являются тем критерием, который может быть использован при их классификации. Место расположения купола не только определяет его размеры, форму, структурные и литологические особенности, но и вещественный состав, явления, сопровождающие его образования, а также разнообразные поствулканические процессы.

Авторы, придерживаясь терминологии, принятой для вулканических извержений, характеризующих место их проявления и связь с главным выводным каналом вулкана (рис. 12) предлагают разделять экструзивные куполы на терминальные (центральные), латеральные (боковые), эксцентрические (подножия вулкана) и ареальные (вулканические плато).

В конце этого раздела остановимся лишь на связи местоположения купола и его размеров.

Анализ данных более чем по 300 экструзивным куполам мира показывает:

1. Максимальная гипсометрическая отметка вершины купола лежит в пределах 3000 м над уровнем моря; минимальная — в пределах десятков метров.

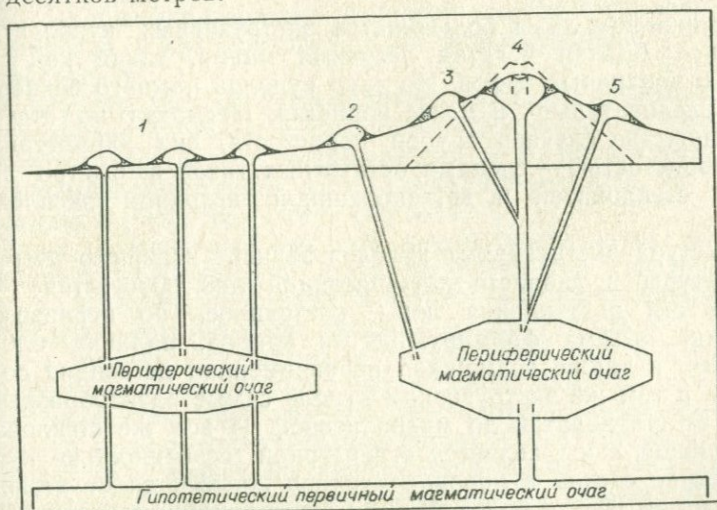


Рис. 12. Положение куполов на вулкане в зависимости от типа извержения и связи с главным подводящим каналом вулкана и магматическим очагом.

1 — ареальные куполы; 2 — эксцентричный купол; 3 — латеральный купол; 4 — терминальный купол; 5 — адвентивный купол.

2. Чем выше гипсометрическая отметка основания купола, тем меньше по размерам купол, и наоборот.

3. Куполы с меньшей плотностью экструзивной лавы (обычно и более кислой) могут достигать максимальной гипсометрической отметки.

4. Для одного и того же вулкана боковые куполы, сложенные лавой более основного состава, чем центральные, могут иметь меньшую гипсометрическую отметку вершины, чем центральные куполы. Относительная высота их может быть и большей.

5. Наиболее высокие куполы (в пределах 500 м) с максимальной гипсометрической отметкой вершины имеют максимальную высоту основания — 2000—2500 м.

6. Ареальные куполы редко достигают большой высоты, хотя очень часто сложены кислыми лавами.

Отмеченная закономерность, по нашему мнению, тесно связана с глубиной залегания магматического очага, питающего вулкан (см. гл. 6).

ГЛАВА 4

ПЕТРОГРАФИЯ

Структурные и текстурные особенности

Источником лавы большинства экструзивных куполов является взрывчатая богатая летучими магма, такая как магма пемзы и различных туфов. Но лава куполов намного беднее газами, а, следовательно, и менее пористая. Несмотря на отсутствие в большинстве случаев грубой пористости, она характеризуется микропористостью — следами остаточных газов в быстро затвердевшей стекловатой и дегазированной исходной взрывчатой магме.

Текстура экструзивных куполов зависит в первую очередь от температуры и скорости затвердевания лав. Отсутствие четкой ритмичности поступления лавы, постоянное, но неравномерное изменение объема формирующегося купола, наличие блоковых подвижек, а также возможная неравномерная дегазация создают в одном и том же экструзивном куполе самые разнообразные текстуры: от стекловатой до микролитовой. И все же стекловатость экструзивной лавы является структурной особенностью куполов. Содержание стекла в породах куполов колеблется от нескольких процентов до 90% и более. И хотя эти вариации выдерживаются даже для пород аналогичного состава, наблюдается общая тенденция в уменьшении стекловатого базиса породы от кислых к более основным разностям — от риолитов к андезитам. Например, риолиты Моно-Кратера содержат до 80% стекла, дациты куполов

района Лассен до 80% и более, а андезиты купола Лассен-Пик (изв. 1915) — от 40 до 60% (Williams, 1932₁). Для андезитов купола Суелич вулкана Шивелуч вариации в содержании стекла составляют от 32,5 до 46,6%, пемзы экструзий того же купола содержат до 78% стекла, а андезиты вулканов Удиных — 41,3—46,5%. Дацинты и андезито-дацитовые куполы района Долины Гейзеров — кальдеры Узон содержат до 75,5% стекла и более. На отдельных куполах встречаются участки лав, 95—98% которых состоят из стекла.

Наблюдается определенная тенденция и в изменении структурных особенностей лавы от краевых частей экструзивных куполов к центральным. Стекловатая структура с плотной, а нередко и с пемзовидной текстурой, развивающаяся обычно в краевых частях купола, к центру постепенно переходит в микролитовую, стекловатый базис которой можно различить только под микроскопом.

Выборка по 32 экструзивным куполам Камчатки и Курильских островов показывает, что в общей структуре пород преобладают порфировая (71,88%) и серийно-порфировая (28,12%). В основной массе преобладает гиалопилитовая (37,5%), витрофировая (21,9%), микролитовая (15,6%), андезитовая и флюидальная (по 6,2%), интерсертальная, гломеропорфировая, фельзитовая и микродолеритовая (по 3,1%). Основные структуры пород часто усложняются дополнительными структурами: пилотакситовой 50% (от дополнительных структур), гранеллитовой, сферолитовой и кристаллитовой — по 16,6%. Таким образом, преобладающими структурами экструзивных куполов являются: общими — порфировая и серийно-порфировая, основной массы — гиалопилитовая, витрофировая и микролитовая, а из дополнительных структур — пилотакситовая.

В куполах андезито-базальтового состава преобладают интерсертальная и микродолеритовая-микротолеитовая структуры, андезитового состава — гиалопилитовая и микролитовая, в куполах андезито-дацитового состава — гиалопилитовая, в дацитах, риодацитах и риолитах — витрофировая.

Лавы экструзивных куполов имеют полосчатую, полосчато-флюидальную, массивную (неориентированную), сферолитовую, пемзовую и перлитовую текстуры. Отметить преобладающие текстуры куполов затруднительно, так как в большинстве случаев лава одного и того же купола может иметь почти все перечисленные выше текстуры. При изучении экструзивных куполов нами неоднократно отмечалась определенная текстурная зональность. В этом отношении весьма примечательна работа О. Н. Волынца (1970) о зональности в четвертичных кислых экструзивных куполах. На примере куполов Южно-Купольного и Виконт он с большой наглядностью доказывает наличие не только концентрической текстурной зональности, но и вертикальной. В первом случае горизонтальная зональность представлена (от центра) сферолитовой текстурой, пузырчатой, тонкополосчатой, грубообломочной, пемзовидной. Для

купола Виконт вертикальная зональность от центра экструзии к ее вершине тонкополосчатая, пузырчатая, полосчатая со стекловатыми и шлаковидными полосами, полосчатая со сферолитовой, пемзовидная.

В заключение отметим, что структурно-текстурные особенности строения экструзивных лав отражают не только их химизм, но в большей степени механизм формирования, о чем будет сказано ниже (см. гл. 8). Детальное описание структур и текстур опускаем, они однозначны структурам вообще эффузивных пород, описанных в работе Ю. И. Половинкиной (1966).

Типы лав

Высокая вязкость лав является той отличительной особенностью, которая проявляется при формировании экструзивных куполов. Следовательно, надо ожидать, что куполы должны быть сложены главным образом кислыми и средними породами. Эту особенность куполов отмечали в свое время А. Лакруа (1904, 1908) и И. К. Рассел (Russel, 1889, 1904). Действительно, риолиты, дациты, трахиты, фонолиты и андезиты являются преобладающими лавами. Изредка, как отмечает Х. Вильямс (1932₂), могут встречаться пироксеновые андезиты, и, если температура лав и содержание газа низкие, а затвердевание медленное, куполы могут быть образованы лавами андезито-базальтового состава. Отсюда Х. Вильямс делает вывод, что химический состав исходной магмы не является определяющим фактором в процессе становления экструзивных куполов. Вариации состава лав куполов по содержанию SiO_2 весьма значительны (76,6% в липаритовом куполе Тензо-Сан, Япония и только 48,97% в базальтовом куполе Грейхем).

Среди андезитовых куполов пироксеновые преобладают над роговообманковыми, хотя известны и обратные случаи для отдельных регионов. Х. Бровер (Brouwer, 1942) отмечает, что купол, образованный при подводном извержении близ Меогетанг сложен роговообманковыми андезитами, в то время как другие куполы Вест-Индии характеризуются, в основном, пироксенами. Среди андезитовых куполов Ключевского дола и вулкана Шивелуч (Камчатка) преобладают роговообманковые и роговообманково-пироксеновые. В то же время среди них лавы куполов такого сложного вулканического комплекса, как сопки Зимины, лишены роговой обманки. Мало роговой обманки и в андезитах экструзивного комплекса района Лассен (Калифорния).

Дациты, в противоположность андезитам, более богаты порфировыми выделениями роговой обманки и слюды, чем пироксена (вулканы Эквадора, дацитовые куполы района Лассен, дациты и рио-дациты Восточной Камчатки).

Среди куполов Камчатки и Курильских островов отмечаются все основные разновидности: от липаритов — риолитов до андезито-базальтов. В табл. 2 приводится список куполов, сгруппированных по природе (или типу) образующих их лав.

Список куполов Камчатки и Курильских островов, сгруппированных по типу лав

Тип лавы	Количество	Наименование и местонахождение купола
Андезитобазальты	10	Молодой купол, влк. Синарка, о. Шикотан; купол к западу от горы Смирнова, о. Парамушир; малая экструзия, влк. Южный Гамчен; к-л Корона, влк. Бол. Семячик; экструзия з основании влк. О. Толбачик; экструзия «Плотина»; экструзия Бол. Зимина; экструзия речки Л. Толбачик, седло «Плотины», купол на вершине вулкана Анаун, Срединный хребет
роговообманковые	12	Экструзия юго-восточного подножья, влк. Корякский; купол № 4 «Плотины»; лохматый, влк. Безымянный; Суелич, влк. Шивелуч; центральная экструзия, влк. Камень; вершинная экструзия влк. Ближняя Плоская сопка; Новый влк. Безымянный; Экспедиция, влк. Безымянный; 4-я вершина, влк. Шивелуч; Побочный влк. Безымянный; Северный, влк. Удина, Крайний, влк. М. Удина
пироксеновые	10	Внешний, влк. Головина, о. Кунашир; Восточный купол, там же, купол, о. Харимкотан; Центральный Некк, влк. Владава, о. Парамушир; Крутой, Бол. Семячик; Скалистый, Бол. Семячик; экструзия, влк. Кроноцкий; Горный Зуб, влк. Зимина; Новый, влк. Безымянный; Кратерная вершина, влк. Шивелуч
пироксен-роговообманковые	13	Купол вулкана Экарма, о. Экарма; экструзия вулкана Авача; экструзия вулкана Ксудач; вершинная экструзия, влк. Горящая сопка, о. Симушир; Семкорок, влк. Шивелуч; купол Новый, влк. Безымянный; Сопочка повыше, влк. Шивелуч; Двуглавый, влк. Безымянный; юго-восточный купол, влк. Бол. Удина; Седло, Плотина; Южный купол, влк. Бол. Удина; экструзия, влк. Кизимен; экструзия, влк. Ича
андезитоациты	7	Купол вулкана Головинна, о. Кунашир; купол вулкана Менделеева, там же; Крутой влк. Головинна, там же; купол вулкана Вернадского, о. Парамушир; вершинная экструзия, пик Креницына, о. Онекотан; полукупол, влк. Бол. Семячик; экструзивный купол, влк. Авача
ациты	14	Купол, кальдера вулкана Менделеева, о. Кунашир; купол вулкана Головинна; Центральный купол вулкана Головинна; экструзия, хр. Тумрок; экструзия, р. Дремучая; экструзивный купол, влк. Авача; экструзия, влк. Арик, полукупол, влк. Бол. Семячик; экструзивный купол, влк. Авача; Южный купол, влк. Бол. Зимина; Гладкий влк. Безымянный; Правильный, влк. Безымянный, экструзивный купол, р. Чаба, Срединный хребет; экструзия, влк. Чекчебанай Малый
иолиты-ипариты	10	Экструзия оврага Опасного, влк. Мутновский; экструзия, влк. Ходутка; экструзия на восточном склоне кальдеры, влк. Горелый; экструзия, хр. Ивулк; экструзия горы Гигилен, влк. Ича; экструзивный купол, юго-западное подножье вулкана Ича; экструзивный купол к юго-востоку от конуса Черпук; экструзия вулкана Бол. Чекчебанай; экструзия на северном склоне в-на Хангар; купол у северного подножья вулкана Хангар

Для более объективной оценки отличия экструзивной лавы от эффузивной была проделана статистическая обработка химических анализов однопородных пород, образующих в одном случае лавовые потоки, а в другом — экструзивные куполы. Вероятностно-статистическая обработка аналитических данных проводилась по общепринятой методике, изложенной в работе Ю. Неймана (1968), Е. И. Пустыльника (1968), А. Уорсинга и Дж. Уорсинга (1953), Р. Б. Стрелкова (1966), и др.

В табл. 3 приведены статистики для лавовых потоков и экструзивных куполов, сгруппированных по основным типам лав: риолиты, дациты, андезиты и андезито-базальты. Для расчета были использованы данные из работ А. А. Меняйлова (1955), В. И. Влодавца (1958), К. М. Тимербаевой (1967), Х. Вильямса (1932₁, 1932₂) и др. При сравнении средних данных по химизму лавовых потоков и куполов однозначных регионов существенного различия почти не отмечается. На примере лав Камчатки видно, что статистически (при $p=0,95$) лавовые потоки и куполы различаются: андезиты — по содержанию TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO ; дациты — Al_2O_3 и K_2O , риолиты — различия нет. Это хорошо подтверждается и данными по составу лавы потоков и куполов для конкретных вулканов.

В табл. 4 приведены данные по усредненным пробам для лав андезитового и дацитового состава конкретных вулканов.

Статистика по потокам и куполам (андезито-

Окислы	Камчатка						Курильские	
	эффузии (223)		потоки (215)		куполы (8)		эффузии (123)	
	$\bar{X}$	S_x	$\bar{X}$	S_x	$\bar{X}$	S_x	$\bar{X}$	S_x
SiO_2	54,14	0,077	54,11	0,078	54,84	0,378	54,88	0,065
TiO_2	0,90	0,037	0,90	0,037	0,93	0,133	0,87	0,021
Al_2O_3	17,79	0,083	17,76	0,085	18,69	0,471	18,04	0,139
Fe_2O_3	3,53	0,081	3,58	0,082	5,02	0,743	3,71	0,087
FeO	4,97	0,100	5,00	0,102	4,20	0,475	4,87	0,106
MnO	0,14	0,004	0,14	0,003	0,13	0,026	0,15	0,007
MgO	4,79	0,067	4,82	0,069	3,87	0,448	3,92	0,062
CaO	8,21	0,045	8,22	0,046	7,93	0,280	8,42	0,068
Na_2O	3,17	0,044	3,16	0,045	3,36	0,246	2,71	0,035
K_2O	1,30	0,027	1,30	0,027	1,15	0,157	1,18	0,025
Сумма	99,04		98,99		100,12		98,75	

Из таблицы видно, что породы лавовых потоков и экструзивных куполов различаются только по содержанию окисного и закисного железа. Однако по отдельным анализам такой вывод не бесспорен. Проиллюстрируем это на примере экструзивного купола Безыманный (рис. 13, табл. 5). Пробы андезитовой лавы отобраны из различных участков медленно формирующегося купола.

Цифры анализов показывают, что отношение $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ в лаве купола закономерно возрастает от центральной части к периферии. Максимальная величина этого отношения соответствует зоне А, где расположены наиболее горячие участки поверхности лавового купола. Здесь и протекают интенсивные процессы поверхностного окисления горячей лавы кислородом воздуха (О. Г. Борисов, В. Н. Борисова, 1963; В. Н. Борисова, 1965).

Аналогичные явления отмечаются и на лавовых потоках, особенно на участках с типичной шлакоподобной текстурой (Б. И. Пийп, 1956; Дж. Кеннеди, 1950). Поэтому данный критерий различия прямо не может быть использован для диагностики экструзий. И все же статистика показывает, что несмотря на широкие вариации отношений $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ в эффузивах, этот критерий может быть статистически принят для диагностики экструзивной лавы андезитового состава. Если раньше многие исследователи, в том числе и один из авторов настоящей работы (В. Н. Борисова), полагали, что увеличение отношения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ определяется процессом окисления вообще железосодержащих минералов, то последние данные, в частности, та статистика, которая приведена в данном разделе, показывают, что это не совсем так. На многих примерах установ-

Таблица 3

базальты) Камчатки и Курильских островов

острова						Другие районы мира		$\frac{X_1 - X_2}{s\sqrt{\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2}}}$	
все эффузивы (105)		потоки (97)		куполы (8)		куполы (11)		Камчатка	Курилы
$\bar{X}$	S_x	$\bar{X}$	S_x	$\bar{X}$	S_x	$\bar{X}$	S_x		
59,16	0,171	59,17	0,179	59,14	0,935	60,97	0,744	1,6	0,04
0,74	0,039	0,72	0,041	0,99	0,203	0,55	0,093	2,64	1,64
17,59	0,107	17,67	0,112	16,74	0,566	17,79	0,546	1,46	2,18
3,26	0,109	3,21	0,114	3,83	0,372	2,99	0,410	4,31	1,51
3,92	0,127	3,93	0,133	3,80	0,372	3,87	0,501	2,77	0,27
0,16	0,013	0,16	0,014	0,15	0,016	0,17	0,042	2,10	0,21
2,93	0,079	2,91	0,083	3,19	0,336	2,43	0,109	2,22	0,91
6,90	0,148	6,88	0,155	7,04	0,396	6,82	0,221	1,05	0,29
2,92	0,042	2,91	0,044	3,08	0,157	3,21	0,355	1,30	1,05
1,53	0,045	1,57	0,047	1,11	0,156	1,16	0,138	1,70	2,84
99,11		99,13		99,07		98,91			

Статистики по потокам и куполам

Окислы	Камчатка и Курильские острова					
	все эффузии (257)*		потоки (212)		купола (45)	
	$\bar{X}$	S_x^-	$\bar{X}$	S_x^-	$\bar{X}$	S_x^-
SiO ₂	59,35	0,102	59,29	0,116	59,66	0,271
TiO ₂	0,75	0,022	0,76	0,024	0,73	0,065
Al ₂ O ₃	17,45	0,078	17,45	0,087	17,46	0,218
Fe ₂ O ₃	3,39	0,087	3,23	0,097	4,13	0,145
FeO	3,52	0,078	3,64	0,087	2,92	0,179
MnO	0,14	0,007	0,14	0,008	0,16	0,016
MgO	3,02	0,059	3,05	0,066	2,91	0,095
CaO	6,61	0,093	6,61	0,105	6,61	0,100
Na ₂ O	3,35	0,040	3,33	0,045	3,46	0,079
K ₂ O	1,57	0,042	1,60	0,047	1,40	0,081
Сумма	99,15		99,100		99,44	

Примечание. Даны квадратичные ошибки для $\bar{X}$, т. е. S_x^- ($p=0,95$).

Статистика по потокам и куполам (андезиты-)

Окислы	Камчатка и Курильские острова						Камчатка			
	эффузии (123)		потоки (102)		купола (21)		эффузии (85)		потоки (73)	
	$\bar{X}$	S_x^-	$\bar{X}$	S_x^-	$\bar{X}$	S_x^-	$\bar{X}$	S_x^-	$\bar{X}$	S_x^-
SiO ₂	64,26	0,204	64,44	0,230	63,35	0,416	64,49	0,258	64,67	0,286
TiO ₂	0,65	0,027	0,65	0,030	0,64	0,054	0,64	0,030	0,064	0,034
Al ₂ O ₃	16,32	0,131	16,16	0,135	17,10	0,348	16,35	0,151	16,15	0,167
Fe ₂ O ₃	3,04	0,120	2,94	0,079	3,51	0,385	2,91	0,089	2,88	0,098
FeO	2,26	0,075	2,30	0,085	2,09	0,243	2,04	0,082	2,07	0,091
MnO	0,11	0,004	0,11	0,005	0,11	0,009	0,11	0,005	0,11	0,006
MgO	1,89	0,055	1,91	0,062	1,75	0,183	1,87	0,064	1,91	0,077
CaO	4,74	0,091	4,65	0,095	5,19	0,329	4,49	0,103	4,41	0,114
Na ₂ O	3,70	0,103	3,69	0,092	3,75	0,314	3,97	0,109	3,91	0,065
K ₂ O	1,92	0,053	2,02	0,058	1,43	0,154	2,19	0,057	2,27	0,067
Сумма . . .	98,89		98,87		98,92		99,06		99,02	

* Количество проб.

(андезиты) Камчатки, Курильских островов

Камчатка					
все эффузии (152)		потоки (115)		купола (37)	
$\bar{X}$	S_x^-	$\bar{X}$	S_x^-	$\bar{X}$	S_x^-
59,48	0,142	59,39	0,168	59,77	0,307
0,76	0,030	0,79	0,035	0,67	0,029
17,35	0,108	17,26	0,128	17,61	0,203
3,48	0,120	3,25	0,143	4,19	0,165
3,24	0,108	3,40	0,128	2,73	0,203
0,13	0,005	0,12	0,006	0,16	0,018
3,09	0,082	3,17	0,097	2,85	0,107
6,41	0,089	6,37	0,106	6,53	0,110
3,65	0,055	3,68	0,063	3,55	0,090
1,59	0,050	1,63	0,058	1,46	0,082
99,18		99,07		99,52	

Таблица 3б

дациты и дациты) Камчатки и Курильских островов

Курильские острова								Другие районы мира		$\frac{X_1 - X_2}{S\sqrt{\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2}}}$	
купола (12)		эффузии (38)*		потоки (29)*		купола (9)*		купола (11)*		Камчатка	Курилы
$\bar{X}$	S_x^-	$\bar{X}$	S_x^-	$\bar{X}$	S_x^-	$\bar{X}$	S_x^-	$\bar{X}$	S_x^-		
63,40	0,651	63,75	0,159	63,89	0,195	63,30	0,450	66,67	0,656	1,68	1,37
0,63	0,050	0,68	0,049	0,69	0,053	0,66	0,109	0,31	0,028	0,12	0,26
17,57	0,300	16,26	0,223	16,19	0,127	16,48	0,700	15,76	0,691	3,29	0,66
3,12	0,291	3,32	0,247	3,11	0,119	4,02	0,775	1,67	0,286	0,88	1,93
1,87	0,380	2,27	0,144	2,89	0,164	2,38	0,409	1,88	0,255	0,75	1,38
0,11	0,011	0,10	0,007	0,10	0,009	0,12	0,018	0,11	0,071	0,0	1,18
1,65	0,286	1,92	0,111	1,93	0,136	1,89	0,187	2,11	0,178	0,90	0,15
4,96	0,514	5,30	0,197	5,23	0,220	5,51	0,227	4,10	0,456	1,58	0,67
4,31	0,392	3,10	0,092	3,13	0,106	3,01	0,213	3,90	0,129	1,82	0,54
1,75	0,215	1,32	0,078	1,41	0,093	1,00	0,153	2,41	0,211	2,68	2,16
99,37		98,52		98,57		98,37		98,92			

Статистика по потокам и куполам (дацито-липаритов, липаритов и риолитов)
Камчатки и некоторых других районов

Окислы	Камчатка						Другие рай- оны мира		$\frac{X_1 - X_2}{S \sqrt{\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2}}}$
	эффузии (28)		потоки (18)		купола (10)		купола (8)		Камчатка
	$\bar{X}$	S_x	$\bar{X}$	S_x	$\bar{X}$	S_x	$\bar{X}$	S_x	
SiO ₂	71,11	0,471	71,35	0,649	70,68	0,770	68,84	2,177	0,83
TiO ₂	0,33	0,024	0,33	0,036	0,32	0,028	0,43	0,062	0,21
Al ₂ O ₃	14,87	0,235	14,92	0,327	14,78	0,387	14,90	0,666	0,27
Fe ₂ O ₃	1,48	0,166	1,44	0,120	1,55	0,375	2,37	0,500	0,35
FeO	1,07	0,108	0,99	0,151	1,20	0,178	1,01	0,375	0,86
MnO	0,07	0,005	0,07	0,007	0,07	0,013	0,14	0,032	0,00
MgO	0,81	0,127	0,67	0,077	1,04	0,263	0,30	0,101	1,69
CaO	2,12	0,175	2,08	0,180	2,19	0,347	1,29	0,215	0,31
Na ₂ O	4,05	0,130	4,07	0,182	4,01	0,300	5,68	0,423	0,18
K ₂ O	3,27	0,209	3,19	0,292	3,40	0,328	4,15	0,488	0,45
Сумма	99,18		99,11		99,24		99,11		

Таблица 4

Состав пород лавовых потоков и куполов вулканов Зимина и Шивелуч

Окислы	Вулкан Зимина		Вулкан Шивелуч	
	содержание окислов, вес. %			
	лавовый поток	экструзивный купол	лавовый поток	экструзивный купол
SiO ₂	63,98	63,32	59,12	59,74
TiO ₂	0,43	0,54	0,65	0,65
Al ₂ O ₃	15,60	16,31	17,47	18,04
Fe ₂ O ₃	0,99	3,80	3,35	4,55
FeO	3,58	1,58	3,64	0,57
MnO	0,09	0,10	0,06	0,09
MgO	2,28	2,45	3,50	4,10
CaO	4,99	5,43	6,50	6,44
Na ₂ O	3,14	3,77	4,04	4,24
K ₂ O	2,56	1,89	1,26	1,55
P ₂ O ₅	0,29	0,13	0,48?	0,18
H ₂ O	1,72	1,27	0,34	0,30
SO ₃	—	0,07	—	0,18
Сумма . . .	99,65	100,66	100,44 (100,41)	100,35
P _{O₂} (T=900° C)	1,9·10 ⁻⁸	8,2·10 ⁻⁶		

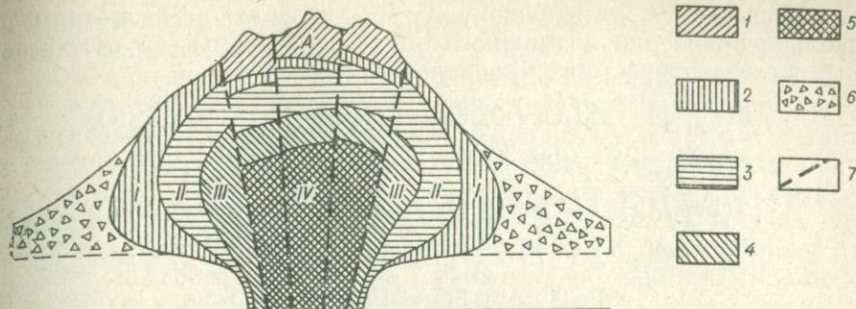


Рис. 13. Схема зонального изменения отношения $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ и PO_2 во время формирования купола «Нового».

1 — шлакообразный андезит; 2 — внешняя зона, коричневый андезит; 3 — промежуточная зона, серо-коричневый андезит; 4 — промежуточная зона, серый андезит; 5 — центральная зона, серо-зеленый андезит; 6 — брекчия разрушения; 7 — зоны блоковых подвижек (номера зон на схеме соответствуют табл. 5).

лено, что процессы окисления экструзивной лавы протекают более интенсивно, чем эффузивной. А вот интенсивность окисления различных минералов в лавах не рассматривалась.

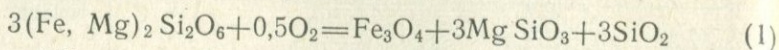
Таблица 5

Химические анализы (вес. %) и парциальное давление кислорода при кристаллизации для различных зон кратерного купола вулкана Безымянного

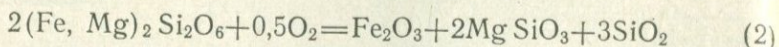
Окислы	A*	I**	II**	III***	IV**
SiO_2	—	60,98	60,20	59,94	59,80
TiO_2	—	1,06	1,14	0,84	1,30
Al_2O_3	—	18,16	17,80	17,18	18,09
Fe_2O_3	6,39	5,63	4,36	3,53	2,98
FeO	0,40	1,16	2,76	3,32	3,56
MgO	—	2,55	2,80	2,80	2,98
CaO	—	6,65	6,80	6,89	6,90
MnO	—	0,19	0,18	0,14	0,18
Na_2O	—	2,26	2,84	3,46	3,10
K_2O	—	1,53	1,33	1,23	1,14
H_2O^-	—	0,08	0,08	0,16	0,04
H_2O^+	—	0,06	—	0,09	0,02
Сумма . .		100,21	100,29	99,58	100,09
$\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$	0,062	0,206	0,636	0,94	1,19
P_{O_2} ($T=900^\circ\text{C}$)	$4,65 \cdot 10^{-4}$	$7,1 \cdot 10^{-5}$	$2,8 \cdot 10^{-6}$	$3,2 \cdot 10^{-7}$	$2,0 \cdot 10^{-7}$

Примечание. Аналитики * А. М. Погорелова, ** И. Б. Никитина, *** И. И. Товарова.

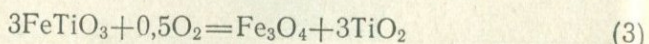
Попытаемся дать оценку этому явлению. Рассмотрим несколько уравнений возможного образования Fe_2O_3 за счет основных железосодержащих минералов лавы.



$$\Delta Z_{R_{298^\circ}} = -69,39 \text{ ккал}; \quad P_{\text{O}_2} = 10^{-101,74} \text{ атм.}$$



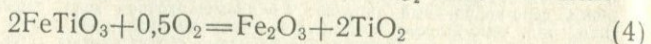
$$\Delta Z_{R_{298^\circ}} = -46,29 \text{ ккал}; \quad P_{\text{O}_2} = 10^{-67,82} \text{ атм.}$$



$$\Delta Z_{R_{1200^\circ}} = -30,59 \text{ ккал}; \quad \Delta Z_{R_{298^\circ}}^{-3,212,323} = -47,889 \text{ ккал};$$

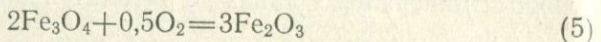
$$P_{\text{O}_2} = 10^{-44,85} \text{ атм.}$$

$$P_{\text{O}_2} = 10^{-70,22} \text{ атм.}$$



$$\Delta Z_{R_{1200^\circ}} = -2,895 \text{ ккал}; \quad P_{\text{O}_2} = 10^{-4,24} \text{ атм.}$$

$$\Delta Z_{R_{298^\circ}} = -47,326 \text{ ккал}; \quad P_{\text{O}_2} = 10^{-69,39} \text{ атм.}$$



$$\Delta Z_{R_{1200^\circ}} = -11,652 \text{ ккал}; \quad P_{\text{O}_2} = 10^{-17,08} \text{ атм.}$$

$$\Delta Z_{R_{298^\circ}} = -46,20 \text{ ккал}; \quad P_{\text{O}_2} = 10^{-67,74} \text{ атм.}$$

Вычисленные значения свободной энергии и P_{O_2} хотя и не могут быть прямо аппроксимированы на реальные процессы окисления в горячих лавах, но они вполне дают качественную ориентировку на возможный порядок реакций. Проведенные расчеты P_{O_2} показывают, что переход FeO в Fe_2O_3 возможен только после перехода всего Fe_3O_4 в Fe_2O_3 как для гиперстена, так и для ильменита. Поэтому в породе отношение $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ будет определяться не столько величиной P_{O_2} , сколько отношением минералов, содержащих различные валентные формы железа. По-видимому, данный параметр в значительной степени увеличивает величину дисперсии в отношении окись—закись в суммарном содержании железа в породе. Это предположение подтверждается и корреляционным анализом пары $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{—FeO}$ в лавовых потоках и экструзиях. Коэффициент корреляции равен 0,45, что с большим допуском говорит о пропорциональном изменении в отношении $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{—FeO}$ при окислительных процессах, хотя при $p=0,95$ он и незначим.

С повышением температуры скорость окисления в значительной мере возрастает, что в конечном итоге может привести к полному разрушению первичных железосодержащих минералов с образованием Fe_2O_3 и других продуктов их разрушения.

Таким образом, поле устойчивости Fe_3O_4 при 25°C определяется $P_{\text{O}_2}=10^{-88,9}\text{—}10^{-67,74}$ атм. Выше значения $10^{-67,74}$ лежит поле устойчивости Fe_2O_3 . Поэтому вполне естественно, что лава длитель-

но формирующихся куполов в условиях высокого P_O , должна содержать больше Fe_2O_3 , чем FeO .

Чем больше магнетита (или других соединений типа $nFeO \times mFe_2O_3$), тем интенсивнее идут процессы окисления FeO до Fe_2O_3 . Максимальное содержание магнетита падает на андезиты, и соответственно отношение Fe_2O_3/FeO в них выше, чем в других породах (табл. 6). Нужно отметить еще одну деталь. Как показывает пример с куполом вулкана Безымянного (см. рис. 13 и табл. 5), большое значение имеет место взятия пробы. И, как правило, отдельная точечная проба не отражает истинного отношения Fe_2O_3/FeO в лавах, и особенно куполах.

Минералогия лав экструзивных куполов мало отличается от минералогии идентичных по составу лавовых потоков; этот вывод касается и статистической оценки, и конкретно лав одного вулкана. Средние оценки минералогического состава лав и куполов для трех вулканов Камчатки (табл. 7) не отражают кажущихся различий ввиду очень большой вариации этих средних значений. И все же можно отметить, что лавы более богаты пироксенами, а куполы — роговой обманкой, хотя на вулкане Зими́на роговая обманка отсутствует и в лавах, и в куполах.

А. Ритман (1964) пишет, что часто на глубине господствуют иные, чем на поверхности, условия, так называемые субвулканические, характеризующиеся более высоким давлением и богатством газа. При этих условиях образуются частично другие, чем в поверхностной лаве, минералы, такие как роговая обманка, биотит, гиперстен. И хотя гиперстен, в отличие от роговой обманки и биотита, не содержит гидроксила, он образуется при высоком давлении и обилии газа в магме. При более высокой температуре из сухих расплавов выделяется пижонит.

Таким образом, как роговая обманка и биотит, так и гиперстен указывают на высокое давление и газонасыщенность магмы, образующей экструзивную лаву. При низком давлении и бедности газом эти интрателлурические вкрапленники (фенокристаллы) неустойчивы. Если экструзия лавы продолжается длительное время, а сами лавы охлаждаются медленно, фенокристаллы роговой обманки и биотита переходят в смесь стабильных минералов: вода удаляется, и часто возникают реакции с еще существующим расплавом. Роговая обманка замещается смесью из плагиоклаза, авгита (пижонита), оливина и магнетита; биотит замещается санидином, пижонитом (клиногиперстеном) и магнетитом, причем кремнекислота отнимается у расплава. Фенокристаллы гиперстена реагируют при образовании пижонита с молекулами диопсид-авгита расплава. Они становятся похожими на корродированные. Во всех этих случаях новые продукты могут образовать оболочки вокруг остатков фенокристаллов, которые редко исчезают полностью; в таких случаях остаются псевдоморфозные пятна из смеси стабильных минералов.

Как мы уже отмечали, химизм лавовых потоков и куполов аналогичных пород почти идентичен. Однако условия становления

Таблица 6

Субмодальный состав (вес. %) пород лавовых потоков и куполов Камчатки

Минералы	Андезито—базальты		Андезиты		Риолиты		Дациты		Σ всех пород	
	потоки	куполы	потоки	куполы	потоки	куполы	потоки	куполы	потоки	куполы
Кварц	6,04	7,93	14,07	15,72	21,41	18,72	29,13	27,25	13,37	18,19
Ортоклаз	7,82	6,93	9,69	8,73	13,33	10,35	19,03	20,24	9,68	9,63
Альбит	27,12	28,44	31,49	30,10	33,54	36,60	34,72	34,31	28,71	30,50
Анортит	30,72	32,31	25,93	27,92	20,05	23,75	12,55	12,04	27,52	26,23
Диопсид	8,13	5,48	5,17	3,55	1,66	0,74	—	—	4,77	2,27
Энстатит	8,26	7,08	4,98	5,47	4,12	3,79	1,68	2,61	6,48	5,17
Ферросилит	4,92	3,60	2,40	1,75	0,40	0,73	0,16	0,92	3,19	1,66
Магнетит	5,26	4,69	4,74	4,07	4,22	3,03	2,10	1,49	4,78	3,64
Ильменит	1,71	1,77	1,53	1,29	1,26	1,23	0,63	0,62	1,50	1,45
Гематит	—	1,77	—	1,40	—	1,05	—	0,52	—	1,26
Плагиоклаз	Ab ₄₇ An ₅₃	Ab ₄₇ An ₅₃	Ab ₅₅ An ₄₅	Ab ₅₂ An ₄₈	Ab ₆₃ An ₃₇	Ab ₆₁ An ₃₉	Ab ₇₃ An ₂₇	Ab ₇₄ An ₂₆	Ab ₅₁ A ₄₉	Ab ₅₄ An ₄₆
Ромбический пироксен	Fs ₃₇ гиперстен	Fs ₃₄ гиперстен	Fs ₃₃ гиперстен	Fs ₂₄ бронзит	Fs ₉ энстатит	Fs ₁₆ бронзит	Fs ₉ энстатит	Fs ₂₆ бронзит	Fs ₃₃ гиперстен	Fs ₂₄ бронзит

Таблица 6а

Статистика по куполам андезитов и дацитов района Лассен

Дациты (11)						Андезиты (6)					
Окислы	$\bar{X}$	$S_{\bar{x}}$	Минералы	$\bar{X}$	$S_{\bar{x}}$	Окислы	$\bar{X}$	$S_{\bar{x}}$	Минералы	$\bar{X}$	$S_{\bar{x}}$
SiO ₂	66,70	0,797	Кварц	21,59	1,390	SiO ₂	59,17	1,136	Кварц	12,68	1,489
TiO ₂	0,41	0,029	Ортоклаз	13,95	0,722	TiO ₂	0,62	0,103	Ортоклаз	9,45	0,886
Al ₂ O ₃	16,33	0,382	Альбит	34,27	0,624	Al ₂ O ₃	17,66	0,418	Альбит	31,00	0,651
Fe ₂ O ₃	1,65	0,286	Анортит	18,57	1,173	Fe ₂ O ₃	2,86	0,438	Анортит	26,75	1,675
FeO	1,85	0,269	Диопсид	1,74	0,222	FeO	3,15	0,259	Диопсид	4,66	0,651
MnO	0,07	0,011	Гиперстен	5,85	0,884	MnO	0,15	0,044	Гиперстен	9,35	0,792
MgO	2,02	0,211	Магнетит	2,06	0,201	MgO	3,54	0,159	Магнетит	4,14	0,617
CaO	4,14	0,351	Ильменит	0,74	0,125	CaO	6,78	0,287	Ильменит	1,19	0,188
Na ₂ O	3,97	0,132	Апатит	0,34	0,037	Na ₂ O	3,69	0,081	Апатит	0,39	0,058
K ₂ O	2,35	0,211				K ₂ O	1,60	0,172			
Сумма	99,52					Сумма	99,22				

Минералогический состав пород (объем %, приведенных к 100%)
вулканов Шивелуч, Удиных и Зимина

Минералы	Шивелуч		Удины		Зимина			
	андезиты		андезиты		андезиты		дациты	
	потоки	купо- лы	потоки	купо- лы	потоки	купо- лы	потоки	купо- лы
Плагноклаз	55,78	52,13	70,13	78,90	87,30	87,34	79,64	81,5
Оливин . . .	3,43	сл.	—	—	1,26	5,76	—	—
Роговая обм.	25,07	40,52	3,08	7,92	—	—	—	—
Гиперстен . .	12,14	1,57	10,58	7,64	5,26	1,71	9,88	10,08
Авгит — диоп- сид . . .	3,63	5,10	11,26	1,38	5,38	6,10	5,28	4,54
Магнетит . . .	—	—	5,17	4,26	1,33	1,24	3,20	3,77
Кварц . . .	—	—	—	—	—	—	2,00	0,21
Ab — An . .			Ab ₄₀ An ₆₀	Ab ₁₇ An ₈₃	Ab ₄₃ An ₅₇	Ab ₁₆ An ₈₄	Ab ₁₇ An ₈₃	Ab ₁₉ An ₈₁

их различны, что определяет различия в их минералогическом составе. Поэтому многие авторы относят, казалось бы, вполне идентичные по химическому составу породы к различным семействам: от андезитов до риолитов. В этом отношении интересный пример приводит А. Ритман (1964) для пород с одинаковым химическим составом (табл. 8).

Как видим, химически идентичные горные породы отнесены по их минералогическому составу к различным фациям. Вполне естественен и обратный процесс, когда породы с идентичным минералогическим, но различным химическим составом относятся к одной определенной фации. Приведенные в этом разделе таблицы показывают большие вариации в химизме и минералогическом составе пород, что вполне возможно за счет вышеуказанных причин.

Особая трудность в оценке минералогического состава лав и куполов связана с неравномерной кристалличностью этих пород.

Таблица 8

Субвулканическая фация		Вулканическая фация	
Минералогический состав, (об. %)			
Санидин	16	Лейцит	27
Плагноклаз	36	Нефелин	3
Биотит	32	Плагноклаз	36
Роговая обманка	14	Авгит	20
Магнетит	2	Оливин	13
		Магнетит	1

Название породы:

Биотитовое сениито-габбро	Оливиново-лейцитовый тефрит («базанит»)
---------------------------	---

Мы уже отмечали, что содержание стекла в них колеблется от первых десятков до 90 объемных процентов и выше. Даже в том случае, когда порода, казалось бы, раскристаллизована на 80—90%, содержание микролитов бывает столь высоким, что реально оценить минералогический состав можно только по фенокристаллам. Поэтому, чтобы определить хотя бы приблизительный потенциальный минералогический состав лав и экструзивных куполов идентичных пород, мы рассчитали их субмодальный состав, исходя из среднего химического состава лав и экструзий. Для некоторых разновидностей экструзий дана статистическая оценка их минералогического состава. В табл. 6, 6а приведены данные этих расчетов. Если оценить средние статистические значения в содержании минералов, полагая, что их различия в лавах и куполах значимые (при $p=0,95$), то мы можем отметить следующие закономерности:

1. В андезито-базальтах и андезитах куполов уменьшается содержание ортоклаза, диопсида, ромбического пироксена, магнетита, ильменита и возрастает доля свободного кварца, полевого шпата (в котором увеличивается содержание анортитовой молекулы); появляется гематит. В ромбических пироксенах уменьшается доля ферросилита.

2. В дацитах куполов уменьшается доля свободного кварца, ортоклаза, диопсида, магнетита и возрастает содержание плагиоклаза (с незначительным увеличением в нем анортитовой составляющей); появляется гематит. Содержание ромбического пироксена и ильменита почти не изменяется.

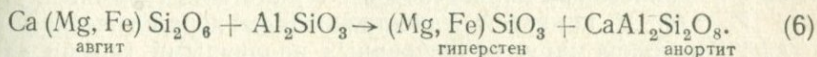
3. В риолитах в куполах уменьшается доля свободного кварца, незначительно — плагиоклаза (почти без изменения его состава), магнетита, исчезает диопсид; увеличивается содержание ортоклаза, ромбического пироксена, появляется гематит; содержание ильменита не изменяется.

В дацитах и риолитах, в отличие от андезито-базальтов и андезитов куполов, в ромбических пироксенах увеличивается доля ферросилита, что подтверждается данными по лавам конкретных куполов (В. И. Влодавец, 1958). Общим для всех куполов является стремление ромбических пироксенов к составу, отвечающему Fs_{10-30} , т. е. к бронзиту.

Последнее обстоятельство представляет несомненный интерес для генезиса экструзивных куполов. Как отмечает У. А. Дир и др. (1965), ромбические пироксены (часто и пижонит) с высоким содержанием Fs_{30-35} обычно встречаются в глубинных магматических породах базальтового состава, но редки в эквивалентных гипабиссальных породах. Если принять эту точку зрения, то внешне очевиден процесс обогащения экстацитом экструзивных лав андезито-базальтового и андезитового состава и, наоборот, обеднение энстатитовой составляющей экструзивных куполов дацитового и риолитового состава, так как условия становления куполов одинаковые, а формирование исходной магмы для средних и кислых пород различные (по глубинности, т. е. давлению и температуре). Ромбический пироксен в большинстве случаев встречается в лавах

с содержанием SiO_2 от 57 до 59%, т. е. в андезито-базальтах и андезитах. Если содержание кремнезема в породах превышает 65%, ромбический пироксен отмечается редко и в очень небольших количествах (У. А. Дир и др., 1965).

По приведенным выше данным, ромбический пироксен содержится в значительном количестве и в кислых лавах, что, по-видимому, связано с ассимиляцией глиноземистых осадочных или метаморфических пород, которая приводит в конечном результате к увеличению ромбического пироксена и повышению содержания анортитового компонента в плагиоклазе за счет богатого кальцием пироксена:



Аналогичные процессы отмечаются многими исследователями и, в частности, для вулканов Ключевской группы В. Н. Борисовой (1966) и К. М. Тимербаевой (1967).

Весьма редкая ассоциация ромбических пироксенов с оливинами. Так, в андезитовых куполах вулкана Шивелуч, содержащих оливин, обычны авгит-диопсид, а ромбические пироксены редки. В то же время андезиты вулканов Ключевской группы, богатые ромбическими пироксенами, почти не содержат оливина, а если последний и присутствует, в породах возрастает доля авгита, а количество ромбического пироксена уменьшается.

При расчете субмодального состава пород не учитывалась роговая обманка. Это связано с тем, как мы уже отмечали выше, что роговая обманка не является обязательным компонентом лавовых потоков, а в экструзивных куполах ее содержание сильно варьирует от единичных зерен до 50—60% от общего числа минералов вкрапленников. В ряде случаев роговая обманка является характерным минералом экструзивной андезитовой лавы, поэтому некоторые исследователи относят лавовые потоки к экструзивным куполам. Этот вопрос пока дискуссионный, хотя, как отмечалось выше, условия для кристаллизации роговой обманки в экструзивной лаве куполов благоприятнее, чем в эффузивной лаве потоков.

В экструзивных куполах присутствует главным образом базальтическая роговая обманка, но не исключено одновременное присутствие и обычной, хотя некоторыми исследователями этот факт оспаривается. Базальтические роговые обманки, как правило, имеют низкое содержание гидроксильной группы. Поэтому вполне естественно связать минералогический состав лав экструзивных куполов с количеством летучих, присутствующих в формирующейся экструзивной магме. Богатая летучими (и в частности водой) магма в условиях высоких давлений способствует образованию роговой обманки, бедная — ромбического пироксена. Следовательно, минералогический состав экструзивных куполов можно использовать как индикатор относительной газонасыщенности экструзивной магмы и, в частности, водонасыщенности. Такие магмы обладают огромной взрывной силой, но последующие процессы газо-

термального воздействия на породы у них выражены слабо. В отличие от них сухие магмы обладают малой взрывной силой, но характеризуются впоследствии интенсивными постмагматическими газо-гидротермальными процессами. Как мы увидим ниже, с гиперстеновыми экструзивными лавами связаны основные проявления сольфатарного процесса на вулканах, приводящего к образованию мощных зон изменённых пород, часто сопровождаемых месторождениями вулканической серы.

Таким образом, минералогический состав пород экструзивных куполов в какой-то мере определяет не только количественный, но и качественный состав магматических газов: лавы куполов с роговой обманкой относительно богаты галогенными газами, а куполов с ромбическими пироксенами — сернистыми газами.

В табл. 9 приведен качественный минералогический состав для 99 куполов мира, образованных различными типами лав. Обзор минералогического состава, данный по преобладающим феми-

Таблица 9

Минералогический состав экструзивных куполов различного типа лав

Минералогический состав по преобладающим минералам, фенокристаллам и микролитам	Типы лав куполов и их количество							
	андезитобазальты	андезиты	трахиандезиты	андезитодацииты	дациты	плагнолапарты	трахиты	трахилапарты
Роговообманковые		3						3
Роговообманковые:								
с гиперстеном		10		1				11
с пироксеном		1		2				3
с авгитом		2					1	3
с мусковитом					3			3
с оливином		1						1
с гиперстеном и оливином		1						1
с авгитом и оливином		1						1
с гиперстеном и биотитом				1	2			1
с пироксеном и биотитом					1			3
с бронзитом, авгитом и оливином								1
с авгитом, гиперстеном и оливином		1						1
Роговообманково-гиперстеновые		3						3
Роговообманково-гиперстеновые с авгитом		3						3
Авгитовые с оливином		6		1				7
Гиперстеновые		7	1	1	2			11
Гиперстеновые:								
с авгитом		15		11	1			27
с авгитом и оливином	2	2		1	1			6
с роговой обманкой, авгитом и оливином		5		1	1			7
Биотитовые					1	1		2
Биотито-роговообманково-авгитовые							1	1

ческим минералам — фенокристаллам и микролитам, показывает, что куполы, образованные лавами с гиперстеновыми и другими минералами без роговой обманки составляют 44%; гиперстеносодержащими — 79%; чисто гиперстеновыми — 11%; с роговой обманкой и другими минералами без гиперстена — 13%; роговообманковосодержащими — 49,0%; чисто роговообманковыми — 3%.

Отсюда следует, что преобладают гиперстеносодержащие и роговообманковосодержащие лавы. А основным минералом куполов следует считать гиперстен, так как только в 21 случае из 99 экструзивные лавы не содержат гиперстена.

Отношение нормативного молекулярного альбита к анортиту в лавах и куполах показывает, что статистически различия в них почти нет. Это лишний раз свидетельствует о едином источнике эффузивной и экструзивной лав.

Характер зональности в фенокристаллах плагиоклазов показывает, что в куполах могут встречаться плагиоклазы с прямой и сложной зональностью. При этом как те, так и другие разности кристаллизуются раньше пироксенов и роговой обманки. Это наводит на мысль, что время становления магмы не всегда влияет на ее эффузивный или экструзивный характер проявления.

Биотит не является типичным минералом куполов. Как и роговая обманка, он может встречаться в средних и кислых лавах потоков и куполов. Предпочтительно биотит кристаллизуется в экструзивных куполах и часто ассоциирует с роговой обманкой. Нами неоднократно отмечался биотит в андезито-дацитовых куполах Камчатки (район Малетойвая, Долина Гейзеров — Кальдера Узон и в ряде других мест). А. А. Меняйлов (1955) и В. Н. Борисова (1966) отметили редкие включения биотита в андезитовых куполах вулканов Шивелуч и Зимины.

Высокое содержание магнетита в породах различных серий (от андезито-базальта до риолитов) можно объяснить тем, что за него часто принимают характерные ориентированные включения, которые могут быть представлены гематитом, ильменитом, герцинитом. И все же сопоставление субмодального состава пород с реальным показывает, что доля магнетита в породах куполов весьма значительна. Следовательно, мы можем предполагать, что магнетит и ильменит являются основными поставщиками трехвалентного железа при окислении лавы куполов. По мнению Х. Леппа (Lepp, 1957), окисление Fe_3O_4 до $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ начинается при температуре около 200°C и заканчивается при $375\text{—}400^\circ$; $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3 \rightarrow$ до Fe_2O_3 — начинается около 375°C и заканчивается при $525\text{—}550^\circ\text{C}$, а окисление Fe_3O_4 до $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ начинается при $550\text{—}570^\circ\text{C}$ и заканчивается в зависимости от длительности первой реакции — перехода Fe_3O_4 в $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$, т. е. полное окисление происходит при температурах ниже температур становления экструзивных куполов.

Частая ассоциация в экструзивных куполах рутила с пиритом, по-видимому, связана с процессами превращения ильменита под воздействием H_2S в агрегат пирита и рутила. Поэтому нередко многие исследователи вместо ильменита отмечают рутил.

Краткий обзор химического и минералогического состава экструзивных куполов и лав показывает, что несмотря на кажущуюся идентичность их состава, можно наметить и определенные различия. Они сводятся к следующему.

1. В экструзивных лавах: а) повышается основность плагиоклазов, т. е. возрастает доля анортитовой составляющей и уменьшается доля ортоклазовой молекулы; б) ромбические пироксены стремятся к составу, отвечающему бронзиту; в) ильменит и магнетит замещаются рутилом, пиритом и гематитом.

2. Роговая обманка, биотит, ромбические пироксены являются более предпочтительными минералами экструзивных лав.

3. Различия в минералогическом составе пород определяются не столько химическим составом лав, сколько их газонасыщенностью и условиями образования.

4. По химической характеристике эффузивные лавы потоков и куполов почти идентичны. Наблюдаются лишь незначительные расхождения в содержании Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , K_2O , MgO для лав и куполов андезитового и дацитового состава отдельных регионов.

5. По мере повышения кислотности лав, образующих потоки и куполы, химические различия между ними становятся незначительными.

Рассмотренный материал вполне подтверждает высказанную ранее точку зрения, что химический состав исходной лавы существенно не влияет на форму ее проявления на земной поверхности.

ГЛАВА 5

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД ЭКСТРУЗИЙ

Пористость

Пористость пород куполов определяется степенью газонасыщенности и вязкости экструзивной лавы. В процессе становления купола (при остывании лавы и подвижках в теле растущего купола) образуются трещины, сообщающие породам вторичную пористость. Выветривание способствует образованию новых трещин. Для экструзивных куполов весьма характерна первоначальная пористость, образованная газовыми пузырьками и тектоническими трещинами подвижек при формировании купола. Форма пор соответствует форме образовавших их пузырьков газа и часто отвечает направлению течения (выдавливанию) лавы. Межкристалловая форма пор встречается реже и обычно преобладает в центральных или прикорневых частях куполов с массивной текстурой. Размер пор не является характерным признаком лавы куполов; встречаются сверхкапиллярные, капиллярные и субкапиллярные. Как правило, пористость лавы куполов возрастает от центра к периферии.

В случае многократного, блочного формирования купола величина пор может чередоваться от слоя к слою или от блока к блоку. Наибольший интерес представляет средний размер пор пород куполов, так как он обуславливает проницаемость и ряд других свойств. В данной главе мы рассмотрим основные параметры, характеризующие лавы куполов, — пористость и проницаемость.

До настоящего времени в литературе при описании пористости и проницаемости горных пород не нашли отражения раздельная фиксация и сопоставление отмеченных параметров для лав и куполов. Поэтому приводимые ниже оригинальные данные для куполов не могут быть оценены в сопоставлении.

Изменение пористости и проницаемости проводилось по хорошо известным и опробованным методам (Пэк, 1968; Кобранова, 1962; и др.). Данные измерений приведены в табл. 10.

В своей работе о динамике ювенильных растворов А. А. Пэк (1968) отмечает, что в изверженных горных породах отсутствует заметная дифференциация по величине эффективной пористости между различными типами пород. Так, пористость, типичная для основных и ультраосновных пород, вполне возможна для гранитов и даже аплитов; крупнозернистые породы могут иметь такую же величину пористости, как и мелкозернистые; интрузивные породы кристаллического фундамента могут не отличаться от пород интрузивов молодых геосинклинальных областей.

Диапазон изменения значений пористости для всей группы интрузивных пород в целом достаточно узок и стабилен: по своему абсолютному значению эффективная пористость интрузивных пород редко бывает ниже 0,2% (лишь у особо плотных разновидностей ультрабазитов) и редко превышает 2—2,2% (повышенные значения пористости характерны для пород гипабиссальных массивов). Такого узкого интервала значений пористости не наблюдается у осадочных и метаморфических пород. Эффективная пористость этих пород может быть равной и долям процента, и десяткам процентов. Большой разброс значений пористости отмечается для субвулканических интрузивных тел. Для апикальной части субвулканического лакколита трахилипаритов Золотой Курган (Сев. Кавказ) наиболее вероятное значение эффективной пористости равно 7,0—7,4%, средняя проницаемость — 0,003 мкДарси. При этом нужно учесть, что кривые распределения пористости от гранитов к трахилипаритам изменяются от симметричного, почти гауссовского, до резко асимметричного.

А. В. Канцель и др. (1967) изучали вулканические образования Средней Азии (Чаткальский хребет). В трех группах пород различного происхождения, но близкого петрографического состава ими определена эффективная пористость.

1. Субвулканические тела граносиенит-порфиоров, гранодиорит-порфиоров, гранит-порфиоров и кварцевых порфиоров — 0,3—1,6%.
2. Породы переходных типов, фации интрузивных куполов и покровов — 2,0—11,0%.
3. Туфогенно-осадочные образования — более 15,0%.

Физические свойства различных типов пород лавовых потоков и экструзивных куполов Камчатки

Типы пород		Кол-во образцов	Объемный вес			Пористость, %			Эффективная пористость, %		
			$\bar{X}$	пределы колебаний	$S_{\bar{x}}$	$\bar{X}$	пределы колебаний	$S_{\bar{x}}$	$\bar{x}$	пределы колебаний	$S_{\bar{x}}$
Андезиты, Ключевской дол.	потоки	10	2,66	2,516—2,800	0,031	5,57	0,603—10,685	1,091	1,51	0,05—2,70	0,287
	куполы	12	2,63	2,495—2,790	0,027	6,57	0,888—11,368	0,968	2,69	0,75—4,20	0,319
Андезито-дациты, там же	потоки	5	2,45	2,418—2,700	0,060	10,91	1,818—12,073	2,201	1,82	0,25—5,12	1,045
	куполы	6	2,46	2,359—2,750	0,069	10,61	0,073—14,280	2,519	3,75	1,21—6,18	0,881
Андезиты, вулкан Шивелуч	потоки	8	2,68	2,451—2,800	0,046	4,86	0,603—12,992	1,647	2,28	1,20—3,75	0,339
	куполы	7	2,65	2,551—2,781	0,035	5,86	1,208—9,378	1,236	3,21	1,10—7,13	0,912
Андезиты, вулканы Семячик, Узон, Кихпинич (Восточная Камчатка)	потоки	5	2,65	2,580—2,750	0,036	5,93	2,378—8,413	1,295	1,93	0,68—3,12	0,524
	куполы	4	2,61	2,315—2,680	0,102	7,28	4,796—17,762	3,642	2,95	0,62—4,95	1,216
Андезито-дациты, там же	потоки	12	2,43	2,410—2,701	0,027	11,64	1,782—12,364	0,978	2,51	0,28—4,73	0,411
	куполы	13	2,45	2,321—2,695	0,032	10,97	2,071—15,661	1,176	3,24	1,12—7,88	0,585
Дациты, там же	потоки	5	2,40	2,281—2,685	0,087	12,73	2,334—17,054	3,152	2,32	0,73—6,14	1,161
	куполы	5	2,39	2,150—2,56	0,088	13,15	6,976—21,875	3,197	3,28	0,89—5,90	1,075
Андезиты, р-н Малетойваям (Сев. Камчатка)	потоки	4	2,60	2,451—2,785	0,094	7,70	1,135—12,992	3,331	1,25	0,21—5,12	1,379
	куполы	4	2,59	2,452—2,750	0,084	7,99	2,309—12,895	2,974	2,83	0,27—3,54	0,918
Андезито-дациты, там же	потоки	8	2,48	2,151—2,690	0,072	9,82	2,182—21,782	2,606	1,87	0,41—2,85	0,324
	куполы	9	2,44	2,392—2,681	0,034	11,34	2,580—12,972	1,237	2,52	0,59—4,93	0,517
Андезито-дациты и дациты пемзовидные		10	1,92	1,561—2,153	0,064	30,20	21,766—43,278	2,328	15,18	8,32—25,40	1,848
Дацитовая пемза		18	1,40	1,221—1,859	0,042	49,11	32,485—55,616	1,546	28,13	10,35—41,02	2,045

Аналогичные данные были получены В. И. Старостиным (1967) при изучении покровных и субвулканических липаритов на месторождениях Южного Урала.

Таким образом, по структуре порового пространства намечается постепенный переход от глубинных интрузивных пород через гипабиссальные и субвулканические к эффузивным. А. А. Пэк отмечает: несмотря на то, что при переходе от глубинных к субвулканическим породам фиксируется проявление газовой фазы и порода приобретает принципиально ясную структуру порового пространства, ее проницаемость остается весьма низкой, что следует из изолированности отдельных поровых объемов, не соединяющихся в единую систему капиллярных проводников. Этот принципиальный вывод имеет для нас весьма существенное значение, так как он в какой-то мере определяет различия в структурных особенностях лавы потоков и куполов. В то же время данные по средней проницаемости пород показывают, что она закономерно возрастает с увеличением средней эффективной пористости, хотя разброс отдельных значений проницаемости по породам и перекрывает друг друга.

Из приведенных цифр по пористости лав и куполов (см. табл. 10) видно, что их общая пористость почти идентична. Эффективная пористость, а соответственно и проницаемость куполов выше, что, по-видимому, зависит не столько от газовых пор, сколько от трещин, так как экструзивные лавы, в силу условий их становления, обладают весьма повышенной трещиноватостью. По мере повышения кислотности лав и куполов различия в эффективной пористости уменьшаются.

Отсюда мы можем заключить, что проницаемость для газогидротермальных растворов экструзивных лав, включая и их пирокластику, значительно выше, чем эффузивных лав. Этим можно объяснить и интенсивные процессы изменения лав куполов в поствулканический период их существования под воздействие газогидротермальных процессов.

Плотность

Плотность экструзивной лавы целиком зависит от химического состава и структуры образующих ее минералов, от процентного содержания стекла. Плотность породы тем больше, чем меньше стекла она содержит. В табл. 11 приведены данные по плотности полностью кристаллических разновидностей пород и их стекла. В среднем различие плотностей в интрузивных породах и андезито-базальтах составляет 6—7%, а в средних и кислых эффузивных породах она достигает 9—12%. Величина плотности эффузивов явно завышена, так как расчет проводился по их субмодальному составу. Введение поправки на стекловатость породы снижает их плотность на 3—5% в зависимости от содержания стекла. Степень

Плотность (г/см³) полностью кристаллических (рассчитанных) и стекловатых (искусственных) эффузивных пород, образованных лавами потоков и экструзивных куполов

Типы пород	Вид проявления	Количество образцов	Средняя плотность полностью кристаллических разностей и стекла	Средняя плотность с 40% стекла	Пределы колебаний	Различия в плотности полностью кристаллических разностей и стекла, %
Базальты	потоки купола стекло *	11	2,772		2,704—2,851	
Андезито-базальты	потоки купола стекло *	215 8	2,898 2,884 2,71	2,823 2,814		6,437 6,033
Андезиты	потоки купола стекло *	115 37 3	2,817 2,815 2,474	2,680 2,679	0,40—2,573	
Дациты	потоки купола стекло **	73 12	2,750 2,752 2,50	2,650 2,651	2,45—2,55	9,091 9,157
Риолиты и липариты	потоки купола стекло *	18 10 15	2,676 2,684 2,370	2,554 2,558	2,330—2,413	11,435 11,699
Липарито-дациты пемзовидные	купол	5	2,694			
Стекловатый липарит	купол	4	2,642			
От андезито-базальтов до риолитов	потоки	547	2,834			
То же	купола	84	2,796			

Примечание. * По Р. А. Дели (1969); ** по В. Е. Трегеру (1958).

кристалличности потоков и куполов различна. В среднем эта разница составляет 10—20%, в то же время, как отмечает А. А. Меньяйлов (1955), основные эффузивы могут быть раскристаллизованы так же, как и лавы куполов.

Судя по приведенным данным (см. табл. 10), действительно, лавы потоков андезито-базальтового и андезитового состава несколько плотнее лавы экструзивных куполов аналогичного типа. В то же время лава дацитовых и риолитовых куполов более плотная, чем лава потоков. Описанное выше различие в плотности лав потоков и куполов, по-видимому, связано не только с количеством стекла, содержащегося в них. Не менее важное значение имеет состав минералов, выкристаллизовавшихся, казалось бы, из лавы

одного и того же состава, и их количественное соотношение между собой.

В свое время Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1955) обратил внимание на соотношение молекулярных объемов породообразующих минералов и суммы молекулярных объемов оснований и кремнекислоты, из которых они построены. Оказывается, что полевые шпаты и фельдшпатоиды имеют больший молекулярный объем, чем сумма молекулярных объемов их окислов и кремнекислоты, а железистые магнезиальные минералы изверженных пород, наоборот, меньший объем, т. е. первые образуются с расширением объема, а вторые — с сокращением. В табл. 12 приведено несколько примеров. В ней теоретический молекулярный объем означает

Таблица 12

Соотношение теоретического и действительного молекулярных объемов некоторых породообразующих минералов

Минералы	Теоретический молекулярный объем	Действительный частичный объем
Кварц SiO_2	22,69	22,69?
Ортоклаз KAlSi_3O_8	109,11	101,443 102,937
Альбит $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$	100,21	94,108 94,793 95,602 96,287
Анортит $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$	100,73	88,163 91,151
Диопсид $(\text{Ca}, \text{Mg})_2\text{Si}_2\text{O}_6$	66,10	73,27
Энстатит MgSiO_3	31,40	33,94
Ферросилит FeSiO_3	33,13	35,29
Магнетит Fe_3O_4	44,53	43,075
Ильменит FeTiO_3	31,73	25,561 26,924
Гематит Fe_2O_3	30,28	30,475

Примечание. 1. Молекулярные объемы окислов рассчитаны по их молекулярному весу и плотности (Справочник химика, т. II, М., «Химия», 1962). 2. Молекулярные объемы минералов взяты из «Справочника по физическим константам горных пород и минералов», М., «Мир», 1969.

сумму молекулярных объемов частиц окислов и кремнекислоты, слагающих данный минерал, а истинный (действительный частичный объем) молекулярный объем — это частичный вес минерала, деленный на его удельный вес.

Влияние минералов на плотность эффузивных пород подтверждается и данными по различию плотностей кристаллических индивидов и их стекла (табл. 13). Максимальное различие плотностей (14—17%) дают железо-магнезиальные минералы и кварц, калинатовые полевые шпаты — 8—9%, а анортит — всего 2%.

Плотность (г/см³) полностью кристаллических изверженных пород и их стекол (искусственных) и плотность основных породообразующих минералов и их стекло

№ п/п	Породы и минералы	Количество образцов	Средняя плотность полностью кристаллической разновидности	Стекло	Пределы колебаний	Различия в плотности, %
1	Габбро	27	2,976		2,850—3,120	
2	Диабаз	40	2,965		2,804—3,110	
3	Диорит	13	2,839		2,721—2,960	
4	Кварцевый диорит	21	2,806		2,680—2,960	
5	Гранодиорит	11	2,716		2,668—2,785	
6	Гранит	155	3,667		2,516—2,809	
7	Диабаз, Вайнел Хэвен		2,906	2,761		6,8
8	Диабаз, Палисейде		2,975	2,760		7,19
9	Диорит, Маркфилд		2,880	2,710		5,90
10	Диорит, Гернсей		2,833	2,680		5,40
11	Гранит, Питерхед		2,630	2,376		9,66
12	Гранит, Шеп-Филлс		2,656	2,446		7,90
13	Кварц		2,648	2,203		16,81
14	Ортоклаз		2,551	2,351		7,84
15	Альбит		2,617	2,382		8,98
16	Анортит		2,762	2,700		2,25
17	Диопсид		3,277	2,830		13,64
18	Энстатит		3,198	2,743		14,23

Примечание. 1. 1—12. «Справочник по физическим константам горных пород и минералов». М., «Мир», 1969; 13—18 (В. Е. Трегер, 1958). 2. Расчет различия в плотности (13—18) сделан авторами.

О. М. Алыпova (1967) изучала физические свойства эффузивных пород Ключевского дола. Она установила корреляционную зависимость между удельным весом и содержанием в породе SiO₂ и между максимальной плотностью и содержанием SiO₂.

Данные О. М. Алыповой приведены в табл. 14.

Таблица 14

Зависимость физических свойств вулканических пород от содержания SiO₂

SiO ₂ , вес. %	Плотность (уд. вес), г/см ³	Плотность (об. вес), г/см ³			Пористость, %		
		средняя	максимальная	минимальная	средняя	максимальная	минимальная
49—51	2,95	2,48	2,82	2,14	16	44	5
51—53	2,84	2,46	2,80	2,22	14	22	1,5
53—55	2,89	2,51	2,70	2,14	13	26	7
55—57	2,80	2,50	2,76	2,18	11	22	1,5
57—59	2,78	2,45	2,74	1,88	12	32	1,5
59—61	2,70	2,30	2,66	2,09	15	23	1,5
61—63	2,61	2,37	2,62	2,06	9	17	0
63—65	2,68	2,26	2,28	2,23	16	17	15

Максимальное значение общей пористости изученных пород 44% (для базальтовых шлаков). Средняя величина общей пористости колеблется от 9 до 16%.

Из приведенного материала можно сделать вывод, что магма, образующая одинаковые по типу пород лавовые потоки и экструзии, кристаллизуется в различных условиях. По мере увеличения кислотности магмы увеличивается, соответственно, доля кристаллитов железистых и магнезиальных минералов в экструзивной лаве по сравнению с эффузивной, что отражается на плотности пород (см. табл. 11). Отсюда можно сделать вывод, что экструзивная лава по мере увеличения ее кислотности формируется на все возрастающей глубине. Однако этот вывод не бесспорен. Он противоречит общепризнанным геологическим предпосылкам становления кислой магмы. Вернее всего нужно считать, что ввиду увеличивающейся вязкости кислых магм, для их экструзии на дневную поверхность нужно все возрастающее давление в подводящем канале, т. е. кристаллизация и, соответственно, минералогический состав экструзивной магмы зависят не от давления на глубине, а от высокого давления газовой фазы в приповерхностных условиях. Последнее, как мы покажем ниже (см. гл. 6) не противоречит геологическим наблюдениям в природе. И в то же время средняя величина плотности всех экструзивных лав Камчатки и Курильских островов показывает, что экструзивные куполы кристаллизуются преимущественно в поверхностных условиях в период спада максимального давления в подводящем канале.

ГЛАВА 6

ГЛУБИНА И РАЗМЕР ОЧАГА ЭКСТРУЗИВНОЙ МАГМЫ

Определение глубины и размеров очага, являющегося источником экструзивной магмы, имеет большое значение для выявления характера экструзии лавы, т. е. условий, при которых происходит формирование куполов и последующая газо-гидротермальная деятельность.

Непосредственные полевые наблюдения и более точные геофизические исследования (Горшков, 1956) дают возможность оценить глубину магматического очага, например, для базальтового вулкана Ключевского на Камчатке, в 60—80 км. Геофизическими работами С. А. Федотова и А. И. Фарберова (1966) на примере Авачинской группы вулканов установлено, что под этими вулканами в нижних слоях земной коры или верхней мантии на глубинах 20—80 км нет гигантского жидкого очага магмы, как под Ключевским вулканом. Здесь от кровли магмообразующего слоя с глубины 80—90 км поднимается вертикально вверх зона, которая, по всей вероятности, обогащена магматическим веществ-

твом. Поперечник этой зоны не превышает приблизительно 25 км. Объем жидкого материала в ней около 20% от общего объема.

Г. С. Штейнберг, С. Т. Балеста и др. (1966) вполне определенно установили, что под Авачинским вулканом находится периферический очаг, кровля которого залегает на 1,5—2 км ниже уровня моря. На наличие периферического очага указывают также секторальные опускания, захватывающие значительные (5×5 км) участки древней вулканической постройки, экструзии лавы роговобманковых андезитов, которые окружают Авачу кольцом радиусом 4—6 км и приурочены к пересечению кольцевых и радиальных даек.

С. Т. Балеста (1970) подтверждает высказанное ранее предположение о периферическом очаге под вулканом Авача и приводит цифры его возможных размеров. Очаг представляется как несимметричное относительно центра вулкана тело, вытянутое в северо-западном направлении и пересекающее границу фундамент — пирокластическая толща с радиусом сечения 5,2 км.

По данным зарубежных исследователей (Чедвик, 1966), базальтовая лава поступает из самых верхних частей мантии, а андезитовая — с глубин, превышающих 70 км.

Глубина очага может быть определена и расчетными методами, которые основаны на явлении фильтр-прессинга (Дэли, 1936). Сила, вызывающая фильтр-прессинг магм, может быть рассмотрена как сила тяжести, действующая на две фазы различной плотности. Как полагает Ф. Гардон Смит (1968), для осуществления фильтр-прессинга достаточно одних гравитационных сил; все другие дополнительные силы, как, например, горизонтальное сжатие при ороении, могут способствовать отделению расплава от кристаллов, но их наличие не обязательно. Нередко исследователи утверждают, что колоссальное давление пара, развивающееся при кристаллизации магмы, является движущей силой для механизма фильтр-прессинга. Ф. Гардон Смит считает, что оснований для такого утверждения практически нет, поскольку давление на жидкую фазу в магме равно давлению нагрузки пород плюс небольшая поправка на напряжение деформаций. Если давление пара магмы превышает давление нагрузки пород, то в результате процесса, аналогично кипению, возникают несмешивающиеся флюиды; пар является плотным водным раствором, за исключением близповерхностных условий. Изменения объема при таком кипении невелики, а давление может оставаться постоянным.

А. Ритман (1964) полагает, что ретроградно увеличивающееся давление пара может преодолеть сопротивление кровли очага и вызвать извержение. В этом случае магма прорывается собственной силой, она способна к активной эруптивной деятельности. Поэтому старое, но все же временами цитируемое мнение Зюсса (по Н. Ритману, 1964), что магма ведет себя всегда пассивно и выжимается из очага исключительно тектоническими силами, является неверным.

При расчете глубины залегания магматического очага исходим из средней плотности пород, перекрывающих магматический очаг, равной $2,7 \text{ г/см}^3$. По данным австрийского геофизика Баллена, (цитируем по П. Руссо, 1966) средняя плотность земной коры при её мощности 40 км составляет $3,3 \text{ г/см}^3$. При этом полагаем, что давление (P) равномерно возрастает с глубиной: 261,317 атм на один километр глубины (264, 779 бар).

Расчет можно вести различными способами. Рассмотрим два из них.

1 способ (Ф. Гардон Смит, 1968). Расчет производится по формуле:

$$(h+x) \cdot d = H \cdot D, \quad (7)$$

где h — расстояние по вертикали от верха колонны лавы до поверхности земли (км); H и x — глубина расположения магматического очага от поверхности земли и высота лавовой колонны в перекрывающих очаг породах, соответственно (км); d — плотность отжимаемого расплава (г/см^3); D — плотность пород, перекрывающих магматический очаг (г/см^3).

Расчет можно вести и по несколько преобразованной формуле:

$$H = \frac{hd}{(D-d)}. \quad (8)$$

Пример расчета. Высота конуса Ключевского вулкана около 5 км. Плотность расплава $2,5 \text{ г/см}^3$. Плотность остаточной жидкости будет ниже плотности сухого базальтового расплава ($2,772 \text{ г/см}^3$), вследствие наличия воды и других летучих компонентов; в гранитной исходной магме их количество может составлять 2% и возрастать до 20% в остаточной жидкости. В базальтовой магме их количество значительно ниже, но все же высокое.

Плотность перекрывающих пород примем равной $2,7 \text{ г/см}^3$. Тогда

$$H = \frac{5 \text{ км} \cdot 2,5 \text{ г/см}^3}{2,7 \text{ г/см} - 2,5 \text{ г/см}^3} = 62,5 \text{ км},$$

т. е. мы получили величину, вполне сопоставимую с данными геофизических исследований (Горшков, 1956).

2 способ. Принцип, положенный в основу этого способа, аналогичен приведенному выше. В основу расчетной формулы положено уравнение:

$$p = Dhg, \quad (9)$$

где p — давление; D — плотность; h — высота; g — ускорение свободного падения.

Полагая, что магматическая (лавовая) колонна с плотностью (d) и высотой (h), будет находиться в равновесии с перекрывающими породами с плотностью (D) и мощностью (H), можно написать:

$$H \cdot D = h \cdot d. \quad (10)$$

Отсюда, мощность перекрывающих пород, или, что то же самое, глубина расположения магматического очага определяется отношением:

$$H = \frac{h \cdot d}{D}. \quad (11)$$

Полагая, что отношение d/D или D/d для принятой плотности перекрывающих пород будет зависеть только от плотности пород лавовой колонны, а высота последней (h_0) над уровнем земли равна ($h - H$), уравнение (11) можно преобразовать, введя расчетные коэффициенты $\beta = \frac{d}{D}$ и $\alpha = \frac{D}{d}$. После преобразования получим

$$H = \frac{h_0}{\alpha - 1}, \quad (12)$$

$$H = \frac{\beta h_0}{1 - \beta}. \quad (13)$$

Эти формулы позволяют определить глубину магматического очага по высоте магматической колонны над поверхностью земли, т. е. по высоте вулканического конуса и отношению поверхностей перекрывающих пород и лавовой колонны. Для удобства практических расчетов значения коэффициентов α , β и отношения $\beta/1 - \beta$ для плотности перекрывающих пород, равной $2,7 \text{ г/см}^3$, и различных плотностей лавовой колонны сведены в табл. 15.

Пример расчета. Исходные данные те же, что и в предыдущем примере. По таблице для $d = 2,5$ находим $\alpha = 1,08$ и $\beta/1 - \beta = 12,5$. Подставляем найденные значения в формулы (12) и (13), соответственно, и получаем

$$H = \frac{5 \text{ км}}{1,08 - 1} = 62,5 \text{ км},$$

$$H = 5 \text{ км} \cdot 12,5 = 62,5 \text{ км}.$$

d	α	β	$\beta/1-\beta$	d	α	β	$\beta/1-\beta$
2,0	1,3500	0,7407	2,8571	2,6	1,0384	0,9629	25,9999
2,1	1,2857	0,7778	3,4999	2,7	1,0000	1,0000	0,0000
2,2	1,2272	0,8148	4,3999	2,8	0,9642	1,0370	-28,0000
2,3	1,1739	0,8518	5,7499	2,9	0,9331	1,0741	-14,5000
2,4	1,1250	0,8889	7,9999	3,0	0,9000	1,1111	-10,0000
2,5	1,0800	0,9259	12,4999				

Примечание. Практически расчеты ведутся до $d=2,6$. При $d>2,7$ превышение магматической колонны отрицательное.

По формуле (13) были рассчитаны возможные глубины расположения магматических очагов экструзивной магмы. Расчеты показывают, что для экструзий различного состава плотность экструдированной магмы варьирует в пределах от 2 до 2,4 г/см³. Гипсометрическая отметка вершин куполов в среднем изменяется от 1 до 3,5 км над уровнем океана. Отсюда крайние значения глубины залегания магматического очага колеблются для пород с $d=2$ от 3 до 10 км, а для пород с $d=2,4$ — от 8 до 28 км. В среднем магматический очаг экструзивной лавы расположен на глубине от 3 до 28 км. Расчеты произведены с учетом средней (2,7 г/см³) плотности перекрывающих пород.

Хотя произведенные расчеты носят качественный характер, они вполне однозначно показывают, что в случае экструзивных куполов, их очаги можно рассматривать как малоглубинные, залегающие в толще пород земной коры. Возможным исключением являются очаги экструзивной магмы андезито-базальтового и андезитового состава в районах расположения океанических (вулканических) дуг, где земная кора, по современным геофизическим данным, имеет среднюю мощность в пределах 10 км.

Весьма наглядным примером, подтверждающим, что эффект фильтр-прессинга доминирует при выдавливании магмы, является формирование купола вулкана Безымянного. С 1956 г. по сей день продолжается периодический рост купола. Однако максимальной гипсометрической отметки (2764 м) он достиг уже к октябрю 1959 г. (Мархинин и др., 1961). С тех пор высота купола не изменяется, хотя подпор лавы постоянный; увеличивается только объем купола. Исходя из плотности экструзивной магмы купола, равной 2,2—2,4 г/см³, мы оцениваем глубину очага в 12—22 км, что вполне сопоставимо с геофизическими исследованиями в этом районе (Токарев, 1966).

За критерий по давлению мы приняли нагрузку лежащей выше толщи пород, которая равна dgh . Однако Ф. Бери (Birch, 1955) этот способ оценки подвергает сомнению, учитывая, что кора не «просто тяжелая жидкость» и что не все напряжения могут быть представлены простым давлением. Помимо вертикальной компоненты напряжения существуют горизонтальные. Учет последних,

Таблица 16

Среднее давление (бар)
на различных глубинах

Глубина, км	dgh	Максимальное среднее давление
10	2700	6 700
20	5500	9 500
30	8400	12 400

Примечание. $g=980,665$ см/сек²;
1 бар=0,986924 атм.

по его мнению, вносит в значения давлений на различных глубинах существенные поправки. Полученные им максимальные значения давления в сравнении с обычным расчетом приведены в табл. 16 (по Н. И. Хитарову, 1962). М. А. Кашкай (1970) по данным измерения давления в буровых скважинах для гидростатического давления приводит заниженные цифры даже по сравнению с расчетом по dgh . И все же, хотя все расчеты носят качественный характер, а предпосылки

для них оспариваются, они могут оказать исследователю определенную помощь при оценке наблюдаемых геологических процессов.

Размеры магматического очага

Если глубину магматического очага в первом приближении можно рассчитать, то его размеры пока не поддаются даже приближенному расчету. Однако по ряду косвенных признаков можно дать хотя бы относительную оценку. О величине очагов кислой магмы, если понимать (Ритман, 1964) под магматическими очагами не только сравнительно маленькие, более или менее самостоятельно возникшие магматические камеры, которые явно питают или питали вулканы, можно судить по большим внутрикоровым магматическим интрузиям, прямая связь которых с поверхностью лишь предполагается. Объемы таких очагов достигают сотни тысяч кубических километров. Гораздо скромнее по размерам апофизовые магматические очаги в верхней части коры, которые, несомненно, питают вулканы. По мнению А. Ритмана, если такой очаг не получает дополнительного поступления магмы из глубины и объем выросшего над ним вулкана составляет минимум одну четверть от объема очага, то можно приблизительно оценить объем последнего. Так, объем очага Соммы-Везувия должен составлять по меньшей мере 50 км³. Для Мауна-Лоа объем очага приблизительно 200 000 км³. Такой гигантский очаг едва ли мыслим внутри симатической земной коры Тихого океана, поэтому А. Ритман заключает, что Мауна-Лоа питается непосредственно из-под коровой магматической зоны через открытую длительное время абиссальную трещину. Объем очага Этны около 3000 км³, что для апофизового вулканического очага, пожалуй, очень много. Вероятнее всего, что этот вулкан связан с магматической зоной и получает, таким образом, питание из глубины. По нашим подсчетам, объем очага Ключевского вулкана около 3000 км³, а объем очага вулкана Безымянного около 40 км³.

Представление о размерах очагов в какой-то мере могут дать вулканические кальдеры, диаметр которых колеблется от несколь-

ких до первых десятков километров. Если принять, что вулканический очаг имеет грибообразный вид, отношение высоты к диаметру равно 1:5, полагая при этом, что диаметр кальдеры равен или несколько меньше диаметра магматического очага, то крайние значения объема очага для кальдер диаметром 3 и 10 км, соответственно, отвечают вулканическим конусам высотой 700 м и 3,5 км и диаметром 4,0 км и 16,0 км.

Однако мы еще раз напоминаем, что все эти расчеты носят ориентировочный характер и могут быть использованы для относительной качественной характеристики высоты конуса и размера очага, питающей его магмы, полагая при этом, что притока магмы извне в очаг не происходит.

Сопоставляя данные прямых геофизических измерений с расчетными, можно отметить, что в принципе они вполне сопоставимы и как те, так и другие предполагают, что питание вулкана происходит из периферического очага и за счет подтока магмы из глубинных магматических источников.

ГЛАВА 7

СКОРОСТЬ, ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ И ЦИКЛИЧНОСТЬ СТАНОВЛЕНИЯ ЭКСТРУЗИВНЫХ КУПОЛОВ

Скорость и продолжительность

В сравнении со стратовулканами купола «растут» очень быстро. Среднее время формирования моногенных экструзивных куполов редко превышает 2—3 года. А средняя скорость роста — от нескольких сантиметров до 2—3 м, а иногда и более, в сутки. При этом отмечаем, что наибольшая скорость роста на первой стадии формирования купола, а затем она резко уменьшается.

По данным Х. Вильямса (Williams, 1932₂), купол Санта-Мария (Гватемала) через два года после начала формирования имел максимальный диаметр 1200 м и высоту 500 м; периодически он рос со скоростью 100 м в неделю. Купол Мон-Пеле (Мартиника) за 1,5 года имел диаметр около 1000 м и высоту 400 м; в один из дней его высота увеличилась на 25 м. Купол Турамаи (Япония) поднялся в первые 4 дня на 100 м и на 200 м в первые две недели. Его основание имело диаметр 420 м. Купол Галунг-Гунг (Ява) в конце третьей недели имел высоту 130 м и ширину 400 м, а остров Грейхем за этот же период вырос до 65 м и достиг окружности 3700 м. Куполы Богословских островов за десять первых месяцев поднялись на 150 м над уровнем моря и имели основание более 600 м.

Исходя из скорости роста и размера куполов, Х. Вильямс считает, что купол Лассен-Пик высотой около 2500 футов (762,5 м) и

диаметром основания 1—1,5 мили (1,6—2,4 км) формировался в течение 5 лет. Средняя скорость его роста около 0,41—0,42 м/сутки.

На Камчатке хорошо изучены молодые куполы Суелич и Новый. Выжимание купола Суелич началось в начале 1946 г. и продолжалось более 2 лет. В августе 1946 г. (Меняйлов и др., 1949) купол возвышался над его подошвой на 300 м и был вытянут в широтном направлении на 300—400 м. За год, с августа 1946 г., купол вырос на 150 м в высоту, т. е. в среднем рос со скоростью 0,5 м в сутки, обелиски же выдвигались в сутки от одного до 15 м, а иногда и больше (Меняйлов, 1955). Точное время начала формирования купола неизвестно, но если его принять с января—февраля 1946 г., то к августу 1946 г. он в среднем рос со скоростью около 1,43 м/сутки. Не исключена возможность, что своей отметки 300 м к августу 1946 г. он достиг за более короткое время, т. е. его скорость роста была значительно большей. И если судить по средней скорости роста обелисков с декабря 1946 г. по август 1947 г. (около 7 м/сутки), то скорость его первоначального роста должна составлять не менее 8—10 м в сутки.

Купол Новый (Горшков, Богоявленская, 1961) начал формироваться в апреле 1956 г. и достиг высоты 470 м (инструментально замеренная максимальная высота) к августу 1960 г. (Борисова, Борисов, 1962), а средняя скорость роста составляла 0,3 м/сутки. Максимальный рост (до 5 м/сутки), судя по сейсмическим данным (Горшков, 1961), должен был происходить с середины апреля до середины июля. В июле 1956 г. высота купола составляла 300 м, а в августе — 320 м при диаметре брекчиевой коры 620—650 м и вершине 230 м. Купол рос неравномерно, отдельными блоками. Так, северная часть купола с августа 1956 г. по май 1957 г. выросла до 350 м, а новая южная часть выросла над уровнем бокки на 160 м, ее высота составляла 320 м. Диаметр брекчиевой коры был около 750 м. К концу лета 1958 г. купол вырос на 50 м в северной части и на 80 м в южной и достиг высоты 400 м при диаметрах брекчиевой коры 850 м, вершины — 250 м. К концу июля 1956 г. средняя скорость роста составляла 3,3 м/сутки, в последующие два месяца — всего 0,3 м/сутки. С августа 1956 г. по май 1957 г. скорость роста северного блока составляла 0,1 м/сутки, южного — 0,65 м/сутки. С сентября 1957 г. по сентябрь 1958 г. северный блок рос со скоростью 0,14 м/сутки, а южный — 0,21 м/сутки. Фактически процесс роста был ограничен более коротким интервалом времени и скорость роста была выше в 2,0—2,5 раза.

Приведенные цифры получены по данным измерения на фото-снимках. Инструментальное измерение стало проводиться с августа 1958 г. авторами работы. Высота купола к этому времени составила 400 м при диаметре основания 550 м. В сентябре 1959 г. высота купола увеличилась почти на 50 м и составляла 447,7 м при диаметре основания 666 м и диаметре вершины 324 м. В августе 1960 г. высота купола была 460 м при диаметре вершины

около 600 м. Средняя скорость по годам с августа 1957 г. составила: 0,11, 0,11 и 0,04 м/сутки, соответственно. Таким образом, приведенные цифры средней скорости роста показывают, что фактически рост купола прекратился к концу 1960 г., хотя, достигнув своей максимальной высотной отметки, он и по сей день продолжает увеличиваться в объеме. По приблизительным данным, объем экструзивной лавы на 1960 г. составил около 0,3 км³. Диаметр канала оценивается в 300 м, высота лавового столба около 4,3 км. Если исходить из этих цифр, то средняя скорость прироста купола была около 3 м/сутки.

Для удобства сопоставления средние цифры, отражающие скорость роста некоторых куполов, сведены в табл. 17. Как видно из таблицы, максимум роста куполов приходится на первые дни и

Таблица 17

Средняя скорость роста некоторых современных экструзивных куполов

Куполы	Время роста, дни		Высота купола, м		Скорость роста, м/сутки	
	общее	отдельные периоды	общая	отдельные периоды	общая	отдельные периоды
Мон-Пеле	550		400		0,73	
Санта-Мария	730	1	500	25	0,69	25
Турамаи	14	7	200	100	14,3	14,3
Галунг-Гунг	21	4	130	100		25
Грейхем остров	21		65		6,2	
Куполы Богословских островов	300		150		3,1	
Купол Суелич	570		450		0,5	
с II по VIII 1946 г.		210		300	0,8	
Обелиски						1,43
Западная часть		12	40			3,5
Восточная »		8	20			2,5
Центральная »		20	35			1,75
Западная »		2	30			15,0
То же		3	50			16,6
»		6	60			10,0
»		26	100			3,85
Восточная часть		48	50			1,04
Купол Новый	1550		470		0,3	
VI 1956		90	300			3,33
VIII 1956		30	20			0,66
Северная часть VIII 1956 — V 1957		60	30			0,5
Южная часть то же время		60	160			2,66
Северная часть IX 1957 — IX 1958		365	50			0,14
Южная часть то же время		365	80			0,21
VIII 1958 — VIII 1959		365	47,7			0,11
VII 1959 — VIII 1960		365	12,3			0,04
Средняя скорость по массе экструзивной лавы	1550		470		3,0	

недели их формирования. Хотя средние цифры и отражают в какой-то мере скорость роста купола за определенный период, они не показывают динамику роста купола. Судя по результатам отдельных измерений, периодическая скорость роста достигает 15—25 м/сутки. Нужно учитывать еще и то, что, говоря о росте купола, подразумеваем прежде всего его прирост за какой-то отрезок времени, так как одновременно с ростом идут весьма интенсивные процессы разрушения купола. Это очень хорошо показано в работе А. А. Меняйлова (1955) на примере купола Суелич (см. рис. 8).

Цикличность становления

Процесс формирования экструзивных куполов нужно рассматривать в общем цикле деятельности вулкана, так как экструзия вязкой лавы является обычным процессом вулканического извержения. В зависимости от места проявления экструзии лавы можно выделить одноцикличные и многоцикличные экструзивные куполы.

Одноцикличные куполы обычно формируются на склоне и у подножия вулкана. Они заканчивают свою активную стадию развития с прекращением экструзии лавы, но длительное время могут находиться в так называемой стадии поствулканического развития, т. е. их активная форма существования обуславливается интенсивными газо-гидротермальными процессами. В качестве примера приведем купол Каран вулкана Шивелуч. Со дня его становления, т. е. прекращения экструзии лавы прошло более 100 лет, однако до настоящего времени на нем проявляются газо-гидротермы углекислого состава с температурой 90—95°С. Повторная экструзия лавы на месте бывшего подводящего канала этих куполов — явление весьма редкое, особенно если по своим размерам куполы небольшие.

Куполы, формирующиеся в центральном кратере вулкана или являющиеся самостоятельными вулканическими постройками и ядрами будущих вулканов, обычно относятся к многоцикличным (старый купол вулкана Безымянного, купол-ядро вулкана Кизи-мен). Их формированием часто заканчивается определенный период развития вулкана, который может означать или полное затухание вулканической активности данного вулканического центра, или начало, по истечении определенного времени, нового цикла. Отдельные циклы вулканической деятельности могут длиться с небольшими перерывами столетия и более.

Возможны унаследованные куполы, как, например, на вулкане Мерапи. Рассмотрим этапы формирования центрального купола на этом вулкане (рис. 14), по данным Х. Вильямса (1932₂), Ван-Бемелена (1957), А. Ритмана (1964). Формирование купола на относительно глубоком и ровном дне началось в апреле 1883 г., в период активного состояния вулкана (1882—1885 гг.). Оно продолжалось вплоть до декабря 1883 г. С 1885 по 1886 г. в деятельности

вулкана наступил период покоя. В следующий период активного состояния (1886—1888 гг.) рост купола возобновился и продолжался до 1888 г. Последующий рост купола возобновился лишь в период активного состояния вулкана с 1900 по 1907 г., хотя перед этим он находился в активном состоянии в 1890—1891 гг., 1892—1894 гг. и 1898—1899 гг. В период очередной активности (1908—1913 гг.) купол лишь незначительно увеличил свой объем, но его экструзия сопровождалась излиянием короткого лавового потока; аналогичное явление отмечалось и в 1905 г., т. е. купол полностью заполнил кратер вулкана и относительно текучая экструзивная лава стала перетекать кромку кратера вулкана. Два очередных активных периода состояния вулкана (1914—1915 гг. и 1917—1918 гг.) не сопровождалась экструзией лавы. В период активного состояния 1920—1924 гг. началось формирование нового купола в западной части кратера. Последующее эксплозивное извержение в декабре 1930 г. (1930—1935 гг.) взорвало часть старого выжатого купола, и образовался новый выжатый купол на западном краю кратера; в 1934 г. образовался купол на внешнем склоне кратера.

В 1940 г. (1939—1940 гг.) экструзия лавы возобновилась и возник новый купол. В 1942 г. (1942—1943 гг.) на склоне этого купола образовался побочный купол. Наконец, в апреле 1943 г. между куполами 1940 и 1942 гг., образовался разлом и центральное жерло снова приоткрылось. В проломе кратера начал образовываться новый лавовый купол, который у своего основания дал короткий лавовый язык.

Изучение динамики активности вулкана Мерапи показывает, что средняя продолжительность активного состояния с 1806 по 1948 гг. (Ван-Беммелен, 1957) длилась $2,58 \pm 0,32$ года, а периоды покоя составляли $3,29 \pm 0,59$ года. Периоды активности длились от 1 до 7 лет, а покоя — от 1 до 12 лет. Формирование экструзивного купола Мерапи падает на наиболее длительные периоды активного состояния: от 3 до 7 лет. Исключение составляют лишь последние годы.

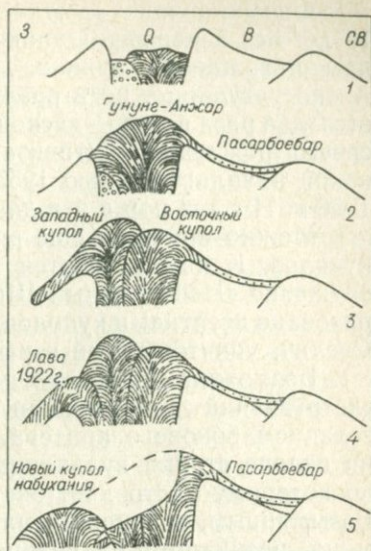


Рис. 14. Развитие выжатого купола Мерапи (по А. Ритману, 1964).

1 — начало образования выжатого купола (Q) в кратере в апреле 1883 г.; 2 — купол Мерапи в 1909 г. с выжатым куполом Гунгунг-Анжар; 3 — в 1911—1913 гг. образовался новый выжатый купол (Западный); 4 — у подножия Западного купола в 1922 г. прорвался на поверхность потока вязкой лавы; 5 — большое эксплозивное извержение 18—19 декабря 1930 г. взорвало часть старого выжатого купола и образовался новый выжатый купол (купол набухания) на западном краю кратера.

Формирование купола вулкана Безымянного продолжается 15 лет без перерыва. Однако время его роста приурочено к периодам нахождения вулкана в относительно активном состоянии. А оно регулярно, но в различной степени интенсивности проявляется два раза в год — весной и осенью. Вулкан как бы отмечает дни своего рождения: активизация его деятельности после столетий покоя началась осенью 1955 г., а извержение произошло весной 1956 г. И с тех пор в эти два периода вулкан «оживает».

Можно привести еще ряд примеров унаследованного развития куполов. К ним относится и вулкан Шивелуч. Вулканическое сооружение «Центральный Шивелуч», или «кратерная вершина», образовано десятками куполов, последним из которых является купол Суелич, уничтоженный взрывом при извержении вулкана в 1964 г.

Возможны случаи, когда при закупорке центрального кратера экструзивной лавой вулкан возобновляет свою активность с образованием бокового кратера. В этом случае возможно зарождение на склоне старой вулканической постройки нового вулкана, начало которому часто дает экструзия лавы. Так было с вулканами Безымянным, возникшим на склоне вулкана Камень; Большая Зими́на, возникшим на склоне вулкана Горный Зуб; Желтым, возникшим на склоне вулкана Кихпинич и др.

Приведенные примеры вполне убедительно показывают, что экструзивные куполы могут быть как одноактными, так и многоактными вулканическими образованиями, а экструзия лавы есть вполне нормальное проявление обычного вулканического извержения.

ГЛАВА 8

ВЯЗКОСТЬ И ГАЗОНАСЫЩЕННОСТЬ ЭКСТРУЗИВНОЙ ЛАВЫ

Одним из важнейших свойств, влияющих на условия образования экструзивных куполов, является вязкость лавы, т. е. сопротивление, которое жидкая среда оказывает усилиям разъединения частиц. Вязкость определяют иногда как внутреннее трение. Вязкость природных магм зависит от температуры, давления и химического состава. При одинаковой температуре основные, а также богатые летучими магмы имеют более низкую вязкость, чем кислые магмы. Отсюда следует, что экструзивные куполы должны быть сложены кислыми породами.

Вязкость как функция химического и минералогического состава экструзивных лав

Дациты, риолиты (липариты), трахиты и фонолиты являются преобладающими лавами куполов. Не менее значительна и роль андезитов. В то же время при сравнительно низкой температуре,

медленном затвердевании и незначительном содержании летучих могут образоваться куполы и из андезито-базальтовых лав. Очевидно, общий химический состав и, в частности, общая кислотность экструзивной лавы не является решающим фактором при формировании куполов. Так, например, содержание кремнекислоты в лавах куполов колеблется от 76,6% в липаритовом куполе Тенза-Сан (Япония) до 48,97% в базальтовом куполе Грейхем. А. Ритман (1964) полагает, что решающим для экструзии лавы является химический состав не всей магмы, а только ее остаточного расплава. Насколько велико может быть различие между химическим составом магмы в целом и составом остаточного расплава, определяющим извержение, показывают два анализа горных пород выдавленного купола Мон-Пеле. Вулканит содержит 61,65% кремнекислоты, а стекловатая основная масса, отвечающая остаточному расплаву,—72,40%. Среднее содержание кремнекислоты интрателлурических вкрапленников той же горной породы, наоборот, едва достигает 52%. Далее А. Ритман пишет, что если при определении вулканической породы принимать во внимание только вкрапленники, среди которых плагиоклаз преобладает над гиперстеном вместе с небольшим количеством оливина и рудных минералов, то горная порода должна быть названа феоандезит. Однако общий химический состав породы показывает, что это дацит почти с 20 объемными процентами потенциального кварца. Застывший в виде стекла остаточный расплав, наоборот, отвечает очень кислому дациту, содержащему 36% кварца и необычно много глинозема. В этом заключается причина исключительно высокой вязкости пелейской магмы.

Аналогичные соотношения обнаруживают горные породы многих выжатых куполов. Лаву экструзивных куполов Геогнос на Санторине, Турамаи в Японии, Невада-де-Толука в Мексике и другие относят к андезитам. В действительности же они являются дацитами или рио-дацитами, у которых остаточный расплав, обусловивший экструзию, был гораздо богаче кремнекислотой и более вязким, чем это можно заключить по общему химическому составу горной породы, а тем более по порфировым выделениям. Подобное явление отмечается и для феоандезитов и феоандезито-дацитов ряда вулканов Камчатки и Курильских островов: вулканы Зимина, Безымянный, Шивелуч, Семьячки; экструзии района Долина Гейзеров—кальдера Узон—вулкан Кихпинич; экструзии о. Кунашир и ряд других, природное стекло которых имеет более низкий показатель преломления (1,505—1,515), чем искусственное стекло всей породы в целом (1,515—1,525). Но в то же время встречаются и исключения.

Интересные данные были получены при плавлении эффузивного дацита со сферотакситовой текстурой и сферолитовой структурой из кальдеры Узон. Стекло основной массы начинает плавиться при температуре 1100°С. Полное плавление наступает при температуре 1200°С. Показатель преломления полученного стекла 1,556. Сферолоиды (гороховидные включения) начинают плавиться при тем-

пературе 1320°С, а заканчивается плавление при 1440°С. Показатель преломления стекла 1,484—1,492. Таким образом, по показателю преломления стекла основной массы порода должна быть отнесена к андезито-базальтам, а по сферолитам — к липаритам. Стекло, полученное при плавлении средневзвешенного образца, имеет показатель преломления, равный 1,525, что отвечает андезито-дацитам.

Лавы дацитового потока с вулкана Зимина начинают плавиться при 1050°С, показатель преломления 1,510—1,530; экструзивные лавы начинают плавиться при температуре 1215°С и имеют показатель преломления стекла 1,530—1,535. Показатель преломления стекла андезитовых лавовых потоков 1,550—1,575, а андезитовых куполов — 1,560. Таким образом, показатель преломления стекла отражает состав пород, но не тип лавы. А вот температура начала плавления четко разграничивает тип лав, однозначных по химическому составу.

Расчет субмодального состава всех пород лавовых потоков и куполов Камчатки и Курильских островов (см. табл. 6) показывает, что действительно доля потенциального кварца в породах куполов на треть выше, чем в породах лавовых потоков — 18,19 и 13,37 вес. %, соответственно, чего, однако, нельзя сказать о глиноземе. Среди андезитовых куполов пироксеновые преобладают над роговообманковыми, а среди пироксеновых андезитов — гиперстеновые над авгитовыми. Дациты, в противоположность андезитам, более богаты порфировыми выделениями роговой обманки и слюды, чем пироксена. По нашему мнению, и эти минералогические особенности не определяют вязкости экструзивной лавы.

Отметим одну деталь. Различие в вязкости эффузивной и экструзивной лав тем меньше, чем выше общая плотность лавы. В чем причина? Пока ответить на этот вопрос весьма затруднительно. Большинство исследователей сходятся на том, что на вязкость лав в значительной степени влияет содержание кремнекислоты и глинозема. Так, например, опыты по изучению влияния закономерного изменения состава шлака при постоянной температуре на его вязкость (Гинзберг, 1951) показали, что примесь окиси магния в шлаках может значительно понизить вязкость. Точно так же глинозем, вводимый как примесь в небольшом количестве, понижает вязкость; наоборот, значительное увеличение его содержания резко повышает вязкость, как и кремнекислота. Особенно это заметно при уменьшении содержания окиси магния.

Авторы провели опыты по плавлению пород для получения искусственных стекол. Базальты с низким содержанием кремнекислоты (48,0—52,0%) и глинозема (14,0—15,0%) и высоким содержанием железа (до 12%) легко образовывали шарик из жидкого стекла. В то же время базальты с содержанием глинозема около 18,0% и железа 8,0—9,0% капли не образовывали, а «размазывались» по поверхности электрода. Дациты с содержанием 64,5% кремнезема, 19,0% глинозема и 3,4% железа вообще не растекались, а образовывали шлакообразные скопления.

Некоторые авторы характеризуют изменение вязкости лав, образующих вулканические постройки, индексом вязкости (Лейден, 1936), который является сложной функцией всего состава породы. Однако, как показывает в своей работе В. И. Влодавец (1958), этим индексом невозможно воспользоваться для определения влияния химического состава лав на вязкость потоков и куполов.

Таким образом, ни общий химический, ни минералогический составы эффузивной лавы не могут служить надежным индикатором различия лавовых потоков и экструзивных куполов.

Температура и газонасыщенность экструзивной лавы

Различные по химическому и минералогическому составу лавы становятся твердыми при одном и том же коэффициенте вязкости. Но этого состояния основные лавы достигают при более низкой температуре, а кислые — при более высокой (рис. 15), а это значит, что при прочих равных условиях на поверхности температура становления (а соответственно и увеличение вязкости) кислых лав значительно выше, чем у основных. Но в таком случае, почему же не все основные лавы дают потоки, а кислые — куполы?

По данным Ф. Вольфа (Wolff, 1940), переход базальтовой лавы Килауэа, содержащей 22,74% газов, из жидкого состояния в пластичное происходит при температуре 740°С и при коэффициенте вязкости ($\lg \eta$), равном 7, а переход из пластичного состояния

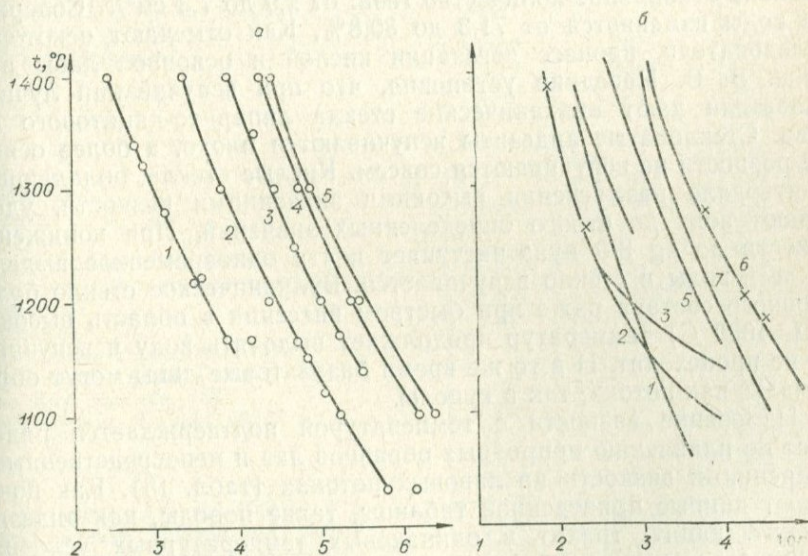


Рис. 15. Зависимость вязкости лав от химического состава и температуры (по А. С. Гинзбергу, 1951).

а — вязкость лав горы Алагез: 1 — базальт; 2 — андезито-базальт; 3 — андезит; 4 — дацит; 5 — щелочной дацит; *б* — температурная зависимость вязкости расплавленных горных пород: 1 — стекло; 2 — базальт; 3 — диабаз; 4 — оливковый базальт; 5 — трахитовое стекло; 6 — тешенит; 7 — андезит.

а твердое — при температуре 560°C и коэффициенте вязкости 8,6. Переход базальтовой лавы, совсем не содержащей газов, из жидкого состояния в пластичное и твердое происходит соответственно при температурах 1090° и 890°C , и коэффициентах вязкости 7,0 и 8,6. На этом примере видно, что коэффициент вязкости для лав одного и того же состава и состояния одинаков, а температура состояния весьма различна и зависит от содержания летучих. Это положение подтверждает эмпирическую зависимость изменения содержания газов в лавах одного и того же состава от условий их становления на земной поверхности (потоки, конусы, куполы).

Можно привести примеры высокой газонасыщенности и одновременно высокой вязкости лав одного и того же состава. Так, Е. Шепард (Shaphard, 1938) приводит данные по экструзивному обсидиану (SiO_2 —75,0%), содержащему 55 см^3 газа на один грамм породы. В экструзивном риолите вулкана Кодзу-Шима (Япония) содержится $0,25\text{ см}^3/\text{г}$ (Iwasaki, 1951). В то же время экструзивный андезит (по Е. Шепарду) может содержать газа от 4,8 до $26,5\text{ см}^3/\text{г}$ породы. Содержание воды в общей сумме газов также непостоянно и колеблется для обсидианов от 86,0 до 98,5% (объемные), андезитов — от 71,0 до 96,3%, а для риолитов Кодзу-Шима составляет 63,0%.

Приведенные примеры не дают полного основания утверждать, что суммарное количество газов радикально влияет на вязкость экструзивных лав. Так, по данным Е. Шепарда, базальты содержат довольно стабильное количество газа: от 2,9 до $7,3\text{ см}^3/\text{г}$. Содержание воды изменяется от 71,3 до 80,8%. Как отмечают некоторые исследователи, процесс дегазации кислой и основной лавы различен. В. В. Наседкин установил, что при вспучивании лучшие показатели дают вулканические стекла липарито-дацитового состава. Стекловатые андезиты вспучиваются плохо, а более основные разности не вспучиваются совсем. Кислые стекла, обладающие в интервале размягчения высокими значениями вязкости, удерживают воду до строго определенных значений. При понижении вязкости до $1\text{ г } 8-9$ пуаз наступает почти одновременное выделение всей воды и стекло вспучивается. Вулканическое стекло более основного состава даже при быстром внесении в область высоких ($900-1000^{\circ}\text{C}$) температур продолжает выделять воду и вспучивания не происходит. И в то же время базальтовые лавы могут образовывать как потоки, так и куполы.

Изменение вязкости с температурой подтверждается рядом работ по плавлению природных образцов лав и непосредственными измерениями вязкости на лавовых потоках (табл. 18). Как показывают данные приведенной таблицы, такие породы, как андезит, тешенит, дацит, трахит в одинаковых температурных условиях являются значительно более вязкими, чем диабаз и базальт. При температуре $1110-1200^{\circ}\text{C}$ резко увеличивается вязкость диабаза и базальта, что должно соответствовать начавшейся кристаллизации.

Как отмечалось выше, на характер извержения в значительной степени влияет химический состав остаточного расплава, измене-

Вязкость расплава горных пород (справочник физических констант горных пород, 1969)

Порода, время и место взятия пробы	Температура, °C	Вязкость	
		$\eta(\text{пз})$	$\lg \eta$
Тахилит (1924), поток Мауна-Ики, Ки-лауэа	1074 1147 1248 1314	4950 800 150 76	3,7 2,9 2,2 1,9
Базальт оливиновый, Гембудо, Япония	1150 1200 1300 1400	37 900 31 800 296 137	4,6 4,5 2,5 2,1
Базальт оливиновый Коноура, Япония	1200 1300 1400	732 173 120	2,9 2,2 2,1
Базальт андезитовый, Мотомура, Япония	1150 1200 1300 1400	80 000 31 200 260 140	4,9 4,5 2,4 2,1
Базальт нефелиновый, Нагахана, Япония	1200 1300 1400	190 97 80	2,3 2,0 1,9
Лава, гора Везувий	1100 1200 1300 1400	28 300 2 760 730 256	4,5 3,4 2,9 2,4
Обсидианы:			
Оки		10^6	6,0
Ниидзима		$4,4 \cdot 10^6$	6,6
Арита	1400	$4,4 \cdot 10^6$	6,6
Ереван		$1,7 \cdot 10^5$	5,2
Гранит роговообманковый	1400	$2 \cdot 10^6$	6,3
Андезит слюдисто-роговообманковый	1400	$1,6 \cdot 10^4$	4,2
Андезиты	1400	$150-1500$	$2,0-4,0$
Диабазы	1400	$15-400$	$1,2-2,6$
Лава, вулкан Гекла, Исландия		10^5-10^7	$5,0-7,0$
Поток Алика, вулкан Гавайи, 1919		$4,3 \cdot 10^4$	4,6
Поток Кау, там же, 1887		$4,77 \cdot 10^4$	4,7
Поток Михара, Япония, 1951	1038 1083 1108 1125	$2,3 \cdot 10^5$ $7,1 \cdot 10^4$ $1,8 \cdot 10^4$ $5,6 \cdot 10^3$	5,4 $4,8-4,9$ $4,3-4,2$ 3,7
Базальт, вулкан Гисима, 1951 *	1125	$6 \cdot 10^5$	
Базальт, вулкан Мякэдзима, 1940 *	1100	$7 \cdot 10^5$	
Андезит, вулкан Сакурадзима, 1946 *	1000	$3 \cdot 10^6-6 \cdot 10^6$	
Андезит, вулкан Асама, 1964 *	1000	$3 \cdot 10^6-7$ $6 \cdot 10^6-7$	
Дациит, вулкан Усу (Сёвасиндзан), 1944—1945	980	$3 \cdot 10^{11}-6 \cdot 10^{11}$	

Примечание. * «Геологическое развитие Японских островов». М., «Мир», 1968.

ние которого, а соответственно и вязкости, особенно заметно в породах с различной степенью кислотности. Если принять это положение, то становится понятным образование основной магмой преимущественно лавовых потоков, а кислой — куполов. В то же время этот вывод вряд ли можно прямо перенести на магмы идентичного состава. Так, например, основная магма может образовывать волнистые и глыбовые потоки, а также конусы и куполы; средняя и кислая магма — лавовые потоки, куполы, обелиски, пирокластические потоки. В чем причина? Попытаемся ответить на этот вопрос с позиций влияния газонасыщенности и температуры на условия кристаллизации магмы, а соответственно и изменение ее вязкости.

В газонасыщенной магме, пока присутствуют газы, вязкость изменяется медленно (по мере остывания), зато кристаллизация идет хорошо. С выделением газов вязкость резко возрастает и вся масса быстро застывает. Если давление в очаге сохранилось достаточно большим, магма может выдавливаться на поверхность в виде куполов, обелисков. В магме с небольшим газосодержанием при охлаждении вязкость возрастает медленно и лава может спокойно вытекать в виде потоков. При быстром охлаждении вязкость резко возрастает и вся масса быстро застывает в виде стекла или стекла с микролитами. Рассмотрим «диаграмму характера кристаллизации силикатного расплава» (Гинзберг, 1951), изображенную на рис. 16. В эффузивных породах при большой вязкости и быстром охлаждении получаются стекла, при меньшей вязкости возникают микролиты. Несовпадение максимума скорости роста кристаллов (1) и скорости образования центров кристаллизации (2) дает возможность установить несколько областей переохлаждения с различными типами структур. В области АБ скорость роста большая, число центров кристаллизации невелико, структура микролитовая; в БВ максимумы совпадают, строение крупнозернистое; в ВГ центров

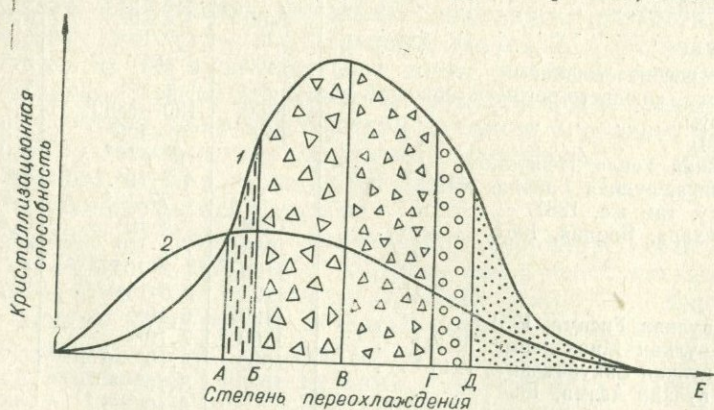


Рис. 16. Диаграмма характера кристаллизации силикатного расплава (по А. С. Гинзбергу, 1951).

Кривая скорости: 1 — роста кристаллов; 2 — образования центров кристаллизации. Буквенные обозначения см. в тексте.

много, скорость роста падает, структура мелкозернистая; в ГД еще значительно число центров при слабой скорости роста, строение сферолитовое; в пределах ДЕ кристаллизационная способность минимальная, строение скрытокристаллическое, фельзитовое; наконец, за пределами Е получается стекло.

Таким образом, характер извержения магмы на поверхность определяется 1) химическим составом, и, в частности, составом остаточного расплава; 2) температурой и газонасыщенностью; 3) скоростью остывания. Только совокупность перечисленных факторов определяет вязкость магмы при заданной температуре ее становления на поверхности в виде потоков, конусов, куполов и других форм.

Экструзивные куполы могут быть образованы магмой различного состава, но в основном средней и кислой. При этом обязательным условием является высокая газонасыщенность и температура экструзивной магмы при подходе к поверхности, быстрые дегазация и скорость остывания и достаточное давление в магматической камере, чтобы вязкая, малогазонасыщенная и сравнительно холодная экструзивная лава могла спокойно выдавливаться из подводящего канала.

ГЛАВА 9

ЯВЛЕНИЯ, ПРЕДШЕСТВУЮЩИЕ И СОПРОВОЖДАЮЩИЕ ЭКСТРУЗИЮ ЛАВЫ

Землетрясения

Наблюдения за сейсмическим режимом в районах с повышенной вулканической активностью показывают, что землетрясения всегда предшествуют и сопровождают извержение вулканов. Землетрясения, проявляющиеся в связи с вулканической активностью, относятся к местным, локальным землетрясениям с неглубоко залегающим гипоцентром.

Изучая сейсмическую активность северной группы вулканов Камчатки, П. И. Токарев (1959, 1966) пришел к выводу, что деятельность вулканов в Курило-Камчатской зоне — следствие тектонических процессов, происходящих в верхней мантии. Этот вывод хорошо подтверждается гигантским извержением вулкана Шивелуч 12 ноября 1964 г. В момент извержения вулкана резко увеличилась сейсмическая активность в рассмотренном районе на глубине 80—270 км.

Связь вулканических и сейсмических явлений при извержении вулкана Безымянного описана в работе Г. С. Горшкова (1961). Он отмечает, что в ходе извержения вулкана за девять месяцев с конца сентября 1955 г. и до конца июня 1956 г. в Ключах (43 км от вулкана) было зарегистрировано 33 тысячи землетрясений, связан-

ных с этим извержением. В дальнейшем с резким ослаблением напряженности извержения интенсивность и число землетрясений также уменьшилось. Г. С. Горшков предполагает, что во время извержения вулкана Безымянного имели место землетрясения двух «этажей». Одни из них — многочисленные слабые толчки — имели поверхностный гипоцентр и были тесно связаны с внешними проявлениями извержения, у других — более редких, но сильных — был более глубокий гипоцентр, и, не завися от внешних проявлений извержения, они имели связь с общим ходом извержения. Глубина гипоцентра этого рода землетрясения оценивается Г. С. Горшковым в 40—60 км.

В дальнейшем мысль о двухэтажности вулканических землетрясений неоднократно подтверждалась и развивалась советскими вулканологами. На примере извержения вулкана Безымянного в 1961 г. (Мархинин и др., 1964) выделяются два типа извержения.

Первый тип характеризуется 1) длительной сейсмической подготовкой; 2) четкой кульминацией; 3) преобладанием роста купола над его разрушением, сравнительно малым количеством раскаленных каменных лавин с купола; 4) образованием пепловогазовых туч, связанных со взрывами магмы в жерле, и агломератовых потоков; 5) относительной кратковременностью извержения.

Второй тип характеризуется 1) отсутствием сейсмической подготовки; 2) отсутствием четкой кульминации; 3) наличием огромного количества раскаленных каменных лавин и обнажением раскаленного магматического тела купола на большой площади; 4) образованием газо-пепловых туч, связанных с раскаленными лавинами, а не взрывами магмы в жерле вулкана; 5) относительной продолжительностью извержения.

Генетически разница между этими двумя типами заключается, вероятно, в том, что извержения первого типа связаны с подъемом новых порций магмы из очага, а второго — с разрушением купола и динамикой газа в его раскаленных частях.

Подводя итог сейсмической активности вулкана Безымянного во время извержения в 1964 г., П. И. Токарев (1967) отмечает, что с 13 июля по 30 октября четко выделяются три периода резкого возрастания условных деформаций и частоты землетрясений. Первый и второй периоды точно совпадают со временем наблюдавшихся извержений вулкана, связанных с ростом купола в его кратере. В третий период, по-видимому, также происходило извержение, но оно осталось незамеченным.

П. И. Токарев (1966) разделяет вулканические землетрясения по их активности на пять типов.

Первый тип. По характеру записи ничем не отличается от местных тектонических землетрясений с теми же эпицентральными расстояниями. Их очаги лежат в «гранитном» слое земной коры на глубине 10—20 км.

Второй тип. По характеру записи резко отличается от первого наличием интенсивных поверхностных волн. Очаги землетрясения лежат на глубине 0—5 км в слое осадочных пород.

Третий тип. По записи похож на второй, но отличается более интенсивными поверхностными волнами. Очаги лежат в слое рыхлых осадков вулкана, в большинстве случаев выше уровня моря, в теле вулканической постройки.

Четвертый тип. Взрывные. Причиной их возникновения являются взрывы газов в кратерах. Очень интенсивные поверхностные волны. Очаги лежат вблизи поверхности, в слое рыхлых осадков.

Пятый тип. Непрерывное вулканическое дрожание. Колебания вызываются взрывами в кратере вулкана, следующими один за другим, и пульсацией давления при излиянии лавы из жерла кратера.

Таким образом, данные П. И. Токарева хорошо совпадают с предположениями Г. С. Горшкова о многоэтажности вулканических землетрясений при извержении, и, в частности, при формировании купола.

Судя по сейсмической характеристике, все извержения вулкана Безымянного после его катастрофического извержения в марте 1956 г. занимают промежуточное положение между первым и вторым типами, т. е. характеризуются глубиной гипоцентра землетрясения в пределах 5—10 км или несколько больше. Эти цифры хорошо совпадают с нашими расчетными данными по глубине расположения вулканических очагов (см. гл. 6). Для вулкана Шивелуч П. И. Токарев по сейсмическим данным определяет глубину очага от подошвы вулкана не более чем в 10 км. По нашим данным (для $d=2,2$ и $2,3$, $h=2,4$ км), она равна 9,7—13,2 км. Как видим, схождение цифр вполне удовлетворительное.

В заключение отметим, что по характеру сейсмической активности можно, по-видимому, в дальнейшем предопределить и ход извержения вулкана. Так, для вулкана Безымянного извержение происходит в тот момент, когда скорость нарастания деформации в жерле вулкана над куполом достигает максимума. На этот же период приходится и максимум числа землетрясений.

Раскаленные (палящие) тучи, песчано-пепловые и агломератовые потоки

Проявление нормального орогенного вулканизма разнообразно — от слабых взрывов до пароксизмальных газовых извержений плиниевого типа, чередующихся с излияниями лавовых потоков или выдавливаниями куполов.

Ван-Беммелен (1957) отмечает, что тип вулканической деятельности зависит в основном от количества и природы первоначальной магмы и газов, проходящих через земную кору, и от химического состава пород, с которыми магма и газы приходят в соприкосновение. Эти факторы определяют характер химических реакций и, следовательно, давление газов и вязкость палингенных магм, образующихся в вулканической камере или канале. Если следовать Б. Ешеру (Escher, 1933), то характер извержения

определяется главным образом давлением газов и вязкостью. Но вязкость находится в функциональной зависимости от температуры (см. гл. 8). Следовательно, тип извержения прежде всего определяется газонасыщенностью и температурой исходной магмы. В зависимости от этих параметров, период извержения, предшествующий экструзии вязкой лавы, может характеризоваться или слабой эксплозией, или катастрофическим пароксизмальным извержением с выбросом огромного количества пирокластического материала в виде палящих туч, раскаленных лавин, песчано-пепловых и агломератовых потоков. Объем выброшенного пирокластического материала и его температура находятся в прямой зависимости от химизма первичной магмы и, в частности, от глубины расположения ее питающего очага.

В нашу задачу не входит детальное описание отмеченных выше явлений, а тем более классификация извержений. Они обстоятельно изложены в трудах А. Лакруа (Lakroix, 1904, 1908, 1930), К. Феннера (Fenner, 1923, 1937), Ван-Беммелена (1957), А. А. Меняйлова (1955), А. Ритмана (1964), Г. С. Горшкова (1957, 1959) и др. Но на некоторых характерных деталях этих явлений, которые представляют для геологов определенный интерес, остановимся несколько подробнее.

М. А. Хартман (Hartmann, 1935), основываясь на детальном изучении извержения вулкана Мерапи, в соответствии с количеством газов, содержащихся в извергающейся магме, делит извержение Мерапи на четыре класса.

Класс А. Магма бедная газами, медленно поднимающаяся по жерлу и проникающая сквозь чехол осадочных пород или ранее существовавший лавовый купол. Верхние части новых порций магмы, достигая купола, образуют грибообразную форму или языкообразные лавовые потоки. Извержение начинается взрывами, и рост купола может сопровождаться лавинами палящих туч. Типичных взрывов не происходит, так как содержание газов в магме невелико и давление газов низкое. Палящие тучи также незначительны.

Класс В. Магма более богатая газами, чем в предыдущем случае, поднимается по жерлу. Несильные взрывы разрушают покрывающую лавовую пробку или чехол, и после этого происходит излияние вязкой лавы (начальная фаза). Во время главной фазы достигает поверхности магма, более богатая газами. Умеренное газовое давление вызывает взрывы типа Сент-Винсент (Escher, 1933). Эти взрывы могут разрушить часть вершины вулкана. Они сопровождаются раскаленными тучами смешанного характера. За главной фазой следует бурное выделение газов конечной фазы и из жерла изливается вязкая лава, бедная газами. В зависимости от конфигурации кратера образуется или лавовый купол, или лавовый язык.

Значение палящих туч, сопровождающих извержение этого типа, очень велико, так как во время главной фазы вершина вулкана часто в большей или меньшей степени разрушается и к новому материалу лавы присоединяются обломки более древних пород,

что значительно увеличивает объем ладу* и сопутствующих палящих туч.

Класс С. Магма, умеренно богатая газами, поднимается в жерле. После взрыва пробки, образовавшейся в ее верхней части, газы бурно выходят на поверхность, превращая магму в пыль, песок и лапилли. Начальная фаза излияния лавы здесь отсутствует. Иногда этот тип похож на извержения вулкана Сент-Винсент («палящая туча вулканических взрывов»). Когда давление газов снижается, по жерлу поднимается вязкая магма и наступает конечная фаза с излиянием лавового языка или с образованием лавового купола.

Класс D. Характеризуется извержением сильно насыщенной газами магмы. Извержение этого типа не имеет начальной стадии излияния лавы. Оно начинается извержением типа Сент-Винсент, которое приводит к тому, что верхняя часть выводного канала оказывается пустой. Это вызывает понижение давления в нижних частях жерла и пересыщение магмы газами относительно существующих здесь физико-химических условий. Выделяющиеся газы приводят к взрывам и выбросу лавы все более и более глубоких частей жерла, при этом с резким понижением точки начала извержения. Весь процесс приводит к стадии «самоиндукции», при этом сила извержения быстро возрастает, что в весьма короткий срок приводит к параксизматической «промежуточной газовой фазе». Подобные извержения часто разрушают верхнюю часть вулкана и при этом по его склону извергаются лавины раскаленного пепла и песка, сопровождаемые раскаленными тучами. Частичное опорожнение жерла и магматического очага иногда вызывает разрушение вулканической структуры. После главной фазы извержения иногда наступает заключительная стадия, во время которой появляется вязкая лава, освобожденная от заключавшихся в ней газов во время предыдущей фазы.

Как отмечает Ван-Беммелен (1957), эти четыре класса извержений вулкана Мерапи являются прототипами нормального орогенического вулканизма, в результате которого образуются известково-щелочные вулканические продукты среднего состава.

Анализ извержений, которые происходили на Камчатке в последнее тридцатилетие (извержение вулканов Шивелуч в 1944—1948 гг., 1964 г. и Безымянного в 1956 г.), показывает, что они по своему характеру вполне укладываются в схему, данную для Мерапи и могут быть отнесены, соответственно, к типу С и D. Извержение вулкана Безымянного по силе извержения (особенно его пароксизмальной стадии) и объему выброшенного пирокластического материала в виде агломератового потока, а также по вязкости экструзивной лавы, формирующей купол, не может быть приравнено ни к одному из известных извержений вулкана Мерапи. Но

* Раскаленные массы вулканических обломков, низвергающиеся по склону вулканических конусов. Они часто переполнены обломками лавы, смешанной с песком и пылью из действующих куполов или лавовых потоков.

в то же время сам характер извержения и весь ход его развития полностью укладываются в схему извержения типа D. К этому же типу относится и извержение вулкана Шивелуч в 1964 г., которое закончилось формированием агломератового потока; экструзии вязкой лавы не происходило.

В принципе почти все извержения кислой магмы могут быть сгруппированы в те же четыре типа извержений. Но кислые магмы более газонасыщенные, температура их более высокая, объем извергаемой магмы часто достигает нескольких кубических километров и даже первых десятков. Все это накладывает своеобразный отпечаток и на форму проявления кислого вулканизма. Очаги кислой магмы залегают значительно ближе к поверхности, в отличие от очагов магмы среднего состава, поэтому в извержении участвует не только магма, заполняющая вулканическое жерло или подводящий канал, но и частично магма самого очага, что часто проявляется в разрушении вулканической структуры и образовании провала — кальдеры. Существенное различие отмечается также и в газовой составляющей магмы (Власов, Борисов, 1969).

К извержениям кислой магмы относятся извержения типа Мон-Пеле (Lacroix, 1930) и Катмаи (Feaper, 1923).

Характерной особенностью извержения горы Мон-Пеле было образование в старом кратере дацитового купола, лишенного постоянного кратера. В определенный период своего существования этот купол увеличивался путем вертикальных подвижек, приуроченных к его вершине, затвердевшей лавы. Из них наиболее замечательным было то движение, которое в течение нескольких месяцев дало начало кратковременной игле. Из этого купола, лишенного кратера, выходили раскаленные тучи — явления крайне прерывистые. Они появлялись иногда после длительного периода покоя, в течение которого вершина вулкана была абсолютно спокойной и даже не выделялись пары. Туча внезапно выходила из купола. После этого вершина купола вновь становилась спокойной. Первоначальные взрывы были очень сильными, тучи очень компактными и катились одна за другой. По мере движения на поверхности они увеличивались в вертикальном направлении, сохраняя при этом четкость своих боковых конусов. Высокая текучесть смеси, состоящей из тонкого песка и пепла с примесью лапилли, объясняется ее высокой газонасыщенностью и температурой, которая, по оценке А. Лакруа, достигала 1000°С.

Исключительно высокая скорость движения раскаленных туч объясняется тем, что сила поступательного движения, связанная со взрывом, действовала в том же направлении, что и сила тяжести. Эти взрывы А. Лакруа назвал направленными — пелейская туча направленного взрыва.

По мере убывания энергии извержения менялся и характер раскаленных туч. Выделение газов не было достаточно сильным, чтобы раздробить и отбросить далеко твердые продукты. Происходило своего рода разбухание магмы, почти полностью затвердевшей. Туча, образованная таким образом, заключая скрытые в ее

основании крупные глыбы, катилась в долину реки под действием силы тяжести. Это была уже не раскаленная туча, а скорее всего раскаленная до бела лавина, подвижность которой отчасти была обусловлена указанными выше особенностями этой смеси твердого материала и газа высокой температуры.

Таким образом, мы видим, что явление раскаленных туч не предшествует, как это наблюдается в случае Мерапи, а сопровождает образование купола. При этом направленность взрыва связана с тем, что кратер полностью закупорен лавовой пробкой-куполом, которая регламентирует как силу, так и направленность взрыва. В случае открытого кратера, что наблюдалось на Мон-Пеле после извержения 1929 г., когда в разрушенном куполе образовался кратер, наблюдались уже вертикальные, чисто вулканические тучи.

Сравнивая извержения Мон-Пеле и Ла Суффриер на Сен-Винсенте, А. Лакруа (A. Laczoix, 1930) отмечает, что направленный характер движения агломератового потока был обусловлен не направленностью взрыва, а формой рельефа. Выброшенный из глубокого кратера пирокластический материал упал к подножию вулкана, на дно долины, где тучи, созданные таким образом, двигались вперед наподобие лавины. Их температура объясняет текучесть смеси, как и в случаях раскаленных туч на Мартинике.

Извержение вулкана Безымянного, сопровождавшееся огромной направленной тучей с агломератовым потоком в основании, можно рассматривать как промежуточное между Мон-Пеле и Ла Суффриер. Направленность взрыва была обусловлена тем, что после пароксизмального вертикального направленного взрыва была взломана часть конуса вулкана, образованного старым куполом вулкана. Образовался подковообразный кратер размером $1,5 \times 2,5$ км и глубиной около 800 м, одна сторона которого была полностью открыта в сторону долины реки, куда и хлынул агломератовый материал последующего этапа извержения. А закончился активный этап извержения формированием экструзивного купола. В данном случае образование агломератового потока, сопровождавшееся раскаленной тучей (с весьма невысокой ($400-500^{\circ}\text{C}$) температурой по сравнению с Пелейской), предшествовало образованию купола. Все последующие извержения вулкана происходили из купола. Они безусловно носили направленный характер.

Извержение вулкана Катмаи (1912 г.), давшее отложения риолитовых туфов, описаны К. Феннером (Fenner, 1923) как отложения типа раскаленных туч. Купол Новорупта возник позже, в заключительную фазу извержения. Его формирование сопровождалось выбросом грубых пемз, перекрывающих местами тонкий туф отложений Долины Десяти Тысяч Дымов (рис. 17). По Г. Тазиеву (Tazief, 1963), в результате извержения была снесена вершина горы Катмаи; образовалась большая, 5 км в диаметре, впадина-кальдера; через разломы, прошедшие к северной части подножия, было выброшено огромное ($12-15 \text{ км}^3$) количество пемзы, которая была измельчена в порошок давлением газа и, распространяясь в виде «раскаленной тучи», заполнила долину длиной 20 км и ши-

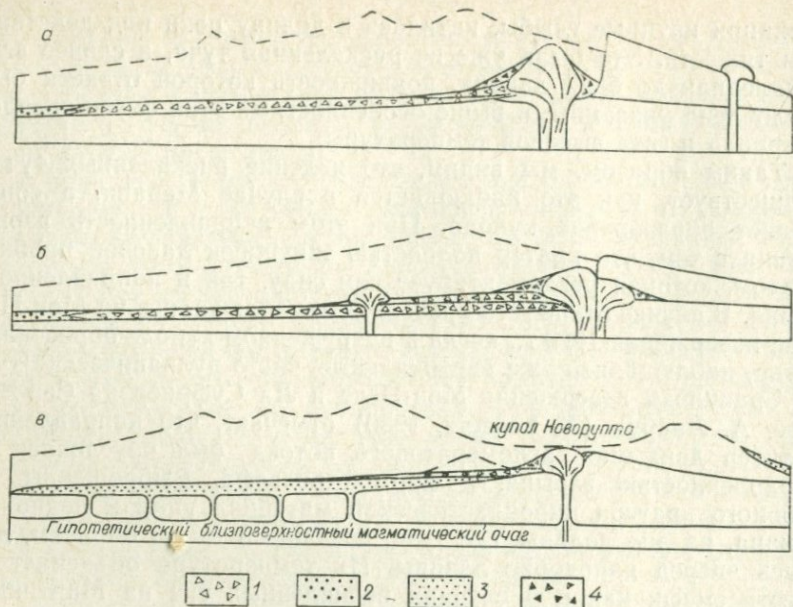


Рис. 17. Схема формирования куполов и пирокластических потоков на различных вулканах.

а — вулкан Безымянный (Ключевской дол, Камчатка), б — вулкан Агломератовый (Северная Камчатка), в — вулкан Катман (Аляска). Потоки: 1 — агломератовые; 2 — грязевые; 3 — песчано-пепловые; 4 — брекчия формирования и разрушения купола; I и II — экструзивные куполы.

риной 5 км, образовав игнимбритовый слой знаменитой Долины Десяти Тысяч Дымов; и, наконец, возник новый вулкан Новорупта.

Таким образом, извержения горячих туч, песчанопепловых и агломератовых потоков, могут как предшествовать, так и сопровождать формирование экструзивных куполов. И все же в случае средних лав они чаще предшествуют, а в случае кислых — сопровождают извержение. Интенсивность этих явлений и объем выброшенного материала, как мы уже отмечали выше, зависит прежде всего от типа лав, ее газонасыщенности и массы извергаемой магмы, т. е. в конечном счете от глубины и объема магматического очага, извергающего магму на дневную поверхность.

Газо-гидротермальная деятельность

Любое извержение вулкана сопровождается выбросом огромного количества газообразных продуктов. Они не участвуют в газо-гидротермальных процессах. В лучшем случае газы, акклюдированные в изверженной пирокластике, могут участвовать в составе газовой фазы вторичных фумарол и оказывать незначительное воздействие на вмещающие породы (Борисов, 1960). Обычно газо-гидротермальные процессы протекают в стадию становления эк-

струзивного купола и особенно в так называемую поствулканическую стадию. Высокая степень газонасыщенности неглубоко залегающей экструзивной магмы и сравнительно легкая возможность ее выхода по вулканическому каналу, заполненному высокопористой лавой, особенно когда купол формируется длительное время, создают весьма благоприятные предпосылки для медленной и длительной диффузии газов на дневную поверхность.

При благоприятных структурных и гидрогеологических условиях атмосферные осадки и грунтовые воды проникают на значительную глубину, где нагреваются, обогащаются газами и превращаются в типичные газо-гидротермы, активно воздействующие на породы. Интенсивность и длительность процессов целиком зависят от деятельности активного существования экструзивного купола и места его расположения: кратер вулкана, склон или основание. Наиболее долго существуют куполы центрального кратера. В случае его закупорки возможно образование кратера на его склоне; соответственно переместится и центр активной газо-гидротермальной деятельности, как в случае с вулканами Кихпинич и Зимина.

ГЛАВА 10

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ СВЯЗИ И ГЕОСТРУКТУРНОГО ПОЛОЖЕНИЯ ЭКСТРУЗИВНЫХ КУПОЛОВ В РАЙОНАХ РАЗВИТИЯ СОВРЕМЕННОГО ВУЛКАНИЗМА

Приуроченность экструзивных куполов к определенным структурным вулканическим зонам

Куполы, сложенные лавой различного состава, могут формироваться в пределах единичной вулканической структуры, т. е. одного вулкана (вулканы Зимина, Безымянный). Кислые экструзии лавы как бы завершают определенный вулканический цикл, после которого начинается новый, и смена основных лав кислыми возобновляется во времени. В определенных случаях куполы, сложенные более кислыми лавами, чем лавы очередного вулканического цикла, могут проявляться на склоне или у подножия вулканической структуры, но не иметь прямого отношения к очагу, питающему данный вулкан. Как правило, эти куполы редко имеют большие размеры, их существование кратковременно и не сопровождается длительными газо-гидротермальными процессами. В то же время на огромных по протяженности вулканических пространствах развиты куполы преимущественно среднего или кислого состава.

В пределах Тихоокеанского вулканического пояса отчетливо выделяются три вида вулканических зон, особенности которых связаны со строением земной коры (Власов, 1963, 1966). Эти

зоны отличаются друг от друга не только тектоническими условиями вулканизма, но и составом изверженных пород, и характером газо-гидротермальных проявлений. Та или иная структура обуславливает при общем сходстве формационных рядов преобладающее развитие одних формаций и недоразвитие других. На океанической коре формируются вулканические зоны Уральского типа, приуроченные в Восточной Азии к внешним вулканическим дугам. Главная формация этих зон спилито-кератофировая с проявлением в поздние этапы развития кислых дифференциатов базальтовой магмы. На коре промежуточного типа развиваются внутренние вулканические дуги центральнокамчатского типа с господствующей андезитовой формацией. На коре материкового типа образуются краевые вулканические зоны с преимущественным участием в их сложении риолитовой, «порфировой», формации (Юго-Восточная Камчатка). Примерами таких структур могут служить и более древние вулканические зоны — Восточно-Сихотэ-Алинская и Центрально-Казахстанская. С зоной внутренних вулканических дуг и краевой вулканической зоной в основном связано проявление андезитовых и рио-дацитовых, соответственно, экструзивных куполов. Следовательно, различие в химизме экструзивных куполов определяется не только дифференциацией магмы в очаге какого-либо вулкана, но и пространственной приуроченностью к определенным вулканическим структурным зонам и определенному типу земной коры.

Одновременно можно отметить и переходную зону, в которой намечается четкий пространственный и временный переход от зоны внутренних андезитовых дуг к окраинной наложенной риолитовой зоне (Власов, Борисов, 1966). К ней относится Восточная Камчатка, в частности район Жупаново — Кихпинич — Кальдера Узон, Алеутская островная дуга с полуостровом Аляска и ряд других. В этой зоне наблюдается тесное проявление экструзии лав андезитового и рио-дацитового состава.

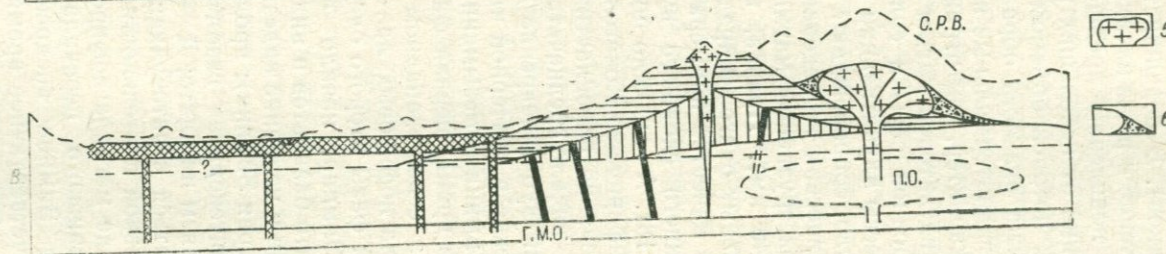
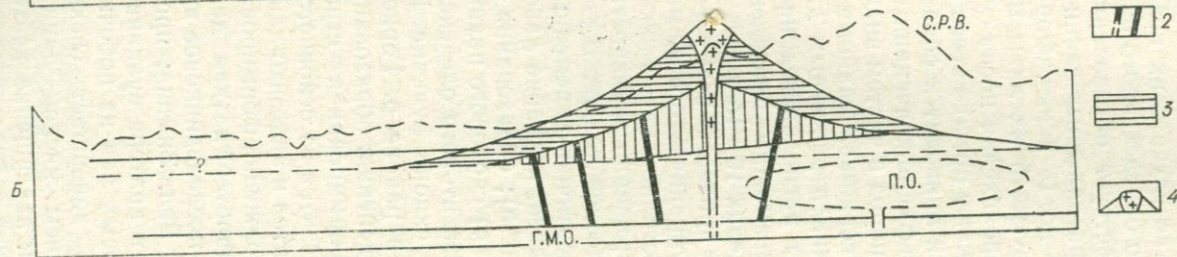
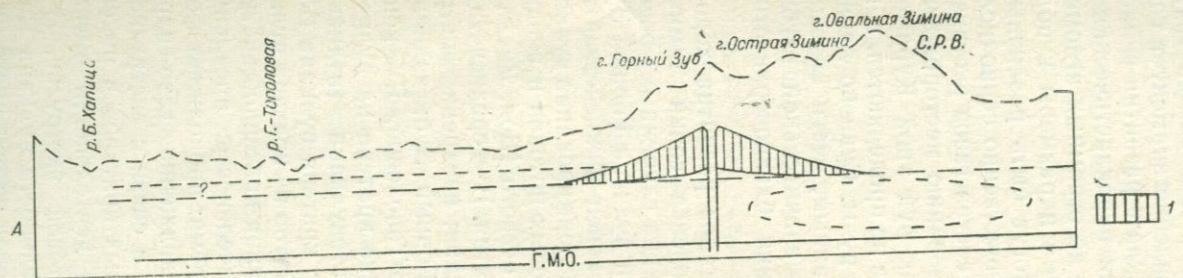
Различие в структурном положении экструзивных куполов очень хорошо подтверждается своеобразием в проявлении газо-гидротермальной деятельности (Власов, Борисов, 1970). Каждой из вулканических зон присуща своя металлогения. Для внешних дуг — колчеданные рудопроявления, для внутренних — «сульфидный» ряд металлов, для краевых (окраинных) — окисный. Таким образом, структурное положение зон определяет и глубину расположения магматического очага, и состав его магмы, и, соответственно, металлогению, что сказывается и на внешней форме проявления экструзивной магмы в виде вулканических куполов.

Краткая характеристика проявления различного типа экструзивной магмы

Внутренние андезитовые дуги. Куполы внутренних андезитовых дуг, за редким исключением, не являются самостоятельными структурными единицами. Они органически входят в общую струк-

туру вулкана и отражают по своему составу и форме проявления лишь определенный этап в его развитии. На вулкане они могут занимать кратерную часть, формироваться на склоне, у подножия и очень редко на значительном удалении от вулкана (купол Семкорок вулкана Шивелуч; куполы «Платина» Ключевской группы вулканов). В большинстве случаев их появление знаменует собой окончание и реже начало определенного цикла в развитии вулкана, а их появлению предшествует образование пирокластических отложений от небольших раскаленных лавин до огромных агломератовых потоков объемом до 1—2 км³. Форма и размеры куполов, а также вязкость образующей их лавы могут быть различными. Газо-гидротермальные проявления носят существенно сернокислотный характер, чем отражают прежде всего состав газов экструзивной андезитовой магмы и приводят к образованию месторождений самородной серы и сульфидно-колчеданных руд типа Курамоно. Процессы алунизации пород в чистом виде не проявляются, а, как правило, сопровождают серно-колчеданные руды. Судя по данным сейсмических исследований и расчетным данным, очаги андезитовой экструзивной магмы расположены на значительной глубине (20—40 км). Правда, возможны проявления близповерхностных локальных очагов в пределах 10—15 км.

В качестве примера приведем схему этапов развития хорошо изученного сложного вулканического комплекса сопки Зиминой (рис. 18). А — начало постплиоцена; заложение глубинных трещин и периферических очагов; начало активности вулкана Горный Зуб; образование пирокластической толщи. Б — конец нижнечетвертичного — начало среднечетвертичного времени: формирование вулкана Горный Зуб (внедрение даек, излияние лавовых потоков и внедрение некка в кратерной части); образование осевого (Бол. Удина — Бол. Зимины — Безымянная) сводового поднятия. В — среднечетвертичное время: первая фаза второго оледенения; внедрение экструзии на северо-западном склоне вулкана Горный Зуб; излияние мегаплагиофировых лав в районе р. Горно-Тополовой. Г — конец второй фазы второго оледенения: образование кратера на вулкане Бол. Зимины; начало формирования стратовулкана (излияние андезито-базальтов и андезитов из основного кратера вулкана Бол. Зимины и излияние андезитов и андезито-дацитов из кратера вулкана Острая Зимины); продолжение формирования кратерной экструзии; интенсивная газо-гидротермальная деятельность; ареальный вулканизм на плато; Д — послеледниковое время: продолжает формироваться стратовулкан Бол. Зимины; продолжение газо-гидротермальной деятельности в кратере вулкана в связи с экструзией; излияние мегаплагиофировых лав из побочных кратеров в районе Толбачинского перевала; завершает свою деятельность вулкан Острая Зимины внедрением кислой дацитовой экструзии. Е — верхнечетвертичное время: завершение деятельности вулкана Бол. Зимины (излияние андезитов и андезито-дацитов из основного кратера); образование вершины Овальная Зимины, формирование дацитовых экструзий на южном склоне вулкана, завершение газо-



гидротермальной деятельности на месте кратерной экструзии вулкана Бол. Зимина.

Краевые риолитовые пояса и переходные зоны. Куполы краевых риолитовых поясов могут образовывать как самостоятельные структурные единицы, так и органически входить в сложный вулканический комплекс, образованный такими крупными структурными вулканическими единицами, как кальдеры. Унаследованность в длительном развитии определенной вулканической структуры — явление не частое, в своем большинстве она знаменует конец длительного вулканического цикла целого региона или начало нового цикла.

По своему структурному положению они обычно приурочены к кольцевым, радиальным и линейным трещинам, возникшим в процессе формирования кальдер или площадных извержений кислой магмы. Экструзия лавы может чередоваться с излиянием коротких лавовых потоков, что приводит к образованию сложных эффузивно-экструзивных куполов типа сопки Желтой (рис. 19). Образование куполов может сопровождаться эксплозией огромного количества пирокластического материала в виде песчано-пепловых и агломератовых отложений. Но часто небольшие по размерам куполы экструдировать по трещинам с образованием небольшого количества пемзы. В ряде случаев удавалось наблюдать постепенные переходы пемзы во вспученные лавы куполов (Власов, Борисов, 1966).

Для Восточной Камчатки характерны черты переходной зоны от андезитового к риолитовому вулканизму. Поэтому там можно наблюдать и унаследованность более древних вулканических структур. Но в то же время мощные эксплозии игнимбритов площадью в сотни квадратных километров в районе Жупаново и современное

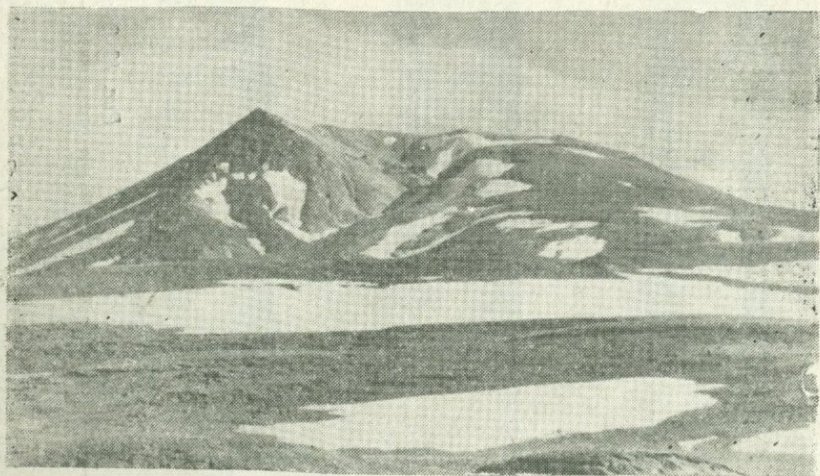


Рис. 19. Экструзивно-эффузивный купол сопки Желтая (вулкан Кихпинич, Восточная Камчатка).

извержение кислых лавовых потоков вулканом Карымским говорят об интенсивном проявлении кислого вулканизма.

Газо-гидротермальные проявления носят существенно галогенокислотный характер, а сернокислотные процессы проявляются лишь в позднюю стадию, по мере охлаждения термальных растворов. Таким образом, состав газо-гидротерм отражает специфические условия формирования и извержения близповерхностной экструзивной магмы кислого состава.

Интрузивный или эффузивный магматизм

Рассматривая экструзивные куполы как переходный мост между интрузивным и эффузивным магматизмом, мы полагаем, что им должны быть присущи черты как глубинного, так и поверхностного происхождения. Отсюда одни исследователи склонны рассматривать экструзивные куполы как частную форму проявления интрузивного магматизма, другие — эффузивного. Действительно, экструзивная магма не всегда способна к выходу на поверхность и может образовывать близповерхностные лакколитоподобные тела. Интересным примером этому является образование Новой Горы на склоне вулкана Усу, Япония (рис. 20).

Вулкан Усу привлек к себе внимание тем, что в 1910 г. на его северном склоне, ограниченном оз. Тоуа, почти одновременно образовалось 45 небольших эксплозивных кратеров, а сам склон вулкана был приподнят. В кратере вулкана Усу глубиной всего 60 м и размером $1,5 \times 2$ км располагались два купола: Ко-Усу и О-Усу, 168 и 297 м высотой, соответственно, и диаметром каждый около 46 м. Купол Ко-Усу имел вершинный кратер диаметром до 61 м и глубиной 30,5 м. На его восточном склоне располагалась трещина, образованная эксплозией, глубиной около 20 м. На куполе О-Усу отмечалась фумарольная деятельность, которая свидетельствует о том, что купол сформировался в недавнее историческое время. Оба купола сложены гиперстеновыми андезито-дацитовыми лавами. Купол О-Усу почти цилиндрической формы, вершина его перекрывается брекчией пород купола и вулкана. Сам вулкан Усу лежит на пересечении трещин направления СЮ и ВЗ. Куполы Ко-Усу и О-Усу возвышаются вдоль последней из них. На северном склоне вулкана расположены еще три купола.

Извержение 1910 г. началось подъемом северного подножия вулкана Усу, а затем на его склоне образовалось 45 эксплозивных кратеров, локализованных по дуге, обращенной в СЗ на протяжении 4 км. Кратеры проявили свою активность в виде газо-пепловой эксплозии удивительно поочередно. Некоторые из них прекратили свою деятельность в течение 2-3 дней, а остальные примерно через три месяца. На СЗ от дуги, по которой располагались кратеры, все пространство на берегу оз. Тойя было приподнято. В течение 100 дней этот участок поднялся на 155,5 м, позднее он осел на

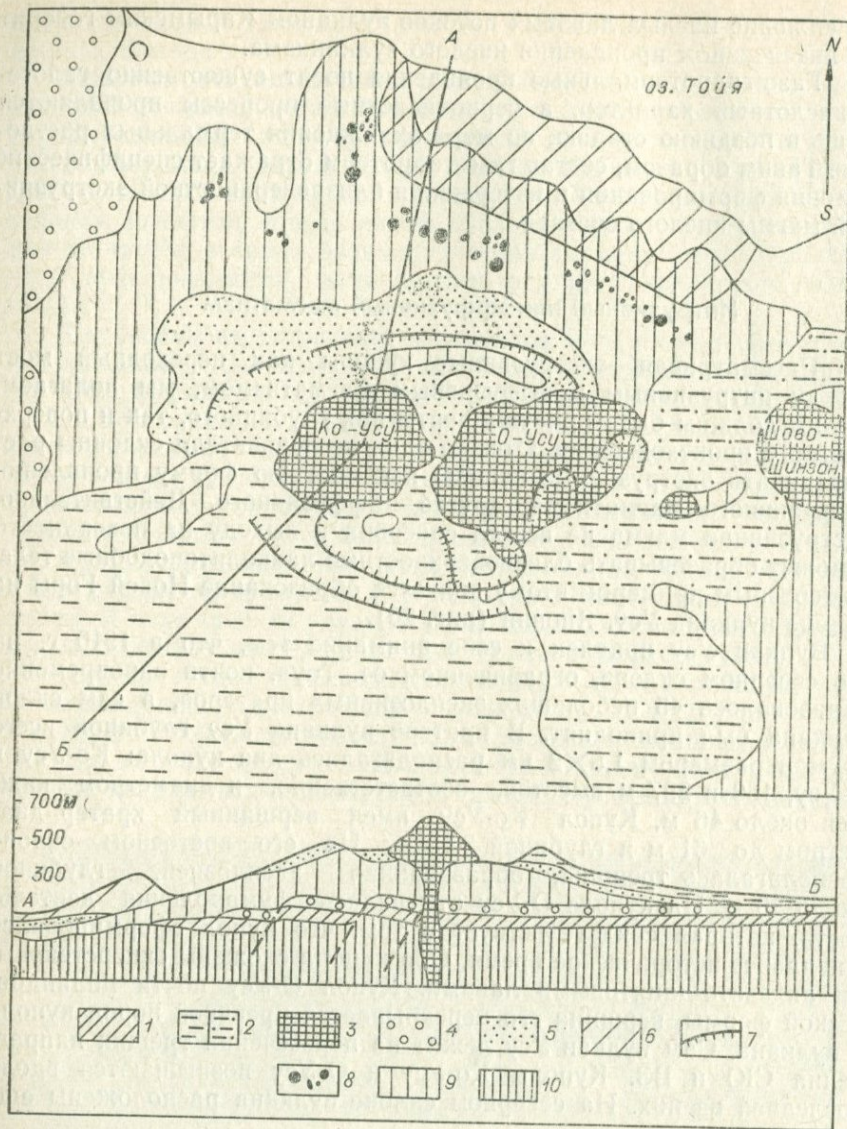


Рис. 20. Схема строения вулкана Усу, Япония (по Х. Вильямсу, 1932).

1 — гиперстен-авгитовый андезит; 2 — грязевые потоки; 3 — гиперстеновый андезит куполов Ко-Усу и О-Усу и гиперстеновый дацит купола Шова-Шинзан; 4 — делювий; 5 — вулканический пепел; 6 — область подъема 1910 г.; 7 — кратерные валы; 8 — серия кратеров прорыва; 9 — андезитовая сомма; 10 — липариты.

36,6 м. Приподнятая область занимала площадь длиной 2700 м и шириной 600 м. Вдоль внешнего склона вулкана образовался небольшой кратер, ограниченный крутым откосом (эскарпом), через который происходила в основном интенсивная паро-газовая эксплозия. В 1944—1945 гг. возник купол Шова-Шинзан, по составу отве-

чающий гиперстеновым дацитам. Интенсивная фумарольная деятельность на нем продолжается и до настоящего времени.

Давая объяснение этому вулканическому феномену, Х. Вильямс (1932) предполагает, что свежая магма, интродуцировавшая под Новую Гору, вероятно была очень вязкой вблизи точки окончания кристаллизации, так как только в этих условиях давление содержащихся в ней паров должно быть максимальным. Только высокой вязкостью лавы можно объяснить то, что магма не могла подняться к поверхности даже вдоль только что образовавшейся ослабленной зоны у подножия вулкана. Во время извержения вулкана Усу его купольная часть находилась в спокойном состоянии, но парогазовые выделения прорвались на склоне двух соседних куполов. Далее он отмечает, что извержение это очень схоже с типом куполообразного лакколита, который ассоциируется с поверхностной паровой эксплозией, сходной во многих отношениях с недавней стадией активности на куполе Марисвелл в Калифорнии.

Подобные извержения наглядно показывают возможность формирования экструзивного купола в виде лакколита. Форма купола безусловно в какой-то мере унаследованная, хотя она и проявляется на поверхности. В принципе условия становления купола в открытом кратере, но под мощным чехлом брекчии разрушения, мало чем отличаются от условий на вулкане Усу, если учесть, что мощность купольной брекчии может достигать нескольких десятков метров, а на склоне купола и больше.

По мнению ряда исследователей, при благоприятных близповерхностных условиях возможно образование куполообразных тел с полнокристаллической структурой. Вероятно, они являются промежуточными между наземными экструзивными и гипабиссальными породами. Пример этому куполообразное тело диорит-порфирита «Сопочки повыше», расположенное в 18 км восточнее вулкана Шивелуч (Меняйлов, 1955). Оно возвышается на 300 м над долиной р. Ильчиноч и представлено двумя эрозионными острыми конусами. На его восточном склоне сохранились остатки кремнистых сланцев. По числовым характеристикам порода близка (из средних типов Дели) к кальцито-андезиту, а из отдельных пород — к андезиту горы Ингале или роговообманково-гиперстеновому андезиту Комбо. От пород вулкана Шивелуч отличается более кислым составом.

К. Н. Рудич (1970) считает, что становление экструзии монолитов во многом сходно с режимом образования интрузивных тел. И в то же время подчеркивает, что экструзия лавы возможна не только по коническим плоскостям, но и путем заполнения прямолинейных трещин. К одному из таких тел он предположительно относит и экструзивное тело Верблюд, расположенное между вулканами Авача и Коряка на Камчатке. Оно имеет высоту экструзивного тела 100—150 м, ширина достигает 100 м при прослеженной длине около 500 м. В ней хорошо выражена близкая к плитчатой отдельность, напоминающая столбчатую с вертикальной ориентировкой. Состав андезитовый, и она значительно более кислая,

чем вулканы Авачинского и Корякского конусов. Порода имеет кристаллический облик с отчетливыми порфировыми выделениями плагиоклаза и пироксена.

Не исключено, что в рассмотренных примерах куполообразные тела находятся в парагенетическом родстве с экструзивными куполами данных вулканов, т. е. они имеют общий магматический источник питания — вулканический очаг. Но нельзя рассматривать куполообразные тела, как более глубокие аналоги экструзивных куполов. И нельзя согласиться с тем, что существует непрерывный ряд пород, структура которых постепенно изменяется от полнокристаллической до стекловатой.

Источником лавы, изливающейся на поверхность в виде потоков, служит обычная магма средней газонасыщенности, или гипомagma, по А. Ритману (1964). Такая магма не может дать вязкой экструзивной лавы (см. гл. 8), но в то же время, внедряясь по трещинам и не обладая достаточной силой, чтобы выйти на поверхность, может застывать на некоторой глубине, образуя субвулканические тела не только различной формы, но и структуры. При вулканической деятельности особенно большое значение имеет нарушение гидростатического равновесия. И чем ближе расположен магматический очаг к земной поверхности, тем большее различие проявляется между внешним и внутренним давлением. Вследствие этого в верхней части магматического очага выделяется и обособляется газовая фаза, что приводит к образованию сильно текучей, с малым удельным весом газонасыщенной магмы, или пиромagмы. А. Ритман считает, что этот процесс дегазации и является причиной вулканической деятельности на земной поверхности. В нашу задачу не входит полемика по вопросу первопричины вулканических извержений, т. е., что является главным: глубинные тектонические процессы или внутренняя сила самой магмы? Ясно одно — нарушение гидростатического равновесия для близповерхностных очагов может быть вызвано как внешними (изменение давления вышележащих толщ за счет тектонических процессов), так и внутренними (дегазация при охлаждении и кристаллизации магматического очага) факторами.

Как правило в магматических очагах с открытым каналом равновесие определяется высотой столба лавы. Давление кровли нельзя полностью приравнять к ее весу. Так как материал горных пород самых верхних частей земной коры в пределах зоны нарушения ведет себя как упругое тело, кровля не слишком большого очага может поддерживаться как свод. По мере эволюции основного магматического очага, питающего вулкан, возможно образование периферических очагов с пиромagмой, являющейся дифференциатом гипомagмы. В то же время в этих очагах создаются благоприятные условия для образования собственно пиромagмы, если очаги образованы гипомagмой. Нарушение гидростатического давления в дальнейшем приводит к извержению пиромagмы, а оставшаяся сильно дегазированная и вязкая пиромagma (или эпимagma, по А. Ритману) выдавливается по каналу и образует экструзивные

купола. Безусловно, весь процесс извержения контролируется общими тектоно-магматическими (или вулcano-тектоническими) условиями данного района, или даже конкретной вулканической структуры. Вязкая малогазонасыщенная эпимагма может в отдельных случаях (например на Усу) не выйти на поверхность и образовывать приповерхностное экструзивное лакколитоподобное тело. Но эти образования нельзя рассматривать как аналоги субвулканических тел. В силу своей природы магма может образовывать экструзивные куполы только в поверхностных условиях. Ни один из таких куполов не имеет полнокристаллической структуры; этому препятствует высокая вязкость и скорость остывания экструзивной лавы. Извержения вулканов Безымянного, Шивелуч и Мерапи наглядно показывают, что каким бы большим ни был перерыв между извержениями, у экструзивной лавы, выброшенной с различных глубин в твердом состоянии, отсутствует полнокристаллическая структура. Их формирование всегда сопровождается сильной газо-гидротермальной деятельностью и эксплозией пирокластического материала.

Процесс становления и формирования вулканического купола может длиться годами и десятилетиями, а часто носит и унаследованный характер, т. е. отражает во времени определенный цикл в жизни не только вулканической структуры, но часто и самого вулканического очага; постоянное нарушение гидростатического равновесия, которое приводит к полному или частичному разрушению вулканической структуры и способствует дальнейшей дегазации магмы очага, проявлению интенсивного газо-гидротермального метаморфизма.

Не выделяя и не противопоставляя экструзивные куполы субвулканическим телам, подчеркиваем, что различие и сходство между ними нужно искать прежде всего не в форме, размерах и тектурно-структурных особенностях, а в общности или различии проявления в конкретных геолого-структурных условиях их становления.

Из сказанного следует, что нельзя разрывать единую последовательно развивающуюся во времени, а иногда и в пространстве, цепь событий, или сопоставлять между собой часто несопоставимые обрывки этой цепи. Вулканическое извержение, проявляющееся на земной поверхности в различных формах (эксплозия, эффузия и экструзия), является лишь следствием общих тектоно-магматических процессов, протекающих в поверхностных и глубинных зонах Земли. Магматизм один, а формы его проявления различны. К одной из таких форм и относится образование близповерхностного периферического очага с высокогазонасыщенной магмой. Заключительным этапом в жизни этого очага является экструзия вязкой лавы в виде куполов, формирование которых сопровождается эксплозией высокогазонасыщенной лавы и газо-гидротермальными процессами, приводящими к формированию мощных зон метасоматитов, часто с рудопроявлением, характер и вещественный состав которого отвечают условиям становления экструзивной магмы.

ГАЗО-ГИДРОТЕРМЫ И ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ В СВЯЗИ С ЭКСТРУЗИЯМИ

ГЛАВА 11

СОСТАВ И ЭВОЛЮЦИЯ ГАЗО-ГИДРОТЕРМ

Качественный состав и возможности количественной оценки

Выше (см. часть II) были высказаны геолого-структурные предпосылки, которые обуславливают длительность процесса выделения магматических эманаций. Единственно объективным критерием, позволяющим прямо оценить состав магматических эманаций, являются вулканические газы, возгоны, сублиматы и минеральный состав гидротерм районов развития современного вулканизма. Особенно примечательна в этом отношении газовая фаза, свободно выделяющаяся с поверхности кратерных лавовых озер типа Килауэа и Мауна — Лоа, которую вот уже на протяжении нескольких десятков лет многие ученые мира считают почти единственным критерием реальной оценки состава глубинных газов базальтовой магмы.

Авторы настоящей работы не ставят перед собой цели дать всестороннюю оценку современных газо-гидротерм, понимая под этим термином совокупность газовых и гидротермальных проявлений. Это область специальных исследований, которой посвящено много работ как у нас, так и за рубежом. Рассмотрим лишь часть этого вопроса, а именно — состав и эволюцию газо-гидротерм в связи с проявлением экструзивного магматизма в виде вулканических куполов, образованных лавой различного состава. Непосредственно в этом разделе остановимся на качественном составе газо-гидротерм и возможностях их количественной оценки.

Газы

Наблюдения и анализ вулканических газов на различных вулканах показали удивительное однообразие качественного состава газов и закономерную последовательность его изменения в порядке выделения на вулканах как во времени, так и по мере удаления от активного эруптивного центра вулкана.

По качественному составу вулканические газы можно условно объединить в следующие группы: 1) газы углерода: CO_2 , CO , CH_4 (и другие углеводороды); 2) газы серы: $\text{SO}_3(?)$, SO_2 , H_2S , S_2 ;

3) газы водорода: H_2O , H_2 ; 4) газы галогенов: HF , HCl , HBr , HI , $Cl_2(?)$, $F_2(?)$; 5) другие газы: COS , NH_3 , N_2 и благородные.

Было также отмечено, что в составе свободной газовой фазы всегда преобладает вода в виде пара, а в выделениях оставшейся части — газы из той или другой группы.

В газовых выделениях с различной температурой намечался определенный ритм в смене одних газовых компонентов другими или резком уменьшении их содержания. Это позволило по качественному составу и температуре газов разделить вулканические эманации на несколько групп: 1) галогенокислотные — собственно фумаролы, высокотемпературные; 2) сернистые — сольфатары, среднетемпературные; 3) углекислые — моретты, низкотемпературные.

Такая систематика чисто условная, она лишь статистически отражает температуру и состав газов отмеченных групп. Можно встретить мофетты (купол Каран) с температурой около 100° и сольфатары (вулкан Менделеева) с температурой от 50 до $90^\circ C$. Даже галогенокислотные фумаролы могут иметь температуру ниже или около $100^\circ C$. Изменение газового режима во времени дало основание утверждать, что в процессе вулканического извержения первыми выделяются галогенокислотные газы, затем сернистые, которые сменяются углекислыми. В настоящее время это утверждение пересматривается (Lovering, 1961; Борисов и Никитина, 1962; Борисов, 1965; Власов и Борисов, 1969 и др.). Основаниями для пересмотра являются как теоретические предпосылки, так и наблюдающиеся в природе факты (Башарина, 1966; Борисов, 1960; Зеленев, Канакина, 1962; Vilson, 1953; Набоко, 1959; Пийп, 1956; Krauskopf, 1948; Lovering 1957, 1961; Nogushi, Kamija, 1963; и др.).

Наиболее важной предпосылкой можно считать меньшую растворимость в магмах углекислых и сернистых газов по сравнению с галогенными, что объясняет выделение из магмы значительной части первых при ранних вулканических эксплозиях. Лава, поступающая на поверхность в виде потоков или куполов, больше дегазирована, чем в период эксплозии. Поэтому она выделяет первоначально галогенные газы, сменяющиеся во времени по мере ее остывания сернистыми, а затем углекислыми.

Новый взгляд на порядок выделения вулканических газов поставил под сомнение количественное соотношение газовых компонентов газов, выделяемых различными вулканами. Прямая попытка сопоставления не дала желаемого результата (Уайт и Уоринг, 1965). Слишком большой разброс крайних значений отмечается даже для таких основных компонентов, как вода и углекислый газ. Д. Е. Уайтом и Г. А. Уорингом собран материал по 33 вулканам мира, который представлен анализами газов (210), фумарольных конденсатов (26), сублиматов вулканических фумарол и эруптивных туч (12), газов в породах (44). В табл. 19 приводится выборка крайних значений содержания для анализов всех газов, а также для некоторых вулканов, отборка пробы газов на которых ограничена определенным промежутком времени для вулкана Килауэа —

Средние и крайние значения химического состава фумарольных газов некоторых вулканов мира

Газы	33 вулкана мира, по данным 210 анализов (по Д. Уайту, 1965)	Лавовое озеро вулкана Килауэа, 10 анализов (Е. S. Shapherd, 1938)			Вулкан Мутновский, 16 анализов (Е. Серафимова, 1966)		Вулкан Иво-Сима, 23 анализа (I. Iwasaki, 1962 ₂)		Вулкан Усу, купол Шова-Шинзан, 11 анализов (Д. Уайт, 1965)	
		Среднее с Н ₂ O	Пределы колебаний	Среднее	Среднее	Пределы колебаний	Среднее	Пределы колебаний	Среднее	Пределы колебаний
CO ₂	100,0—0,3	21,58	9,54—47,68	45,31	90,10	99,47—39,89	16,56	59,4—4,2	72,61	91,7—57,0
CO	67,0—0,0	0,75	0,11—1,42	1,57	0,14	0,86—0,00			0,12	
CH ₄	86,7—0,0	—		—	0,27	1,47—0,00			0,12	0,16—0,06
NH ₃	52,0—0,0	—		—	0,36	2,44—0,00			0,02	0,10—0,00
H ₂	99,7—0,0	0,86	0,10—1,56	1,81	0,53	2,40—0,00			15,27	25,00—4,45
HCl	87,0—0,0	—		—	3,76	26,44—0,04	27,85	57,8—0,1	7,14	15,40—1,50
HF	42,0—0,0	—		—	0,56	4,01—0,00	2,95	5,5—0,0	2,50	5,96—0,43
H ₂ S	88,6—0,0	—		—	0,38	3,19—0,00	6,16	18,0—1,3	0,93	4,27—0,10
SO ₂	79,4—0,0	11,64	3,51—29,83	24,44	3,90	24,44—0,03	42,02	68,5—19,3	1,32	1,86—0,12
COS	38,0—0,0	—		—						
SO ₃	78,6—0,0	1,82	0,00—3,56	3,82						
Cl ₂		0,09	0,00—0,25	0,19						
S ₂		0,69	0,04—2,72	1,45						
N ₂ +Ar		10,20	2,41—37,84	21,41						
R				—			6,16	18,3—1,3		
H ₂ O	99,99—17,97	52,96	17,97—67,52		97,08	98,65—93,10	97,43	99,7—95,0	99,23	99,72—99,1
r°, C		1200				500—94		745,0—97,0		750—194

два года, Мутновского — один год, Иво-Сим — три года, Усу — 10 дней. Процентное содержание воды дано от суммы всех газов, а газов — в процентах от 100% без воды. Цифры для СОS приведены по трем фумаролам вулкана Мерапи; пробы взяты в течение 30 дней при температуре фумарол 96—108°С. Приведенные цифры убедительно показывают, что даже для конкретных вулканов состав газовой фазы фумарол очень сильно варьирует. Это не позволяет на данном этапе дать среднюю статистическую оценку газовой составляющей всех вулканов без различия их состава и типа извержения. В то же время намечается определенная газовая специализация на вулканах, образованных различной лавой. Например, базальтовые вулканы характеризуются высоким содержанием сернистых газов, а риолитовые — галогенов. По-видимому, если подходить к оценке состава вулканических газов с генетических позиций становления вулканов, то можно наметить определенную закономерность в содержании и дифференциации газовой составляющей во времени.

Гидротермы

В отличие от свободной газовой фазы, состав гидротерм более постоянен и для них может быть дана не только качественная, но и количественная характеристика. Это связано с тем, что состав гидротерм, и в частности анионный, определяется прежде всего составом газовой фазы и пределом растворимости отдельных газовых компонентов при определенных физико-химических условиях становления гидротерм. По своему качественному составу они мало отличаются от фумарольных конденсатов. Так, в одном из наиболее полных анализов по вулкану Шова-Шинзан (Nemoto и др., 1957) определено 37 компонентов в виде газовой фазы, ионов и аэрозолей. Наиболее распространены в вулканических гидротермах анионы: F^- , Cl^- , Br^- , I^- , SO_4^{2-} , HSO_4^- , HCO_3^- , HPO_4^{2-} и катионы: NH_4^+ , Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+} , а также кремнекислота в виде молекулы H_2SiO_3 или H_3SiO_4 . В растворенном виде присутствуют почти все слабодиссоциирующие вулканические газы: H_2S , CO_2 , CO , H_2 , CH_4 , N_2 , O_2 и др. Минерализация гидротерм в первую очередь определяется их кислотностью и варьирует от нескольких сот мг/л до десятков г/л.

Также как и вулканические газы, гидротермы по их составу классифицируются на: 1) галогенокислотные; 2) сернокислотные; 3) углекислые; 4) хлоридно-натровые.

Последний тип вод отвечает более глубинным аналогам гидротерм, но может встречаться и в областях разгрузки обычных поверхностных вулканических гидротерм. Такая закономерность проявляется и в их кислотных свойствах. По данным более чем 100 анализов гидротерм Камчатки и Курильских островов четко выражены пределы кислотности: 1) $pH=0,23-0,79$, средняя минерализация 31,049 г/л, состав — галогенокислотные; 2) $pH=1,07-3,70$, минерализация — 2,656 г/л, состав — сульфатно-хлоридные; 3)

$pH=5,0-8,6$, минерализация—4,291 г/л, состав—хлоридно-натровые.

Таким образом, анионный состав и минерализация гидротерм в первую очередь определяются составом вулканических газов, а катионный состав — взаимодействием этих вод и вмещающих пород.

Возможности количественной оценки

Для геологической интерпретации недостаточна качественная оценка возможного состава магматических газов. Геологи ставят и решают вполне конкретные задачи, связанные с генезисом магматических пород, месторождений полезных ископаемых и ряд других. А для их решения нужна количественная оценка состава вулканических газов. В принципе такая оценка возможна (см. гл. 14). Когда мы говорим о вулканических газах, то отмечаем непостоянство их количественного и качественного состава. Газы, собранные с поверхности длительно существующих лавовых озер, должны больше других газов отвечать составу вулканических газов. Лавовые потоки характеризуют лишь часть газовой фазы и, в частности, ее наиболее растворимую в силикатах составляющую. Большая часть газов теряется при извержении и недоступна пока для непосредственного изучения.

Рассмотрим другие пути получения не менее ценной информации. При своем продвижении к поверхности магма кристаллизуется в различных условиях, а ее газовая фаза отражает как химизм магмы, так и условия ее становления. Полагаем, что в каждом конкретном случае газовая фаза находится в относительном равновесии с силикатной фазой, а газовые компоненты — в равновесии между собой.

Отсюда, анализ газовой составляющей, извлеченной из уже закристаллизованной породы, должен дать вполне определенную информацию о магматических газах в момент консолидации или становления магматического тела. В данном случае рассматриваем не свободную газовую фазу, выделяющуюся из магмы, а газы пород, компоненты которых тесно связаны с компонентами силикатной составляющей определенными термодинамическими условиями их сонахождения.

Этот метод изучения газовой составляющей магмы примечателен тем, что позволяет повторить анализы на одном и том же материале в различное время и разными исследователями. Для расчета теоретического состава газовой смеси можно воспользоваться методом термодинамического расчета определенных уравнений, в которые введены наиболее часто встречаемые компоненты вулканических газов. Полной уверенности в том, что изложенные методы гарантируют получение нужных данных, нет. Но приводимые сопоставления показывают, что при разумном подходе к изучаемой проблеме с учетом всех геологических факторов и комплексном использовании рассмотренных методов, включая и данные по изотопному анализу, можно в первом приближении даже сейчас решать многие геологические задачи.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ГАЗЫ

Источник

Магматические газы недоступны для непосредственного изучения. Когда они поднимаются по трещинам в земной коре, то под влиянием различных условий происходит значительное их изменение, и фумарольные выделения на поверхности земли по своему составу должны заметно отличаться от состава их первоисточника — магматических газов. Высказанное положение разделяется всеми исследователями, но оценка доли контаминации и метаморфизма, которым подвержены магматические газы, различна. Некоторые считают, что не все газовые компоненты имеют магматическое происхождение. Так С. Мацуа (Matsuo, 1960) разделяет химические компоненты вулканических газов в соответствии с их происхождением на две большие группы: газы из земной коры и газы, образовавшиеся в магме. К газам первой группы он относит H_2O и углекислый газ, которые, по его мнению, служат исходными веществами для образования других газообразных продуктов. Остальные компоненты вулканических газов: H_2 , CO , H_2S , SO_2 , HCl , HF , за некоторым исключением, относятся ко второй группе: азот, кислород, аргон, метан, трехокись серы с уверенностью не могут быть отнесены ни к одной из указанных групп.

Точку зрения С. Мацуа разделяем в том отношении, что не только вулканические, но и магматические газы, генерируемые в магматических очагах, имеют реакционную природу и их состав зависит от магмы и физико-химических условий ее становления. Поэтому в качестве основных исходных составляющих, образующих различные газы, рассматриваем серу, углерод, водород, хлор и фтор. Если даже не учитывать взаимодействия магматических эманаций с вмещающими породами, то их состав по мере движения должен изменяться, так как в каждый конкретный момент система силикат — свободная газовая фаза должна стремиться к равновесному состоянию. Иными словами, рассматриваем магму не как вмещалище свободной газовой фазы определенного, раз и навсегда установившегося состава, а как генератор.

В связи с развитием изотопной геологии и накоплением значительного экспериментального материала по стабильным изотопам разных элементов оживился интерес и к источнику вулканических газов. Ставится под сомнение магматический источник основных компонентов вулканических газов: воды, углерода, серы.

Вода. Г. Крейг и др. (Craig и др., 1956), изучавшие изотопные отношения водорода и кислорода, считают, что не существует бесспорных доказательств, что в водяных парах вулканических газов присутствует «ювенильная вода». В. Е. Ветштейн (1967) высказывает мнение, что воды вулканов Камчатки и Курильских

островов близки по изотопному составу водам океана, а воды гейзеров и термальных источников — поверхностным водам Камчатки. В. Брезгунов и др. (1968) полагают, что кислые сульфатные, кислые сульфатно-хлоридные и щелочные хлоридно-натровые воды вулкана Менделеева не отличаются друг от друга и, по данным изотопного анализа, соответствуют местным метеоритным водам. Морские воды (современные или остаточные) в формировании гидротерм участия не принимают.

В. В. Руби (1957) считает, что отрицать роль «ювенильной воды» нет основания, так как химический состав «избыточных летучих» магмы чрезвычайно близок к усредненному составу вулканических газов. Если принять предположение (имея в виду данные изотопного анализа), что в выделившихся вулканических эманациях нет магматической воды, то весь тепловой поток необходимо связывать с кондуктивной теплоотдачей, а большую часть химических компонентов — с извлечением их из вмещающих пород. По мнению Д. Уайта (White, 1957), это предположение весьма неправдоподобно. Г. И. Арсанова (1970) изучала распределение редких щелочей в хлоридно-натровых перегретых водах молодых вулканических областей Камчатки и пришла к выводу об однократном эндогенном их образовании. Прочие вулканические воды, кроме кислых фумарольных терм действующих вулканов, связываются с хлоридно-натровыми гидротермами, как продукты их реакций. К. Е. Мархинин (1959) при оценке количества газовых компонентов, участвующих в вулканических взрывах, считает, что основная доля падает на воду. Поэтому трудно предположить, что перед извержением поверхностные воды могли проникнуть в магму и быть ее составляющей.

Несмотря на противоречивость, приведенные высказывания свидетельствуют о том, что источник воды в вулканических газах зависит от конкретных геологических условий взятия пробы. Не анализ, а именно место определяет состав изучаемых вулканических терм. В этом, по нашему мнению, и кроются разногласия на предмет генезиса вулканической воды.

Углерод. Определенная доля ювенильной углекислоты, вероятно, действительно имеется в газах горячих источников, гейзеров и вулканических эманаций. Но рассматривать CO_2 во всех проявлениях как магматический продукт нельзя, поскольку существует несколько возможных путей образования CO_2 , в частности, за счет глубокого метаморфизма карбонатных отложений (Алексеев и др., 1967).

Данные Г. Крейга (Craig, 1953), исследовавшего изотопный состав CO_2 и CH_4 горячих источников и гейзеров Йеллоустонского парка (США), хорошо совпадает с данными Д. Р. Халстона и У. Д. Мак-Кэбе (Hulston, McCabe, 1962) по газам фумарол и горячих источников Новой Зеландии. Наughton и Терада (Naughton, Terade, 1954) определили изотопный состав углерода CO_2 сульфатарных фумарол потока горячей лавы ($700\text{--}800^\circ\text{C}$) и CO_2 , извлеченной из образца лавы под вакуумом. Результаты показали по-

стоянство изотопных отношений CO_2 из фумарол, независимо от того, действуют вулканы или нет. Газы из лавы оказались немного легче, чем из фумарол. Ф. А. Алексеев и В. С. Лебедев полагают, что изотопный состав газов, связанных с магматическим процессом, вероятно, не раскрывает истинной природы этих газов. Только по изотопному составу углерода CH_4 и CO_2 можно говорить, что эти газы прошли высокотемпературную стадию и их изотопный состав отражает степень изотопного обмена между CO_2 и CH_4 , а также температуры, при которых они находились.

В. Ф. Волюнец и др. (1971) изучали изотопный состав азота нафтыря, молекулярного азота, аргона, углерода, как в виде углекислого газа, так и метана, выделяющихся в термальных областях Камчатки. Они считают, что сопоставление данных по изотопному составу азота, углерода и аргона вулканических продуктов с данными по содержанию связанного азота в ультраосновных породах, кимберлитах, алмазах, а также данные по распределению азот — аммоний и углеводородных газов в породах щелочных массивов, дают возможность сделать вывод о глубинном происхождении азота и сингенетичных ему газов.

Г. Крейг (1954) приводит данные по соотношению изотопного состава углерода вулканических пород и содержания в них FeO .

Порода	δ , %	Содержание FeO , %
Трахит	-1,90	2,40
Андезит	-2,48	5,48
Оливиновый базальт	-2,48	6,58
Базальтовый андезит	-2,52	7,16
Оливиновый базальт	-2,54	9,02
Мелелитонелефиновый базальт	-2,60	10,66

Эти данные вполне однозначно показывают, что с увеличением окислительного потенциала происходит обогащение углерода тяжелым изотопом.

Характеризуя источник углеродсодержащих газов по их изотопному составу, исследователи не должны забывать, что он определяется не отношением тяжелого и легкого изотопов, а генетическими особенностями становления газовой фазы, выделяющейся в виде вулканических газов. Данные по изотопам отмечают общую тенденцию к концентрированию тяжелого изотопа углерода с ростом окисленности углерода в ряду: $\text{CO} \rightarrow \text{CH}_4 \rightarrow \text{C}_{(\text{алмаз})} \rightarrow \text{CO}_2 \rightarrow \text{CO}_3^{2-}$, не исключены любые вариации в его содержании. Поэтому придерживаемся точки зрения, высказанной Ф. А. Алексеевым и В. С. Лебедевым, что изотопный обмен, например между CO_2 и CH_4 , определяется термодинамическими условиями, в которых происходят эти обменные реакции, а их константа зависит от температуры. При температуре около 500°K константа равновесия карбонат-ион — двуокись углерода становится равной единице, и при более высокой температуре тяжелый изотоп углерода концентрируется уже в CO_2 (Крейг, 1954).

Сер а. В отличие от газов группы углерода и воды, изотопный состав соединений вулканической серы изучен более детально. Этому во многом способствовало то обстоятельство, что кроме газообразных соединений в форме H_2S , SO_2 , SO_3 на вулканах встречаются как твердые минеральные образования (пирит, марказит, гипс, алунит, самородная сера), так и воднорастворимые (ионы HS , HSO_4 и SO_4).

Многообразие форм нахождения серы облегчает и одновременно затрудняет решение вопроса о ее происхождении. Принято считать, что вся или почти вся сера имеет глубинное (подкоровое) происхождение. Остается пока остро дискуссионным вопрос о путях миграции, формах переноса (H_2S и (или) SO_2) и отложения в виде соединений с различной формой валентности по пути движения к земной поверхности.

Изучая отношение стабильных изотопов серы в ее различных соединениях, некоторые исследователи стали развивать новую гипотезу ее происхождения — «сульфатную», — утверждая, что значительная часть серы, а в отдельных случаях почти вся сера, является по существу вторично редуцированной при восстановлении «глубинных» коровых сульфатов или сульфатсодержащих терм (Виноградов, 1966; Борисов, 1970 и др.). Остановимся на основных положениях рассматриваемых гипотез.

В своих построениях относительно источника вулканогенной серы сторонники сульфатной гипотезы исходят из предположения, что наблюдаемые вариации изотопного состава серы могут быть обусловлены только кинетическим изотопным эффектом, полагая, что термодинамический изотопный эффект весьма гипотетичен и требует доказательства (Виноградов, 1967₁, 1967₂). Поэтому, отмечая высокое содержание тяжелого изотопа серы в вулканических сульфатах и одновременно высокое содержание легкого изотопа в совместно присутствующих сульфидах, они, естественно, приписывают им коровое (морское) происхождение. Относительно облегченные вулканические сульфаты рассматриваются как продукты окисления коровых сульфидов и сероводорода. При этом почти не учитываются конкретные геолого-структурные условия развития вулканических областей, эволюция и динамика вулканических процессов и, в частности, особенности формирования и изменения вулканических газо-гидротерм в процессе продвижения их к земной поверхности.

Сторонники магматической гипотезы, не отрицая в принципе возможность фракционирования серы при кинетическом изотопном эффекте, считают одной из основных причин фракционирования изотопов серы вулканического генезиса термодинамический изотопный эффект. Последний происходит при изменении валентности серы в связи с ее окислением при геохимическом цикле, что также доказано рядом экспериментов (Kulp, Au'tt, 1956; Oana, Ishikawa, 1966; В. А. Гриненко, Л. Н. Гриненко, 1967), вполне однозначных на сегодняшний день с экспериментами по кинетическому изотопному эффекту.

Наблюдаемые в природе вариации значений δS^{34} вулканической серы, а также теоретические и экспериментальные исследования природного процесса фракционирования в настоящее время не могут выявить четкую функциональную зависимость фракционирования изотопов серы от ее генезиса. Последнее не отрицают, в принципе, и сторонники сульфатной гипотезы (Виноградов, 1967₁).

В вопросе генезиса сторонники магматической гипотезы исходят прежде всего из геологических предпосылок, а их противники отстаивают физико-химические. Различный подход к оценке одного и того же явления и предопределил содержание рассматриваемых гипотез.

Обширный материал по изотопам серы вообще и вулканической, в частности, позволил провести вероятностно-статистическое изучение возможных причин наблюдаемых вариаций в содержании тяжелого и легкого изотопа в вулканической сере и ее соединениях (Борисов, 1970). Полученная статистическая оценка значения δS^{34} вулканогенной серы с учетом влияния переменных факторов (валентности, генезиса, взаимодействия, веса и др.) позволила рассматривать выборочные значения δS^{34} вулканогенной серы и серы магматических сульфидов, как полученные из одной и той же (или двух очень близких по значению) генеральной совокупности, что не противоречит основному положению магматической гипотезы на источник вулканогенной серы. Наблюдаемые вариации значе-

Таблица 20

Меры изменчивости наблюдаемых значений δS^{34} ‰ вулканогенной серы, рассчитанные по точечным пробам ($\bar{X}$, S_x^2) и вычисленные ($\bar{X}$, S_x) с учетом произвольно приписанного веса (по О. Г. Борисову, 1970)

Сера	Количество проб	Меры вариации			
		$\bar{X}$	S_x^2	$\bar{X}$	S_x
Общая вулканическая	267	4,0	0,58	2,2	0,33
Метасоматическая	47	2,0	0,68	-1,9	0,57
Фумарольная	87	-0,8	0,49	-0,7	0,48
Кратерно-озерных илов	56	4,8	0,58	2,0	0,41
Горячих источников	77	10,0	0,35	2,8	0,31
Сульфатная (андезитов)	80	15,4	0,80	15,4	0,56
Сульфидная	29	-2,4	1,21	-0,9	0,25
Самородная	158	-0,5	0,39	2,3	0,18
Сульфатная (риодоцитов)	18	3,5	1,2		
Сульфидная (медно-никелевые месторождения мира)	380	5,8	0,21		
То же без района Норильск — Талнах	144	0,9	0,13		
Газы фумарол H ₂ S	24	-0,5	0,56		
SO ₂	8	9,3	3,34		
SO ₃	4	20,3	3,68		
Термальные источники H ₂ S	4	0,4	5,25		

Примечание. Таблица несколько видоизменена и дополнена. Цифры для газов взяты из работы В. Виноградова (1955), для сульфидных месторождений мира из работы Л. Н. Гриненко и В. А. Гриненко (1967₁).

ний δS^{34} отражают лишь геолого-геохимические условия ее миграции к земной поверхности и существенно не влияют на суммарный изотопный эффект, соответствующий сере ее первоисточника (табл. 20).

Стабильная ассоциация в вулканических эманациях H_2 , CO , H_2S , HF , HCl и ряда других соединений не вызывают сомнения в том, что основная составляющая вулканических эманаций имеет глубинное магматическое происхождение. Но если источником магмы считать подкорковый слой — мантию, — то и газы должны быть мантийного происхождения. А если полагать, что магматический очаг возник в земной коре и магма имеет ассимиляционное происхождение? Тогда как?

Поэтому нам кажется, что некоторые исследователи, говоря о магматическом или коровом источнике вулканических газов, упускают из внимания самое главное — источник самой магмы.

Состав

Почти все исследователи, изучающие вулканические газы, не дают в своих работах количественной оценки содержания газа даже для отдельных вулканов. И это вполне объяснимо (см. гл. 11). В некоторых работах закономерность изменения концентрации отдельных компонентов как функция от температуры или времени газовыделения показана в виде графика, который в какой-то степени отражает динамику процесса дегазации, но не его количественную сторону. Это, видимо, связано с тем, что дебит газовых струй замеряется очень редко, а следовательно, количественные сравнения компонентов в форме объемных процентов не дают реального представления о количественной зависимости. Несмотря на высказанные оговорки, мы сделали небольшую выборку по химическому составу газов семи разнотипных вулканов мира, образованных лавой разного состава: от базальтов до дацитов. Подборка сделана таким образом, чтобы показать состав газов, отобранных на вулканах с минимальным интервалом во времени. Числовые данные сведены в табл. 21—28.

Сравнение приведенных цифр, выраженных в объемных процентах (на что еще раз обращаем внимание читателя) от общей суммы газов, исключая воду, показывает, что несмотря на большие вариации в их значениях даже для конкретного вулкана, можно все же наметить определенные закономерности.

Вода. Газы, отобранные непосредственно с поверхности лавового озера, по сравнению с газами фумарол содержат значительно меньше воды. Наблюдения за газовым режимом ряда вулканов Камчатки показали, что минимальное количество воды почти всегда отмечалось в фумаролах, лишенных или почти лишенных притока поверхностных и вадозовых вод. И даже в газовом конденсате, полученном при взятии проб непосредственно из лавы с температурой выше $1100^\circ C$, по мнению E. Shephard (1938), часть воды обязана своим

Химический состав (об. %) газов лавового озера Килауэа при $t=1200^{\circ}\text{C}$
и $p=760$ мм р.ст. (Shephard, 1938)

Номер образца	CO ₂	CO	H ₂	N ₂	Ar	SO ₂	SO ₃	Cl ₂	S ₂	H ₂ O
J2	5,79	0,00	0,00	7,92	—	4,76	2,41	4,08	0,00	75,09
J3	6,63	0,22	0,15	2,37	0,56	3,23	5,51	1,11	0,00	80,31
J4	6,79	0,14	0,17	2,33	0,00	1,38	3,43	0,62	0,15	84,98
J6	0,87	0,16	0,07	20,01	0,00	0,01	0,13	0,03	0,00	78,71
J8 *	47,68	1,46	0,48	2,41	0,14	11,15	0,42	0,04	0,04	36,18
J10 *	16,44	0,11	0,10	15,03	0,21	13,57	3,56	0,03	0,05	50,88
J11 *	20,93	0,59	0,32	4,13	0,31	11,42	0,55	0,00	0,25	61,56
J12	1,42	0,05	0,08	0,68	0,05	0,51	0,00	0,03	0,07	97,09
J13 *	16,96	0,58	0,96	3,35	0,66	7,91	2,46	0,10	0,09	67,52
J14	14,81	0,47	0,17	2,91	0,00	3,65	1,03	0,00	0,10	76,84
J15	11,53	0,13	0,10	6,20	0,16	6,14	1,70	0,10	0,03	73,89
J16 *	18,03	0,56	0,67	3,11	0,08	8,53	2,53	0,08	0,15	66,25
J17	11,61	0,37	0,58	1,29	0,04	6,48	0,00	0,05	0,24	79,31
J18 *	17,55	0,74	0,83	4,50	0,12	10,81	3,22	0,13	0,22	61,88
S1	2,65	1,04	4,22	23,22	—	0,16	—	—	0,70	67,99
S2 *	17,95	0,36	1,35	37,84	—	3,51	—	—	0,49	38,48
S3 *	33,48	1,42	1,56	12,88	0,45	29,83	—	0,17	1,79	17,97
S4	11,12	3,92	1,42		0,51		—	0,02	8,61	77,50
S5 *	9,54	1,12	1,53	10,47	0,00	9,90	—	0,00	2,72	64,71
S6	1,97	0,82	0,21	3,50	0,07	0,95	—	0,00	2,70	89,77
S7 *	17,25	0,62	0,76	5,88	0,18	9,75	—	0,25	1,07	64,18
S8	15,27	0,45	0,70	0,87	0,14	6,98	—	0,00	0,49	75,08
S9	8,32	0,82	1,82	8,92	0,29	16,80	—	0,01	2,48	59,97
S10	1,54	0,43	0,37	2,44	0,39	0,00	—	1,34	3,56	89,93
ML1	3,84	0,03	0,00	16,80	0,58	1,22	2,08	0,00	0,00	75,44
ML2	6,42	0,19	0,01	15,39	0,42	1,95	8,12	0,00	0,00	67,43

Номера образцов, отмеченные звездочкой, использованы для подсчета табл. 47.

происхождением воздухом, попадающему в отбираемые пробы. В пробах высокотемпературных фумарол купола Суелич ($350\text{--}400^{\circ}\text{C}$) содержание воды в общей газовой фазе, включая воздух (до $50\text{--}80\%$), редко превышало $15\text{--}30\%$. Даже газовая фаза вторичных фумарол агломератового потока вулкана Безымянного на высокотемпературном участке (до $450\text{--}500^{\circ}\text{C}$) содержит минимум $20,1\%$ воды. Отсюда следует, что цифры по содержанию воды в фумарольных газах ($90\text{--}99\%$) весьма завышены. Они отражают не истинную водонасыщенность газовой фазы магмы, а водонасыщенность фумарольных выделений, что далеко не одно и то же.

Химический состав фумарольных газов кратера вулкана Мутновского с учетом конденсата газа (по Е. К. Серафимовой, 1966)

Пробы	Место отбора пробы	Дата отбора пробы	Температура, °C	H ₂ O, %	Химический состав компонентов (об. %) без H ₂ O								
					HF	HCl	SO ₂	H ₂ S	NH ₃	CO ₂	CO	H	CH ₄
44/63	Фумарольное поле № 2	12.9.63	94	95,30	0,006	0,04	1,68	0,00	0,00	96,15	0,56	0,10	1,47
8/64	То же	8.8.64	95	97,40	0,00	0,08	0,03	0,32	0,01	99,47	0,00	0,09	0,00
5/63	»	12.9.63	95	97,30	0,00	0,46	1,47	0,15	0,00	97,91	—	—	—
6/64	»	8.8.64	112	98,20	0,001	1,72	0,43	1,30	0,03	96,52	0,00	0,00	0,00
6/63	»	1.8.63	104	95,90	0,01	4,13	2,34	1,13	0,00	91,76	0,21	0,42	0,00
42/63	»	12.9.63	94	93,10	0,00	0,74	0,32	0,00	—	98,32	0,25	0,37	—
70/64	»	11.8.64	96	97,50	0,00	0,20	1,23	0,00	0,03	98,54	0,00	0,00	0,00
25/63	Фумарольное поле № 1	15.8.63	100	98,10	0,00	0,16	2,28	3,19	0,00	94,12	0,25	0,00	0,00
1/64	То же	5.8.64	122	97,40	0,00	0,66	0,54	0,00	0,02	98,53	0,00	0,00	0,25
41/63	»	12.9.63	250	97,90	0,008	2,34	1,92	0,00	—	94,96	0,23	0,23	0,32
364	»	5.8.64	280	96,90	0,004	1,17	0,90	0,00	0,04	97,70	0,00	0,00	0,19
39/63	»	12.9.63	300	95,90	0,01	0,57	1,44	0,00	0,05	96,34	0,25	1,09	0,25
4/64	»	5.8.64	380	97,90	0,006	1,52	0,50	0,00	—	97,73	0,00	0,00	0,25
31/64	Активная воронка	21.8.63	500	98,50	3,21	26,44	24,44	0,00	2,44	39,89	0,86	1,19	1,03
10/64	То же	27.8.64	480	97,40	1,65	8,09	18,90	0,00	1,29	68,00	0,00	2,07	0,00
13/64	»	27.8.64	320	98,65	4,01	12,91	4,19	0,00	0,72	75,71	0,06	2,40	0,00

Таблица 23

Химический состав фумарольных газов агломератового потока вулкана Шивелуч
(по А. А. Меньялову, 1955)

Фумаролы	Дата отбора пробы	Температура °C	H ₂ O, %	Сумма газов, %	Химический состав компонентов (об. %) без H ₂ O					
					H ₂ S	SO ₂	HCl	CO ₂	CO	H ₂
№ 1	7.9.46	120	87,63	12,37	3,72			92,96	2,21	1,11
№ 1	11.9.46	122	85,43	14,57	3,23			93,95	1,88	0,94
№ 2	7.9.46	147	88,89	11,11	11,55	2,22		82,22	1,78	2,22
№ 2	11.9.46	149	80,53	19,47	10,90	0,75		84,58	1,88	1,88
№ 2	12.9.46	139	89,84	10,16	5,49			91,46	3,05	
№ 3	7.9.46	206	91,16	8,84	36,08			56,70	2,06	5,15
№ 3	11.9.46	194	90,65	9,35	32,65			61,22	2,04	4,08
№ 3	12.9.46	190	92,21	7,79	32,89			65,79	1,32	
Кипящая	7.9.46	203	95,06	4,94	16,02		3,85	80,13		
»	11.9.46	186	91,07	8,93	14,06	4,53	2,04	79,37		
»	12.9.46	181	94,61	5,39	12,28			87,72		

Примечание. Анализы пересчитаны авторами.

Таблица 24

Химический состав газов вторичных фумарол агломератового потока
вулкана Безымянного (по О. Г. Борисову, 1966)

Место, год	Фумаролы	Температура, °C	H ₂ O, %	H ₂ O, г/л	Химический состав компонентов (об. %) без H ₂ O						
					SO ₂	H ₂ S	COS	CO ₂	CO	H ₂	CH ₄
I, 1956	1	100		2,85	1,10	2,20		96,04		—	—
	2	105		3,10	0,69	0,26	—	97,27	0,51	0,38	0,89
	3	100		9,50	0,17	12,69	—	81,34	0,75	0,56	4,48
II, 1957	4	100		7,25	0,35	9,91	—	83,18			6,55
	1	100		4,52	0,16	0,74	0,41	87,81	0,41	—	10,46
	2	100		4,93	0,15	0,77	0,77	81,54	0,46	—	16,31
	3	96		4,91	—	2,35	0,79	82,32	0,34	0,45	13,76
	4	99		2,65	—	0,56	0,56	75,04	0,56	—	23,28
	7	98		5,40	—	1,44	0,96	94,23	1,44	1,93	—
	8	99		1,45	—	0,96	—	82,15	0,58	—	16,31
	9	96		2,10	—	0,95	—	73,57	0,72	—	24,76
	17	96	99,5	22,60	0,03	0,34	—	78,02	0,40	—	21,21
III, 1958	29	80	98,3	4,20	—	0,71	не обн.	85,81	—	—	13,48
	30	85	98,1	3,40	—	0,29	»	91,04	—	5,78	2,89
	31	82	97,3	2,80	—	3,45	»	58,62	—	3,45	34,48
	32	84	98,1	5,20	—	9,84	»	86,06	сл.	4,10	—
IV, 1957	15	400	2,32	0,01	сл.	2,60	»	6,49	25,97	64,94	—
II, 1958	16	200	1,7	0,01	»	1,47	»	14,71	7,35	62,50	13,97
II, 1958	15	330	13,4	0,08	»	—	»	—	—	—	—
II, 1960	15	205	20,1	0,12	»	—	»	—	—	—	100

Примечание. Анализы полностью пересчитаны. I, II и III — центральное фумарольное поле; IV — высоко-температурное поле.

Химический состав фумарольных газов вулкана Иво-Сима (I. Iwasaki at al., 1962)

Дата отбора проб	Температура, °C	H ₂ O,	Химический состав компонентов (об. %) без H ₂ O							Rn 10 ⁻¹⁰ C/Г
			HF	HCl	SO ₂	H ₂ S	S ₂	CO ₂	R	
27.5.1958	98	99,2	0,004	0,1	63,7	1,3	0,0	34,4	0,5	0,98
27.5.1958	120	96,7	5,5	41,9	28,8	11,0	2,8	9,6	0,4	2,0
28.5.1958	200,5	95,3	5,3	43,7	34,2	5,9	0,9	9,6	0,4	3,0
28.5.1958	200,5	95,1	5,2	42,8	31,8	5,5	0,9	13,4	0,4	3,9
28.5.1958	270	97,3	0,21	9,1	25,2	3,6	0,0	59,4	2,5	4,7
№ 1, 21.7.61	745±10	97,7	4,1	30,7	38,0	4,2	—	13,3	9,7	20,6
№ 1, 25.7.61	»	97,4	5,3	40,9	27,9	2,2	—	13,2	10,5	30,6
№ 1, 26.7.61	»	97,8	3,4	25,8	41,8	2,7	—	15,4	10,9	34,1
№ 1, 3.8.61	»	98,2	4,9	37,4	35,8	2,6	—	9,7	9,6	—
№ 2, 21.7.61	612±10	95,3	4,6	28,6	45,7	2,8	—	8,8	9,5	—
№ 3, 27.7.61	230	96,7	4,6	57,8	28,7	2,0	—	5,9	1,7	21,7
№ 4, 20.7.61	188±10	97,2	3,8	47,3	30,4	4,8	—	10,2	3,5	—
№ 5, 28.7.61	98	97,7	3,2	35,2	36,0	4,2	—	12,8	8,6	—
№ 2, 3.8.61	570±20	98,3	2,4	38,0	33,9	6,8	—	14,5	4,4	29,7
№ 3, 29.7.61	420±20	97,3	3,1	36,7	28,6	5,6	—	18,8	7,2	25,1
№ 2, 23.7.61	370±10	98,5	2,4	48,4	32,5	6,2	—	6,7	3,8	44,8
№ 4, 27.7.61	97	99,4	0,2	1,4	68,3	7,0	—	17,7	5,4	—
20.7.61	102	98,7	2,9	8,0	61,4	7,7	—	16,5	3,5	100
№ 1.23.7.61	97,5	97,7	0,12	1,7	54,9	18,3	—	24,4	0,6	2,7
№ 2, 3.8.61	105,5	95,0	4,2	53,1	19,3	17,6	—	4,2	1,6	12,3
№ 1, 24.7.61	98	99,2	0,2	1,9	65,6	4,2	—	27,1	1,0	71,5
№ 2, 21.7.61	97	99,5	1,3	6,9	66,2	3,0	—	21,6	1,0	—
29.7.61	102	95,6	0,9	3,1	68,5	12,4	—	13,6	1,5	4,5

Другие газы. Фумаролы андезитовых вулканов содержат в своих выделениях значительно больше сернистых газов, чем галогенных, а дацитовых — наоборот. Например, на вулкане Мутновском среднее содержание галогенных и сернистых газов почти одинаковое (4,32% и 4,28%, соответственно). По-видимому, это связано с тем, что состав газовой фазы был рассчитан с учетом конденсата, т. е. ионы галогенов и соединений серы в анализах пересчитаны на свободную газовую фазу. В фумаролах Долины Десяти Тысяч Дымов суммарное содержание HF и HCl от всех газов, включая воду, составляет 0,149%, а всех остальных, даже с кислородом и азотом воздуха, только 0,141%, т. е. более половины от суммы всех газов падает на галогены. На вулкане Усу содержание HF и HCl — 9,64%, а H₂S и SO₂ — всего 2,25%.

Химический состав фумарольных газов дацитового купола Шова-Шинзан, вулкан Усу (по Д. Уайту и Г. Уорингу, 1965)

Пробы	Дата отбора пробы	Температура, °C	H ₂ O, %	Химический состав компонентов без H ₂ O										
				CO ₂	CO	CH ₄	NH ₃	H ₂	HCl	HF	H ₂ S	S ₂	SO ₂	SO ₃
Восточный склон	Авг. 1957	655	99,48	56,2	0,12	0,17	—	27,2	8,7	3,5	0,39	—	3,7	—
А—1	7.7.59	750	99,25	65,0	—	0,08	0,06	25,0	5,39	2,76	0,10	—	1,66	—
А—6а	9.7.59	700	99,39	61,1	—	0,14	0,007	24,5	8,61	3,54	0,62	—	1,50	—
С—2	1.7.59	645	99,41	63,3	—	0,14	0,01	21,3	8,61	3,51	0,53	—	1,60	—
В—4а	4.7.59	464	99,10	91,1	—	0,14	0,10	5,12	1,51	0,88	1,07	—	0,12	—
А—4а	8.7.59	460	99,24	66,1	—	0,06	0,02	15,1	10,6	5,96	0,28	—	1,86	—
С—4	4.7.59	430	99,41	57,0	—	0,11	—	24,7	11,8	4,06	0,79	—	1,57	—
В—1	6.7.59	328	99,00	89,5	—	0,15	0,007	6,96	1,48	0,65	1,05	—	0,14	—
В—4в	4.7.59	300	99,07	91,7	—	0,15	0,003	4,45	1,76	0,53	1,02	—	0,42	—
А—6в	10.7.59	203	99,1	80,3	—	0,00	0,01	0,00	15,4	1,71	1,07	—	1,44	—
С—3	1.7.59	194	99,72	76,4	—	0,16	0,01	13,6	4,66	0,43	4,27	—	0,50	—

**Химический состав газов фумарол песчано-пеплового потока
Долины Десяти Тысяч Дымов, район вулкана Катмаи (Е. Т. Allen, E. G. Zies, 1923)**

Место	Фумарола	Температура, °C	H ₂ O, %	Химический состав компонентов (об. %) без H ₂ O					
				HF	HCl	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂ S+H ₂
I, 1917	S—3	400	99,97	11,0	87,0				2,0
	S—5	400	99,96	17,0	22,0				61,0
	S—20	350	99,87	23,0	68,0				9,0
	S—21	300	99,69	13,0	78,0				8,0
	S—10	300	99,87	42,0	46,0				18,0
	S—16	250	99,24	13,0	74,0				13,0
	S—15	250	99,90	32,0	57,0				11,0
	S—8	100	99,98	21,0	54,0				25,0
	S—1	100	99,98	20	4,0				40,0
II, 1919	1	95	99,97			41,87	1,20	0,48	56,45
	26	244	99,99			63,59	0,16	0,31	35,94
	29		99,93			80,46	0,27	0,13	19,14
	29 ^g	255	99,96			71,79	0,39	0,19	27,63
	101 ^g	177	99,96			59,61	0,32	0,16	39,91
	100	98	99,95			16,51	0,38	0,19	82,92
	37	251	99,64			14,29	—	14,29	71,42
III, 1919	123	244	99,91			95,88	4,12	—	—
	107	403	99,90			54,1	0,9	10,1	35,0
	108 ₂	414	99,94			37,5	0,7	4,4	57,5
	110 ₁	290	99,40			79,4	0,2	12,5	7,9
	110 ₂	238	99,80			81,6	0,7	14,0	3,7
IV, 1919	113 ₁	96	99,95			17,0	0,7	1,3	81,0
	133 ₁	253	99,96			23,1	0,2	0,7	76,0
V, 1919	132 ^g	122	99,70			34,6	1,0	0,0	64,4
	134 ^g	98	99,94			10,7	0,2	0,6	88,6
	144	440	99,96			37,2	0,9	2,1	59,7

Примечание. Анализы пересчитаны. Исключены O₂, N₂. I — Долина Десяти Тысяч Дымов; II — Нижняя долина; III — Бассейн Новорулты; IV — Верхняя долина; V — Долина Броклен и Найф-Крик. В первых девяти анализах CO₂, CO, CH₄ и H₂ не определялись и включены в H₂O.

Интересные сравнительные данные получаются, если сопоставить не содержание H₂S и SO₂, а их отношения к другому газу с более постоянным содержанием, например, CO₂ (см. табл. 28). Как видно из табл. 28, количество H₂S по сравнению с SO₂, больше в выделениях кратерных фумарол, горячих источников, в паре из скважин на термальных полях, а SO₂ — в фумаролах куполов. Даже в фумаролах вулканов, находящихся в относительно спокойном состоянии, содержание SO₂ значительно больше, чем H₂S, а в фумаролах активных вулканов — наоборот. В газах озера Килауэа H₂S отсутствует, но по содержанию серы они не уступают вулкану Ива-Сима, в газовой составляющей которого отношение H₂S/CO₂ и SO₂/CO₂ больше всего по сравнению с другими вулканами; исключение составляет отношение H₂S/CO₂ Долины Десяти Тысяч Дымов, но там в анализы газов с H₂S включен H₂ (Allen, Zies, 1923). Поэтому цифра отношения явно завышена.

Значение средних отношений газов серы и углерода
различных областей проявления вулканизма

Место взятия пробы и источник газа	N_i	$\frac{H_2S}{CO_2}$ ($\bar{X}$)	$S_{\bar{X}}$	N_i	$\frac{SO_2}{CO_2}$ ($\bar{X}$)	$S_{\bar{X}}$	N_i	$\frac{H_2S+SO_2}{CO_2}$ ($\bar{X}$)	$S_{\bar{X}}$
Горячий источник, Owa-kidani, Япония	14	0,225	0,017						
Фумаролы, там же	7	0,337	0,062						
Фумаролы, Jwo — zima, Япония (1958—1961)	22	0,403	0,066	22	3,061	0,256	22	3,479	0,289
Фумаролы, 9 активных вулканов Японии (1957—1961)	10	0,330	0,079	10	0,181	0,019	10	0,510	0,083
Фумаролы, 6 вулканов Японии	7	0,331	0,069						
Горячие источники, Япония	4	0,178	0,045						
Фумаролы, вулкан Нирагонго, Конго				13	0,087	0,007			
Фумаролы, вулкан Амбрим, архипелаг Новые Гибриды				8	0,116	0,002			
Скважина, пар Каверау, Нов. Зеландия	14	0,033	0,009						
Фумаролы, вулкан Килауэа, (лазовое озеро)				10	0,586	0,091			
Фумаролы, агломеративный поток, вулкан Безымянный	18	0,060	0,026						
Фумаролы, песчано-пепловый поток Долины Десяти Тысяч Дымов, Катман	13	2,715	0,713						
Фумаролы, агломеративный поток, вулкан Шивелуч	11	0,235	0,060	3	0,031	0,013			
Фумаролы купола Шова-Шинзан, вулкан Усу, Япония (1959)	11	0,013	0,005	11	0,021	0,006			

Отношение H_2S/SO_2 может быстро изменяться в процессе временной активизации вулканической деятельности. Так, летом 1958 г. во время отбора пробы газа на куполе вулкана Безымянного послышался гул и тело купола задрожало. На какое-то мгновение интенсивность газовыделения в фумаролах ослабла, а затем возобновилась с нарастающей силой. Анализ газа, взятого до сотрясения и после, показал при неизменном содержании CO_2 увеличение содержания HCl (вернее сумма галогенов, HF не определялся) и H_2S почти на 3% от общей суммы газов, включая и воздух (без воды). При этом увеличилось отношение H_2S/CO_2 и уменьшилось SO_2/H_2S (Борисов, 1960). Приведенные примеры показывают, что относительное увеличение в газовой составляющей SO_2 по сравнению с

H_2S практически при неизменном содержании CO_2 связано с окислением H_2S . С. Мацуа (Matsuo, 1960) рассматривает аналогичное явление с термодинамических позиций и считает, что при увеличении давления содержание SO_2 в газовой составляющей должно уменьшаться, что, соответственно, ведет к относительному обогащению газовой фазы H_2S . Свои расчеты он иллюстрирует на примере вулкана Мауна-Лоа, перед извержением которого в фумароле Килауэа неожиданно появился H_2S , а это могло произойти только в результате увеличения давления, так как температура не изменилась. Мы полагаем, что вряд ли за такой короткий срок могло сместиться равновесие, скорее всего глубинный приток сероводорода в результате активизации вулкана изменил отношение H_2S/SO_2 .

Почти на всех вулканах в газовой составляющей отмечается метан. Он не отмечен в газах лавового озера Килауэа. И это вполне понятно, так как при температуре свыше $1100^\circ C$ и давлении в одну атмосферу происходит интенсивный крекинг метана. При этом образуется углерод и водород, которые, сгорая, могут дать воду и газы группы углерода. Собственно метан может быть дополнительным источником воды. В газах агломератового потока купола Суелич метан не определялся.

Какова природа метана? На этот счет существуют различные точки зрения. Но несомненно одно: часть его может синтезироваться в газовой фазе в процессе ее эволюции к поверхности земли. Это хорошо подтверждается данными термодинамических расчетов (см. гл. 15). Так в равновесной смеси газов (CO_2 , CO , H_2 , CH_4 , H_2O) при атмосферном давлении и температуре немногим более $1000^\circ C$ будет содержаться около 0,24% метана, но при той же температуре и давлении 50 атм содержание метана увеличится до 49%. Так что мы не исключаем метан как один из основных газовых компонентов магмы.

Как уже отмечалось, большинство исследователей склонны рассматривать состав газов прежде всего как функцию температуры (табл. 29).

Сравним эту таблицу с данными, приведенными ниже (табл. 30). Фумарольные газы попадают во II тип, в подтипы А и В (см. табл. 29) по температуре, но по газосодержанию они почти идентич-

Таблица 29

Химический состав вулканических газов в зависимости от температуры
(I. Iwasaki et al, 1966)

Тип	Температурный интервал, $^\circ C$	Химический состав (исключая H_2O)
I	1200—800	$HCl, SO_2, CO_2, H_2 \gg H_2S, N_2$
II	800—100	{ A: $HCl, SO_2, H_2S, CO_2 \gg N_2, H_2$ B: $SO_2, H_2S, CO_2 \gg HCl, H_2$
III	100—60	$H_2S, CO_2 > N_2 > SO_2, H_2$
IV	менее 60	$CO_2 > N_2 > H_2S$

Сравнительные данные (по табл. 25)

	Проба	Температура, °C	HF	HCl	SO ₂	H ₂ S	CO ₂	R
N1	21.7.61	745 ± 10	4,1	30,7	38,0	4,2	13,3	9,7
N5	28.7.61	98	3,2	35,2	36,0	4,8	10,2	3,5

ны. Наблюдается как будто противоречие сказанному выше. Но это не совсем так. В точке отбора пробы фиксируется температура газа, выходящего на поверхность, а она не отвечает температуре магмы, генерирующей этот газ. В данном случае скорость остывания газа, проходящего сквозь породы, значительно выше, чем скорость установления равновесия в системе. Возможно и другое объяснение. Высокопористые вулканогенные породы, особенно пирокластика, представляют собой естественную сорбционную колонку. В ней возможно селективное разделение газов по их физическим параметрам и, в частности, по летучести (т. е. химической активности). В этом случае газы, обладающие высокой летучестью, будут выделяться первыми (H₂, N₂, CO, CH₄, HCl, CO₂, H₂S, COS, SO₂, HF, H₂O). В то же время порядок их выделения на выходе может измениться, и газы, обладающие меньшей летучестью, но при большом содержании в исходной газовой фазе могут выделяться быстрее или в более стабильной концентрации во всем интервале газовой выделения. В данном случае они ведут себя как газы носители. Последнее относится в первую очередь к H₂O и CO₂. Поэтому при интерпретации химического состава фумарольных газов нужно всегда учитывать не только их состав и температуру на выходе, но и условия их выделения.

При движении газовых струй к поверхности газовая фаза обогащается метеорной водой, а соответственно, из нее в первую очередь удаляются легкорастворимые компоненты HF, HCl и SO₂ или SO₃. Поэтому на выходе состав газовой фазы также не будет отвечать исходному составу. Некоторые исследователи (Е. Серафимова, 1966 и др.) пересчитывают компоненты парового конденсата (т. е. ионы) на газовую фазу и включают в общую сумму газов. В принципе метод верный, если полагать, что при своем движении газогидротермы не обогащаются из вмещающих пород за счет ранее отложенных и переотложенных возгонов, сублиматов, выпарок солей и др., долю которых невозможно учесть при анализе конденсата.

В качестве примера рассмотрим изменение состава свободной газовой фазы при постоянной температуре (40° C) и изменяющемся давлении (1, 10 и 100 атм).

Исходные данные: на некоторой глубине 100 л газовой смеси содержат: CO₂ — 65%, H₂S — 15%, CO — 3,0%, H₂ — 5,0%, N₂ — 10,0%, CH₄ — 2,0% и составляют 5 об. % от паро-газовой смеси. Тогда в составе этих выделений должно быть 1900 л (или 1,526 кг) воды. Результаты расчета сведены в табл. 31.

Газы	Исходный состав, %	Растворимость при 40° С и $p=1$ атм	Состав свободной газовой фазы при различных p (атм), %		
			1	10	100
CO ₂	65	0,5300	65,07	65,77	39,33
H ₂ S	15	1,6600	14,75	12,33	—
CO	3	0,0177	3,03	3,29	9,35
H ₂	5	0,1164	5,04	5,42	13,17
N ₂	10	0,0118	10,09	10,99	31,46
CH ₄	2	0,0237	2,02	2,19	6,18
Суммарное количество свободного газа		100	99,08	90,83	8,22
Суммарное количество растворенного газа		—	0,92	9,17	91,78

Из таблицы видно, что по мере растворения наиболее растворимых газов в выделяющейся газовой фазе пропорционально возрастает количество менее растворимых газов. Резкое уменьшение содержания CO₂ вызвано тем, что из газовой фазы H₂S полностью перешел в раствор, а CO₂ остался наиболее растворимым компонентом.

При расчетах исходили из минимального количества воды. В природных условиях ее доля очень сильно возрастает по мере ослабления фумарольной активности и понижения температуры. Поэтому вполне объясним тот факт, что в составе газовой фазы остаются только менее растворимые компоненты (N₂, CO и CH₄). А если учесть, что CO легко окисляется, то свободная газовая фаза может состоять из одного метана и газов воздуха. В зависимости от исходного состава газовой смеси в выделениях фумарол может отмечаться один водород.

Таким образом, фумарольные газы лишь отчасти позволяют восстановить реальный состав магматических газов.

ГЛАВА 13

ГАЗЫ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

По мере охлаждения и кристаллизации магмы или лавы прекращается выделение свободной газовой фазы. Она остается как бы законсервированной в них. Поскольку химизм пород и условия их становления в виде интрузий, экструзивных куполов, лавовых потоков, пирокластических отложений отличаются друг от друга, различными должны быть и их газовые фазы. Состав последних должен отвечать определенным равновесным условиям их существо-

вания с силикатной составляющей пород при определенных $P-T$ условиях. Состав газов со временем не может оставаться постоянным. Он должен отражать новые термодинамические условия среды, т. е. какая-то часть компонентов газовой фазы должна войти во вновь образующиеся минералы. Явления так называемого автотаморфизма в условиях земной поверхности можно наблюдать на современных экструзивных куполах, породы которых изменяются не под воздействием газо-гидротерм извне, а за счет остаточных продуктов водно-газовой фазы, оставшейся в них после их становления.

В принципе такая постановка вопроса не вызывает сомнения, дискуссионным остается вопрос о форме вхождения газов в породы, ибо от этого зависит сама методика извлечения газов из пород для их анализа. Если полагать, что газы, заключенные в поры или адсорбированные в межкристалловых полостях, не изменяют своего состава с момента становления породы, то необходимо применить холодный метод — дробление породы в вакууме и извлечения из нее газов. Этот метод нашел широкое применение при изучении углеродородных газов в породах Кольского полуострова (Петерсилье, 1960). Если же считать, что газы в значительной мере претерпели метаморфизм, то прежде чем извлечь газы, нужно создать условия, при которых они находились в момент становления магмы, как геологического тела. Этот метод основан на нагревании образца горной породы до температуры плавления (порядка $1100-1200^{\circ}\text{C}$) в условиях вакуума. Возможен и другой вариант этого метода. Предварительно дегазированная проба при нормальных условиях помещается в атмосферу инертного газа и нагревается до 1200°C . Проведенные сравнения показали хорошую сходимость результатов последних двух методов.

Немногочисленные, но весьма ценные по научной значимости и выполнению эксперимента работы по газам пород, полученным при нагревании до 1200°C в условиях вакуума, были выполнены Р. Т. Чемберленом (Chamberlin, 1908), Е. С. Шепардом (Shepherd, 1938), Х. С. Никогосьяном, М. Шенью (Chaigneau, 1962), И. Ивасаки (Iwasaki et al., 1966) и др. Как следует из перечисленных экспериментальных работ, а также теоретических работ А. Д. Эллиса (Ellis, 1957), С. Мацуа (Matsuo, 1960), И. Шимацу (Shimazu, 1960), основным источником газов предполагаются химические реакции, происходящие в породе при ее нагревании. Адсорбированным и микропоровым газам отводится подчиненная роль. Газовая фаза, выделяющаяся из породы, по своему качественному и количественному составу отражает равновесные условия между конденсированной (силикатной) и газовой фазами, т. е. химизм магмы и $P-T$ условия ее становления. Следовательно, вопрос о форме нахождения компонентов в холодной породе не принципиален, ибо сама форма отражает те или иные термодинамические условия среды. Если это действительно так, то положительное решение вопроса о возможности использования экспериментальных данных по газам пород для геологической интерпретации природных процессов дает в руки исследователя, наряду с данными по фумарольным газам, дополни-

тельный материал по составу магматических газов. И что особенно важно, это возможность многократного повторения анализа во времени и различными исследователями на одном и том же образце или объекте, что невозможно при изучении фумарольных газов. Такой материал позволяет дать и статистическую оценку средним значениям газовой составляющей и, самое главное, оценить результаты, полученные в различных лабораториях, с количественной стороны.

Проверка точности метода

Метод исследования был апробирован на тщательно отобранном геологическом материале — свежих неизмененных базальтовых лавах современных вулканов. Образец породы весом в 4—5 г дробился до величины зерна 0,05 мм и дегазировался в вакууме при температуре 60—80°С. Затем температура медленно (в течение 3—4 ч) поднималась до 1200°С. Газ эвакуировался и анализировался общепринятыми методами химического анализа газа (Блаженова и др., 1954; Еремина, 1955). Результаты анализа приведены в табл. 32.

Таблица 32

Расчет величины ошибки определения газовой фазы базальта

Порода	Объем газа в объемах на объем породы	Химический состав газов, % и статистики			
		CO ₂	H ₂	CO	CH ₄
Базальт	4,05	68,35	18,08	11,47	2,10
»	3,98	70,12	17,94	9,99	1,95
»	4,16	67,95	18,15	11,55	2,35
»	3,75	71,03	16,81	10,25	1,91
»	4,12	67,59	18,02	12,19	2,20
$\bar{X}_i$	4,01	69,01	17,18	11,09	2,10
S	0,177	1,650	0,642	1,055	0,210
S_x	0,079	0,738	0,287	0,472	0,094
$V=S_x \cdot \% \bar{X}$	1,97	1,06	1,61	4,25	4,48
P_x	0,05	0,49	0,19	0,31	0,06

При относительной величине ошибки $\eta=20\%$ (при $p=0,05$) для воспроизводимости анализа достаточно одного определения. Величина ошибки вполне приемлема и, следовательно, метод исследования, который, кстати, почти в течение 100 лет не претерпел существенных изменений, не вызывает сомнения и может быть использован для дальнейших работ.

Значительные вариации цифр по содержанию газа в однотипных по химизму и структуре породах послужили одной из причин скептического отношения ряда исследователей, к сожалению без должной количественной оценки, к возможности обобщения этого материала. Для геологической интерпретации уже недостаточна качественная характеристика, нужна оценка «истинного значения» используемых аналитических цифр, являющихся основным параметром, с точки зрения исследователя, в расшифровке газосодержания пород, так как единичное наблюдаемое значение дает лишь результат взаимодействия основного изучаемого фактора с многочисленными посторонними, учесть которые не всегда возможно. Получить такую оценку можно лишь в том случае, если будет известен закон распределения вероятностей для результатов измерения, полагая, что эти измерения подвержены ошибкам, носящим случайный характер. Зная этот закон, можно получить для измеряемой величины значение, которое, если исключить известные ошибки, можно справедливо назвать наиболее вероятным. Поэтому для оценки «истинной величины» воспользуемся методом математической статистики. Обработка фактического материала по данным различных исследователей (Р. Чемберлена (1908), Е. Шепарда (1938), Х. Никогосяна (1940), М. Шеньо (1962) и др.) проводилась по общепринятым статистическим методам. Результаты приведены в соответствующих таблицах.

Рассмотренные ниже статистические гипотезы преобразованы из геологических гипотез в допущении, что изменения в газосодержании пород подвержены ошибкам, носящим случайный характер, т. е. величины, отражающие истинную газонасыщенность, являются случайными переменными. В качестве нулевой статистической гипотезы рассматривается предположение, что выборочные данные получены из одной (или нескольких близких по значимости) генеральной совокупности. Их различия носят случайный характер. В качестве альтернативной гипотезы рассматривается противоположное ей предположение.

При вероятностной оценке выборочных параметров исходим из предположения, что распределение случайных величин подчиняется закону нормального распределения (основная гипотеза). Испытанию подвергнуты суммарные данные различных исследователей по общей газонасыщенности пород и содержанию отдельных компонентов газовой смеси как в целом, так и по их основным петрографическим разновидностям: базальтам, андезитам, риодацитам.

Оценка результатов наблюдений

Проверка основной гипотезы. В табл. 33 приведены цифры средневыворочного значения содержания газа, их статистики, а также оценки минимума проб для воспроизводимости и оценки

Таблица 33

Содержание газов в изверженных породах различного петрографического состава и их статистики

Породы	Колич. анализов	Суммарный объем газа и статистика				Колич. анализов	Газовые компоненты и статистика															
							CO ₂				H ₂ O				CO				CH ₄			
		$\bar{X}$	S	N ₁	N ₂		$\bar{X}$	S	N ₁	N ₂	$\bar{X}$	S	N ₁	N ₂	$\bar{X}$	S	N ₁	N ₂	$\bar{X}$	S	N ₁	N ₂
Эффузивные	50	2,0	1,90	90	41	47	66,0	18,61	8	4	19,4	17,84	83	37	12,3	9,17	55	25	2,3	1,06	23	10
Базальты	21	3,6	2,30	40	18	21	64,6	19,51	9	4	19,9	16,68	70	32	13,8	10,27	55	25	2,5	0,32	2	1
Андезиты	21	1,9	1,67	77	35	17	74,6	10,22	2	1	13,6	10,04	55	25	10,6	4,20	16	7	2,2	1,46	44	20
Риолиты	8	0,5	1,26	635	289	9	57,1	27,41	22	10	30,6	29,42	92	42	12,3	12,51	104	47				
Интрузивные	38	3,8	2,77	55	25	38	25,5	17,14	45	20	67,5	18,09	7	3	4,5	2,06	22	10	2,5	0,95	13	5
Габбро	8	2,3	1,26	30	14	9	16,6	8,73	28	13	77,4	9,99	2	1	3,7	1,90	26	12	2,3	1,17	26	12
Диориты	8	3,0	2,25	56	25	7	12,0	9,07	56	25	80,6	11,66	2	1	3,2	2,45	58	26	4,3	1,13	7	3
Граниты	22	5,2	3,38	42	19	22	33,4	20,91	38	18	59,5	21,65	13	5	5,2	2,00	14	7	2,3	0,82	13	5
Диабазы	11	6,4	2,94	21	9	13	44,7	23,93	28	13	50,7	23,36	21	9	3,2	2,16	45	20	1,9	1,01	28	13
Все породы	99	3,2	2,36	56	25	98	47,5	18,87	15	7	42,0	18,73	20	9	8,0	6,59	67	30	2,5	1,00	16	7

средневыборочной с относительной ошибкой 20% (N_1) и 30% (N_2). Проверка основной гипотезы, ввиду ограниченности выборок по породам различного состава, проводилась по методу непараметрической статистики (Пустыльник, 1968). По этому методу проведены все рассматриваемые совокупности. Для контроля генеральная совокупность, представленная андезитом (по общей газонасыщенности), проверялась с помощью критериев асимметрии (А) и эксцесса (Э). Данные проверки вполне удовлетворительны, чтобы аппроксимировать нормальное распределение (табл. 34).

Таблица 34

Суммарный объем газа			А	S_A^2	$3\sqrt{S_A^2}$	Э	S_E^2	$5\sqrt{S_E^2}$
$\bar{X}$	S	точность ($p=0,05$)						
1,9	1,67	$1,9 \pm 0,79$	1,39	0,23	1,44	-1,44	0,57	3,8

В отдельных случаях, при несогласии с нормальным распределением, доверительные интервалы для оценки генеральной выборочной вычислялись на основании неравенства Чебышева, имеющего самый общий вероятностный характер ($a = \bar{X} \pm 2,82 \cdot S$, при $p=0,95$).

Сравнение средних. При сравнении выборочных средних исходили из нулевой гипотезы: каждая средняя принадлежит строго определенной генеральной совокупности и различие между ними не случайное. Анализ цифр табл. 35 показывает, что для рядов диорит-габбро, базальт-габбро, базальт-диорит и диорит-андезит справедлива альтернативная гипотеза (при $p=0,05$). В целом нулевая гипотеза (даже при $p=0,01$) верна почти для всех сравниваемых пар выборок. Это убедительно доказывает, что средневыборочные различных пород нельзя рассматривать как принадлежащие к одной и той же генеральной совокупности. Следовательно, можно полагать, что общая газонасыщенность пород отражает как химизм, так и $P-T$ условия становления магмы как горной породы.

Дисперсионный анализ. Для определения влияния на газонасыщенность различных переменных факторов (петрографический и химический состав, лаборатория или аналитик) был применен дисперсионный анализ. Данные табл. 36 и 37 отражают влияние фактора геоструктуры породы (глубинность ее становления) на содержание отдельных компонентов газовой фазы в ряду эффузивов и интрузивов. Данные дисперсионного анализа вполне однозначно подтверждают предположение, что на качественный состав газов главное влияние оказывает фактор глубинности становления породы (эффузивные, интрузивные), т. е. в данном случае роль химических реакций внутри газовой фазы более значима, чем химический состав породы. Особенно четко это выявляется в ряду эффузивных пород, формирующихся в сходных геолого-структурных условиях.

Поскольку дисперсионный анализ представляет собой сравнение нескольких средних в целом, целесообразно провести попарное

Оценка значимости различия средневыворочных по общей газонасыщенности пород

Породы	Степени свободы		F_{1-p} -критерий			T_{1-p} или t_{1-p} -критерий		
	f_1	f_2	По выворке	Табличное значение		По выворке ($\bar{X}-\bar{Y}$)	Расчетное	
				$p=0,05$	$p=0,01$		$p=0,05$	$p=0,01$
Интрузивные — эффузивные	37	49	2,20	1,5	2,1	1,8	0,87	1,25
Базальт — андезит	20	20	1,87	2,1	3,0	1,7	1,04	1,50
Базальт — риолит	20	7	17,66	3,4	6,2	3,1	0,94	1,39
Андезит — риолит	20	7	9,33	3,4	6,2	1,4	0,73	1,09
Диабаз — базальт	10	20	1,37	2,4	3,4	2,8	1,59	2,30
Диабаз — андезит	10	20	2,60	2,4	3,4	4,5	1,58	2,41
Диабаз — риолит	10	7	24,33	3,7	6,6	5,9	1,50	2,30
Диабаз — эффузивные	10	49	2,09	2,0	2,7	4,4	1,18	1,66
Диабаз — интрузивные	10	37	1,05	2,1	3,0	2,6	1,61	2,30
Гранит — диорит	21	7	2,25	3,4	6,2	2,2	2,19	3,18
Гранит — габбро	21	7	7,18	3,4	6,2	2,9	1,43	2,13
Диорит — габбро	7	7	3,18	3,9	7,0	0,7	1,60	2,38
Базальт — габбро	20	7	3,33	3,5	6,2	1,3	1,46	2,12
Диорит — андезит	7	20	1,82	2,6	3,7	1,1	1,29	1,88
Гранит — риолит	21	7	38,07	3,4	6,2	4,7	1,30	1,91
Базальт — диорит	20	7	1,04	3,4	6,2	0,6	1,61	2,35
Гранит-базальт	21	20	2,15	2,2	3,0	1,6	1,48	2,13

Примечание. При значимости различий дисперсий по F_{1-p} -критерию, при сравнении средних ($\bar{X}-\bar{Y}$) применяется T_{1-p} -критерий; при незначимости — t_{1-p} -критерий.

сравнение средних (табл. 37). Наиболее значимые различия отмечаются в рядах интрузивных пород и парных рядов интрузив — эффузив. Двухфакторный анализ (табл. 38) показывает, что на суммарную газонасыщенность эффузивов фактор породы (при сравнении нескольких средних в целом) очень не влияет. Частичное влияние оказывает фактор состава газов. Влияние фактора взаимодействия (порода и состав газов) незначительно. Из сравнения таблиц 36, 37 и 38, видно, что на общую газонасыщенность пород и состав газовой фазы в первую очередь влияют геоструктурные признаки. Отсюда, как суммарный объем газов пород, так и их состав равнозначно могут служить индикаторами $P-T$ условий становления магмы (лавы). Чтобы доказать или отвергнуть аналогичное влияние химического состава пород на их газонасыщенность, нужны дополнительные исследования.

Двухфакторный анализ, в котором рассматривается влияние независимых факторов (состав пород, аналитик или лаборатория) на общую газонасыщенность пород показывает, что фактор исследователей и взаимодействия факторов незначительны (табл. 39). Влияние фактора породы, значимость для эффузивов и незначимость для интрузивов, подтверждает вывод о влиянии состава пород и условий

Влияние фактора породы на качественный состав газов

Породы	Газ	Степень свободы		Дисперсии				F-критерий Фишера (F_{1-p})		
		f_1	f_2	S_0^2	S_A^2	σ_A^2	S^2	отношение дисперсий по выборке	табличное значение	
									$p=0,05$	$p=0,01$
Базальт — андезит — риолит	CO ₂	2	48	665,62	242,82		648,79	0,36	3,2	
То же	H ₂	»	»	368,51	592,74		377,48	1,60	3,2	
»	CO	»	»	83,79	176,12		87,48	2,10	3,2	
Габбро — диорит — гранит	CO ₂	2	35	446,18	1690,61	113,91	513,45	3,78	3,25	5,3
То же	H ₂	»	»	480,94	1750,59	116,25	549,57	3,64	3,25	5,3
»	CO	»	»	5,75	18,78	1,19	6,46	3,26	3,25	5,3
»	CH ₄	2	31	1,09	10,55	0,91		9,68	3,3	5,4

Примечание. S_0^2 — дисперсия случайности; S_A^2 — дисперсия влияния фактора; σ_A^2 — дисперсия фактора (породы); S^2 — генеральная дисперсия.

их становления на суммарную газонасыщенность. В подтверждение сказанному в табл. 40 приведены результаты двухфакторного анализа для CO₂ эффузивных пород, которые показывают, что фактор породы и фактор лабораторий незначимы, т. е. данные различных исследователей по различным породам вполне сопоставимы.

Корреляционный анализ. Выше шла речь о наблюдениях над одной случайной величиной. Для выяснения тех или иных причинно-следственных связей необходимо одновременное наблюдение над целым рядом случайных величин. При каждом испытании основные факторы одинаковы для наблюдаемых величин. Однако случайные факторы для каждой величины могут быть свои. Как отмечалось выше, выборочные значения газонасыщенности пород рассматриваются как случайные величины, следовательно между ними может существовать стохастическая связь. Одним из важнейших показателей этой связи является коэффициент корреляции. Рассмотрим оценку зависимости случайных величин по выборочному коэффициенту корреляции (r) для H₂ — CO₂ в различных породах (в процентах от общей суммы газов).

Во всех без исключения породах между наблюдаемыми величинами существует четко выраженная обратная корреляционная связь (табл. 41). Для интрузивных пород коэффициент корреляции равен почти единице, для эффузивных — близок к единице. В принципе такую связь можно рассматривать как функциональную, т. е. допустимому значению одной переменной $Y(H_2)$ соответствует одно $X(CO_2)$, и только одно, значение другой переменной, что особенно характерно для глубинных разновидностей пород (габбро, диорит и, частично, гранит).

Оценка значимости различия средне-выборочных по отдельным газам в различных породах

Ряды пород	Газ	Степени свободы		F_{1-p} — критерий			T или t_{1-p} — критерий		
		f_1	f_2	по вы- борке	табличное значение		по вы- борке ($\bar{X}-\bar{Y}$)	расчетное	
					$p=0,05$	$p=0,01$		$p=0,05$	$p=0,01$
Базальт — андезит . . .	CO_2	20	16	3,64	2,3	3,3	10,0	8,55	14,13
Риолит — базальт . . .		8	20	1,97	2,5	3,6	7,5	14,87	
Риолит — андезит . . .	H_2	8	16	7,19	2,6	3,9	17,5	17,55	29,63
Базальт — андезит . . .		20	16	2,76	2,3	3,3	6,3	7,60	
Риолит — базальт . . .	CO	8	20	3,11	2,5	3,6	10,7	19,87	
Риолит — андезит . . .		8	16	8,59	2,6	3,9	17,0	18,71	
Базальт — андезит . . .	CO_2	20	16	5,98	2,3	3,3	3,2	4,23	
Риолит — базальт . . .		8	20	1,48	2,5	3,6	1,5	7,38	
Риолит — андезит . . .	H_2	8	16	8,87	2,6	3,9	1,7	7,94	
Гранит — диорит . . .		21	6	5,31	3,9	7,4	21,4	10,03	13,97
Гранит — габбро . . .	CO	21	8	5,74	3,1	5,4	16,8	9,39	14,03
Диорит — габбро . . .		6	8	1,08	3,6	6,4	4,6	7,85	
Гранит — диорит . . .	H_2	21	6	3,44	3,9	7,4	21,1	14,68	21,34
Гранит — габбро . . .		21	8	4,69	3,1	5,4	17,9	12,78	18,50
Диорит — габбро . . .	CO	6	8	1,36	3,6	6,4	3,2	9,49	
Гранит — габбро . . .		21	8	1,10	3,1	5,4	1,5	4,16	
Диорит — гранит . . .	CH_4	6	21	1,50	2,6	3,8	2,0	1,56	2,26
Диорит — габбро . . .		6	8	1,66	3,6	6,4	0,5	1,90	
Диорит — гранит . . .	CO_2	6	17	1,91	2,7	4,1	2,0	0,70	1,02
Габбро — гранит . . .		8	17	2,04	2,6	3,8	0,0	0,65	
Габбро — диорит . . .	H_2	8	6	1,07	4,2	8,1	2,0	1,01	1,51
Риолит — гранит . . .		8	21	1,72	2,5	3,6	23,7	16,91	24,57
Базальт — габбро . . .	CO	20	8	4,99	3,2	5,4	48,0	9,14	13,66
Андезит — диорит . . .		16	6	1,27	3,9	7,6	62,6	7,67	12,58
Риолит — гранит . . .	H_2	8	21	1,85	2,5	3,6	28,9	16,16	23,25
Базальт — габбро . . .		20	8	2,79	3,2	5,4	57,5	10,15	14,75
Диорит — андезит . . .	CO	6	16	1,35	2,7	4,2	67,0	8,12	11,85
Риолит — гранит . . .		8	21	39,13	2,5	3,6	7,1	7,79	
Базальт — габбро . . .	CO_2	20	8	29,22	3,2	5,4	10,1	4,30	9,16
Андезит — диорит . . .		16	6	2,94	3,9	7,6	7,4	2,53	3,89

В табл. 42 приводятся значения парных коэффициентов корреляции по газам всех пород (в сумме) без CH_4 . В качестве результативного признака (Y) рассматривается общее газосодержание, а факториальных (X_i) содержание CO_2 , H_2 , CO и N_2 . Как и в приведенном выше примере, корреляционная связь, хотя и менее четко выраженная, отмечается между CO_2 и H_2 , N_2 и H_2 ($r_{1-p}=0,173$ и $0,230$, при $p=0,05$ и $0,01$ соответственно). В остальных случаях корреляционная связь четко не выражена, хотя коэффициент корреляции во всех случаях отличается от нуля. Последнее вполне объяснимо в связи со случайностью выборки.

Фактический корреляционный анализ служит той же цели, что и дисперсионный, но он одновременно позволяет оценить и степень неслучайности наблюдаемых явлений. Например, четкую связь между

Оценка значимости влияния петрографического состава пород (А)
и химического состава газов (В) на суммарное содержание газов
в эффузивных породах

Виды дисперсий		Число степеней свободы	Дисперсия	Отношение дисперсий	F_{1-p}	
					$p=0,05$	$p=0,01$
Воспроизводимость	S^2	240	0,38			
Воспроизводимость и взаимодействия	S_0^2	6	0,19	5,55*	2,1	2,8
Взаимодействия	σ_{AB}^2	21	0,17			
Фактор А	S_{AA}^2	2	0,60	3,13	5,1	10,9
Фактор В	S_B^2	3	0,98	5,16	4,8	9,8
Фактор А	σ^2	9	0,26			
Фактор В	σ_B^2	4	0,20			
Единая выборка	σ^2	11	0,48			

* Примечание. $5,55 = \frac{n \cdot S_0^2}{S^2}$, где $n=21$.

Таблица 39

Оценка значимости влияния фактора породы (А) и лаборатории (В)
на общее газосодержание породы (для эффузивов)

Виды дисперсий		Число степеней свободы	Дисперсия	Отношение дисперсий	F_{1-p}	
					$p=0,05$	$p=0,01$
Воспроизводимость	S^2	90	2,47			
Воспроизводимость и взаимодействия	S_0^2	4	0,40	1,78*	2,5	3,5
Взаимодействия	σ_{AB}^2	11	0,18			
Фактор А	S_A^2	2	10,09	25,22	6,9	18,0
Фактор В	S_B^2	2	1,63	4,07	6,9	18,0
$(S_0^2 + S^2)$	σ^2	94	9,54			
Фактор А	σ_A^2	3	3,23			
Фактор В	σ^2	6	0,81			

* Примечание. $1,78 = \frac{n \cdot S_0^2}{S^2}$, где $n=11$.

содержанием компонентов газовой фазы и общей газонасыщенностью породы. Увеличение содержания CO_2 приводит не только к уменьшению содержания H_2 , но и целиком всей газовой фазы, т. е., в данном случае изменение содержания CO_2 и H_2 отражает определенные химические реакции, происходящие в газовой фазе.

Регрессия. Для выяснения точных количественных характеристик изменения случайной величины воспользуемся зависимостью

Оценка значимости влияния фактора породы (A) и лаборатории (B)
на качественный состав газов (для эффузивов, газ: CO_2)

Виды дисперсий		Число степеней свободы	Дисперсия	Отношение дисперсий	F_{1-p}	
					$p=0,05$	$p=0,01$
Воспроизводимость	S^2	90	1254,69			
Воспроизводимость и взаимодействия	S_0^2	4	158,20		2,5	3,5
Взаимодействия	σ_{AB}^2	11	44,14			
Фактор A	S_A^2	2	213,32	1,38*	6,9	18,0
Фактор B	S_B^2	2	116,00	0,73	6,9	18,0
$(S_0^2 + S^2)$	σ^2	94	4567,34			
Фактор A	σ^2	6	176,58			
Фактор B	σ^2	6	144,13			
Единая выборка . . .	σ^2	8	161,43			

* Примечание. $1,38 = \frac{n \cdot S_0^2}{S^2}$, где $n=11$.

Таблица 41

Выборочные парные коэффициенты корреляции ($r_{\text{H}_2 : \text{CO}_2}$)
и корреляционные уравнения для изверженных пород

Порода	$r_{\text{H}_2 : \text{CO}_2}$	Коэффициент уравнения вида $Y_X = a + bX$		Объем вы- борки (N)	$r_{0,05}$
		a	b		
Базальты . .	-0,85	86,50	-1,10	21	0,35
Андезиты . .	-0,84	85,75	-0,82	17	0,39
Риолиты . .	-0,93	82,80	-0,84	9	0,52
Габбро . .	-0,97	78,52	-0,80	9	0,52
Диориты . .	-1,00	77,24	-0,81	7	0,58
Граниты . .	-1,00	91,71	-0,98	22	0,35
Диабазы . .	-0,99				

Таблица 42

Выборочные коэффициенты и уравнения множественной корреляции
для изверженных пород в целом

Результативный признак	Коэффициенты корреляции				Коэффициенты уравнения вида $Y = a_0 + a_1 \text{CO}_2 + a_2 \text{CO} + a_3 \text{H}_2 + a_4 \text{N}_2$					R_i	Объем выбор- ки
	r_{CO_2}	r_{CO}	r_{H_2}	r_{N_2}	a_0	a_1	a_2	a_3	a_4		
$\bar{Y}$	0,09	-0,16	0,07	-0,21	4,192	0,024				0,088	90
N_2	-0,19	0,21	-0,32	1	5,181	0,027	-0,148			0,185	90
H_2	-0,66	-0,20	1		2,024	0,061	-0,119	0,045		0,234	90
CO	0,06	1			4,437	0,037	-0,108	0,028	-0,126	0,254	90

средних Y от X (регрессия), иначе, стохастическую связь, содержащую элемент случайности, выразим через строго функциональные (неслучайные) соотношения.

Для определения формы связи между вариацией признаков X и Y нами найден ряд корреляционных уравнений (см. табл. 41). За независимую переменную $\bar{Y}_x$ принято значение средневыворочной по водороду (предполагается, что он является первичным магматическим газом, а CO_2 производным). Налицо четко выраженная линейная регрессия с угловым коэффициентом a , определяющим наклон линии регрессии. Проверка по определению доверительной области, в которой с вероятностью $(1-p)^2$ лежит линия регрессии для выборки по базальтам, показала, что отклонение составляет не более $\pm 12,41$. Тот факт, что исследуемая зависимость предполагается линейной, для оценки силы (тесноты) связи можно использовать выборочный коэффициент корреляции.

Приведенные данные подчеркивают, что между H_2 и CO_2 существует весьма определенная количественная зависимость. Теснота связи, а также их значимое содержание в газовой фазе по сравнению с другими газами (CO , CH_4) должны предопределивать и общую газонасыщенность пород. Для доказательства этого положения воспользуемся множественной корреляцией.

За результативный признак принимаем общую газонасыщенность пород (в объемах на объем породы); в каче-

Таблица 43
Парные, частные коэффициенты и уравнения множественной корреляции для различных типов изверженных пород (результативный признак $Y(V/V)$, факториальные признаки $X(H_2)$ и $V(CO_2)$)

Породы	Парные коэффициенты корреляции			Частные коэффициенты корреляции			Коэффициенты уравнения вида $Y=a_0+a_1H_2+a_2CO_2$				R_{XVY}	Объем выбор- ки (N)
	r_{XY}	r_{VY}	r_{XV}	$r_{XY,V}$	$r_{VY,X}$	$r_{XV,Y}$	a_0	a_1	a_2			
Гранит	-0,155	0,179	-0,995	0,234	0,253	-0,995	-76,839	0,885	0,969	0,317	22	
Диорит	0,803	-0,836	-0,993	-0,638	-0,708	-0,993	61,818	-0,595	-0,882	0,908	7	
Габбро	0,724	-0,796	-0,896	0,041	-0,48	-0,767	2,81	0,029	-0,151	0,799	6	
Риолит	0,027	0,138	-0,928	0,42	0,437	-0,941	-7,570	0,100	0,117	0,438	9	
Андезит	-0,064	-0,005	-0,956	-0,232	-0,224	-0,998	7,250	-0,079	-0,068	0,231	9	
Базальт	0,565	-0,659	-0,85	0,012	-0,410	-0,775	8,060	0,006	-0,068	0,680	21	
Диабаз	-0,53	0,51	-0,99	-0,19	-0,11	-0,99	32,35	-0,299	-0,238	0,692	9	

стве предопределяющих факторов рассмотрим содержание H_2 и CO_2 (в об. % от общей суммы газов). В табл. 43 сведены данные по множественной корреляции для некоторых разновидностей пород. Исследуемая зависимость между указанными факторами линейная и выражается уравнением

$$\bar{Y}_{XV} = a_0 + a_1X + a_2V. \quad (14)$$

Как и в предыдущем случае эта зависимость предполагает в качестве оценки тесноты связи использование выборочного коэффициента корреляции. Ввиду ограниченности объема работы, результаты множественной корреляции подробно обсудим только для базальтов.

Базальты. Корреляционная связь выражена четко. Средняя ошибка коэффициентов корреляции не превышает максимальной ошибки ($M_{\max}$) при принятом уровне значимости. Поэтому корреляцию считаем вполне достоверной. Коэффициент множественной корреляции ($R_{XVY}=0,68$) показывает, что связь результативного признака Y с двумя факторами-признаками (X и V) по абсолютной величине более тесная, чем с каждым фактором в отдельности (r_{XY} и r_{VY}). Исчисленные парные коэффициенты корреляции характеризуют степень тесноты связи между соответствующими двумя признаками без исключения влияния третьего. По абсолютной величине они почти равны между собой ($r_{XY}=0,565$; $r_{VY}=0-0,659$), что заставляет предполагать равноценность влияния на суммарную газонасыщенность ($\bar{Y}$) как фактора $X(H_2)$, так и фактора $V(CO_2)$. Для проверки этого предположения рассмотрим тесноту связи между результативным признаком ($\bar{Y}$) и одним из факториальных признаков (X или V) при исключении влияния другого факториального признака (см. табл. 43). Сопоставляя частные коэффициенты корреляции ($r_{XY,V}$ и $r_{VY,X}$) с вычисленными ранее парными коэффициентами корреляции (r_{XY} и r_{VY}) отмечаем, что основное влияние на суммарную газонасыщенность пород оказывает CO_2 . Влияние H_2 очень мало.

Сопоставление частных и парных коэффициентов корреляции, вычисленных для других пород, показывает следующую зависимость общего газосодержания пород от H_2 и CO_2 : 1) прямую и равноценную (по абсолютной величине коэффициента корреляции) — для гранита и риолита; 2) обратную и равноценную — для диорита, андезита и диабазы; 3) зависимость для габбро аналогична базальту.

Налицо четкая зависимость общего газосодержания пород от состава газовой фазы по химически аналогичным, но структурно различным породам. Данный вывод, основанный на количественной оценке факторов, можно рассматривать как результирующий: количество газовых эманаций и их качественный состав определяется конкретным источником магмы — базальтовой, андезитовой, гранитной, что подтверждает мнение многих исследователей о существовании разноглубинных магматических очагов с различной по составу магмой, находящейся в конкретных $P-T$ условиях в равновесии с газовой фазой.

Газонасыщенность пород экструзий. Небольшое количество проб по однотипным потокам и куполам с конкретных вулканов не позволяет дать статистической оценки различия в их газосодержании. Отдельные пробы показывают, что в куполах общее газосодержание в 1,5—2 раза меньше, чем в потоках, в стекле породы по сравнению с минералами газа меньше в 3—4 раза. Так, дацитовый поток вулкана Зимина содержит 1,45 V/V газа, а купол того же состава — 0,97; андезитовый поток вулкана Шивелуч — 2,4, а купол — 1,15; стекло дацитового купола кальдеры Узон — 0,37, а все порфировые минералы — 3,5. Разброс значений по отдельным вулканам большой, но наблюдается общая тенденция к уменьшению содержания газа в экструзивной лаве.

ГЛАВА 14

ТЕОРЕТИЧЕСКИЙ СОСТАВ МАГМАТИЧЕСКИХ ГАЗОВ

В свое время А. Готье (ряд работ с 1900 по 1910 гг. цит. по А. I. Ellis, 1957), занимающийся изучением газов, выделенных из горных пород, высказал предположение, что магматические газы близки к состоянию химического равновесия. Несколько позднее С. Х. Вильсон (Wilson, 1938) пришел к выводу о термодинамической возможности существования некоторых соединений, таких как двуокись серы, метан, сульфид карбонила, бисульфид углерода в фумаролах и горячих источниках, имеющих различную температуру. Он показал, что отсутствие двуокиси серы и сульфида карбонила в газах горячих источников соответствует теоретическим предположениям. В то же время Е. Шепард (Shaphard, 1938) не разделял идею непосредственного применения термодинамики для объяснения данных, полученных при анализе горных пород, считая, что сочетание катализаторов и антикатализаторов и действие адсорбции в боковых породах оказывает влияние на установление равновесия в лаве и газовой системе. Г. Джаггар (Jaggar, 1940) высказал предположение о простой смеси газов, которые, будучи растворенными в породах, могли бы при высоких температурах и резком снижении давления дать типичные вулканические газовые продукты, которые обнаруживаются путем анализа в условиях соответствующих температур.

Проанализировав имеющийся материал по вулканическим газам и газам пород, А. Эллис (Ellis, 1957) отметил, что было бы небезынтересно установить теоретическое сочетание элементов в некоторых системах с приблизительным составом естественных вулканических и фумарольных газов и газов горячих источников. Теоретические ассоциации молекул можно было бы затем сравнить с ассоциациями молекул в естественных газах. Это показало бы, насколько близки естественные газы к состоянию равновесия. А. Эл-

лис пришел к выводу, что соотношение между данными, полученными в поле и вычисленными теоретическим путем, указывает на то, что магматические газы приближаются к состоянию химического равновесия и что при разрешении этих вопросов может быть использована обычная термодинамика газовых реакций.

Работы в этом направлении были продолжены. Изменение химического состава магматических газов в зависимости от изменения температуры и давления, но уже при взаимодействии газообразных компонентов с твердыми компонентами магмы, рассмотрел С. Мацуа (Matsuo, 1960). Термодинамический аспект вулканических газов был изложен в работе И. Шимацэ (Shimazu, 1960), в которой он подтвердил правильность расчетов С. Мацуа. Работы по определению состава магматической газовой фазы или отдельных ее составляющих на основе термодинамических расчетов и обоснование самих расчетов (Краускопф, 1961; Волков, Рузайкина, 1969; Каржавин, Вендилло, 1970 и др.) также подтвердили возможность применения термодинамики для расчета теоретических и природных газовых систем.

Результаты исследования

Одним из наиболее удобных параметров при расчетах равновесных процессов принято считать константу равновесия (K). Константа равновесия реакции, в которой участвуют твердые и газообразные компоненты или одни газообразные, выражается через парциальное давление газообразных компонентов.

Для определенных значений температуры и давления величина K может быть вычислена по значениям энтальпии ΔH , свободной энергии при постоянном давлении ΔF или объеме ΔZ , и по зависящим от температуры теплоемкостям участвующих в реакциях компонентов. Значение K через ΔZ выражается уравнением

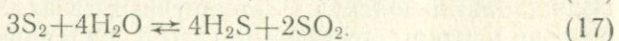
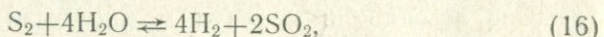
$$\Delta Z = -RT \ln K \quad (15)$$

При заданных T и P величина K имеет постоянное значение.

При расчетах ΔZ_R и K_R различные исследователи используют не всегда сопоставимые термодинамические параметры (ΔZ , ΔH , S), поэтому результаты расчетов могут не совпадать. Это не должно смущать читателя, так как почти во всех работах приводятся данные, положенные в основу термодинамических расчетов.

Перейдем к обсуждению некоторых результатов термодинамических расчетов по магматическим газам, проведенных различными исследователями.

Из работы А. Эллиса (Ellis, 1957) наибольший интерес представляет рассмотренная им система $H_2O - H_2 - S_2$ при молекулярном отношении 100 : 2 : 1, которая стоит ближе всего к среднему отношению в вулканических газах



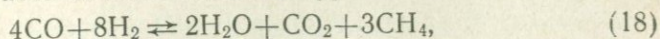
$T, ^\circ\text{K}$	$P, \text{ атм}$	$X_{\text{H}_2\text{O}}$	$X_{\text{H}_2\text{S}}$	X_{SO_2}	X_{H_2}	X_{S_2}
600	1	980,3	19,6	0,04	0,099	0,000
800	1	978,8	19,1	0,52	1,6	0,009
1000	1	972,4	16,8	2,7	8,1	0,049
1200	1	957,9	11,7	7,5	22,8	0,105
1400	1	938,8	5,3	13,9	41,9	0,080
1200	10	966,8	15,0	4,5	13,7	0,048
1200	100	973,5	17,2	2,3	6,9	0,008
1200	1000	975,8	18,1	1,5	4,6	0,006

Результаты расчетов, выраженные в мольных фракциях ($X \cdot 10^3$) приведены в табл. 44.

При низких температурах и давлении в одну атмосферу система представляет собой почти бинарную смесь, при высоких температурах эта смесь будет уже тройной, состоящей из H_2O , SO_2 и H_2 . Увеличение давления способствует сохранению системы с наименьшим количеством молекул. При высоком давлении и температуре система почти полностью отвечает составу при 900° и давлении в одну атмосферу. Если эта закономерность прослеживается и далее, то при температуре 1200°K по мере увеличения давления система должна приближаться к составу, отвечающему выделениям высокотемпературных фумарол при нормальном давлении.

Расчеты для наиболее реальной природной системы с участием CO_2 ($\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2 - \text{H}_2 - \text{S}_2$, при молекулярном отношении $100:10:2:1$) для температур от 500 до 1400°K при давлении в одну атмосферу показывают следующую закономерность изменения состава газов. По мере увеличения температуры уменьшается содержание CO_2 , H_2S и увеличивается H_2 , CO_2 , SO_2 . Отношение, равное 1 для H_2S и H_2 , SO_2 , CO , отмечается при температурах около 1100 , 1250 и 1350°K , соответственно. Постоянство отношений $\text{H}_2\text{S}:\text{CO}_2$ выдерживается до 800°K , затем лишь незначительно начинает уменьшаться. Отношение $\text{SO}_2:\text{CO}_2$ по мере повышения температуры быстро возрастает. Приведенные данные неплохо согласуются с наблюдениями на вулканах.

Интересные термодинамические расчеты проведены для углеводородных газов Хибинского и Лавозерского массивов на Кольском полуострове, геологические условия залегания которых в изверженных горных породах и средний изотопный состав углерода ($\delta\text{C} = -1,00$) этих газов, близкий к магматической CO_2 , свидетельствуют об abiогенной их природе (Каржавин, Вендилло, 1970). Рассмотрена термодинамическая возможность образования метана в условиях земной коры из газовой фазы, содержащей CO и H_2 при различных давлениях ($1-5000$ атм) и температуре ($500-1500^\circ\text{K}$). Для упрощения расчетов использовалось уравнение



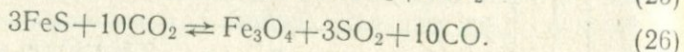
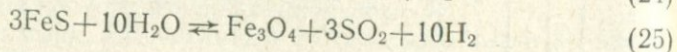
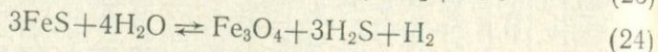
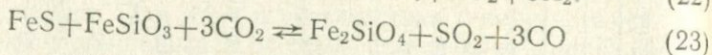
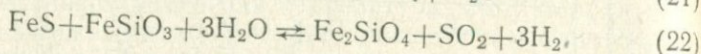
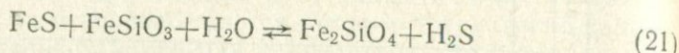
полученное суммированием ряда более простых уравнений, отража-

Равновесный состав смеси газов (CO_2 , CO , H_2O , H_2 и CH_4) при различных P и T (по В. К. Каржавину, В. П. Вендилло, 1970)

P, атм	Концентрация, об. %	Температура, °K					
		500	700	900	1100	1300	1500
1	C_{CO_2}	16,320	14,762	5,622	0,795	$7,869 \cdot 10^{-2}$	$2,219 \cdot 10^{-2}$
	C_{CO}	0,690	3,809	22,092	31,741	33,116	33,288
	$\text{C}_{\text{H}_2\text{O}}$	32,640	29,524	11,244	1,591	0,157	$4,438 \cdot 10^{-2}$
	C_{H_2}	1,381	7,618	44,185	63,482	66,233	66,576
	C_{CH_4}	48,961	44,285	16,867	2,387	0,236	$6,659 \cdot 10^{-2}$
50	C_{CO_2}	16,663	16,663	16,650	16,320	16,141	15,972
	C_{CO}	$7,0 \cdot 10^{-3}$	$7,0 \cdot 10^{-3}$	$3,258 \cdot 10^{-2}$	0,690	1,019	1,388
	$\text{C}_{\text{H}_2\text{O}}$	33,326	33,326	33,301	32,640	32,282	31,944
	C_{H_2}	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$6,516 \cdot 10^{-2}$	1,381	2,038	2,776
	C_{CH_4}	49,989	49,989	49,951	48,961	48,423	47,916
100	C_{CO_2}	16,663	16,663	16,663	16,650	16,320	16,085
	C_{CO}	$7,0 \cdot 10^{-3}$	$7,0 \cdot 10^{-3}$	$7,0 \cdot 10^{-3}$	$3,258 \cdot 10^{-2}$	0,690	1,162
	$\text{C}_{\text{H}_2\text{O}}$	33,326	33,326	33,326	33,301	32,640	32,171
	C_{H_2}	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$6,516 \cdot 10^{-2}$	1,381	2,324
	C_{CH_4}	49,989	49,989	49,989	49,951	48,961	48,257
5000	C_{CO_2}	16,663	16,663	16,663	16,663	16,663	16,663
	C_{CO}	$7,0 \cdot 10^{-3}$	$7,0 \cdot 10^{-3}$	$7,0 \cdot 10^{-3}$	$7,0 \cdot 10^{-3}$	$7,0 \cdot 10^{-3}$	$7,0 \cdot 10^{-3}$
	$\text{C}_{\text{H}_2\text{O}}$	33,326	33,326	33,326	33,326	33,326	33,326
	C_{H_2}	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$
	C_{CH_4}	49,989	49,989	49,989	49,989	49,989	49,989

Состав (%) равновесной газовой фазы при различных отношениях исходных компонентов P и T (по М. Х. Карапетянц, 1963)

$T, ^\circ\text{C}$	Состав газа	С углеродом				Без углерода			
		$\text{CO}_2:\text{CH}_4=1:1$		$\text{CO}_2:\text{CH}_4=5:1$		$\text{CO}_2:\text{CH}_4=1:1$		$\text{CO}_2:\text{CH}_4=5:1$	
		$P=1$	$P=20$	$P=1$	$P=20$	$P=1$	$P=20$	$P=1$	$P=20$
700	CO_2	10,21	18,86	26,70	55,84	4,18	21,21	38,30	47,60
	CO	30,00	9,25	51,15	15,90	44,65	29,60	36,80	27,80
	H_2	47,69	26,29	16,50	8,40	41,75	14,57	14,33	9,90
	CH_4	1,70	10,20	0,19	1,01	6,80	27,95	0,06	3,80
	H_2O	10,40	35,00	5,46	18,85	2,62	6,67	10,51	10,90
900	CO_2	0,63	7,05	1,68	19,91	0,31	4,69	36,00	37,76
	CO	48,73	36,30	81,24	59,65	48,10	46,90	38,90	38,70
	H_2	49,45	40,83	16,63	13,71	50,40	31,32	11,15	10,17
	CH_4	0,35	5,10	0,04	0,57	0,75	9,42	0,00	0,07
	H_2O	0,84	10,72	0,41	6,16	0,44	4,67	13,95	13,30



Пределы колебания теоретических величин обусловлены неточностью термодинамических характеристик, тогда как колебания значений, рассчитанные по данным наблюдений, вызваны аналитическими ошибками и различиями геологических условий отбора проб. И в то же время теоретические и наблюдаемые величины вполне совпадают. Отсюда химический состав магматических газов тесно связан с минеральной ассоциацией, соответствующей природе магмы. На основе сказанного С. Мацуа рассчитал теоретический состав магм различного типа (табл. 48).

Таблица 47

Сравнение теоретических констант равновесия (при $T=1500^\circ\text{K}$ и $P=1$ атм) и констант равновесия, определенных по составу газов лавового озера Килауэ (по С. Мацуа, 1960)

№ реакции	Константы равновесия ($\lg K_p$)	
	теоретические	вычисленные по данным озера Килауэ
(19)	-3 ~ -2	-3 ~ -2
(20)	-2,5 ~ -1,5	-2,2 ~ -1,5
(21)	-4 ~ -3	-3 ~ -2
(22)	-7 ~ -6	-7 ~ -6
(23)	-6 ~ -5	-6 ~ -5
(24)	-14 ~ 9	-12 ~ -8
(25)	-24 ~ -20	-23 ~ -20
(26)	-20 ~ -16	-20 ~ -15

Решая систему уравне-

Сравнение теоретического состава
магматических газов трех видов магм
при температуре 900° К и давлении 1000 атм

Концентрация	Магма		
	базальтовая	дацитовая	гранитная
C_{H_2O}	0,898	0,8998	0,889
C_{H_2}	$11,1 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$
C_{H_2S}	$5,0 \cdot 10^{-5}$	$6,8 \cdot 10^{-6}$	$6,3 \cdot 10^{-3}$
C_{SO_2}	$1,2 \cdot 10^{-7}$	$5,3 \cdot 10^{-5}$	$4,8 \cdot 10^{-3}$

ний для расчета газового состава базальтовой магмы при $T=1300$ и 1500°K , $P=1$ атм и при $T=1500^\circ\text{K}$, $P=10$ атм, он получил концентрацию $SO_2 > 100\%$. Сравнение данных по реальному составу газов озера Килауэа и расчетных данных показывает, что газы лавового озера, по-видимому, могли образоваться в равновесных условиях при $T=1500^\circ\text{K}$ и $P=100$ атм. Это противоречит физическим условиям и свидетельствует о том, что природа идеальных магматических газов иная, чем природа газов лавового озера. Надо понимать, что газы, выделяющиеся на поверхность земли, не всегда отражают состояние равновесия в данных $P-T$ условиях. Поэтому нужно очень критически оценивать реальные природные газовые смеси и рассчитанные теоретически, давая им правильную геолого-геохимическую оценку.

Термодинамические расчеты природных газовых смесей дают возможность оценить давление и температуру магмы. С. Мацуа (Matsuo, 1960), исходя из сравнения теоретических констант равновесия и вычисленных на основании состава магматических газов вулкана Шова-Шинзан, показал, что равновесие в газовой системе при $T=1300^\circ\text{K}$ устанавливается при $P=2 \sim 3 \cdot 10^2$ атм, что соответствует глубине очага порядка 1 км. По сейсмическим данным, полученным после извержения вулкана, глубина равна 1—4 км.

По усредненным данным газов пород (см. табл. 33) с учетом воды нами была рассчитана константа равновесия реакции



Это уравнение было выбрано потому, что K_p реакции мало изменяется с увеличением давления при высоких температурах и учет коэффициента летучести не обязателен. Результаты расчетов (табл. 49) показывают, что средняя температура равновесной газовой смеси всех пород лежит в пределах $650-1350^\circ\text{C}$. А для отдельных типов пород, учитывая значительные расхождения в оценке K_p , она следующая: для базальтов $\sim 800^\circ\text{K}$, андезитов $\sim 700^\circ\text{K}$, риолитов $\sim 650^\circ\text{K}$, диоритов $\sim 1000^\circ\text{K}$, габбро $\sim 1350^\circ\text{K}$, гранитов $\sim 1100^\circ\text{K}$ и диабазов $\sim 1050^\circ\text{K}$.

Приведенные цифры весьма приблизительны. Основная ошибка при расчетах падает на воду, содержание которой в породах изме-

Таблица 49

Константа равновесия (K_p), вычисленная по усредненным данным газов пород, в сопоставлении с расчетной и по данным различных авторов

Породы	Химический состав газов, об. %					$\lg K_p$ реакции (27)	K_p реакции (27) для различных температур из различных источников				Темпера- тура, °K
	H ₂ O	CO ₂	H ₂	CO	CH ₄		рассчитано по уравнению (А*)	рассчитано по урав- нению (Б*)	Справоч- ник хими- ка, т. III, 1964	В.П. Вол- ков, Г.И. Рузайкин, 1969	
Базальты . . .	78,7	13,7	4,2	3,0	0,5	-0,6132	-0,9850		-0,955		700
Андезиты . . .	91,0	6,7	1,2	0,9	0,2	-1,0083	-0,6352	-0,3837	-0,607	-0,6863	800
Риолиты . . .	97,0	1,7	0,9	0,3	0,1	-1,2790	-0,3702	-0,1900	-0,344		900
Габбро . . .	63,0	6,1	28,6	1,4	0,9	0,2963	-0,1640	-0,0350	-0,138	-0,2505	1000
Диориты . . .	70,0	3,6	24,2	0,9	1,3	0,1409	0,0019	0,0918			1100
Граниты . . .	80,0	6,7	11,9	1,0	0,4	-0,0014	0,1332	0,1975		0,0086	1200
Диабазы . . .	85,0	6,7	7,6	0,5	0,3	0,0785	0,2427				1300
							0,3338			0,1704	1400
							0,4107				1500
							0,4757		0,4400		1600

$$* \lg K_a = \frac{2486}{T} + 1,565 \lg T - 0,066 \cdot 10^{-3} T - \frac{0,21 \cdot 10^5}{T^2} - 6,93 (A)$$

$$\lg K_p = -\frac{1395}{T} + 1,360 (B)$$

няется в широких пределах. Если исходить из среднего (52,96%) содержания воды (по газам Килауэа), то для базальтов $K_p = 1,217$, что соответствует температуре 1150—1300° К. И хотя средние цифры не отражают реальной температуры кристаллизации пород разного типа, они вполне однозначны в оценке температуры кристаллизации эффузивных и интрузивных пород.

ГЛАВА 15

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ЭМАНАЦИЙ

По вопросу общего направления дифференциации магматических эманаций при их остывании и приближении к поверхности земли имеются два мнения. А. Г. Бетехтин (1955) и ряд американских авторов (Уайт, 1965; Уайт и Уоринг, 1965; Уайт и др., 1965 и др.) предполагают первично щелочной состав магматических эманаций, которые в более поверхностных условиях переходят в кислые. Газо-гидротермы различного состава в вулканических районах представляют собой генетический ряд, связанный с последовательной дифференциацией эманаций и взаимодействием вод с вмещающими породами. Изменение состава гидротерм, проявляющихся на поверхности, может быть вызвано также изменениями состава глубинных эманаций у источника с течением времени.

Мнение о единстве газо-гидротерм вулканических районов в принципе поддерживается и японскими исследователями (I. Iwasaki, 1962; I. Iwasaki et al., 1962, 1966). Разнообразие проявлений вулканических газо-гидротерм они объясняют дифференциацией первично кислых магматических эманаций, связанной с отделением тех или иных компонентов вследствие избирательного растворения газов, реакций окисления и взаимных реакций внутри газо-гидротерм и с вмещающими породами. Общая классификация вулканических газов, по данным И. Ивасаки и др., (I. Iwasaki et al., 1966), приведена в табл. 29. Они предлагают следующее общее направление дифференциации магматических эманаций.

Магматические эманации, находящиеся в химическом равновесии с материнской магмой при температуре 1200° С, содержат весь летучий материал магмы: H_2O , HCl , HF , SO_2 , H_2S , CO_2 , CO , H_2 , N_2 и др. Вследствие изменения химического равновесия как твердая, так и жидкая фазы могут разделяться и перемещаться. Соответственно будет изменяться и химический состав магматических эманаций. При падении температуры и давления ниже критической точки для воды обособляется водная жидкая фаза и значительная часть компонентов из магматических эманаций должна в ней раствориться. В результате образуются два типа вулканических газов и воды кислого хлоридного типа. При окислении серы образующийся сернокислотный тип вод присоединяется к кислому хлоридному

типу и на выходе в горячих источниках отношение SO_4/Cl постепенно будет увеличиваться. Со временем эти воды изменяют свою природу из кислых в щелочную. И в течение длительного времени вулканические газы, выделяющиеся из этих вод, будут содержать в незначительном количестве HCl и SO_4 и очень много CO_2 , N_2 и H_2S . По мере возрастания pH воды растворимость CO_2 увеличивается, что приводит к формированию карбонатного типа вод, которые уже формируются вне зависимости от концентрации SO_4^{2-} или Cl^- и отношения SO_4/Cl и присоединяются к другим типам вод. По мере уменьшения содержания CO_2 в газовой фазе начинает растворяться H_2S и формируется азотный тип вулканических газов. Вдоль всего пути движения газо-гидротерм к поверхности будут проходить многочисленные реакции, продукты которых отлагаются около фумарол и выходов горячих источников. Многие виды продуктов дифференциации магматических эманаций могут образоваться независимо на каждой стадии дифференциации. Продукты, образующиеся при ранних стадиях (высокое давление и температура), впоследствии изменяются и переходят в другие соединения или изменяют свои химические свойства.

Точка зрения, высказанная японскими исследователями, четко рисует направление дифференциации магматических эманаций от кислых к слабощелочным. Эта схема по своему построению не противоречит схеме сторонников иного направления дифференциации — от щелочных хлоридных глубинных газо-гидротерм к кислым поверхностным. Противоречия возникают от различного понимания природы хлоридно-щелочных терм вулканических районов: одни считают их свежими родоначальными термами, другие — конечным продуктом дифференциации, а это во многом определяет природу рудообразующих растворов — первично магматических или существенно контаминированных (коровых). Решение вопроса о хлоридно-щелочных термах вулканических районов склоняется в настоящее время в пользу первого случая, т. е. первичного происхождения их газового и минерального состава. Многие факты показывают, что кислые сульфатные термы развиваются у выходов на поверхность щелочных хлоридных вод вследствие окисления содержащегося в последних сероводорода.

Дифференциация магматических эманаций закономерно проявляется и в изменении состава минеральных вод, что выявлено при исследовании вулканических гидротермальных систем в различных странах. Благодаря процессам дифференциации проявляется вертикальная зональность в распределении гидротерм различного состава со щелочными водами внизу и кислыми наверху. Эти выводы были сделаны почти одновременно исследователями различных вулканических районов мира, где проводились геотермальные исследования (С. И. Набоко (1963), С. С. Сидоров (1965) и др. — Камчатка; Д. Е. Уайт, 1965 и др. — США; И. Ивасаки, Озава, Йошида и др., 1965 — Япония). В то же время геологи, работающие в областях недавнего вулканизма, установили существование там вертикальной зональности гидротермально измененных пород (Г. М. Власов,

М. М. Василевский (1964) — Камчатка и Курильские о-ва; В. С. Со-
болев (1954), М. Ю. Фишкин (1958) и др. — Карпаты; А. Стейнер
(1953, 1955) — Н. Зеландия; Г. Е. Сигвальдсон и Д. Е. Уайт
(1965) — США, Невада и др.). Смена сверху вниз кислотных про-
дуктов породами, преобразованными щелочными растворами, согла-
суется с общим зональным распределением вод различного состава.
Изучение вулканических эманаций показало родство кислых суль-
фатных, кислых сульфатно-хлоридных и щелочных хлоридных вод.
Вся эта гамма минеральных вод проявляется зонально и наблюда-
лась авторами на ряде вулканов Камчатки и Курильских островов —
вулкан Кихпинич — Долина Гейзеров, вулканы Менделеева и Го-
ловнина.

Родственные связи между ее отдельными членами доказывают-
ся наличием взаимопереходов и идентичностью азотно-углекислого
состава свободно выделяющихся газов, а также отношением щело-
чей, что позволило сделать вывод о генетическом единстве различ-
ных типов терм областей современного вулканизма и об образова-
нии сульфатных и сульфатно-хлоридных вод из щелочных хлорид-
ных (Сидоров, 1965; Воронова, Сидоров, 1965₁, 1965₂, 1966).

Причины дифференциации магматических эманаций

Различные типы зональности вулканических газо-гидротерм
находят свое отражение прежде всего в составе вулканических га-
зов. Намечаются две группы вулканов, одна из которых характери-
зуется существенно сернокислотными, а другая галогенокислотны-
ми эманациями. Чем вызвана такая дифференциация? Не она ли
определяет расхождения на источник щелочных хлоридных терм?
В большинстве случаев сернокислотные эманации сопровождают
вулканы, образованные существенно гиперстеновой лавой среднего
состава, а галогенокислотные — лавой кислого состава. Выше мы
отмечали, что такие вулканы отличаются друг от друга не только
составом пород, а, главным образом, геологоструктурным положе-
нием и глубиной магматического очага. Следовательно, состав и
дифференциация магматических эманаций должны обязательно от-
ражать условия становления магматического очага.

Существуют различные теоретические предпосылки для объ-
яснения способа выделения летучих из общей смеси магматических
эманаций. Остановимся на одной из них, которая довольно точно
отражает сущность поставленного вопроса (закон Генри). Этот ча-
стный случай общей закономерности выражается в том, что давле-
ние пара летучих в жидкости при данной температуре является
функцией концентрации летучего вещества в жидкости (с учетом на
отклонение от их неидеальности). Теоретические построения на ос-
нове закона Генри показывают, что в смеси газов компонент, обла-
дающий более низким давлением пара, по мере уменьшения давле-
ния занимает увеличивающуюся долю газовой фазы. Причем так
происходит до тех пор, пока этот компонент не станет менее раство-

рим, чем компонент с первоначально высоким давлением пара. Другими словами, относительно нерастворимые газы в магме вытесняются в самом начале выделения газов, а растворимые выделяются последними. Не исключено, что летучие вещества в расплаве взаимодействуют таким образом, что сочетание давления паров, соответствующее определенным порциям летучих компонентов, будет больше давления пара этих отдельных компонентов, если бы другие и не присутствовали. В этих условиях во время выделения газа при определенном давлении была бы получена смесь с минимально низкой точкой кипения и затем различные летучие вещества были бы удалены в определенных пропорциях.

Экспериментальные данные Р. Вилли и О. Таттла (Wyllie, Tuttle, 1957) показывают следующий ряд растворимости летучих в гранитном расплаве (от более к менее летучим): CO_2 , H_2O , HCl , HF . Данных по сернистым газам нет, однако, Е. Ф. Осборн (по Т. S. Lovering, 1961) полагает, что первые данные эксперимента К. В. Бёрнхама и его коллег по растворимости воды в расплавах магмы с небольшим количеством сульфидов показывают, что практически вся сера в виде H_2S , находящегося в равновесии с силикатным расплавом, концентрируется в парообразную богатую водой фазу. К. Бёрнхам считает, что с геологической точки зрения большое значение имеет не растворимость H_2S в магме, а отсутствие или наличие богатой водой парообразной фазы, которая служила бы коллектором H_2S . Если это так, то сернистые газы можно ставить в ряд с водой, не учитывая в принципе их летучесть.

Летучесть газов зависит и от общих физических свойств, которые определяются молекулярной формой газовой составляющей смеси. Так, в зависимости от критической температуры или температуры кипения имеем следующий ряд летучести (от более летучих к менее): для молекул однокомпонентных газов — H_2 , N_2 , F_2 , O_2 , Cl_2 ; для молекул двухкомпонентных газов — CO , CH_4 , HCl , CO_2 , H_2S , SO_2 , HF , H_2O ; для обычного ряда вулканических газов — H_2 , N_2 , CO , O_2 , CH_4 , HCl , CO_2 , H_2S , SO_2 , HF , H_2O .

Считают, что температура меньше влияет на летучесть, чем давление. Видимо этим объясняется выпадение из общего ряда летучести HCl и H_2S , построенного по критической температуре. Кроме того, нужно учитывать «растворимость» или сродство газовых компонентов смеси — их способность вступать в реакции с силикатным расплавом или вмещающими породами. Полевые наблюдения показывают, что состав и порядок выделения газов тесно связан с их летучестью, определяемой на поверхности или в приповерхностных условиях формой проявления вулканизма (эксплозия, эффузия, экструзия).

Начало извержения в районе Катман происходило в кульминационный момент повышения давления паров менее растворимых летучих веществ (сернистые и углекислые газы с водородом). Затем последовало выталкивание лавы, насыщенной на глубине более растворимыми галогенными кислотами (Lovering, 1957, 1961). Со временем галогенокислотная деятельность фумарол на песчаном

потоке Катман сменилась сернокислотной и углекислой (Allen, Zies, 1923). При извержении вулкана Парикутин (Мексика, 1940) наблюдались все стадии жизни вулкана. Эксплозия сопровождалась выделением сернистых газов, эффузия после формирования шлакового конуса — выделением галогенокислотных газов. Богатые серой газы у жерла вулкана выделялись в том месте, где впервые в жерле вулкана происходило высвобождение энергии давления, в отличие от галогенов, которые настолько более растворимы, что двигались вместе с жидкой лавой за пределы прорвавшегося конуса (Краускопф, 1948, цитир. по Т. Lovering, 1961). Непосредственно перед извержением Мауна-Лоа (1939 г.) в соседнем действующем вулкане Сольфер-Бенк появился сероводород. Выделение H_2S прекратилось через несколько недель после начала вулканической деятельности Мауна-Лоа (по Т. Ловерингу, 1961). При извержении вулкана Шивелуч (1946) материал агломератового потока был насыщен сернистыми газами; процесс активного формирования экструживного купола сопровождался преобладающими галогенными газами (Меняйлов, 1955; Набоко, 1959). В пепле эруптивных выбросов и в материале агломератового потока вулкана Безымянного (1955) преобладали сернокислые продукты, а в лаве экструживного купола — галогенокислотные. По мере спада активности роста купола в газовой составляющей начинают преобладать сернистые газы, в момент возобновления — снова галогенные. Такая цикличность повторяется вот уже на протяжении 13 лет (Борисов, 1960; Борисов, Никитина, 1962; Меняйлов, Никитина, 1967). При извержении побочных кратеров Ключевского вулкана наблюдалась та же закономерность: фумаролы шлаковых конусов выделяли сернистые газы, лавовых потоков — галогенные. Анализы газов, извлеченных из пород при нагревании, подтверждают отмеченную закономерность. Так, если в выделениях газов фумарол среднее содержание галогенов не превышает десятые доли и редко целые проценты от суммы газов, то в газах лав их содержится до 35—60% (Shephard, 1938). Приведенный материал позволяет наметить вполне определенный порядок дифференциации магматических эманаций.

Давление газов в магме обуславливается в основном водяными парами, поэтому их выделение независимо от того, происходит ли оно непрерывно или рывками, вызывает постепенное снижение содержания всех летучих компонентов, хотя и в различной степени. Выделение воды на всех стадиях газоотделения из магмы доказывалось ее преобладающим содержанием в магматических эманациях. Вследствие этого вода является основным газом-носителем терм и ее существование (пар, жидкость) определяет во многом растворимость составных частей магматических эманаций на пути следования к земной поверхности.

Немаловажное значение при дифференциации магматических эманаций имеет выборочная адсорбция компонентов газовой смеси. Толща литосферы, по которой газо-гидротермы продвигаются к поверхности, представляет собой естественную сорбционную колонку, в которой возможно разделение компонентов подвижной фазы (га-

зы, растворы) при ее движении вдоль другой неподвижной фазы (жидкости или твердого тела). При этом возможны несколько случаев разделения подвижной фазы. Рассмотрим некоторые из них.

Случай первый. Газовая смесь поступает из магматического резервуара с постоянной концентрацией компонентов. Тогда на выходе первым появится наименее адсорбирующийся или наименее растворимый компонент, затем смесь этого компонента с лучше адсорбирующимся компонентом, затем смесь этих двух компонентов с еще более адсорбирующимся и т. д. вплоть до появления исходной смеси.

Случай второй. Газовая смесь поступает в поток, состоящий из какого-то одного газа с плохой адсорбционной способностью. На выходе происходит циклическое разделение газовой смеси по адсорбционной способности газов. Если же преобладающий газ-носитель очень хорошо адсорбируется, то цикл разделения газовой смеси будет отвечать первому случаю, так как он начнет вытеснять из смеси газы в порядке их адсорбционной способности. Через естественную сорбционную колонку газ протекает с конечной скоростью, следовательно, в ней не успевает установиться термодинамическое равновесие. В простейшем случае можно допустить, что на каждом участке колонки успевает установиться равновесие. Скорость перемещения данной концентрации компонента газовой смеси будет зависеть от константы изотермы распределения Генри (Герасимов и др., 1966), т. е. скорость тем больше, чем хуже адсорбируется (или растворяется) данный компонент и наоборот. Однако в большинстве случаев форма изотермы распространения (адсорбция или растворение) отклоняется от закона Генри (особенно для реальных газов) и зависит от концентрации компонента в газовой смеси. Поэтому скорость перемещения данной концентрации вдоль колонки непостоянна. Так например, скорость перемещения малых концентраций будет меньше, чем больших. В случае же сильного взаимодействия адсорбент — адсорбат малые концентрации в газовой фазе будут перемещаться быстрее больших концентраций. Отсюда можно заключить, что порядок выделения газовых компонентов будет определяться не только их адсорбционными свойствами, но и концентрацией в смеси и взаимодействием между собой.

В растворах скорость передвижения катионов зависит от природы анионов и часто отвечает их растворимости. Этот порядок сорбции подтверждается данными по исследованию фумарол с сольфатарных полей, в газовой фазе которых преобладают углекислые газы и в небольшом количестве отмечаются сернокислые, а в составе конденсата ионы SO_3 , SO_4 и Cl доминируют над CO_3 , HCO_3 .

Два пути образования газо-гидротерм

Изменение внешнего (гидростатического) или внутреннего (охлаждение и кристаллизация магмы) давления приводит к резкому обособлению газовой фазы силикатного расплава и концентрации ее под кровлей очага. В условиях повышенного давления

(особенно в приповерхностной части возможен прорыв кровли и образование открытой магматической системы. В этом случае возможны два пути дифференциации газо-гидротерм по мере их движения к земной поверхности.

В случае приповерхностного расположения очага основная масса легколетучих выделяется при пароксизмальном извержении и кристаллизующаяся магма будет выделять в основном труднолетучие и обогащать ими газо-гидротермы (районы распространения кислого вулканизма, игнимбриты, песчано-пепловые потоки, экструзии вязкой лавы). По мере снижения температуры и давления увеличивается диссоциация воды, что приводит ее к интенсивному обогащению легкорастворимыми газовыми компонентами (HCl , HF); при этом в свободной газовой фазе увеличивается содержание легколетучих компонентов (H_2 , CO , CO_2 , H_2S , CH_4). Термальные растворы постепенно станут кислыми. Возрастет доля парциального давления кислорода, что приведет к изменению качественного состава газовой фазы, увеличится роль CO_2 и SO_2 . В составе фумарольных выделений будут преобладать галогенные газы.

В дальнейшем дифференциация магматических эманаций пойдет по пути уменьшения роли галогенов частично за счет нейтрализации терм вмещающими породами и увеличения выделения легколетучих при кристаллизации более глубоких частей магматического очага, т. е. по пути эволюции, предлагаемого И. Ивасаки (1966) и другими японскими геологами.

При образовании открытой системы (без предшествующего пароксизмального извержения и излияния лавы) в процессе медленного остывания на глубине очага, магматические эманации будут обогащаться легколетучими компонентами и, в частности, соединениями серы. В этих условиях галогенные газы или остаются в кристаллизующейся магме, или при уменьшении плотности пара отлагаются на глубине. Второе более вероятно, так как магматические эманации вступают в контакт с холодными стенками вмещающих пород, что способствует их быстрому охлаждению и конденсации. В конденсате сосредоточиваются в основном труднолетучие, а легколетучие образуют паро-газовую фазу малой плотности, насыщенную углекислыми и сернокислыми газами. По мере приближения к поверхности в зону повышенного парциального давления кислорода нейтральные или слабокислые термы становятся кислыми за счет окисления сероводорода и появления свободных кислот. А гидротермы, выходящие на поверхность на участках с низким окислительным потенциалом, отвечают типичным щелочным хлоридным термам с H_2S и CO_2 в газовой фазе. Несмотря на частичную нейтрализацию сернокислых терм, их кислотность постепенно возрастает и достигает максимума в приповерхностной обстановке. В составе свободной газовой фазы всегда преобладает CO_2 , а в жидкой фазе — ионы Cl , F , SO_4 .

Приведенные выводы по дифференциации магматических эманаций хорошо согласуются с данными по фракционированию ста-

бильных изотопов серы (Борисов, 1970). Интенсивное фракционирование и обогащение тяжелым изотопом серы сульфатов возможно только в случае окислительно-восстановительных реакций диспропорционирования при условии высокого содержания H_2S в исходных газо-гидротермах. В газо-гидротермах с небольшим содержанием H_2S , последний почти полностью окисляется и фракционирования не происходит. Так сера алунитов месторождений серных метасоматических руд обогащена тяжелым изотопом до 2—2,5%. Источником гидротерм для них служили глубинные очаги андезитовой магмы. Сера алунитов, источником термальных растворов для которых были близповерхностные очаги кислой магмы, обогащена тяжелым изотопом всего на 0,1—0,5%.

Таким образом, по мере уменьшения в газо-гидротермах доли сероводорода и приближении их к поверхности в область высокого окислительного потенциала увеличивается доля окисленного сероводорода и в то же время уменьшается фракционирование изотопов серы. Описанный процесс особенно характерен для вулканов,

Средняя активная концентрация ($\bar{X}$), минерализация и статистика основных и молодого

Ионы	Интервал значений pH и							
	pH 0.23—0.79				pH 1.07—3.70			
	N_i	$\bar{X} \cdot 10^3$	$S_{\bar{x}} \cdot 10^3$	$S_{x0,95} \cdot 10^3$	N_i	$\bar{X} \cdot 10^3$	$S_{\bar{x}} \cdot 10^3$	$S_{x0,95} \cdot 10^3$
K ⁺	3	0,543	0,147	0,468	47	0,594	0,126	0,248
Na ⁺	3	3,220	1,760	5,610	47	4,530	0,733	0,144
Ca ²⁺	2	0,325	0,272	1,168	44	1,265	0,131	0,257
Mg ²⁺	2	0,199	0,201	0,864	44	0,826	0,093	0,182
Fe ²⁺	2	0,081	0,103	0,441	34	0,330	0,035	0,068
Fe ³⁺					23	0,115	0,027	0,055
Al ³⁺					37	0,342	0,056	0,108
Fe ⁻	4	13,760	3,921	10,901	30	0,251	0,099	0,201
Cl ⁻	4	138,625	72,900	202,600	48	13,700	1,710	3,350
SO ₄ ²⁻	3	0,970	0,672	2,140	49	3,270	0,415	0,814
HSO ₄ ⁻	3	47,700	43,500	138,300	32	6,140	0,715	1,402
HCO ₃ ⁻					26	2,180	0,278	0,573
H ₂ SiO ₃								
SiO ₂								
pH	4	0,407	0,157	0,437	50	2,121	0,083	0,162
Минерализация г/л	4	31,049	10,767	29,931	49	2,656	0,220	0,436

Примечание. Статистическая обработка проведена по методу, изложенному в

находящихся в экструзивной стадии развития, состав газовых эманаций которых меняется от существенно сероводородных до галогенных по мере развития кратерных экструзий.

Геолого-структурные условия в областях развития экструзивного магматизма создают благоприятные предпосылки для длительного выделения магматических эманаций. Магматическая система постоянно находится в открытом состоянии, а экструзивные куполы выполняют роль клапанов, регулирующих длительное и относительно спокойное выделение магматических эманаций. В зависимости от типа проявления экструзивного магматизма (андезитовый или риолитовый) возможны два пути дифференциации магматических эманаций, которые проявляются на поверхности в различной форме газо-гидротерм и измененных пород галогенокислотного ряда и сернокислотного. Переходные геолого-структурные зоны характеризуются промежуточным составом газо-гидротерм. Поэтому во времени возможна смена галогенокислотных дифференциатов магматических эманаций сернокислотными.

Таблица 50

минералообразующих ионов газо-гидротерм областей развития современного вулканизма

СТАТИСТИКИ

pH 5,0—8,6				pH 0,23—8,60			
N_i	$\bar{X} \cdot 10^3$	$S_{\bar{x}} \cdot 10^3$	$S_{\bar{x}, 0,95} \cdot 10^3$	N_i	$\bar{X} \cdot 10^3$	$S_{\bar{x}} \cdot 10^3$	$S_{\bar{x}, 0,95} \cdot 10^3$
31	2,687	0,283	0,555	81	1,390	0,150	0,294
29	40,279	6,673	13,614	79	17,690	3,440	6,740
33	1,256	0,094	0,182	79	1,238	0,089	0,176
33	0,592	0,074	0,144	79	0,714	0,063	0,123
4	0,263	0,242	0,672	40	0,310	0,031	0,062
				23	0,115	0,027	0,055
				37	0,342	0,056	0,108
				34	1,840	0,855	1,655
29	39,564	9,117	18,601	81	22,600	7,470	14,640
33	1,133	0,068	0,132	85	2,360	0,029	0,058
				35	9,70	4,64	9,100
34	4,447	0,492	0,953	34	4,447	0,492	0,953
19	1,837	0,189	0,395	45	2,010	0,186	0,364
12	1,950	0,101	0,220	12	1,950	0,101	0,220
32	6,868	0,154	0,301	86	3,808	0,184	0,360
35	4,291	0,960	1,880	88	4,597	0,989	1,938

работе Р. Б. Стрелкова (1966).

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ СОВРЕМЕННЫХ
ГАЗО-ГИДРОТЕРМ И МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ

Химический состав

Химический состав современных вулканических газо-гидротерм и минералов, образовавшихся в результате их воздействия на вмещающие породы хорошо изучен (Набоко, 1959; Iwasaki et al., 1966; Сигвалдасон, Уайт, 1965 и др.). Он может служить ключом к расшифровке сложных процессов гидротермального воздействия на породы, приводящих к образованию вулканических метасоматитов типа вторичных кварцитов. Длительность процессов выделения газо-гидротерм на поверхность, относительная стабильность температуры предполагают и постоянство их минерального состава, что подтверждается минералогическим составом измененных пород, тесно ассоциирующих с вулканическими термами (монтмориллонит, каолинит, гиббсит, алунит, ярозит, самородная сера, пирит и некоторые другие). Химический состав индивидуальных терм отличается друг от друга (особенно минерализация и величина рН). Различные термальные воды разгружаются и при резко меняющихся окислительно-восстановительных условиях, что также отражается на их составе. От приведенных параметров зависит как сам процесс воздействия гидротерм на вмещающие породы, так и процесс современного минералообразования. И в то же время эти частные факторы не должны существенно влиять на химический состав магматических дифференциатов, не подверженных воздействию в основном поверхностных гипергенных факторов. Для реальной оценки выдвинутого предположения дана вероятностно-статистическая оценка среднего состава современных газо-гидротерм (горячие источники, сульфатарные и фумарольные поля) Камчатки и Курильских островов в сопоставлении с некоторыми другими районами активной вулканической деятельности (табл. 50, 51).

Данные табл. 50 показывают относительное постоянство концентраций основных ионов в широком интервале значений рН, кроме ультракислых терм. Значительные колебания отмечаются лишь для ионов водорода, но в то же время для них характерны определенные диапазоны изменения концентрации, которые в грубом приближении соответствуют полям (группам) проявления газо-гидротерм различной степени активности (фумарольным, сульфатарным, горячим источникам). В каждой группе содержание водородных ионов относительно постоянно и мало изменяется во времени.

Как видим, предположение относительно постоянства химического состава современных вулканических гидротерм подтверждается. Отсюда, для различных типов гидротерм должна наблю-

Сравнение средних активных концентраций (моль/л) некоторых районов горячих терм Камчатки, Курильских островов (174 анализа) и Японии* (712 анализов)

Ионы	Среда	$-\lg a$ (Япо- ния)	$-\lg a$ (Кам- чатка, Кури- лы)	Ионы	Среда	$-\lg a$ (Япо- ния)	$-\lg a$ (Кам- чатка, Кури- лы)
Na	Кислая	1,92	2,39	Mg	Кислая	3,08	3,19
	Нейтральная	1,66	1,45		Нейтральная	3,47	3,21
	Щелочная	1,72	1,40		Щелочная	3,43	3,25
Среднее		1,77	1,78	Среднее		3,28	3,21
	Кислая	2,74	2,87	SO ₄	Кислая	2,23	2,48
	Нейтральная	2,59	2,82		Нейтральная	2,70	2,72
	Щелочная	2,67	2,85		Щелочная	2,79	2,95
Среднее		2,66	2,86	Среднее		2,48	2,61
	Кислая	1,76	1,77	HCO ₃	Кислая	2,48	—
	Нейтральная	1,64	1,37		Нейтральная	2,38	2,34
	Щелочная	1,71	1,31		Щелочная	2,48	2,36
Среднее		1,71	1,75	Среднее		2,44	2,34

Примечание. $a = M \cdot f_a$, где a — активность, M — концентрация, моль/л, f_a — коэффициент активности.

* Я. Мияки (1969).

даться равновесная ассоциация гидротермы — минералы. Используя приведенные средние цифры по концентрациям ионов в интервале рН, можно рассчитать значения свободных энергий ряда возможных реакций и сравнить их с теоретическими расчетами, используя табулированные данные по термодинамическим параметрам интересующих нас химических соединений.

Расчет реакций минералообразования по усредненным данным современных газо-гидротерм

При вычислении активной концентрации компонентов вулканических гидротерм коэффициент активности, ввиду малой минерализации вод, рассчитывается по обобщенной формуле (Овчинников, 1963):

$$\lg f_a = -0,298 z_i^2 \sqrt{2\mu} \quad (\text{для } 25^\circ \text{C}), \quad (28)$$

где f_a — коэффициент активности; z_i — валентность тона; μ — ионная сила раствора; $-0,298$ — коэффициент для данной температуры. Для других температур коэффициент активности рассчитывался методом графической интерполяции. Для проверки возможной

ошибки в расчетах по формуле (28) коэффициенты активности для каждого иона были рассчитаны по уравнению Дебая-Хюккеля:

$$-\lg f_a = \frac{Az_i \sqrt{\mu}}{1 + a_i^0 B \sqrt{\mu}}. \quad (29)$$

Коэффициенты A , B и a^0 взяты из работы Р. М. Гаррелса и Ч. Л. Крайста (1968). Относительные расхождения активности, кроме железа и аммония, не превышают 2,5% (табл. 52). Поэтому при дальнейших расчетах применялась формула (28).

Свободная энергия реакции (ΔZ_R^0) рассчитывалась по уравнению:

$$\Delta Z_R^0 = -1,364 \lg \frac{[C]^p [D]^q}{[A]^m [B]^n}. \quad (30)$$

Примеры расчета.

Образования воднорастворимой окиси кремния ($\text{SiO}_{2(\text{в})}$).

Принимая, что при $\text{pH}=7,7$ (буфер HF) устойчивая концентрация воднорастворимой окиси кремния по отношению к ее кристаллической разновидности ($\text{SiO}_{2(\alpha)}$) равна $10^{-3,5}$ моль/л (по данным Beckwith и др., 1969), полагаем

$$\text{SiO}_{2(\alpha)} = \text{SiO}_{2(\text{в})} (10^{-3,5}); \quad \Delta Z = 0.$$

$K = \alpha \text{SiO}_2 = 10^{-3,5}$ (принимая активность, равную молярности для молекулярных видов и разбавленных растворов).

$$\Delta Z_R^0 = -1,364 \cdot \lg 10^{-3,5} = 4,774 \text{ ккал.}$$

Поэтому $\Delta Z_{\text{SiO}_{2(\text{в})}} - \Delta Z_{\text{SiO}_{2(\alpha)}} = 4,774 \text{ ккал.}$

$$\text{Отсюда } \Delta Z_{\text{SiO}_{2(\text{в})}} = 4,774 + \Delta Z_{\text{SiO}_{2(\alpha)}} = 4,774 - 204,644 = -199,87 \text{ ккал.}$$

Аналогичный расчет по данным природных вулканических терм.

Принимаем $a_{\text{SiO}_{2(\text{в})}} = 10^{-2,71}$, $\text{pH}=6,87$,

$$\Delta Z_{\text{SiO}_{2(\text{в})}} = 3,694 - 204,644 = -200,95 \text{ ккал.}$$

Полагая, что в вулканических термах растворенной $\text{SiO}_{2(\text{в})}$ образован за счет стекла, получим

$$\Delta Z_{\text{SiO}_{2(\text{в})}} = 3,694 - 203,33 = -199,65 \text{ ккал.}$$

По данным Р. Гаррелса (1957), $\Delta Z_{\text{SiO}_{2(\text{в})}} = -199,83 \text{ ккал.}$ (Расчет по аморфному кремнезему. Пересчитано нами с учетом новых данных для $\text{SiO}_{2(\text{ам})} = -203,33$).

Образование $\text{Al}(\text{OH})_{3(\text{в})}$. Принимаем $a_{\text{Al}^{3+}} = 10^{-3,47}$. По уравнению

$$\lg a_{\text{Al}^{3+}} = 9,66 - 3 \text{ pH}. \quad (31)$$

(Справочник химика, т. III, 1964) $\text{pH}=4,37$. В нашем случае верх-

Сопоставление значений коэффициента активности, полученных по уравнениям 35 и 36 (вулкан Дзензур)

Ионы	Концентрация $n \cdot 10^{-4}$, моль/л	Коэффициент активности (уравнение 28) при			Логарифм активности ($-\lg a$) при			Коэффициент активности (уравнение 29) при 60°C	Логарифм ак- тивности ($-\lg a$) при 60°C	Относитель- ное расхожде- ние по фор- мулам
		25°C	60°C	90°C	25°C	60°C	90°C			
H ⁺	22,0	0,8196	0,8119	0,8048	2,74	2,75	2,75	0,8535	2,73	0,73%
NH ₄ ⁺	11,0	0,8196	0,8119	0,8048	3,04	3,05	3,05	0,8535	3,05	0,00
Na ⁺	106,0	0,8196	0,8119	0,8048	2,06	2,07	2,07	0,8179	2,06	0,48
K ⁺	20,3	0,8196	0,8129	0,8048	2,78	2,79	2,79	0,8104	2,78	0,36
Mg ²⁺	10,0	0,4510	0,4345	0,4196	3,35	3,36	3,38	0,5157	3,28	2,38
Ca ²⁺	25,0	0,4510	0,4345	0,4196	2,95	2,96	2,98	0,4837	2,92	1,35
F ²⁺	0,2	0,4510	0,4345	0,4196	5,05	5,06	5,08	0,4837	5,01	0,99
Fe ³⁺	5,2	0,1667	0,1532	0,1417	4,06	4,09	4,13	0,2401	3,91	4,40
Al ³⁺	1,47	0,1667	0,1532	0,1417	4,61	4,65	4,68	0,2401	4,45	4,30
F ⁻	0,5	0,8196	0,8129	0,8048	4,39	4,39	4,40	0,8132	4,39	0,00
Cl ⁻	8,0	0,8196	0,8119	0,8048	3,18	3,19	3,19	0,8085	3,19	0,00
Br ⁻	0,1	0,8196	0,8119	0,8048	5,09	5,09	5,09	0,4473	5,08	0,20
SO ₄ ²⁻	116,0	0,4510	0,4345	0,4196	2,28	2,29	2,31	0,8179	2,29	0,00
HSO ₄ ⁻	10,0	0,8196	0,8119	0,8048	3,09	3,09	3,09	0,4473	3,09	0,00

ний предел $pH=3,7$. Дальнейший расчет аналогичен предыдущему

$$\Delta Z_{Al(OH)_{3(в)}} = 4,73 + \Delta Z_{Al(OH)_3(AM)} = 4,73 - 271,9 = -267,17 \text{ ккал.}$$

По данным М. Ермолаева (1966), $\Delta Z_{Al(OH)_{3(в)}} = -261,8$ ккал.

Образование $Fe(OH)_{3(в)}$. Принимаем $a_{Fe^{3+}} = 10^{-3,94}$. По уравнению

$$\lg a_{Fe^{3+}} = 4,84 - 3pH. \quad (32)$$

(Справочник химика, т. III, 1964) $pH=2,93$. В нашем случае верхний предел $pH=3,7$.

$$\Delta Z_{Fe(OH)_{3(в)}} = 5,37 + \Delta Z_{Fe(OH)_3(т)} = 5,37 - 116,0 = -160,63 \text{ ккал.}$$

По данным М. Ермолаева, $\Delta Z_{Fe(OH)_{3(в)}} = -160,8$ ккал.

Образование $Fe(OH)_{2(в)}$. Принимаем $a_{Fe^{3+}} = 10^{-3,21}$. Отсюда

$$\Delta Z_{Fe(OH)_{2(в)}} = 4,38 + \Delta Z_{Fe(OH)_2(т)} = 4,38 - 115,57 = -111,19 \text{ ккал.}$$

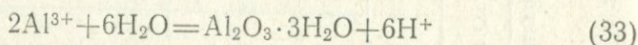
Аналогичными расчетами для $Mg(OH)_{2(в)}$ получено значение $\Delta Z_{Mg(OH)_{2(в)}} = -195,72$ ккал.

По данным М. Ермолаева, $\Delta Z_{Mg(OH)_{2(в)}} = -200,0$ ккал.

Относительное расхождение полученных данных с данными М. Ермолаева не превышает 2%. Поэтому расчеты можно считать вполне удовлетворительными.

На основе табулированных данных (табл. 53) и среднего содержания ионов природных терм, приведем несколько примеров расчетов свободной энергии образования ряда минералов.

1. Гиббсит

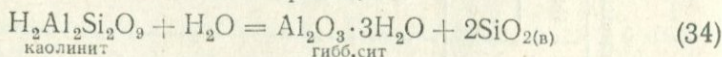


$$K_R = \frac{[H^+]^6}{[Al^{3+}]^2} = \frac{10^{-26,22}}{10^{-6,94}} = 10^{-19,28}, \quad \Delta Z_R^0 = 26,30$$

$$\Delta Z_{ггбб.}^0 = -230,0 - 340,14 + 26,30 = -543,84 \text{ ккал.}$$

Полученная цифра соответствует аморфной разновидности глинозема ($\Delta Z^0 = -543,8$ ккал) по И. Карпову и др. (1968).

По этим же данным, но для реакции



$$K_R = 10^{-5,42}; \quad \Delta Z_R = 7,39 \text{ ккал}; \quad \Delta Z_{ггбб.} = -546,84 \text{ ккал.}$$

По И. Карпову $\Delta Z_{ггбб.} = -545,7$ ккал.

По-видимому, гиббсит нужно рассматривать как продукт выщелачивания силикатов, а его аморфная разновидность может образовываться в процессе гидратации при увеличении pH раствора. Таким образом, геологические условия образования и полу-

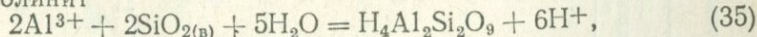
Некоторые термодинамические данные, использованные при расчетах в работе
(И. К. Карпов и др., 1968)

Минерал	Формула	$-Z_{298}^{\circ}$ ккал/моль	H_{298}° ккал/моль	S_{298}° кал/ град. моль
Калиевый полевой шпат	$KAlSi_3O_8$	892,70	946,10	51,4
Альбит	$NaAl_3Si_3O_8$	884,58	938,0	50,2
Анортит (гексаг.)	$CaAl_2Si_2O_8$	948,6	1003,2	45,8
Анортит	$CaAl_2Si_2O_8$	954,3	1008,1	48,4
Мусковит	$KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$	1328,1	1419,2	69,0
Парагонит	$NaAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$	1326,2		
Маргарит	$CaAl_4Si_2O_{10}(OH)_2$	1392,5		
Монтмориллонит	$Na_{0,33}Al_{2,33}Si_{3,67}O_{10}(OH)_2$	1276,6		
Монтмориллонит	$Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$	1256,3		
Каолинит	$H_4Al_2Si_2O_9$	901,4	978,1	48,5
Галлуазит	$H_4Al_2Si_2O_9$	897,04	973,7	48,6
Гиббсит	$Al_2O_3 \cdot 3H_2O$	545,7	611,38	33,5
Алунит кал. *	$KAl_3(OH)_6SO_4$	1113,6	1235,6	78,4
Алунит натр. **	$NaAl_3(OH)_6SO_4$	1107,7		
Ярозит кал. **	$KFe_3(OH)_6SO_4$	788,10		
Ярозит натр. **	$NaFe_3(OH)_6SO_4$	782,0		
Кварц (α)	SiO_2	204,64	217,65	10,0
Калий	K^+	67,46	60,04	24,5
Натрий	Na^+	62,59	57,28	14,4
Кальций . *	Ca^{2+}	132,8	129,77	-13,2
Алюминий	Al^{3+}	115,0	125,4	-74,9
Железо	Fe^{3+}	2,53; 3,01	11,4	-70,1
Сульфат — ион	SO_4^{2-}	177,34	217,73	4,1
Гидроксил	OH^-	37,59	54,96	-2,52
Вода	H_2O	56,69	68,32	16,72

Примечание. * По С. Shomate, 1946; ** наш расчет.

ченные термодинамические данные не противоречат друг другу.

2. Каолинит



$$K_R = 10^{-10,0}; \quad \Delta Z_R^0 = 13,64; \quad \Delta Z_{\text{каол.}} = -901,92 \text{ ккал.}$$

По Карпову $\Delta Z_{\text{каол.}} = -901,4$ ккал.

Для расчета свободной энергии реакции образования каолинита использован верхний предел $pH=3,7$. Если полагать, что ионы Al^{3+} могут находиться в растворе до $pH=4,37$, то $\Delta Z_{\text{каол.}} =$

Таблица 54

Изобарные потенциалы и pH образования минералов (в ккал/моль), полученные по средним данным природных газо-гидротермальных систем в сравнении с данными других авторов

Минерал	$-\Delta Z_{298}^{\circ}$ (данные авто- ров)	pH	Уравнение реакции	Уравнение реакции pH обра- зования	$-\Delta Z_{298}^{\circ}$ (И.К. Карпов и др., 1968)
Гиббсит	543,84	4,37	$2\text{Al}^{3+} + 6 \cdot \text{H}_2\text{O} = \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O} + 6\text{H}^+$	$3\text{pH} = 9,66 - \lg [\text{Al}^{3+}]$	545,7; 546,96;
Монтмориллонит	1249,0	4,37	$4\text{SiO}_2 + 2\text{Al}^{3+} + 6\text{OH}^- = \text{H}_2\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} + 2 \cdot \text{H}_2\text{O}$	$3\text{pH} = 9,66 - \lg [\text{Al}^{3+}]$	1256,3;
Альбит	884,24	6,87	$0,5 \cdot \text{H}_2\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} + \text{Na}^+ + \text{SiO}_2 = \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + \text{H}^+$	$\text{pH} = 5,49 - \lg [\text{Na}^+]$	884,58; 886,7; 891,5;
Калиевый полевой шпат	890,71	6,87	$0,5 \cdot \text{H}_2\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} + \text{K}^+ + \text{SiO}_2 = \text{KAlSi}_3\text{O}_8 + \text{H}^+$	$\text{pH} = 4,31 - \lg [\text{K}^+]$	891,12; 892,7; 893,8;
Анортит	957,74	6,87	$\text{H}_2\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} + \text{Ca}^{2+} = \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + 2\text{H}^+ + 2\text{SiO}_2$	$2\text{pH} = 10,84 - \lg [\text{Ca}^{2+}]$	954,3; 957,0; 959,4;
Мусковит	1321,15	6,87	$1,5 \cdot \text{H}_2\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} + \text{K}^+ = \text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + 3\text{SiO}_2 + \text{H}^+$	$\text{pH} = 4,31 - \lg [\text{K}^+]$	1328,1; 1327,08; 1328,75;
Парагонит	1314,68	6,87	$1,5 \cdot \text{H}_2\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} + \text{Na}^+ = \text{NaAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + 3\text{SiO}_2 + \text{H}^+$	$\text{pH} = 5,49 - \lg [\text{Na}^+]$	1326,2;
Маргарит	1388,19	6,87	$2 \cdot \text{H}_2\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} + \text{Ca}^{2+} = \text{CaAl}_4\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + 6\text{SiO}_2 + 2\text{H}^+$	$2\text{pH} = 10,84 - \lg [\text{Ca}^{2+}]$	1392,5;

Каолинит (Галлуазит)	896,4	4,37	$2 \cdot \text{Al}^{3+} + 2\text{SiO}_2 + 5\text{H}_2\text{O} = \text{H}_4\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_9 + 6\text{H}^+$	$3\text{pH} = 9,66 - \lg [\text{Al}^{3+}]$	901,4; 897,04
Каолинит (Галлуазит)	896,4	6,87	$2 \cdot \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + 2\text{H}^+ + \text{H}_2\text{O} =$ $= \text{H}_4\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_9 + 4 \cdot \text{SiO}_2 + 2\text{Na}^+$	$\text{pH} = 5,49 - \lg [\text{Na}^+]$	901,4; 897,04;
Алунит — К	1113,6	2,33	$3\text{Al}^{3+} + \text{K}^+ + 2 \cdot \text{SO}_4^{2-} + 6\text{OH}^- =$ $= \text{KAl}_3(\text{OH})_6[\text{SO}_4]_2$	$2\text{pH} = 1,19 - \lg [\text{Al}^{3+}]$	1113,6 (Hemley J., 1969)
Алунит — Na	1107,5	2,33	$3\text{Al}^{3+} + \text{Na}^+ + 2 \cdot \text{SO}_4^{2-} + 6 \cdot \text{OH}^- =$ $= \text{NaAl}_3(\text{OH})_6[\text{SO}_4]_2$	$2\text{pH} = 1,19 - \lg [\text{Al}^{3+}]$	—
Алунит — К	1113,6	6,6	$1,5 \cdot \text{H}_4\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_9 + \text{K}^+ + 2\text{SO}_4^{2-} + 3\text{H}^+ =$ $= \text{KAl}_3(\text{OH})_6[\text{SO}_4]_2 + 3\text{SiO}_2 + 1,5\text{H}_2\text{O}$	$3\text{pH} = 28,08 +$ $+ 2 \lg [\text{SO}_4^{2-}] + \lg [\text{K}^+]$	1113,6 (Hemley J., 1969)
Ярозит — К	788,10	1,11	$3\text{Fe}^{3+} + \text{K}^+ + 2\text{SO}_4^{2-} + 6\text{H}_2\text{O} =$ $= \text{KFe}_3(\text{OH})_6[\text{SO}_4]_2 + 6\text{H}^+$	$2\text{pH} = -1,72 - \lg [\text{Fe}^{3+}]$	—
Ярозит — Na	782,0	1,11	$3\text{Fe}^{3+} + \text{Na}^+ + 2\text{SO}_4^{2-} + 6\text{H}_2\text{O} =$ $= \text{NaFe}_3(\text{OH})_6[\text{SO}_4]_2 + 6\text{H}^+$	$2\text{pH} = -1,72 - \lg [\text{Fe}^{3+}]$	—

$= -897,4$ ккал, что соответствует не каолиниту, а галлуазиту. Видимо, из раствора, содержащего алюминий в виде иона, образуется каолинит, а при образовании гидрата окиси алюминия — галлуазит. Аналогичные расчеты сделаны и для других минералов (табл. 54). Они показывают, что действительно вулканические гидротермы, являющиеся дифференциатом магматических эманаций, проявляющихся на поверхности, имеют относительно постоянный состав, а характер их воздействия на вмещающие породы зависит, главным образом, от концентрации водородных ионов. Поэтому мы вправе в уравнения, приведенные в табл. 54, подставить вычисленные средние значения концентраций минералообразующих ионов для определения крайнего предела рН образования минералов в условиях проявления современных вулканических гидротерм. Если при этом полагать, что общая минерализация газо-гидротерм изменяется медленно во времени, полученные пределы рН современных минералов можно перенести на минералы, образованные в более раннее геологическое время.

Расчет возможных процессов минералообразования по данным для конкретных вулканов

Согласно химической термодинамике, величина изменения изобарного потенциала Z для определенной реакции будет равна:

$$\Delta Z = RT \ln \left[\frac{a_C^{1p} \cdot a_D^{1q} \dots}{a_A^{1m} \cdot a_B^{1n}} \right] - RT \ln \left[\frac{a_C^p \cdot a_D^q}{a_A^m \cdot a_B^n} \right]. \quad (36)$$

Первый член правой части этого уравнения включает неравновесные концентрации в начале реакции (a^1), а второй член — те же концентрации после достижения равновесия (ΔZ^0).

Вулкан Дзэндзур (см. табл. 52). Проба воды отобрана из водно-грязевого котла на фумарольном поле (Т. Ю. Маренина, 1957). Температура воды 90°C , $\text{pH} = 2,65$. Под воздействием гидротерм вмещающие породы превращаются в глины, в которых обнаружены прожилки опала, алунита и других минералов. Как видно из табл. 52, активные концентрации ионов в интервале температур $25-90^\circ\text{C}$ изменяются незначительно. При определении свободной энергии ошибка в расчете не должна превышать $0,04$ ккал; исключение составляет железо (около $0,1$ ккал). Для практических расчетов такой ошибкой можно пренебречь и считать активность величиной постоянной.

При расчете изобарного потенциала реакции величину теплоемкости не учитываем, считая, что в данном интервале температуры она изменяется незначительно.

1. Каолинит

По реакции 35 при $\text{SiO}_{2(\text{т})}$:

$$\Delta Z_{R_T} = \Delta Z_R^0 - \Delta S_R^0 (T - 298, 15). \quad \Delta Z_{R_T} = 12, 56 \text{ ккал}; K_{R_T} = 10^{-9,2}.$$

По данным терм вулкана, $K_{R_T} = 10^{-7,14}$; $\Delta Z_{R_T} = 11,87$ ккал; $\Delta Z = 3,30$ ккал. Образование каолинита невозможно.

Рассмотрим реакцию

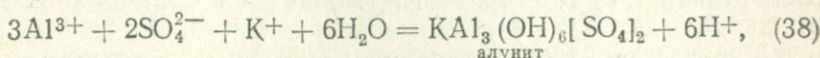


$$\Delta Z_{R_T} = -13,96 \text{ ккал}; K_{R_T} = 10^{10,56}.$$

Для вулкана: $K_{R_T} = 10^{-0,08}$; $\Delta Z_{R_T} = 0,13$ ккал. Образование каолинита возможно.

2. Алунит.

По реакции

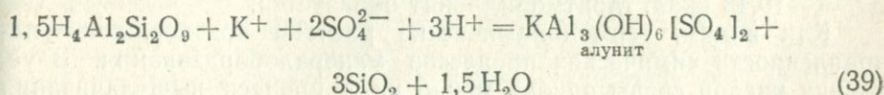


$$\Delta Z_{R_T} = -17,38 \text{ ккал}; K_{R_T} = 10^{10,46}.$$

Для вулкана: $K_{R_T} = -104,95$ $\Delta Z_{R_T} = -8,22$ ккал. $\Delta Z = -9,16$ ккал.

Образование алунита возможно.

По реакции



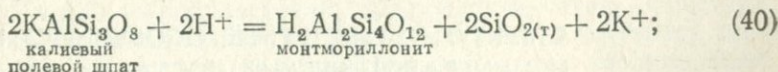
$$\Delta Z_{R_T} = -40,14 \text{ ккал}; K_{R_T} = 10^{15,66}.$$

Для вулкана: $K_{R_T} = 10^{15,66}$; $\Delta Z_{R_T} = -26,03$ ккал; $\Delta Z = -13,41$ ккал.

Образование алунита по каолиниту не исключено. Одновременно образуется опал.

3. Монтмориллонит (для стандартных условий).

По реакции



$$\Delta Z_R^0 = -15,10 \text{ ккал}; K_R = 10^{11,07}.$$

Для вулкана $K_R = 10^{-1,7}$; $\Delta Z_R = 2,32$ ккал; $\Delta Z = -17,42$ ккал. Образование монтмориллонита возможно.

Вулкан Менделеева. Пробы термальных вод отобраны летом 1970 г. на нижнем сольфатарном поле в водно-грязевом котле в ассоциации с опалом, каолинитом, ярозитом. Температура терм 90°C , $\text{pH} = 2,16$.

1. Каолинит

Реакция (35) при $\text{SiO}_{2(\text{т})}$:

$$\Delta Z_{R_T} = 15,17 \text{ ккал}; K_{R_T} = 10^{-9,13}.$$

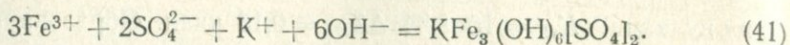
Для вулкана: $a_{\text{Al}^{3+}} = 10^{-3,19}$; $K_{R_T} = 10^{-6,58}$ ккал; $\Delta Z_{R_T} = 10,93$ ккал; $\Delta Z = 4,24$ ккал. Образование каолинита невозможно.

По реакции (37) $\Delta Z_{R_T} = -13,96$ ккал; $K_{R_T} = 10^{8,40}$.

Для вулкана: $a_{\text{K}^+} = 10^{-4,35}$; $K_{R_T} = 10^{-4,38}$; $\Delta Z_R = -7,30$ ккал; $\Delta Z = -21,26$. Идет процесс образования каолинита.

22. Ярозит (для стандартных условий).

По реакции



$$\Delta Z_R^0 = -131,39 \text{ ккал}; K_R = 10^{96,33}.$$

Для вулкана: $a_{\text{Fe}^{3+}} = 10^{-3,95}$; $a_{\text{K}^+} = 10^{-4,35}$; $a_{\text{SO}_4^{2-}} = 10^{-2,26}$;

$K_R = 10^{91,76}$; $\Delta Z_R^0 = -125,16$ ккал; $\Delta Z = -6,23$ ккал. Если учесть температуру, реакция почти равновесна. При стандартных условиях идет процесс образования ярозита.

Аналогичный расчет сделан для монтмориллонита по калле-вому полевому шпату (реакция 40) $\Delta Z_R^0 = 5,97$; $K_R = 10^{-4,38}$ $\Delta Z = -19,48$ ккал. Монтмориллонит образуется.

Как видим, термодинамические расчеты подтверждают направленность химических процессов минералообразования. В условиях кислой среды одновременно идут процесс выщелачивания пород и процесс образования новых минералов. При этом стадийность процесса полностью отвечает природной зональности в измененных породах: неизменная порода — монтмориллонит-каолинит-алунит-опал.

ГЛАВА 17

СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Структура и текстура

Измененные породы в связи с экстрезивными куполами относятся к гидротермально-метасоматическим породам типа вторичных кварцитов. Описанию минералогии, структуре и текстуре таких пород по отдельным районам посвящены многие исследования и, в частности, по Камчатке обобщающая работа Г. М. Власова и др. (1971). Поэтому рассмотрим типичные структуры и текстуры пород и минералогический состав, наиболее часто встречающиеся в измененных породах в связи с экстрезиями.

Во многих случаях измененные породы имеют четко выражен-

ную кластическую текстуру. Аналогичная текстура отмечается и под микроскопом. В то же время, просмотр шлифов показывает, что порода часто сохраняет первичную структуру лав с общей порфировой структурой основной массы. Хорошо сохраняются кристаллографические очертания первичных минералов (плагноклаз, пироксен, роговая обманка и др.) вкрапленников и микролитов даже в типичных кварцитах, состоящих почти на 100% из SiO_2 . У отдельных минералов сохраняются следы трещин спайности и двойникования. Плагноклазы и стекло замещаются алуни-том; глинистые минералы группы каолинита замещают темноцветные минералы и частично плагноклаз и стекло. Сохраняется и флюидальная текстура с хорошей ориентировкой минералов и следов течения во всех кажущихся обломках породы. Частично минералы цемента в виде жилок рассекают даже порфировые вкрапленники. Реликтовые минералы в таких породах обтекают поры и пустоты, заполненные минералами новообразований: алу-нитом, каолинитом, гипсом и сульфидами. Таким образом, порода под микроскопом имеет скорее не кластическую, а псевдокластическую структуру, а минералы новообразований в ней являются не цементом, а импрегнационно-метасоматическими образованиями. Эффузивная брекчия может цементироваться алуни-том, гипсом, опалом и другими минералами. В самих же обломках почти всегда отмечается псевдокластическая текстура. В измененных породах, расположенных на участках вторичных тектонических подвижек, наблюдается чисто кластическая текстура с цементом из минералов новообразований, часто из одного кварца.

Измененные породы характеризуются многообразием и неоднородностью структурно-текстурных форм. Среди них наиболее распространены следующие структуры и текстуры: структура замещения, жильная текстура, волокнистая (ориентированно-волокнистая, сноповидно-волокнистая, войлочная), панидиоморфно-зернистая структура, зернистая (микрозернистая и микрокристаллическая), микролепидобластовая, микропластинчатая, текстура пересечения, сферолитовая структура, землистая (пелитовая) текстура. Последняя наиболее распространена в зоне каолинизации и монтмориллонитизации.

Структура замещения характерна для алунизированных пород и часто является преобладающей. Алунит пропитывает кремневый скелет выщелоченных эффузивов, выполняет пустоты и поры (отдельные участки в этом случае напоминают структуру заполнения).

Жильная текстура характерна для алунита, ангидрита, гипса. Частично по жилкам развиваются минералы группы кварца и каолинита. Жильная текстура может встречаться в различных минеральных зонах.

Волокнистая структура развита на участках со вторичными минералами при замещении ангидрита гипсом (вулканы Зимина и Кихпиныч), в прожилках с халцедоном (и его разновид-

ностями), на участках развития цеолитов (вулкан Зимина). При этом могут проявляться одновременно все разновидности волокнистых структур.

Панидиоморфная структура отмечается в порах и пустотах, иногда выполненных кристаллами алунита правильного кристаллографического очертания в виде ромбоздров и других форм.

Зернистая структура в общем характерна почти для всех минералов, выполняющих жилки, пустоты, трещины, кроме ангидрита и развивающегося по нему гипса. Первичный гипс имеет четко выраженную зернистую структуру.

Лепидобластовая структура проявляется на участках скопления ангидрита (в виде микропластинчатой и микрочешуйчатой) и характерна для ассоциации ангидрита с гипсом.

Текстура пересечения развита незначительно и тесно связана с жильной текстурой. Обычно жилки и пустоты, выполненные алунитом и ангидритом (иногда гипсом), пересекаются жилками алунита и гипса, а иногда и того и другого вместе. В этом случае алунит в них развит в зальбандовой части, а гипс в центре. На участках, где преобладают кварц-каолинитовые породы с опалом, жилки опала, а иногда и каолинита, пересекаются жилками халцедона и его волокнистыми разновидностями (люссатитом, лютцитом и др.).

Сферолитовая структура иногда обязана халцедону, развивающемуся среди мелкозернистой массы кварца и опала.

Землистая текстура так же распространена, как и структура замещения. Наиболее развита на участках, где преобладают аргиллизированные породы, а также тонкодисперсный опал в ассоциации с глинистыми минералами.

На участках скопления сульфидных руд или самородной серы отмечается массивная, а часто и полосчатая структура.

Минералы измененных пород

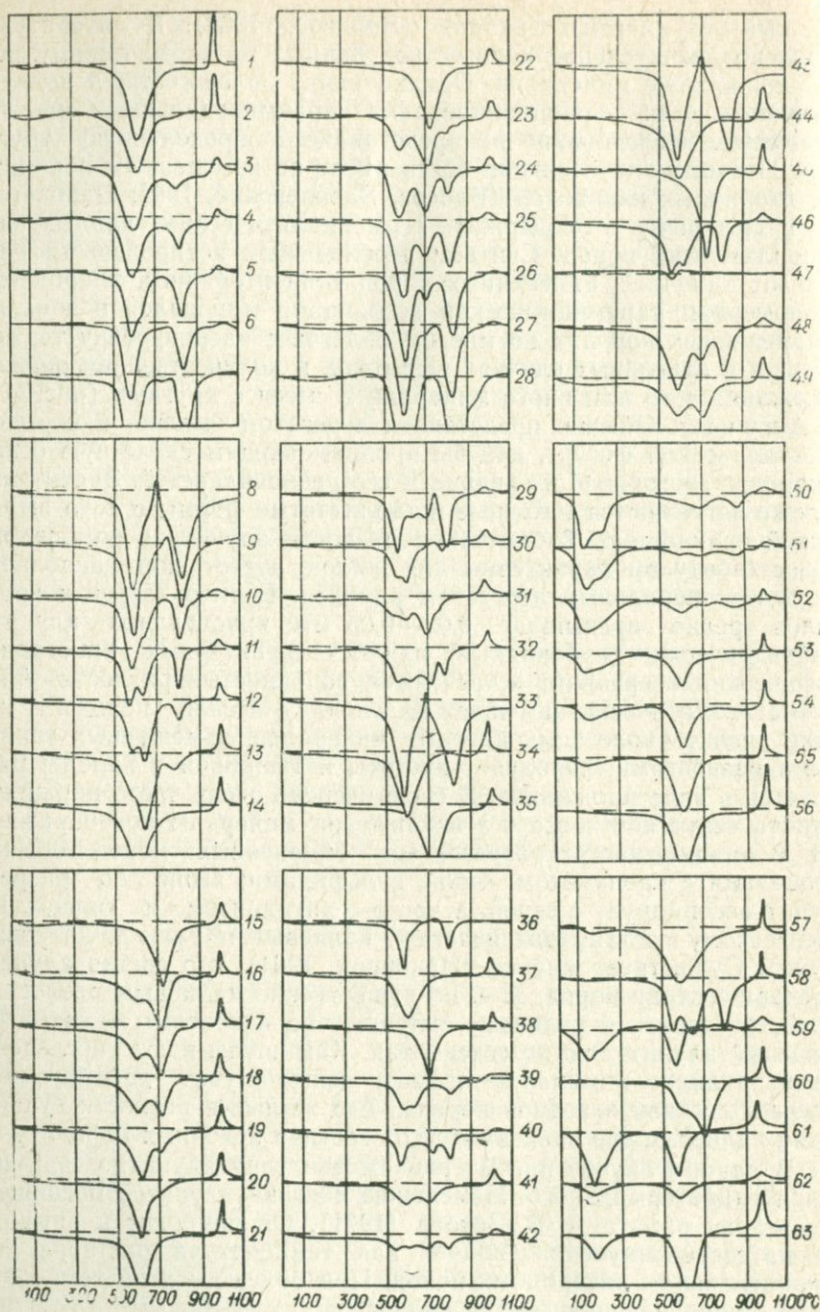
При всем минеральном многообразии проявления газо-гидротермальных процессов стабильных минералов очень немного. К ним относятся сера, кварц и его разновидности (опал и халцедон), минералы группы каолинита (каолинит, диксит и редко накрит), монтмориллонита (монтмориллонит и сапонит), сульфаты (алунит и реже ярозит), гипс и иногда ангидрит, очень редко барит, ассоциирующий с сульфидами, сульфиды (пирит, марказит и его разновидность мельниковит), окислы (гематит). Иногда встречаются цеолиты, турмалин, зунит и др.

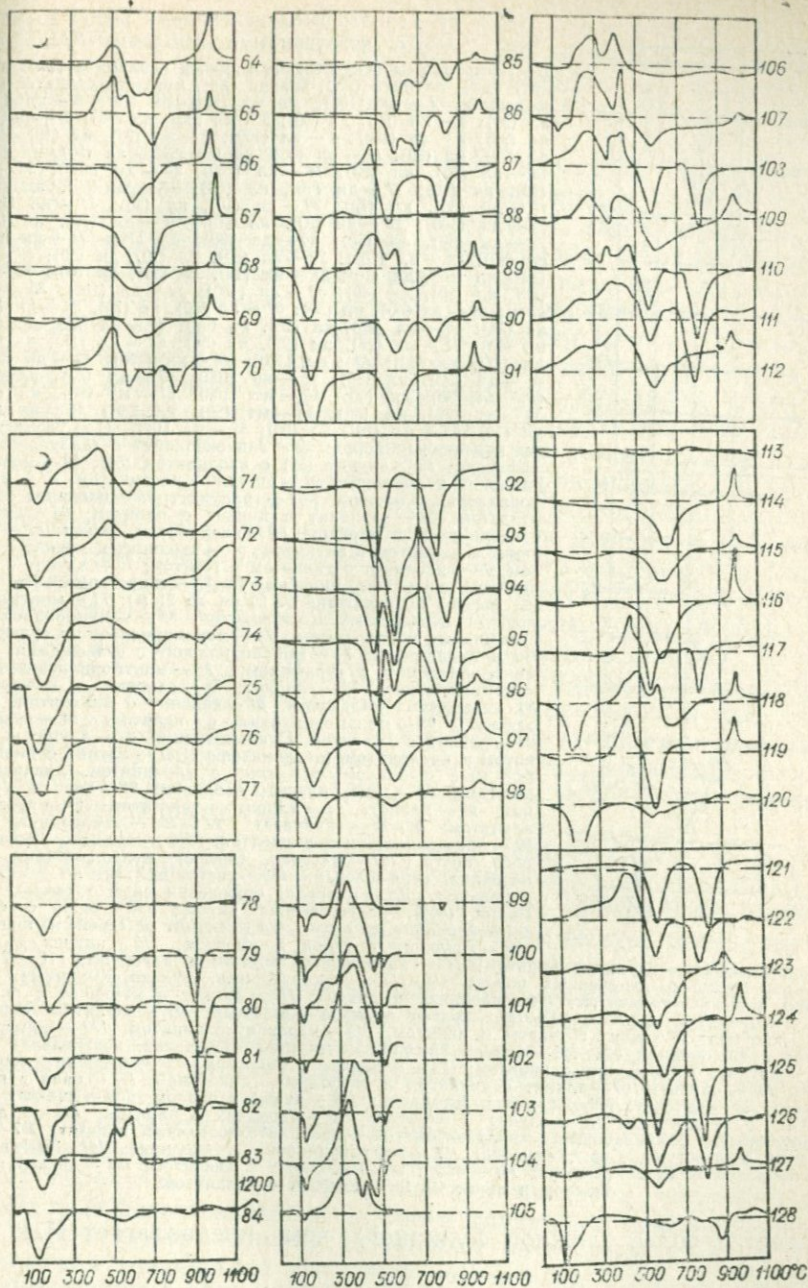
Диагностика минералов гидротермально-метасоматически измененных пород часто вызывает определенные трудности из-за их мелкокристаллической и скрытокристаллической формы выделения. Поэтому для диагностики пород большое значение имеет комплексный метод их изучения. Как показал многолетний опыт, одним из эффективных методов диагностики является дифферен-

циальный термический анализ (Борисов, 1968). В литературе накоплено значительное количество данных по термическому исследованию этих минералов. Однако ввиду сложности, а подчас и невозможности фракционирования полиминеральных смесей, термическое исследование их представляет определенную трудность. Поэтому значительная часть работ по измененным породам типа вторичных кварцитов (Власов, Василевский, 1964; Наковник, 1964 и др.) почти не содержит термоаналитических данных по минералам этих пород. Считаю необходимым воспроизвести ряд анализов типичных измененных пород типа вторичных кварцитов. Закономерная парагенетическая ассоциация минералов в зонально измененных породах во многом облегчает расшифровку термограмм, а в отдельных случаях возможна и количественная оценка содержания того или иного минерала в смеси с другими (рис. 21).

Алуни т. Обычно представлен агрегатом мелко- и скрытокристаллической формы, как бы пропитывающим скелетную основу породы, состоящую из кварца и его разновидностей. Значительно реже встречаются натечные и таблитчатые формы с ясно выраженной спайностью. Таблитчатые разности алунита с ромбоэдрическим габитусом характерны для жил, пустот, пор, заполненных мономинеральным агрегатом алунита. Размер зерен и кристаллов редко превышает 0,02—0,05 мм; кристаллики алунита ромбоэдрические (кубовидные) или без характерных кристаллографических очертаний; встречаются волокнистые разности. Алуни т метасоматически замещает плагиоклаз, стекло породы и нередко развит около темноцветных минералов, замещенных глинистыми разностями; заполняет пустоты и трещинки в породе; развивается в виде прожилков. В свою очередь очень часто прожилки алунита секут почти все без исключения минералы новообразования. В нижних частях разрезов зон измененных пород обычна ассоциация с каолинитом, серой, сульфидами; выше по разрезу алуни т ассоциирует с серой, а часто с ангидритом и гипсом. По химическому составу различается калиевый и калиево-натровый алуни т. Существует мнение (Наковник, 1964), что состав алунита отвечает составу пород, т. е. по существенно калиевым разностям пород, развивается калиевый алуни т, по натриевым — натриево-калиевый алуни т. Это не совсем так. Как показывают исследования на вулкане Зимина, метасоматический алуни т действительно отвечает составу исходной породы. Его жильные разности существенно калиевые вне зависимости от состава исходных пород.

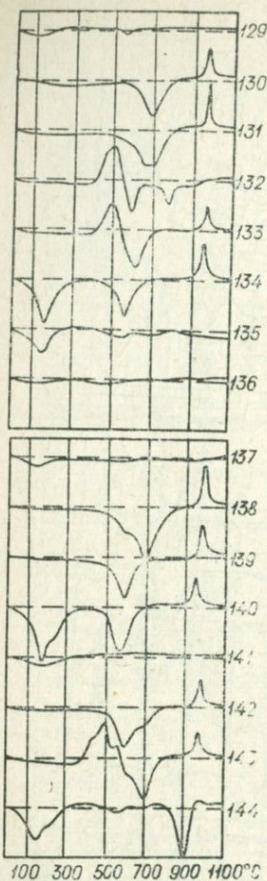
В данном случае рассматриваем два типа алунита — замещения и гидротермального. Изменению состава алуни тов посвящена интересная работа А. В. Зотова (1971). Он приходит к выводу, что на состав алуни тов влияет как температура раствора, так и концентрация водородных ионов. При более высокой температуре обменная реакция между калиевым и натровым алуни тами сдвигается в сторону образования первого. А более высокая концентрация ионов водорода должна способствовать образованию натрового алунита. Таким образом, зависимость состава алунита





Продолжение рис. 21.

Рис. 21. Термограммы измененных пород в связи с экзрузивными куполами.



1 — термограммы искусственных смесей каолинита (кл), диоксидов (дк), алунита (ал), кварца (кв), монтмориллонита (мт), в вес. %: 1 — кл (100); 2 — кл (90), ал (10); 3 — кл (70), ал (30); 4 — кл (50), ал (50); 5 — кл (30), ал (70); 6 — кл (10), ал (90); 7 — ал (100); 8 — ал (100); 9 — ал (90), кл (10); 10 — ал (70), кл (30); 11 — ал (50), кл (50); 12 — ал (30), кл (70); 13 — ал (10), кл (90); 14 — кл (100); 15 — ал (30), кл (70); 16 — ал (90), кл (10); 17 — ал (70), кл (30); 18 — ал (50), кл (50); 19 — ал (30), кл (70); 20 — ал (10), кл (90); 21 — кл (100); 22 — ал (100); 23 — ал (90), ал (10); 24 — ал (70), ал (30); 25 — ал (50), ал (50); 26 — ал (30), ал (70); 27 — ал (10), ал (90); 28 — ал (100); 29 — ал (60), кл (10), ал (30); 30 — ал (30), кл (60), ал (10); 31 — ал (10), кл (30), ал (60); 32 — ал (100); 33 — ал (50), кв (50); 34 — кл (100); 35 — ал (50), кв (50); 36 — ал (25), кл (25), кв (50); 37 — ал (25), кв (50); 38 — ал (25), кв (50); 39 — ал (25), кв (50); 40 — ал (25), кв (50); 41 — ал (25), кв (50); 42 — ал (17), кл (17); 43 — ал (50), кв (50); 44 — ал (100); 45 — ал (50), кв (50); 46 — ал (50), кв (50); 47 — ал (100); 48 — ал (50), кв (50); 49 — ал (50), кв (50); 50 — ал (100); 51 — ал (90), кв (10); 52 — ал (70), кв (30); 53 — ал (50), кв (50); 54 — ал (30), кв (70); 55 — ал (10), кв (90); 56 — ал (100). II — Термограммы измененных пород: 57 — гидрокаолинит с галлуазитовым эффектом; 58 — алунит (50) с каолинитом (50); 59 — монтмориллонит и каолинит; 60 — диоксид с каолинитом; 61 — монтмориллонит и каолинит; 62 — галлуазит; 63 — каолинит с галлуазитом; 64 — каолинит и диоксид с пиритом; 65 — диоксид с каолинитом и пиритом; 66 — каолинит и диоксид; 67 — каолинит с диоксидом и алунитом; 68 — каолинит и диоксид с опалом; 69 — каолинит с диоксидом и гетитом; 70 — алунит с каолинитом, диоксидом, пиритом; 71—77 — гидротермальные глины (разрез по скважине от 25 см до 21 м): 71 — монтмориллонит с сульфидом и каолинитом; 72 — монтмориллонит с сульфидом и каолинитом; 73 — монтмориллонит с сульфидом и каолинитом; 74 — монтмориллонит с сульфидом; 75 — монтмориллонит с сульфидом; 76 — монтмориллонит; 77 — монтмориллонит; 78 — сапонит; 79 — сапонит с кальцитом; 80 — сапонит с кальцитом; 81 — сапонит с кальцитом; 82 — сапонит; 83 — монтмориллонит с пиритом; 84 — сапонит; 85 — алунит с диоксидом (агальматолит); 86 — алунит с диоксидом и каолинитом (агальматолит); 87 — алунит с пиритом; 88 — гипс с опалом; 89 — гипс с каолинитом, диоксидом и пиритом; 90 — гипс, алунит, каолинит; 91 — гипс и каолинит; 92 — алунит; 93 — алунит с ярозитом; 94 — алунит с ярозитом; 95 — ярозит с алунитом; 96—98 — галлуазит; 99—105 — самородная сера: 99 — прозрачная, медово-желтая, 100 — матовая, канареечного цвета, 101 — матовая, светлая желто-зеленая, 102 — матовая, серо-зеленая, 103 — светло-желтая, 104 — матовая, оранжевая, 105 — матовая, оранжевая сера с окисью алюминия (50%, искусственная смесь); 106 — опал с серой; 107 — каолинит с серой; 108 — алунит с серой и пиритом; 109 — каолинит с серой и пиритом; 110 — алунит с серой и пиритом; 111 — алунит с пиритом; 112 — каолинит с пиритом и алунитом. III — Термограммы зонально измененных пород: 113—116 — сопка Желтая, вулкан Кихпинич; 113 — кварц и опал с гематитом; 114 — каолинит и диоксид; 115 — диоксид и каолинит с опалом; 116 — каолинит с опалом; 117—120 — кратер вулкана Кихпинич: 117 — алунит с пиритом; 118 — каолинит и диоксид с гипсом и пиритом; 119 — каолинит с пиритом; 120 — монтмориллонит с каолинитом; 121—128 — вулкан Зимняя, Центральная Камчатка, центральная зона: 121 — алунит; 122 — алунит с пиритом; 123 — каолинит с диоксидом; 124 — каолинит, северная зона; 125 — алунит; 126 — алунит с диоксидом и свободным глиноземом; 127 — опал с каолинитом; 128 — сапонит; 129—136 — Сев. Камчатка: 129 — кварц с опалом; 130 — диоксид; 131 — диоксид с каолинитом; 132 — алунит с пиритом; 133 — каолинит с пиритом; 134 — галлуазит с каолинитом; 135 — сапонит с галлуазитом; 136 — пропилитизированный андезит; 137—140 — вулкан Малютотун, Сев. Камчатка: 137 — монтмориллонит и каолинит; 141—144 — вулкан Агломератовый, Сев. Камчатка: 141 — опал; 142 — каолинит с диоксидом; 143 — диоксид с каолинитом и пиритом; 144 — сапонит с кальцитом.

является более сложной функцией, чем предполагает Н. И. Наковник.

Ангидрит. Обычно развивается совместно с алунитом и гипсом. С алунитом заполняет пустоты, поры, жилки, трещины в породе. Определённой ориентировки в прожилках не отмечается, хотя в отдельных случаях флюидальная текстура проявляется

в основной зернистой массе алуни́та. Для ангидрита характерны две генерации: первичный ангидрит и ангидрит, как продукт дегидратации гипса. Самостоятельных минеральных скоплений не образует.

Гипс. В отличие от алуни́та гипс выполняет трещинки отдельностей, развивающихся в уже измененных породах, реже пустоты, и только в зоне «гипсовой шляпы» (верх разреза) он служит цементом пирокластического материала, а иногда образует мощные многометровые отложения, состоящие почти из чистого гипса (вулкан Зимина). Жилы гипса мощностью до 15—25 см прослежены на вулкане Кихпинич на десятки метров. Они секут как измененные, так и исходные породы вулкана. Отмечаются две разновидности гипса: а) в виде прозрачных пластинок (селенит) или кристаллов по трещинам, которые расположены перпендикулярно стенкам; б) в виде мелкозернистого белого агрегата — алебастр; он составляет основу цемента пород «гипсовой шляпы». Гипс отмечается особенной чистотой (даже в содержании элементов-примесей). Его химический состав почти полностью отвечает формуле двуводного сульфата кальция. Часто отмечается ассоциация гипса с самородной серой. Они отлагаются совместно по трещинам отдельностей пород, заполняют пустоты, а иногда образуют натечные формы. Как показывают исследования в шлифах, генетически гипс более поздний, чем алуни́т и ангидрит; в нижних частях разреза он отмечен только в жилах пересечения и как продукт гидратации ангидрита. Формы выделения первичного гипса разнообразны: кристаллы, пластинки, чешуйки, иголки, волокнистые разновидности. Жилы, прожилки и «гипсовые шляпы» сложены первичными гипсами.

Группа каолинита. Каолинит распространен в форме хорошо выраженных кристаллических индивидов и тонкодисперсных скоплений в ассоциации почти со всеми минералами. Наиболее характерны кристаллы в виде базальных чешуек и пластинок. Иногда отмечаются червеобразные изогнутые агрегаты (вермикулы). Встречается с алуни́том в виде прожилков и как вторичный материал по алуни́ту. На участках, где каолинит преобладает, он отмечается в виде тонкодисперсных агрегатов с опалом и кварцем. И лишь в редких случаях развивается в виде пластинок и чешуек по трещинам и пустотам. Часто с каолинитом встречается диксит. Иногда он образует мономинеральные зоны небольшой мощности непосредственно около контакта купола с вмещающими породами. Может выполнять жилки мощностью до нескольких сантиметров. Накрит был встречен только в одном случае — в осыпи измененных пород около купола. Возможно он встречается чаще, но термическая диагностика его почти невозможна, если в породе заведомо присутствует диксит.

Среди каолинитов, по их термическим характеристикам, можно различить относительно высокотемпературные разности, встречающиеся на контакте купола совместно с дикситом. Более периферические зоны сложены низкотемпературным каолинитом,

который по структуре аналогичен вторичному каолиниту, развивающемуся по минералам измененных пород. Этот каолинит отличается большой водонасыщенностью, что отражается и на его термической характеристике (см. рис. 21, № 57, 66, 90, 91).

Группа монтмориллонита. Особый интерес в этой группе представляет сапонит (Борисова, 1971). Широкое развитие сапонита среди измененных пород типа вторичных кварцитов отмечается для Камчатки впервые. Сапонитизации подвержены, в основном, лавы экструзий и вмещающих пород андезито-базальтового и андезитового состава, в то время как более кислые лавы замещаются монтмориллонитом. В чистом виде (в миндалинах и порах) сапонит представляет собой светло-зеленый, изредка белесоватый волокнистый минерал. Обычно он встречается совместно с кальцитом, магнетитом и образует с ними грязно-бурые агрегаты, развивающиеся по темноцветным минералам. По оливину и гиперстену образуется магнетит-сапонитовый агрегат; кальцит присутствует редко. Авгит и диопсид замещается магнетит-сапонит-кальцитовым агрегатом; при этом кальцит замещает центральные части минерала, сапонит образует промежуточный слой, и магнетит — внешнюю оторочку. Не редки случаи, когда сапонит является основным (до 30—40%) минералом в цементе пирокластики (вулкан Агломератовый, Северная Камчатка).

Монтмориллонит, обычно сложного состава, развивается на периферии активных участков гидротермально измененных полей, где является основным минералом.

Группа кварца. Наиболее распространены в породах кварц и опал. Они образуют скелетную основу всех гидротермально-метасоматически измененных пород и совместно с алунитом, серой, а иногда и каолинитом, заполняют трещинки и пустоты. В зоне окварцевания кварц и опал часто составляют почти 100% (весовых) от породы. В пустотах нередко образуются микродрозы кварца из шестоватых кристаллов. На участках с метасоматическим алунитом преобладают безводные и маловодные разновидности кремнезема; совместно с каолинитом и цеолинитами отмечаются волокнистые разновидности кварца. Характерную мостовую структуру образует кварц на участках вторичного окварцевания. В остальных случаях микрозернистый кварц вписывается в структуру породы вместе с алунитом и каолинитом. В зоне окварцевания вместе с кварцем отмечаются сферолиты халцедона, но они распространены не очень широко; более обычны волокнистые разновидности.

Опал представлен разновидностями, загрязненными глинистыми минералами и гидроокисью железа. Часто опал вместе с серой пропитывает кремнистый скелет выщелоченной породы, заполняет пустоты и породы. На участках кварц-алунитовых пород в прожилках почти не встречается. В зоне каолинизации является типичным жильным минералом. Он густой сеткой пронизывает измененные породы, выделяясь в отдельных случаях в виде скоплений чистого молочно-голубого опала.

Ярозит. В осадках современных гидротерм ярозит — нередкий минерал. Среди измененных пород отмечается в виде прожилков или отдельных стяжений, заполняющих пустоты в микрокварцевых, реже алунит-кварцевых породах. Значительных скоплений не образует. Цвет желто-зеленый, грязно-бурый, красно-бурый и даже красный, в основном за счет продуктов своего разрушения — гидроокислов железа, а иногда гематита. Встречен нами в районе Малетойваям (Северная Камчатка), на вулкане Зимина и на о. Кунашир.

Сера. Довольно широко распространена среди других минералов гидротермально измененных пород. Сера заполняет в них трещины, крупные полости и мелкие пустоты. Часто выделяется совместно с сульфидами, каолинитом, алунитом и образует зоны монокварцевых пород с серой. В отдельных случаях содержание серы достигает 70% от веса измененной породы. Обычное содержание — от нескольких процентов до первых десятков. Непосредственно среди пород экструзивных куполов и вблизи их содержание серы незначительное, она как бы отгоняется к периферии к зонам с резко выраженным проявлением сольфатарных процессов. И здесь, метасоматически замещая пирокластические отложения, часто образует промышленные залежи. Не останавливаясь подробно на минералогии серы и ее структурно-текстурных взаимоотношениях с другими минералами, потому что они обстоятельно изложены в большой работе по вулканическим серным месторождениям мира (Власов, и др., 1971).

Сульфиды. Марказит и пирит являются почти единственными представителями сульфидной минерализации в измененных породах. Очень редко отмечается киноварь (вулкан Менделеева). Сульфиды тесно ассоциируют с каолинитом, алунитом, встречаются даже вместе с гипсом и серой. Они пропитывают породу, отлагаясь часто по трещинкам в виде оторочек; иногда образуют скопления в алунитовых прожилках, располагаясь в зальбандовой части. Встречаются кристаллы с ясно выраженным кубическим габитусом и штриховкой на гранях. Однако в большинстве случаев преобладают землистые или мелкокристаллические разновидности марказита.

В измененных породах распространены весьма неравномерно; рядом расположенные участки могут содержать от 1—2% до 15—20% сульфидов. Обычно максимальное количество сульфидов отмечается на границе смены зон измененных пород — каолинитовой и алунитовой. Ниже и выше этих зон сульфиды встречаются значительно реже.

По структуре и ассоциации с другими минералами возможно разделение сульфидов на несколько групп (генераций): а) сульфиды-вкрапленники равномерно рассеяны как в измененных, так и в исходных породах, слабо или почти незатронутых процессами изменения (останцы, лавовые потоки и др. среди измененных пород); б) сульфиды, заполняющие трещины, поры, пустоты в измененных породах совместно с алунитом, гипсом и каолинитом, реже с квар-

цем или опалом; в) сульфиды, ассоциирующие с алунитом, ангидритом и гипсом во вторичных секущих прожилках и даже гипсовых жилах; отмечаются в виде неравномерной редкой вкрапленности и реже в зальбандовой части трещин. Весьма характерно концентрическое заполнение пор и пустот алунитом и сульфидами. Первое зальбандовое кольцо образует алунит, затем следует кольцо из кристаллов и микрокристаллов сульфидов. Центральная часть заполнена чистым алунитом без сульфидов.

Такие минералы как турмалин, зунит редко встречаются в измененных породах в связи с экструзивными куполами. Нами отмечен единственный случай (вулкан Зимина) нахождения турмалина в приконтактной части купола. Видимо эти минералы являются более глубинными и высокотемпературными образованиями и в поверхностной обстановке проявляются редко.

Химический состав измененных пород и парагенетические ассоциации минералов

Для характеристики химического состава измененных пород отобраны анализы с куполов вулкана Зимина и из района вулканов Малетотун и Агломератовый (табл. 55, 56). В табл. 55 приведены полные анализы. В табл. 56 из анализов исключены небольшие примеси окислов железа, кальция, магния и титана и результаты пересчитаны на 100%. В этих же таблицах даны объемные формулы измененных пород и исходных (базальт, андезит). Все пересчеты выполнены по методике, изложенной в работе Ю. В. Казицына, В. А. Рудника (1968). Сопоставление данных по балансу вещества показывает, что во всех группах измененных пород, кроме монокварцевых, происходит вынос кремнекислоты, относительное перераспределение алюминия и обогащение им пород с алунитом и каолинитом. Все другие компоненты интенсивно выщелачиваются. Привносятся из гидротерм главным образом сера и вода. Интересное перераспределение отмечается в щелоках. Породы, содержащие алунит, в отдельных случаях накапливают натрий, а иногда калий; общее их содержание уменьшается, а среднее отношение калия и натрия становится равным 1. В исходных породах (андезитах) отношение около 0,5. Таким образом, натрий оказывается более подвижным компонентом, чем калий. В алунитах почти всегда отмечается повышенная по сравнению с исходной породой концентрации калия.

Содержание титана в измененных породах меняется очень неравномерно: от исходных количеств до полного выщелачивания. Одно время титан считается весьма инертным компонентом, а некоторые авторы отмечали, что титан накапливается в измененных породах. В ряде работ последних лет (Мигдисов, 1960; Борисова, 1966₂ и др.) приводятся данные, которые показывают, что поведение титана тесным образом связано с поведением алюминия. При метасоматических процессах в условиях слабощелочной среды

Химический состав (вес. %) гидротермально-метасоматически измененных пород (вулкан Зимина)

Окислы	Образцы							
	базальт	андезит	33/6	27а	33/3	27б	22	330 _{В-2}
	1	2	3	4	5			
SiO ₂	50,36	56,40	31,36	36,06	59,60	13,38	40,13	71,03
TiO ₂	0,96	0,35	0,49	0,03	0,36	0,10	0,35	0,81
Al ₂ O ₃	18,69	18,00	21,66	29,14	15,75	32,86	19,93	15,93
Fe ₂ O ₃	4,34	6,29	3,46	0,29	0,78	0,57	0,40	1,85
FeO	5,57	0,42	1,68	0,26	0,27	0,29	0,42	0,31
MnO	0,16	0,01			—	—	—	
MgO	5,90	5,36	0,33	0,21	0,25	0,19	0,25	0,44
CaO	9,80	7,74	0,65	0,30	0,78	0,36	1,38	1,20
Na ₂ O	2,61	3,23	1,17	2,32	0,78	2,82	1,02	1,30
K ₂ O	0,85	1,44	3,64	1,72	1,20	4,59	3,65	2,08
H ₂ O—						0,38	1,08	
H ₂ O+	0,76	0,76	8,48	11,35	8,40			4,48
						14,14	9,04	
SO ₃			22,84	18,17	10,40	30,32	20,87	0,56
S _{пир.}			1,50	—	0,24		1,47	
S ₀			2,74	0,15	1,19			
С у м м а	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Плотность	2,6	2,69	2,7	2,56	2,44	2,69		

Формула породы: 1. $\text{Si}_{131}\text{Ti}_2\text{Al}_{57}\text{Fe}_{8,5}^{3+}\text{Fe}_{12}^{2+}\text{Mn}_1\text{Mg}_{23}\text{Ca}_{27}\text{Na}_{14}\text{K}_3\text{O}_{466}$;2. $\text{Si}_{152}\text{Ti}_1\text{Al}_{57,2}\text{Fe}_{13}^{3+}\text{Fe}_1^{2+}\text{Mg}_{21}\text{Ca}_{22}\text{Na}_{17}\text{K}_7\text{H}_{14}\text{O}_{462}$;3. $\text{Si}_{85}\text{Ti}_1\text{Al}_{69}\text{Fe}_7^{3+}\text{Fe}_4^{2+}\text{Mg}_1\text{Ca}_2\text{Na}_6\text{K}_{12}\text{H}_{194}\text{S}_{35}^{6+}\text{S}_2^{2-}\text{O}_{518}$;4. $\text{Si}_{92}\text{Ti}_{0,1}\text{Al}_{88}\text{Fe}_{0,5}^{3+}\text{Fe}_{0,5}^{2+}\text{Mg}_1\text{Ca}_1\text{Na}_{12}\text{K}_6\text{H}_{194}\text{S}_{35}^{6+}\text{S}_2^{2-}\text{O}_{531}$;5. $\text{Si}_{146}\text{Ti}_{0,5}\text{Al}_{45}\text{Fe}_{1,5}^{3+}\text{Fe}_{0,5}^{2+}\text{Mg}_1\text{Ca}_2\text{Na}_5\text{K}_4\text{H}_{137}\text{S}_{19}^{6+}\text{S}_1^{2-}\text{O}_{496}$;

процессы выщелачивания проявляются слабо. При этом происходит лишь минералогическая перегруппировка алюминия и титана. Алюминий связывается в сернокислую соль — алунит, а титан образует устойчивые окисные минералы типа лейкоксена, титаномагнетита или ильменита. В условиях очень кислой среды при наличии таких сильных кислот, как галогенные, и малом содержании серной кислоты практически образование алунита невозможно. Алюминий совместно с титаном выщелачивается из алюмосиликатов, но пути дальнейшей миграции определяются их геохимиче-

Химический состав (вес. %) гидротермально-метасоматически измененных пород
(район Малетойвая, Северная Камчатка)

Окислы	№ образца							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	100,0	33,5	32,10	15,39	23,48	39,85	48,07	66,70
Al ₂ O ₃			16,43	26,40	35,70	37,77	38,63	28,30
K ₂ O			2,53	3,43	2,43	0,60		
Na ₂ O			1,61	2,18	1,54	0,38		
SO ₃			17,17	23,29	16,46	4,10		
S ⁰		66,5	24,30	19,91	7,70	3,90		
H ₂ O ⁺			5,86	9,40	12,69	13,40	13,30	5,0
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Объемные формулы пород:

1. Si₂₆₆ O₅₃₂
2. Si₇₄ S₂₇₅⁰ O₁₄₈
3. Si₇₉ Al₄₈ K₈ Na_{7,7} [SO₃]₁₂₈ S₁₁₃⁰ H₉₇ O₂₉₇
4. Si₃₉ Al₇₈ K₁₁ Na_{10,6} [SO₃]₁₇₆ S₉₄⁰ H₁₅₈ O₂₈₅
5. Si₅₉ Al₁₀₆ K_{7,8} Na_{7,5} [SO₃]₁₂₅ S₃₆⁰ H₂₁₄ O₃₉₃
6. Si₁₀₃ Al₁₁₆ K₂ Na₂ [SO₃]₁₃₂ S₂₉⁰ H₂₃₂ O₄₉₈
7. Si₁₂₃ Al₁₁₆ H₂₂₃ O₅₃₄
8. Si₁₃₄ Al₆₇ H₆₇ O₄₀₁

скими особенностями. Титан, как наиболее инертный компонент, осаждается значительно раньше алюминия, поэтому происходит обогащение титаном периферических участков измененных пород. В основном он адсорбируется и осаждается в зоне аргиллизации, где его концентрация в 2—3 раза превышает содержание в исходной породе. Отсюда становится понятным, почему гидротермальные породы с алунитом в зоне интенсивного кислотного выщелачивания почти не содержат титан. Особенно это относится к жильному алуниту и алуниту пор заполнения.

Парагенетические группы минералов измененных пород очень просты по своему составу и ограничены в наборе минералов. Наиболее распространен кварц, а их группировки отвечают своеобразной зональности метасоматитов, которая зависит прежде всего от состава гидротерм и в меньшей степени от состава исходных пород; в каждой из групп доминирующим является один или два минерала; между группами наблюдается относительно постепенный переход.

Для гидротерм, связанных с экстрезивными куполами различного состава, наблюдается два основных ряда ассоциаций минералов: экстрезивные куполы кислого состава — кварц, кварц-каолинит (диксит), каолинит-монтмориллонит; экстрезивные купо-

ды среднего состава — кварц (опал) — алунит, алунит-каолинит, каолинит-сапонит (монтмориллонит).

Эти парагенетические группировки могут усложняться в зависимости от состава гидротерм. В первом случае, при уменьшении в газо-гидротермах галоидных газов и увеличении содержания сернистых газов возможен следующий ряд: кварц—сера; кварц—алунит — сера; алунит—каолинит—сера; каолинит—сера; каолинит—монтмориллонит. В редких случаях в группе каолинит—сера и каолинит—монтмориллонит может появиться пирит, а в группе кварц—гематит. Во втором случае, при увеличении содержания в газе сероводорода: кварц—сера; алунит—сера—пирит; алунит—каолинит—сера—пирит; каолинит—сера — пирит; каолинит—сапонит (монтмориллонит) — пирит.

Все отмеченные парагенетические ассоциации наблюдались в природе (вулканы Зимина, Кихпинич, Агломератовый, Малетотунн, Менделеева, Головнина и др.).

Закономерности образования парагенетических групп рассмотрены в следующей главе.

ГЛАВА 18

ЗОНАЛЬНОСТЬ ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД

Общая закономерность

Зональность измененных пород определяется составом газо-гидротерм, сопровождающих формирование экстрозивных куполов. Отмечаются две формы зональности: вертикальная и горизонтальная. Первая из них обусловлена зональным проявлением гидротерм (см. гл. 16), состав которых изменяется под воздействием окислительного потенциала, по мере их приближения к поверхности, и изменения состава во времени при затухании гидротермальной деятельности. Второй фактор имеет меньшее значение, так как в условиях становления экстрозивных куполов создаются благоприятные структурные предпосылки для длительного выделения газо-гидротерм. Для куполов различного состава временной фактор проявляется не одинаково. Для средних пород он менее эффективен, для кислых — наоборот, что связано с глубиной расположения питающего очага и степенью его открытости. Горизонтальная зональность обусловлена изменением состава первичных терм на каждом участке проявления вертикальной зональности при инфильтрации их сквозь вмещающие породы.

Микрозональность, отражающую принцип горизонтальной зональности, можно наблюдать непосредственно в лавовых телах куполов, где она развивается по многочисленным трещинам. Экстрозивные куполы довольно часто подвергаются процессам

самоизменения (автометаморфизма), при которых возможно однородное изменение лавы купола в существенно алунитовые, каолининовые или сапонитовые изменённые породы. В этом случае некоторые зоны изменённых пород выпадают из общего ряда зональности, проявленной в связи с гидротермальными процессами, сопровождавшими образование купола.

Общий вид зональности определяется по определенным парагенетическим группировкам минералов.

Вертикальная зональность (снизу вверх): неизменные породы — зона пропилитизации — монтмориллонитизации (сапонитизации) — каолинизации — алунитизации — монокварцевая зона. Из этого ряда часто может выпадать или зона алунитизации, или монокварцевая зона. Случаи прямого перехода монтмориллонитовой зоны в алунитовую не наблюдались.

Горизонтальная зональность обычно выдержана в той же последовательности от центра подводящего канала к вмещающим породам. В зависимости от проницаемости пород горизонтальная зональность может проявляться на огромных площадях. Чередование в постройке вулкана лавовых потоков с пирокластическими отложениями (вулканы Зимины, Кихпиныч, Менделеева и др.) приводит к выборочному зональному изменению пород. При этом отдельные промежуточные зоны могут не повторять зональность друг друга.

Под воздействием газо-гидротерм различного состава на вулканах проявляется своеобразная зональность, минералогический состав которой четко отражает как первичный состав терм, так и их изменение во времени. Основными минералами, отражающими зональность гидротермально измененных пород, являются кварц (опал), каолинит (диккит), монтмориллонит (сапонит). К этой же группе относятся алунит и самородная сера, но они проявляются не всегда. Пирит, марказит, гипс, ангидрит и некоторые другие являются второстепенными минералами, хотя гипс иногда может образовывать в вертикальном ряду самостоятельную зону.

Зональность и типы гидротерм

Галогено-кислотные термы, как правило, сопровождают формирование кислых экструзивных куполов. Под их воздействием образуются мощные монокварцевые зоны, занимающие осевую часть подводящего канала. На периферии развиваются кварц-каолининовые и каолининовые зоны измененных пород; монтмориллонитизация проявляется слабо, и часто каолиниты непосредственно замещают первичные породы. В условиях высоких температур в приконтактной части экструзии могут образовываться монозоны диккитовых пород, иногда с турмалином, гематитом или зунитом, или зоны каолинит-диккитовых пород, сменяемые во внешних частях каолинитами.

Галогено-кислотное выщелачивание может продолжаться длительное время. В основном изменению подвержены лавы купола и в меньшей степени вмещающие породы. Это связано с тем, что галоидные эксгаляции выделяются преимущественно из лавы и не получают площадного выделения по трещинам (см. гл. 13). Кислые экструзии, сложенные вязкой лавой, отличаются особенной трещиноватостью, что создает дополнительные предпосылки для проникновения гидротерм и изменения пород.

По мере остывания лавы выделение галоидных газов уменьшается или прекращается, их место занимают сернистые газы. Выше отмечалось, что в составе газов кислых экструзий SO_2 преобладает над H_2S . H_2S окисляется не только кислородом воздуха, но и самими галоидами; не исключено, что в составе газов кроме HF и HCl , обычно анализируемых в вулканических газах, присутствуют также F_2 и Cl_2 , являющиеся очень сильными окислителями. Появление сернистых газов способствует усложнению первичной зональности; по трещинам и около экструзивного купола развивается алунитизация, а в более глубоких зонах возможно отложение небольших количеств самородной серы и сульфидов. В этом отношении представляет интерес купол Желтый (см. рис. 19). Огромный массив, образованный экструзивной лавой и короткими мощными потоками дацитов, высотой около 350 м и диаметром $1,5 \times 2$ км почти полностью превращен в кварц-каолинит-диккитовые породы с незначительной примесью алунита, развивающегося по трещинам в теле купола. У подножия и частично на самом куполе развиты многочисленные сольфатарные поля с довольно интенсивным газо-гидротермальным проявлением. Под воздействием кислых терм происходят современные процессы алунитизации, каолинизации, отложения самородной серы и сульфидов. Поэтому, если рассматривать обобщенную зональность в ее площадном проявлении около купола на участке диаметром в 3—4 км, она будет иметь следующий вид (от центра купола): монокварцевая зона с гематитом, диккит-каолинитовая, каолинитовая, алунитовая, каолинитовая, монтмориллонитовая. Последняя развита слабо.

Сернокислые термы преобладают при образовании куполов, сложенных лавой среднего состава. В первоначальную стадию экструзии лавы не исключено галоиднокислотное выщелачивание, но оно одновременно сопровождается и сернокислотным. Поэтому чистые монокварцевые зоны образуются редко, обычны отдельные тела в теле купола. При большом содержании в термах сернистых газов одновременно с образованием монокварцевой зоны идет отложение серы и образуются сероносные кварциты. Длительность и относительное постоянство процесса выделения серосодержащих газов приводит к образованию классической зональности типа вторичных кварцитов. В осевой зоне развиваются алунитовые породы с отдельными монокварцевыми, а чаще моноопаловыми телами. К периферии и на глубину они сменяются каолинитами, а последние — монтмориллонитами, которые зани-

мают значительные площади. По мере прекращения выделения сернистых газов, начинают преобладать углекислые, и уже сформированные зоны могут быть в отдельных случаях полностью замещены каолинитом и монтмориллонитом, образующими новую, наложенную зональность (купол Каран).

В отличие от газо-гидротерм экстрוזий кислого состава сернокислые термы одинаково интенсивно изменяют как породы купола, так и вмещающие. Но полного перерождения экстрוזий

Зависимость химического и минералогического изменения пород по отношению к главному

Куполы	Связь куполов с главным подводящим каналом вулкана	Состав лав по отношению к основному очагу вулкана			Преобладающее сопровождение
		нормальная дифференциация лав при открытом центральном жерле вулкана	дифференциация лав при закрытом центральном жерле вулкана	дифференциация лав при возобновлении деятельности центрального жерла вулкана	время формирования
					начальная стадия
Терминальный	Прямо связан с главным подводящим каналом вулкана	Липариты Дациты Андезиты		Липариты Дациты Андезиты	Галогены Галогены Галогены Сернистые
Латеральный	Корни экстрוזии отходят от главного подводящего канала вулкана	Дациты Андезиты	Липариты Дациты Андезиты	Дациты Андезиты	Галогены Галогены Галогены Сернистые — углекислые
Эксцентричный	Корни экстрוזии отходят от основания главного подводящего канала или прямо от очага	Андезиты	Дациты Андезиты	Андезиты	Галогены Галогены Сернистые — углекислые
Ареальный	Корни экстрוזии не связаны с данным магматическим очагом вулкана	От базальтов до липаритов (состав экстрוזий зависит от состояния дифференциации данного магматического очага, с которым связаны ареальные экстрוזии)			

Примечание. В случае полной или почти полной кристаллизации периферического кислых, чем терминальный за счет отдифференцированной магмы основного очага вулкана,

среднего состава в измененные породы не отмечалось, если не считать частичных процессов аутометаморфизма (сапонитизация кратерной экструзии вулкана Бол. Зимина). Серная и сульфидная минерализация — обычное явление при формировании экструзий среднего состава. А в отдельных случаях газо-гидротермальные изменения захватывают участки в десятки квадратных километров и приводят к образованию на периферии крупных залежей самородной серы (Власов и др., 1971). Не рассматриваем случаи

Таблица 57

от положения экструзивных куполов различного состава
вулканическому каналу

Состав газотермических экструзий			Характер изменения пород прижерловой фации		
Породы	Состав экструзий		Минералы (в порядке зональности от осевой зоны или контакта с экструзией)	Зональность (по основному минералу зоны)	Интенсивность (по объему измененных пород)
Последующая стадия	Кислые	Средние			
Сернистые-углекислые То же »	Галогены (много)	Сернистые (много)	Опал, андалузит, диаспор, турмалин, джюмюртерит, гематит, диксит, каолинит, алунит.	Опал — диксит, каолинит — монтмориллонит, или: опал — диксит, каолинит — алунит — каолинит — монтмориллонит.	Сильное изменение пород с развитием мощной моноопаловой зоны
» » »	Галогены	Сернистые	Средние породы: Опал, алунит, каолинит (диксит), галлуазит, монтмориллонит (сапонит), пирит, самородная сера.	Алунит — каолинит, диксит — монтмориллонит (сапонит) — пропилиты.	Сильное изменение пород в случае закрытого центрального жерла
» »	Галогены (мало)	Сернистые (мало) Углекислые (много)	Каолинит, монтмориллонит, карбонаты и пирит.	Каолинит, монтмориллонит — пропилиты	Обычно слабое

очага возможно образование куполов латеральных или эксцентричных, по составу более что иногда приводит к началу нового цикла вулканической деятельности.

наложения терм различного состава на одни и те же породы, но они не исключены и наблюдались нами на ряде вулканов. Термограммы зонально измененных пород различного типа даны на рис. 21, № 113—144.

**Характер изменения пород
в зависимости от положения
экструзивного купола**

Экструзия лавы может происходить не только из центрального кратера. Очень часто экструзивные куполы развиваются на склонах вулкана и даже у его подножия. Состав лавы этих куполов, даже если они и связаны общим вулканическим очагом, может быть различным. Если формирование их происходит при активном центральном кратере, то состав боковых (латеральных) куполов будет более основной (как на вулкане Шивелуч), если при закупоренном жерле, то более кислый (вулканы Безымянный, Кихпинич и др.).

В зависимости от состава лавы находится и состав газо-гидротерм. Как правило, лава боковых куполов более холодная, процесс экструзии заканчивается формированием небольших куполов и слабой газо-гидротермальной деятельностью. Очень редко процессы гидротермального воздействия продолжают длительное время, а если и продолжают (купол Каран), то по своему составу носят углекислотный характер. Процессы галогенокислотного выщелачивания практически не проявляются, а сернокислотного проявляются в очень слабой степени; метасоматическое преобразование пород проявляется в каолинизации и монтмориллонитизации. И даже эти процессы преобладающе связаны с экструзиями среднего состава. Около экструзий кислого состава возможны лишь весьма непродолжительные выделения галогенокислотных или сернокислотных эманаций в основном за счет дегазации самих лав. Исключение составляют кислые экструзии в связи с крупными вулcano-тектоническими депрессиями (кальдерами), где газо-гидротермальные процессы связаны не прямо с частным проявлением экструзивных куполов, а с общим ослаблением всей структуры вулкана, способствующей дегазации неглубоко залегающего очага кислой магмы.

Таким образом, на интенсивность процессов изменения пород, их зональность в значительной степени влияет и расположение экструзивных куполов относительно главного подводящего канала вулкана, являющегося основным поставщиком не только лавы, но и вулканических эманаций. В табл. 57 показана зависимость состава газо-гидротерм и измененных пород от состава экструзивных куполов и их положения относительно главного подводящего канала вулкана.

В гидротермально измененных породах зональность носит четко направленный характер. Как по горизонтали (в сторону к осевому подводящему каналу), так и по вертикали (снизу вверх по разрезу), вмещающие породы постепенно сменяются в разрезе метасоматическими с полным изменением своего первоначального минералогического состава. Горизонтальный ряд обычно представлен более полным набором метасоматических зон; площадь их развития достигает нескольких сот метров, а в отдельных случаях и нескольких десятков квадратных километров. Вертикальная зональность в конкретных разрезах в лучшем случае представлена двумя, тремя зонами, а обычно — одной, двумя. Суммарная мощность зон — первые сотни метров и редко — больше. Процесс формирования экструзивных куполов отражает в определенной степени становление магматического очага, его остывание и кристаллизацию. В этих условиях, а тем более на поверхности, преобладающими реакциями, согласно принципу Ле-Шателье, должны быть реакции экзотермические, стремящиеся компенсировать убыль энергии. В то же время в пределах определенной области около внедрившегося горячего тела не исключены реакции, имеющие в обычных поверхностных условиях эндотермическую направленность.

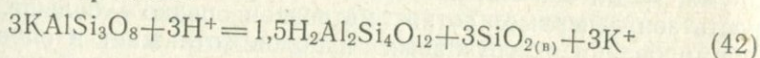
В настоящее время большинство исследователей считает, что вертикальная зональность пород отражает изменение режима кислотности газо-гидротерм при их приближении к земной поверхности прежде всего за счет реакции окисления первичного магматического сероводорода. Горизонтальная зональность образуется при диффузии терм различной степени кислотности во вмещающие породы на всем интервале их движения к поверхности. В идеальном случае получается «зональный клин», обращенный острием вниз к первоначальному источнику газо-гидротерм (Власов, Василевский, 1964). Отсюда, по мере увеличения эрозийного среза, «осевые зоны» должны выпадать из общего ряда зональности, центральные зоны сужаются, а краевые относительно центральных расширяются. Если следовать принципу, положенному в основу клиновидной зональности, то химические реакции, приводящие к смене метасоматических зон, в ряду горизонтальной зональности должны иметь направленный экзотермический характер, т. е. идти с выделением тепла и образованием минералов с максимальной величиной изобарного потенциала, а химические реакции вертикального ряда метасоматитов (снизу вверх) — эндотермический характер, если полагать, что в приповерхностных условиях температура значительно выше, чем на некоторой глубине от поверхности, если же она понижается, то порядок реакций должен быть иной.

Напомним читателю еще раз классический ряд минералов, образующих метасоматические колонки.

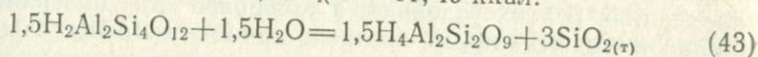
Горизонтальный (от подводящего канала): кварц ($\Delta Z^0 = -204,64$ ккал), каолинит ($\Delta Z^0 = -901,4$ ккал), монтмориллонит ($\Delta Z^0 = -1256,3$ ккал).

Вертикальный (снизу вверх): монтмориллонит, каолинит, алунит ($\Delta Z^0 = -1113,6$ ккал), кварц. Если проанализировать эти ряды минералов без учета свободной энергии реальных процессов минералообразования, то мы должны прийти к выводу, что действительно в горизонтальном ряду намечается вполне закономерная смена минералов, у которых значение ΔZ возрастает при уменьшении температуры. В вертикальном ряду намечается чередование зон с различными значениями ΔZ минералов, т. е. можно говорить о чередовании эндотермических и экзотермических реакций.

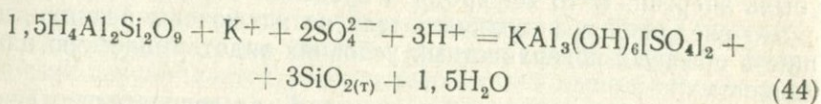
Рассмотрим конкретные реакции возможного природного метасоматического процесса.



$$K_R = 10^{8,43}, \quad \Delta Z_R^0 = -11,49 \text{ ккал.}$$



$$K_R = 10^{-2,54}, \quad \Delta Z_R^0 = +3,46 \text{ ккал.}$$

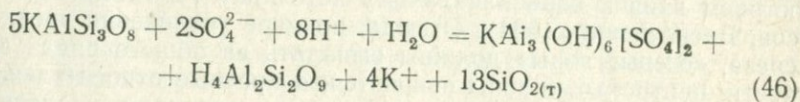


$$K_R = 10^{28,08}, \quad \Delta Z_R^0 = -38,31 \text{ ккал.}$$

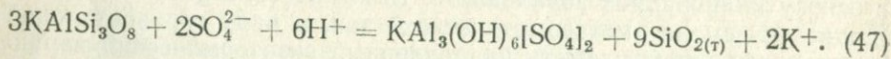


$$K_R = 10^{3,5}, \quad \Delta Z_R^0 = -4,77 \text{ ккал.}$$

Не исключена и реакция совместного образования алунита и каолинита по полевому шпату и менее вероятно по монтмориллониту (нужен привнос K и Al).



$$K_R = 10^{51,53}, \quad \Delta Z_R = -70,29 \text{ ккал.}$$



$$K_R = 10^{42,15}, \quad \Delta Z_R^0 = -57,50 \text{ ккал.}$$

(Реакции образования алунита с повышением температуры ускорятся.)

Попробуем оценить величину pH перечисленных реакций, исходя из наших данных по среднему составу вулканических гидротерм.

$$\text{Принимаем } \lg a_{\text{K}^+} = -2,86; \lg a_{\text{SO}_4^{2-}} = -2,63; \lg a_{\text{SiO}_{2(\text{в})}} = -2,71.$$

По уравнению

$$pH = 2,81 - \lg a_{K^+} - \lg a_{SiO_{2(b)}} \quad (48)$$

для реакции (42) верхний предел $pH=7,38$.

По уравнению

$$pH = 9,36 + 0,33 \lg a_{K^+} + 0,66 \lg a_{SO_4^{2-}} \quad (49)$$

для реакции (44) верхний предел $pH=6,65$.

По уравнению

$$pH = 6,44 - 0,5 \lg a_{K^+} + 0,25 \lg a_{SO_4^{2-}} \quad (50)$$

для реакции (46) верхний предел $pH=7,24$.

По уравнению

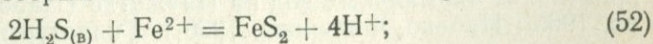
$$pH = 7,02 - 0,33 \lg a_{K^+} + 0,33 \lg a_{SO_4^{2-}} \quad (51)$$

для реакции (47) верхний предел $pH=7,09$.

(Верхний предел pH образования каолинита по реакции. аналогичной (42) равен 7,52.)

Таким образом, pH образования минералов отражает общий парагенетический ряд минералов в ряду вертикальной зональности, а соответственно, и общую тенденцию к повышению кислотности терм. Этот ряд следующий: полевой шпат — монтмориллонит — каолинит — каолинит + алунит — алунит — кварц.

Реакция образования каолинита эндотермична, но, по-видимому, она возможна за счет тепла, выделенного при образовании монтмориллонита; последующие реакции все экзотермичны. Не исключено, что вместо каолинитовой зоны может развиваться зона каолинит-алунитовых пород непосредственно по первичным породам. Эта реакция экзотермична и при недостаточном содержании в термах иона SO_4^{2-} возможна при $pH < 7,24$, т. е. в условиях образования монтмориллонита. Такие случаи в природе отмечаются. Широкий диапазон pH образования алунита довольно часто подтверждается его совместным нахождением с сульфидами железа, pH образования которых может лежать в этих же пределах.



$$K_R = 10^{4,74}, \Delta Z_R^0 = -6,46.$$

Полагая $\lg a_{H_2S_{(b)}} = -2,71$, $\lg a_{Fe^{2+}} = -3,51$ по уравнению

$$pH = -1,18 - 0,25 \lg a_{Fe^{2+}} - 0,5 \lg a_{H_2S_{(b)}}, \quad (53)$$

для реакции (52) нижний предел $pH=1,05$. При уменьшении в термах концентрации сероводорода и железа нижний предел pH образования сульфидов, соответственно, поднимается.

Образование измененных пород в ряду горизонтальной зональности за счет инфильтрации гидротерм, поступающих от главного

подводящего канала, не вызывает сомнения в том случае, если вмещающие породы обладают высокой проницаемостью, а масштаб изменения лежит в пределах первых метров, в лучшем случае — десятков. В природе же наблюдаются поля измененных пород, занимающие сотни квадратных метров и даже десятки километров, которые развиваются по исходным породам с различной структурой, но в них строго выдерживается общий ряд зональности. Проявление зонального становления измененных пород в таких масштабах требует несколько иного объяснения их происхождения.

При образовании экструзивных куполов перекрывающие их породы испытывают большую напряженность, что приводит к образованию массы радиальных и концентрических трещин относительно равномерно распределенных от центра давления магмы, в данном случае центрального вулканического жерла. Образуется сеть трещин, выполняющих в пространстве конус, обращенный острием к очагу, от которого передается это напряжение. По этим трещинам устремляются магматические эманации, дифференцирующие от подводящего канала радиально. Возможность такой дифференциации подтверждается многочисленными полевыми наблюдениями. Вокруг экструзии создаются концентрические зоны, как бы вложенные друг в друга конусы, по которым поднимаются к поверхности дифференцированные магматические эманации, кислотность, которых определяется в первую очередь составом газовой фазы. Поскольку приток эманаций длительный, их состав изменяется во времени (в каждой зоне) очень медленно, возможно огромное по масштабам изменение вмещающих пород. В этом случае легко объяснить большие площади, занятые аргиллитами, и сравнительно небольшие — сернокислотными и галогеннокислотными измененными породами именно в ряду горизонтальной зональности. В рассматриваемой схеме не исключаются горизонтальные инфильтрационные процессы. Они могут и проявляться весьма интенсивно, и изменять породы в горизонтальном ряду зональности по вертикали.

В качестве примера рассмотрим измененные породы района проявления термальных вод на Паужетке (Набоко, Е. П. Рябичкина, 1962; Набоко, Филькова, 1966). Гидротермы, поднимающиеся в область разгрузки, как показывают термодинамические расчеты, способны к интенсивным процессам монтмориллонитизации (воды хлоридно-натровые, углекислые с $pH=8$). Поровые растворы монтмориллонитизированных пород находятся в равновесии с монтмориллонитом. По мере приближения к поверхности воды становятся более кислыми за счет окисления сероводорода. Изменяется и состав поровых вод, а соответственно и минералогия аргиллитов; в их составе появляется каолинит (см. рис. 21, № 71—77). Аналогичные явления отмечаются и на вулканах, в частности на Кихпиниче и в Долине Гейзеров, где по мере удаления от подводящих трещин сменяется газовой-гидротермальный режим и, соответственно, меняется характер измененных пород.

Существуют и другие методы расчета энергетической направленности метасоматических процессов. В своей предпосылке они исходят прежде всего из относительного постоянства объемов метасоматитов и замещаемых ими пород. Поэтому при расчете энергии процесса рассматривается не полная энергия возможного процесса, а часть ее, приходящаяся на определенный объем (обычно ккал/см³), так называемая удельная энергия. Мы не ставим перед собой цели разбирать достоинства или недостатки этих методов, а на конкретном материале покажем возможность их использования.

Расчет удельной внутренней энергии (U_0) сделан по методу Ю. В. Казизына, В. А. Рудника (1968). Для сопоставления вычислены значения и удельной свободной энергии (ΔA), цифры для расчета приведены в табл. 58. При этом исходили из предположения, что ряды измененных пород можно рассматривать как типичные метасоматиты. Результаты расчетов показывают, что закономерная смена одних зон другими относительно четко контролируется энергетической направленностью метасоматических процессов (табл. 59—61).

Под воздействием как галогенокислотных, так и сернокислотных терм первоначально развиваются метасоматиты, U_0 которых

Таблица 58

Некоторые термодинамические свойства минералов, используемые для расчетов

Минералы	Формула	Молекулярный объем, см ³ /моль	Удельный объем, моль/см ³	$-\Delta Z^0$ ккал/моль	$-\Delta A^0$ ккал/см ³
Кварц	SiO ₂	22,69	0,04407	204,64	9,02
Опал	SiO ₂ · 0,25H ₂ O	32,29	0,03097	219,85	6,81
Алунит К	KAl ₃ (OH) ₆ [SO ₄] ₂	150,63	0,00664	1113,60	7,39
Алунит Na	NaAl ₃ (OH) ₆ [SO ₄] ₂	150,23	0,00665	1107,70	7,37
Каолинит	H ₄ Al ₂ Si ₂ O ₉	98,90	0,01011	901,40	9,11
Монтмориллонит	H ₂ Al ₂ Si ₄ O ₁₂	180,16	0,00555	1256,30	6,97
Диккит	H ₄ Al ₂ Si ₂ O ₉				
Гипс	CaSO ₄ · 2H ₂ O	74,35	0,01346	430,14	5,79
Пирит	FeS ₂	23,95	0,04177	38,29	1,599
Гематит	Fe ₂ O ₃	30,28	0,03302	177,20	5,85
Сера	S ⁰				
К. П. Ш.	KAlSi ₃ O ₈	108,69	0,00920	892,70	8,21
Альбит	NaAlSi ₃ O ₈	100,21	0,00998	884,58	8,83
Анортит	CaAl ₂ Si ₂ O ₈	100,73	0,00993	954,30	9,47
Гиперстен	(Fe, Mg) ₂ Si ₂ O ₆	64,883	0,01541	619,40	9,55
Диопсид	CaMg(SiO ₃) ₂	66,10	0,01513	724,60	10,96
Рутил	TiO ₂	18,8	0,05319	212,32	11,29

Значения ΔA (ккал/см³) и U_v (ккал/см³) гидротермально-метасоматически измененных пород и исходной породы (вулкан Кихпинич, купол Желтый)

Зоны измененных пород	d_v	Минералы, об. %			— ΔA	U_v	Объемные формулы
		кварц	каолинит	монтмориллонит			
Монокварцевая	2,65	100			9,02	117,45	$Si_{266}O_{532}$
Кварц — каолинитовая	2,63	50	50		9,07	108,28	$Si_{194}Al_{61}H_{122}O_{540}$
Каолинитовая	2,61		100		9,11	98,58	$Si_{122}Al_{122}H_{245}O_{548}$
Каолинит — монтмориллонитовая	2,30		50	50	8,04	90,31	$Si_{127}Al_{94}H_{155}O_{474}$
Монтмориллонитовая	2,00			100	6,97	81,90	$Si_{134}Al_{67}H_{67}O_{401}$
Неизмененный андезит	2,69				9,25	101,70	$Si_{152}Ti_1Al_{57,2}Fe_{13}^{3+}F_1^{2+}Mg_{21}Ca_{22}Na_{17}K_7H_{14}O_{462}$

значительно меньше, чем у вмещающих пород. Затем, в случае для галогенокислотных терм, метасоматиты с пониженным уровнем U_v отодвигаются к периферии, а на их месте развиваются породы, удельная внутренняя энергия которых выше. Происходит последовательное образование более выгодных в энергетическом отношении пород и вместе с тем поглощение внешними зонами энергии, освободившейся в центральных зонах. Так получается, если следовать трактовке Ю. В. Казизына и В. А. Рудника. Как отмечает Ф. А. Летников (1969), все без исключения вулканические метасоматиты (типа вторичных кварцитов) образуются с экзоэффектом, что указывает на прямую связь между характером метасоматического изменения и теплоотдачей в приповерхностной зоне земли, обуславливающими экзотермичность процесса. Так ли это?

Таблица 61

Значения ΔA° (ккал/см³) и U_v (ккал/см³) гидротермально-метасоматически измененных пород (вулкан Зими́на)

Зоны измененных пород	d_v	Минералы, об. %					— ΔA	U_v
		кварц	опал	алунит	каолинит	другие* минералы		
Кварц — алуни́товая . . .	2,70	27,60	5,60	54,39	12,41	13,86	8,02	80,22
Алуни́т — каолинитовая с опалом	2,56	7,25	19,81	42,58	30,36	0,36	7,91	84,37
Кварц — алуни́т — каолинитовая	2,44	32,61	26,54	20,85	20,00	7,21	8,11	89,22
Алуни́товая	2,69	9,26		72,92	10,82	3,73	7,73	
Кварц — алуни́товая . . .		28,91	12,46	46,30	12,34	7,84	8,00	

Примечание. * В группу других минералов входят: гипс, ангидрит, пирит, рутил и др.

Несколько иначе идет процесс для случая сернокислотных терм, особенно когда в составе метасоматитов присутствует самородная сера. Вплоть до образования центральной монокварцевой зоны идет процесс формирования измененных пород с низким уровнем удельной внутренней энергии. Чтобы этот процесс шел, нужен постоянный приток дополнительной энергии. Не исключено, что таким источником могут являться экзотермические реакции, связанные с образованием различных серосодержащих минералов.

На первый взгляд однозначный по форме процесс проявления горизонтальной или вертикальной зональности противоположен по своей энергетической характеристике. Смена зон в вертикальном разрезе происходит как с уменьшением, так и с увеличением удельной внутренней энергии вновь образованных пород, а в горизонтальном—в основном с увеличением. Возможно поэтому в горизонтальном ряду зональности около кислых экструзивных пород редко проявляется полный ряд измененных пород. Он обычно ограничивается развитием зоны каолинизации, а около средних—почти полный ряд: алуниты, каолиниты, сапониты. Это только предположение, но оно вытекает из энергетики процесса.

Каждая зона метасоматической колонки характеризуется не только постоянством минералогического состава, но и определенным уровнем U_v или ΔA° . Отсюда можно предположить, что на различных участках каждой зоны могут встречаться любые комбинации минералов данной метасоматической зоны при условии, что минерал, занимающий большой объем, должен иметь и меньшую величину U_v или ΔA , а минерал, занимающий меньший объем,—наоборот. Такая закономерность вполне выдерживается (табл. 61). Некоторые расхождения вызваны тем, что величина ΔA рассчитана по основным минералам зоны алунитизации, а U_v — по данным полного химического анализа.

Таким образом, приведенные данные вполне однозначно показывают направленность метасоматических процессов, которые могут быть в первом приближении оценены как расчетами по удельной внутренней энергии, так и удельной свободной энергии исходных пород и образующихся метасоматитов. А те случаи ($\Delta U_1 > \Delta U_2$ и $\Delta U_2 > \Delta U_1$, где ΔU_1 —убыль энергии, а ΔU_2 —энергетический эффект автокомпенсирующих реакций), которые Ю. В. Казицын и В. А. Рудник рассматривают как не типичные для метасоматических процессов, но возможные при постмагматическом метасоматозе, являются основными, чем, по-видимому, и обусловлено отсутствие четких границ между метасоматическими зонами вертикальной метасоматической колонки рассматриваемых измененных пород в связи с экструзивными куполами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Процесс образования экструзивных куполов можно рассматривать как своеобразную форму вулканического извержения, проявляющуюся во вполне конкретных геолого-структурных условиях

становления вулканических поясов в стадию орогенеза на заключительном этапе эволюции периферического магматического очага. Экструзия вязкой и малогазонасыщенной (дегазированной) лавы на поверхности земли часто сопровождается (и, или, предшествует) извержением игнибритов, песчано-пепловых, пемзовых и агломератовых потоков, а также газогидротермальными процессами, проявляющимися в виде паро-газовых выделений фумарол, горячих источников и гейзеров. Последние приводят к образованию значительных по размерам полей измененных пород типа вторичных кварцитов.

Вулканические куполы представляют собой в определенной мере такие же магматические образования, как и лавовые потоки. В ряду поток — вулканические куполы (эффузивные — эффузивно-экструзивные — экструзивные) отмечается закономерная смена одних форм другими. Структура и текстура, химический и минералогический состав лав, образующих куполы и потоки, для одинаковых по петрохимическому составу исходных магм, не отличаются друг от друга. А те различия, которые им иногда приписывают в общей оценке купол — поток, определяются петрохимическими различиями пород отдельных регионов, но не исходной магмы вулканического очага. Лава, формирующая потоки и куполы на конкретном вулкане, петрохимически однородна. Даже те незначительные различия, по статистической оценке, которые отмечаются в химизме, минералогии и структуре лавовых потоков и куполов андезитового состава, полностью стираются в породах образованных кислыми лавами. Структурная однородность куполов и потоков подтверждается и тем, что экструзивная лава, выброшенная вулканическим извержением в виде пирокластического материала с больших глубин даже после длительного перерыва в деятельности вулкана, ни в одном из наблюдавшихся случаев не имела полностью кристаллической структуры.

В то же время намечаются и существенные различия между куполами и лавовыми потоками по форме проявления вулканизма на земной поверхности. Экструзивные куполы по строению и механизму становления близки к таким интрузивным телам, как лакколлит или бисмалит, т. е. механизм извержения экструзивной лавы — выдавливание, можно отождествить с механизмом становления интрузивных тел — внедрением, что отличает экструзивные куполы от других вулканических куполов или конусов, образованных натеканием лавовых потоков через канал в теле вулканической постройки. Это различие в механизме формирования вулканических тел возможно объясняется тем, что экструзивная лава куполов образуется, в основном, магмой коровых периферических очагов, эволюция которых завершается значительно быстрее, чем крупных подкоровых очагов базальтовой или андезитовой магмы. Периферические очаги считаем генераторами экструзивной магмы, а сами экструзивные куполы рассматриваем как индикаторы относительно небольшой глубины очага, питающего их магмой.

Длительность и интенсивность выделения, состав и закономерная направленность процесса дифференциации магматических эманаций, сопровождающих формирование экстррузивных куполов в виде вулканических газо-гидротерм, служат дополнительным критерием в пользу предположения о неглубоком залегании очагов экстррузивной магмы. Состав магматических эманаций и экстррузивных лав находится в тесном генетическом родстве и отражает условия становления магматических очагов различного состава и глубинности, а также условия проявления вулканизма в определенных геолого-структурных зонах. Химизм и зональность измененных пород контролируется условиями их поверхностного образования. А эти условия таковы, что большая часть магматических эманаций выделяется на первом этапе становления экстррузивных куполов. «Пульверизация» газо-гидротерм не способствует концентрации рудных компонентов в виде месторождений полезных ископаемых, а последующие поствулканические процессы газо-гидротермальной деятельности приводят к образованию, в основном, нерудного сырья: алунитов, каолинитов, серы, гипса и др. Сделанный вывод не исключает возможности процессов рудообразования в более глубоких условиях, но уже в связи не с экстррузивными куполами, а скорее всего с субвулканическими телами (субинтрузиями), которые, вполне вероятно, находятся с экстррузиями в весьма тесном парагенетическом родстве: их источник один — близповерхностный магматический очаг. В данном случае мы вправе рассматривать экстррузивную лаву как дифференциат верхних частей периферического магматического очага, насыщенный легколетучим магматическим флюидом и в меньшей степени труднолетучим флюидом, в котором концентрируются, в основном, рудные компоненты.

Приведенный материал вполне однозначно подтверждает высказывания ряда исследователей, что экстррузивные куполы представляют собой как бы переходную форму проявления общего магматизма от глубоких к поверхностным условиям, т. е. переходный мост между интрузивным и эффузивным магматизмом.

В заключение еще раз подчеркиваем, что работа преследовала, в основном, только одну цель: на примере описания современных экстррузивных куполов и сопровождающих их газо-гидротермальных процессов возбудить у читателя определенный интерес к теме исследования. И если это нам в какой-то мере удалось выполнить, очень рады, что проделанная работа не оказалась напрасной.

После того, как рукопись была сдана в издательство, авторы получили возможность ознакомиться с интересной работой группы японских геологов «Вулканизм и генезис руд» (1970).

Изучая месторождения полезных ископаемых типа Куроко, японские исследователи обратили внимание на то, что условия залегания рудных отложений определенно показывают на тесную связь между ними и вулканической активностью. При этом значительная часть месторождений типа Куроко генетически связана с вулканической активностью лавовых куполов относительно небольших размеров, которые формировались в условиях подводного вулканизма в прибрежной мелководной зоне. Особенно отчетливо этот вид вулканической деятельности проявляется на руднике Косака (округ Косака), где обнаружено девять лавовых куполов дацитового состава. По форме они подразделяются на 1) поверхностные интрузии, не излившиеся на морское дно; 2) куполы, частично излившиеся на морское дно и 3) лавовые потоки, полностью излившиеся на морское дно. Все эти разновидности можно классифицировать, соответственно, на экструзивные, экструзивно-эффузивные и эффузивные куполы. Месторождения связаны в основном с экструзивными и экструзивно-эффузивными куполами, которые по времени образования проявились последними. Процессы, сопровождавшие формирование лавовых куполов в подводных условиях, по форме и последовательности проявления почти аналогичны таким же процессам в наземных условиях.

Первая стадия подводного экструзивного вулканизма начинается, как в наземных условиях, с извержения пирокластического материала, образующего подводный поток, из которого отлагается туфобрекчия. Но в отличие от отложения наземного пирокластического потока, в ней намечается сортировка материала по направлению движения потока, а в краевых (фронтальных) частях проявляется даже грубая слоистость (хотя текстура туфобрекчии в общем гомогенна). Кроме того, даже небольшие подводные потоки образуют туфобрекчии значительной мощности. Так, на руднике Косака при средней площади отдельных тел туфобрекчии 200×300 м, средняя мощность их равна 30 м; наземный агломератовый поток вулкана Безымянного занимает площадь около 30 км² при средней мощности отложений 15—20 м.

Вторая стадия вулканического извержения характеризуется выдавливанием вязкой лавы из того же эруптивного центра. Соприкосновение раскаленного лавового материала с морской водой вызывает фреатические взрывы, и на склонах купола формируется мощный чехол вулканической брекчии, переходящей постепенно в автобрекцию купола. При этом в вулканической брекчии, лежащей непосредственно на куполе, намечается грубая сортировка материала по вертикали, а в краевых частях — весьма заметная сортировка вплоть до отчетливой слоистости, что не свойственно для отложений эксплозивной брекчии и брекчии разрушения растущего

купола в наземных условиях при извержении одного цикла.

Последующая газо-гидротермальная стадия вулканической активности приводит к образованию рудных отложений и формированию месторождений типа Куроко. Отложения локализуются главным образом в вулканической брекчии в виде так называемых слоисто-ограниченных (Strato-bound) рудных тел и вкрапленных руд. Руды могут залегать на самой брекчии, в меньшей степени в туфобрекчии и в самих лавовых куполах; в последних они образуют штокверковые и вкрапленные руды.

Однородность по структуре, текстуре и вещественному составу лавового материала, образующего туфобрекчию, вулканическую брекчию и лавовые куполы, своеобразие положения и пространственных взаимоотношений этих образований, а также отсутствие инородного материала в виде стратифицированных пластов или прослоек между отложениями вкрапленных руд и слоисто-ограниченными, позволили японским исследователям высказать предположение о единстве экструзивного процесса и процесса рудообразования, проявившихся лишь на разных стадиях вулканической активности.

В заключение отметим следующее. Японские исследователи несколько иначе, чем описано выше, трактуют механизм образования подводного потока. По их мнению, вулканическая пирокластика, послужившая источником туфобрекчии, образовалась в результате фреатическо-магматических взрывов дацитовой магмы в тот момент, когда магма соприкасалась с морской водой. При этом пирокластика в виде хаотического нагромождения оставалась на месте и не образовывала потока. Последний образовался на последующей стадии активности, когда стала выдавливаться вязкая лава, которая сдвинула нагромождение пирокластики по склону, в результате чего и образовался подводный поток. Сравнение пирокластических отложений наземных вулканов при экструзивном магнитизме и механизме их образования с такими же, описанными японскими исследователями, но образованными в подводных условиях, показывает, что различие заключается в условиях извержения и отложения (наземные или подводные). А сам механизм извержения и последовательность процессов вулканической активности идентичны. Основной особенностью подводного экструзивного вулканизма на стадии газо-гидротермальной активности является наличие благоприятных условий для рудоотложения. Если в наземных условиях, как отмечалось в нашей работе, газо-гидротермы свободно «пульверизируют» в атмосферу, то в подводных условиях толща воды, являясь гидростатическим и термо-химическим барьером, способствует образованию и осаждению рудных компонентов. Условия проявления вулканизма очень важно учитывать при структурной реставрации геологических образований типа экструзивных куполов. Особого внимания, отмечает Т. Ватанабе, при изучении сульфидных месторождений заслуживает структурное геологическое картирование отложений руд вулканического происхождения.

Алексеев Ф. А., Лебедев В. С. и др. Изотопный состав углерода природных углеводородов и некоторые вопросы их генезиса.— Отдел научно-техн. информ. М., 1967.

Алыпova О. М. Некоторые данные о физических свойствах вулканических пород района Ключевской группы вулканов.— «Бюлл. вулканол. станции», 1967, № 43.

Арсанова Г. И. Хлоридно-натровые перегретые воды молодых вулканических областей как первичные растворы.— В кн.: Современные минералообразующие растворы. Петропавловск-Камчатский, 1970.

Балеста С. Т. Дифракция сейсмических волн на очаге и строение и состояние вещества магматического очага Авачинского вулкана.— «Бюлл. вулканол. станции», 1970, № 46.

Башарина Л. А. Эксгаляции базальт-андезитовых лав Камчатских вулканов.— В кн.: Современный вулканизм. М., «Наука», 1966.

Башарина Л. А. Фумарольные газы вулканов Ключевского и Шивелуча.— «Труды Лабор. вулканол. АН СССР», 1958, вып. 13.

Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Блаженова А. Н., Ильинская А. А., Рапопорт Ф. М. Анализ газов в химической промышленности. М., Госхимиздат, 1954.

Борисов О. Г. Вторичные фумаролы агломератового потока вулкана Безымянного и основной источник их питания к концу 1958 г.— «Бюлл. вулканол. станции», 1960, № 29.

Борисов О. Г. К вопросу о газовой специализации магм.— В кн.: Вопросы геологии и рудопроявления. Владивосток, 1965.

Борисов О. Г. Особенности фумарольной деятельности на агломератовых отложениях вулкана Безымянного.— В кн.: Современный вулканизм. М., «Наука», 1966.

Борисов О. Г. Ускоренный термический анализ полиминеральных проб измененных пород типа вторичных кварцитов.— В кн.: Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Дальнего Востока. Владивосток, 1968. (Сообщ. ДВФ СО АН СССР, Серия геол., вып. 27).

Борисов О. Г. Источник самородной вулканогенной серы.— «Геохимия», 1970, № 3.

Борисов О. Г., Борисова В. Н. Явления повторного разогрева на агломератовом потоке вулкана Безымянного в 1960 г. Владивосток, 1963. (Сообщ. ДВФ СО АН СССР, № 19).

Борисов О. Г., Никитина И. Б. Состояние фумарол вулканов Шивелуч и Безымянного в 1960 г.— «Бюлл. вулканол. станции», 1962, № 13.

Борисова В. Н. Некоторые отличия петрохимического состава эффузивных и экструзивных пород.— В кн.: Вопросы петрологии метаморфических и магматических пород. Владивосток, 1965.

- Борисова В. Н. Алунизация в прикратерной части вулкана Зими́на.— В кн.: Современный вулканизм. М., «Наука», 1966.
- Борисова В. Н. Некоторые особенности поведения титана в метасоматических породах.— В кн.: Геохимия и минералогия магматогенных образований. Владивосток, 1966.
- Борисова В. Н. Сапонит как один из основных минералов гидротермально-метасоматически измененных пород типа вторичных кварцитов.— «Уч. записки Хабаровского Гос. пед. ин-та», т. 34, Хабаровск, 1971.
- Борисова В. Н., Борисов О. Г. Наблюдения в кратере вулкана Безымянного летом 1960 г.— «Бюлл. вулканол. станции», 1962, № 32.
- Брезгунов В. С., Дуничев В. М. и др. К вопросу о генезисе термальных вод вулкана Менделеева (о. Кунашир).— «Докл. АН СССР», 1968, т. 179, № 1.
- Ван-Беммелен Р. В. Геология Индонезии. Перевод с англ., под ред. М. В. Муратова. М., ИЛ, 1957.
- Ветштейн В. Е. и др. Изотопный состав кислорода и водорода вод открытых водоемов и вулканогенных источников.— «Геохимия», 1967, № 6.
- Виноградов А. П. Распределение химических элементов в земной коре.— «Геохимия», 1956, № 1.
- Виноградов В. И. К вопросу о происхождении вулканической серы.— В кн.: Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов. М., «Наука», 1966.
- Виноградов В. И. Распределение изотопов серы в минералах рудных месторождений.— В кн.: Изотопы серы и вопросы рудообразования. М., «Наука», 1967.
- Виноградов В. И. Экспериментальное определение изотопного фракционирования серы при высокотемпературном восстановлении сульфатов.— В кн.: Изотопы серы и вопросы рудообразования. М., «Наука», 1967.
- Власов Г. М. О задачах палеовулканических исследований на Дальнем Востоке.— «Труды Лабор. палеовулканол. Казах. гос. ун-та», 1963, вып. 1.
- Власов Г. М. Типы вулканических зон Тихого океана.— В кн.: Вулканические и вулканоплутонические формации. М., «Наука», 1966.
- Власов Г. М., Борисов О. Г. Различия в геологическом строении и газогидротермальных процессах Центрально-Камчатского и Восточно-Камчатского вулканических поясов.— В кн.: Вопросы геологии северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1966.
- Власов Г. М., Борисов О. Г. Дифференциация магматических эманаций и значение кислотных изменений пород при поисках руд.— «Зап. Всес. минерал. об-ва», 1969, ч. ХCVIII, вып. 5.
- Власов Г. М., Борисов О. Г. Взаимоотношение вторичных кварцитов с рудами. Проблема метаморфизма.— В кн.: Труды II конференции по околорудному метасоматозу. М., «Недра», 1970.
- Власов Г. М., Василевский М. М. Гидротермально измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. М., «Недра», 1964.
- Власов Г. М., Борисов О. Г., Зайцев А. П., Петраченко Е. Д., Лейн А. Ю., Гриненко В. А., Юшкин Н. П., Никольский В. М., Яроцкий Г. П. Вулканические серные месторождения и некоторые проблемы гидротермального рудообразования. М., «Наука», 1971.
- Влодавец В. И. Ключевская группа вулканов.— «Труды Камчатской вулканол. станции», 1940, вып. 1.
- Влодавец В. И. О вулканогенной терминологии.— «Бюлл. вулканол. станции», 1954, № 21.
- Влодавец В. И. Вулканы и вулканические образования Семьячического района.— «Труды Лабор. вулканол. АН СССР», 1958, вып. 5.
- Волков В. П., Рузайкин Г. И. О газовых равновесиях и методах расчета в связи с проблемами петрогенеза.— «Геохимия», 1969, № 8.
- Волынец В. Ф., Задорожный И. К., Флоренский К. П. Изучение изотопного состава компонентов вулканических эксгаляций в связи с проблемой их генезиса.— В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., «Наука», 1971.
- Волынец О. Н. Зональность в четвертичных кислых экструзиях Налычевского района (Камчатка).— В кн.: Магма малоглубинных камер. М., «Наука», 1970.

Воронова Л. Г., Сидоров С. С. Химический состав современных гидротерм вулканов хребта Вернадского.— «Труды СахКНИИ АН СССР», 1965₁, вып. 16.

Воронова Л. Г., Сидоров С. С. Гидротермальная деятельность вулканов хр. Карпинского на о. Парамушире.— «Бюлл. вулканол. станции», 1965₂, № 4.

Воронова Л. Г., Сидоров С. С. Сравнительная характеристика фумарольных газов некоторых вулканов Курильских островов.— В кн.: Современный вулканизм. М., «Наука», 1966.

Гаррелс Р. М. Некоторые значения свободной энергии, найденные на основании геологических соотношений.— В кн.: Термодинамика геохимических процессов. М., ИЛ, 1960.

Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы равновесия. М., «Мир», 1968.

Геологический словарь. Т. 1, 2. Госгеолтехиздат, 1955.

Геохимия современных поствулканических процессов. М., «Мир», 1965.

Герасимов Я. И. и др. Курс физической химии. Т. 1. М., «Химия», 1966.

Гинзберг А. С. Экспериментальная петрография. Изд-во Ленингр. гос. ун-та им. Жданова, 1951.

Горшков Г. С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана.— «Докл. АН СССР», 1956, т. 106, № 4.

Горшков Г. С. Извержение сопки Безымянной (предварительное сообщение).— «Бюлл. вулканол. станции», 1957, № 26.

Горшков Г. С. К вопросу о классификации некоторых типов взрывных извержений.— В кн.: Проблемы вулканизма. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1959.

Горшков Г. С. О связи вулканических и сейсмических явлений при извержении вулкана Безымянного (1955—1956 гг.) — «Бюлл. вулканол. станции», 1961, № 31.

Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. М., «Наука», 1967.

Горшков Г. С., Богоявленская Г. Е. Сопка Безымянная в 1956—1958 гг.— «Бюлл. вулканол. станции», 1961, № 31.

Горшков Г. С., Богоявленская Г. Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения (1955—1963 гг.). М., «Наука», 1965.

Гриненко Л. Н., Гриненко В. А. Закономерности распределения изотопов серы и их использование в геохимических исследованиях.— «Геохимия», 1967, № 5.

Гриненко В. А., Гриненко Л. Н. Фракционирование изотопов серы при высокотемпературном разложении сульфидов парами воды.— «Геохимия», 1967₂, № 9.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 1—5. М., «Мир», 1965—1966.

Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины земли.— М.— Л., ОНТИ, 1936.

Дэли Р. А., Мэнтер Д. Е., Кларк С. П. Плотность пород.— В кн.: Справочник физических констант горных пород. М., «Мир», 1969.

Еремича Б. Г. Газовый анализ. Л., Госхимиздат, 1955.

Ермолаев М. М. Вычисление значений свободных энергий некоторых гипергенных минералов на основе предположения о стационарности химических потенциалов и концентраций главных элементов в водах Мирового океана.— В кн.: Миграция химических элементов при процессах выветривания. М., «Наука», 1966.

Заварицкий А. Н. Заметки о геологической терминологии.— «Известия АН СССР. Серия геол.», № 2, 1947.

Зеленов К. К., Канакона П. А. Вулкан Заварицкого (Бирюзовое озеро) и изменение химизма его вод в результате извержения в 1957 г.— «Бюлл. вулканол. станции», 1962, № 32.

Зотов А. В. Современное образование алунита в кратерном озере Кипящее (вулкан Головинна, о. Кунашир).— «Докл. АН СССР», 1967, т. 174, № 3.

Зотов А. В. Зависимость состава алунита от температуры его образования.— Геохимия, 1971, № 1.

Казицын Ю. В., Рудник В. А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М., «Недра», 1968.

Канцель А. В., Лаверов Н. П., Розанов Ю. А. и др. Об использовании физико-механических свойств вулканогенных пород при решении вопроса их гене-

- зиса.— В кн.: Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М., «Наука», 1967.
- Карапетянц М. Х. Примеры и задачи по химической термодинамике. Ростовиздат, 1963.
- Каржавин В. К., Вендилло В. П. Термодинамическое равновесие и условия существования углеводородных газов в магматическом процессе.— «Геохимия», 1970, № 10.
- Карпов И. К., Кашак С. А., Пампура В. Д. Константы веществ для термодинамических расчетов в геохимии и петрологии. М., «Наука», 1968.
- Кашкай М. А. Алуниты, их генезис и использование. Т. 1. М., «Недра», 1970.
- Кеннеди Дж. Равновесие между летучими и окислами железа.— В кн.: Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. М., ИЛ., 1950.
- Кобранова В. Н. Физические свойства горных пород. М., Гостоптехиздат, 1962.
- Коржинский Д. С. Математическая модель опережающей волны кислотности.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 170, № 2.
- Краускопф К. Б. Определение состава магматической газовой фазы по равновесным расчетам.— В кн.: Геохимические исследования. М., ИЛ, 1961.
- Крейг Г. Геохимия стабильных изотопов углерода.— В кн.: Изотопы в геологии. М., ИЛ, 1954.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Вулканы и лавы Центрального Кавказа.— В кн.: Изв. минер. лабор. СПб. политехн. ин-та, 1915.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Дьяконова-Савельева Е. Н. Вулканическая группа Карадага в Крыму. Л., Петрограф. ин-т АН СССР, 1933.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Струве Э. А. Петрографический словарь. Под ред. А. Д. Афанасьева, В. П. Петрова, Е. К. Устиева. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Избранные труды. Т. III, IV. Изд-во АН СССР, 1955.
- Летников Ф. А. Энергетический анализ основных типов метасоматической зональности.— В кн.: Проблемы метасоматизма. Л., 1969.
- Маренина Т. Ю. Вулкан Дзензур.— «Бюлл. вулканол. станции», 1957, № 26.
- Мархинин Е. К. О количестве ювенильной воды, участвующей в вулканических взрывах.— «Докл. АН СССР», 1959, т. 119, вып. 2.
- Мархинин Е. К., Башарина Л. А., Борисов О. Г., Борисова В. Н. и др. Изучение состояния вулканов Ключевой группы и вулкана Шивелуч в 1958—1959 гг.— «Бюлл. вулканол. станции», 1961, № 31.
- Мархинин Е. К., Токарев П. И., Пугач В. Б. Изучение состояния вулканов Ключевой группы и вулкана Шивелуч в 1961 г.— «Бюлл. вулканол. станции», 1964, № 35.
- Меняйлов А. А. Вулкан Шивелуч — его геологическое строение, состав и извержения.— «Труды Лабор. вулканол. АН СССР», 1955, вып. 9.
- Меняйлов А. А., Набоко С. И., Табаков Н. Д., Башарина Л. А. Извержение Шивелуча летом 1946 г.— «Бюлл. вулканол. станции», 1949, № 16.
- Меняйлов И. А., Никитина Л. П. О поведении серы и хлора в фумарольных газах перед усилением активности вулканов.— «Труды ин-та вулканол.», 1967, вып. 24.
- Мигдисов А. А. О соотношении титана и алюминия в осадочных породах.— «Геохимия», 1960, № 2.
- Набоко С. И. Вулканические эксгаляции и продукты их реакций.— «Труды Лабор. вулканол.», 1959, вып. 16.
- Набоко С. И. и др. Геологическое строение и метасоматический эффект областей разгрузки термальных вод месторождения «Горячий пляж».— В кн.: Молодые гидротермально измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М., «Наука», 1969.
- Набоко С. И., Рябичкина Е. П. Условия алунитизации в вулканических областях на примере вулкана Эбеко (о. Парамушир).— «Бюлл. вулканол. станции», 1962, № 32.
- Набоко С. И., Рябичкина Е. П. Условия аргиллизации в районах щелочных термальных вод вулканических областей.— «Бюлл. вулканол. станции», 1962, № 33.

Набоко С. И., Сильниченко В. Г. К вопросу о метаморфизме гидротермальных растворов и вулканогенных пород при их взаимодействии.— «Труды Лабор. вулканол.», 1960, вып. 18.

Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Набоко С. И., Филькова Е. М. Вертикальная зональность в гидротермальных глинах Паужетки.— «Бюлл. вулканол. станции», 1966, № 41.

Набоко С. И., Филькова Е. М. Осадки из кислых вулканических вод и химическая дифференциация.— «Бюлл. вулканол. станции», 1966, № 42.

Наковник Н. И. Вторичные кварциты.— В кн.: Измененные околорудные породы и их поисковое значение. М., Госгеолтехиздат, 1954.

Наковник Н. И. Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. М., «Недра», 1964.

Наседкин В. В. Петрографические критерии промышленного использования игнибригов.— «Труды Лабор. вулканол.», 1961, вып. 20.

Нейман Ю. Вводный курс теории вероятностей и математической статистики. М., «Наука», 1968.

Никогосян Х. С. Некоторые данные по изучению газовой составляющей горных пород.— В кн.: Труды 3-го совещ. по экспер. минер. и петрографии, М., 1940.

Овчинников А. М. Минеральные воды. Госгеолтехиздат, 1963.

Петерсилье И. А. Газы и рассеянные битумы горных пород некоторых интрузивных массивов Кольского полуострова. Кольский филиал АН СССР, Апатиты, 1960.

Петрографический словарь. Госгеолтехиздат. М., 1963.

Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции. Под ред. Э. Н. Эрлиха. М., «Наука», 1966.

Пийп Б. И. Термальные ключи Камчатки. М.—Л., Изд-во АН СССР, ОПС, 1937, вып. 2.

Пийп Б. И. Материалы по геологии и петрографии рек Авачи, Россошина, Гаванка и Налычевы на Камчатке.— «Труды Камч. комплексн. 1933—1937 гг.», 1941, вып. 2.

Пийп Б. И. Ключевская сопка и ее извержения.— «Труды Лабор. вулканол.», 1956, вып. 11.

Пийп Б. И., Мархинин Е. К. Гигантское извержение вулкана Шивелуч 12 ноября 1964 г.— «Бюлл. вулканол. станции», 1965, № 39.

Половинкина Ю. И. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. М., «Недра», 1966.

Пустыльник Е. И. Статистические методы анализа и обработки наблюдений. М., «Наука», 1968.

Пэк А. А. О динамике ювенильных растворов. М., «Наука», 1968.

Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., «Мир», 1964.

Руби В. В. Эволюция гидросферы и атмосферы в связи со специальным рассмотрением вероятного состава древней атмосферы.— В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957.

Рудич К. Н. О типах и условиях становления субвулканических тел.— В кн.: Магма малоглубинных камер. М., «Наука», 1970.

Руссо Пьер. Землетрясения. М., «Прогресс», 1966.

Серафимова Е. К. Особенности химического состава фумарольных газов Мутновского вулкана.— «Бюлл. вулканол. станции», 1966, № 42.

Сигвалдасон Г. Е., Уайт Д. Е. Гидротермальные изменения пород, наблюдаемые по кернам двух буровых скважин.— В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., «Мир», 1965.

Сидоров С. С. Геохимия гидротерм Курильской вулканической дуги. Автореф. канд. дисс. Петропавловск-Камчатский, 1965.

Сирий А. Н. О соотношении центрального и ареального вулканизма. М., «Наука», 1968.

Смит Гордон Ф. Физическая геохимия. М., «Недра», 1968.

Соболев В. С., Фишкин М. Ю. Метасоматическая зональность и процессы образования алунита.— «Минерал. сб. Львовского геол. об-ва», 1954, № 8.

Соболев Н. Д. Южно-Быстринский хребет на Камчатке (геолого-петрографическая часть).— «Труды Камч. комплексн. экспед. СОПС», 1940, вып. 1.

Справочник физических констант горных пород. Перевод с англ. М., «Мир», 1969.

Справочник химика. Т. I — IV. М. — Л., «Химия», 1962—1965.

Старостин В. И., Физико-механические свойства горных пород Яман-Касинского месторождения и их роль в локализации колчеданного оруденения.— В кн.: Физико-химические свойства горных пород верхней части земной коры. М., «Наука», 1967.

Стрелков Р. Б. Методы вычисления стандартной ошибки и доверительных интервалов средних арифметических величин с помощью таблиц. Сухуми, «Алашара», 1966.

Тимербаева К. М. Петрология Ключевских вулканов на Камчатке. М., «Наука», 1967.

Токарев П. И. О связи вулканической и сейсмической активности в Курило-Камчатской зоне.— «Труды Лабор. вулканол. АН СССР», 1959, вып. 17.

Токарев П. И. Сейсмичность района Северной группы вулканов Камчатки в 1964 г.— «Бюлл. вулканол. станции», 1966, № 41.

Токарев П. И. Сейсмический режим вулканов Ключевской группы в 1964 г.— «Бюлл. вулканол. станции», 1967, № 43.

Трёгер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Уайт Д. Е. Термальные воды вулканического происхождения.— В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., «Мир», 1965.

Уайт Д. Е., Андерсен Е. Т., Груббе Д. Е. О вероятном рудообразующем магматическом рассоле и метаморфизирующихся породах, вскрытых глубокой скважиной в Южной Калифорнии.— В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., «Мир», 1965.

Уайт Д. Е., Уоринг Г. А. Вулканические эманации.— В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., «Мир», 1965.

Уорсинг А., Уорсинг Дж. Методы обработки экспериментальных данных. М., ИЛ, 1953.

Федотов С. А., Фарберов А. И. Об экранировании поперечных сейсмических волн в магматическом очаге в верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов.— В кн.: Труды 2-го Всес. вулканол. совещания. Т. III. М., «Наука», 1966.

Фишкин М. Ю. К минералогии и условиям образования вторичных кварцитов Береговского холмогорья в Закарпатье.— «Минерал. сб. Львовского Геол. об-ва», 1954, № 8.

Хитаров Н. И. Глубинные процессы и задачи их экспериментального исследования.— В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Чедвиг П. Гипотезы горообразования.— В кн.: Дрейф континентов. М., «Мир», 1966.

Штейберг Г. С., Балеста С. Т., Зубин М. И., Таракановский А. А. Геологическое строение Авачинского вулкана по геофизическим данным.— В кн.: Труды 2-го Всес. вулканол. совещания. Т. III. М., «Наука», 1966.

Allen E. T., Zies E. G. A. Chemical Study of the Fumaroles of the Katmai Region.— "Nat. Geogr. soc. Katmai Series", 1923, № 2.

Beckwith R. S., Reeve R. Dissolution and deposition of monosilicic acid in suspensions of ground quartz.— "Geochim. et cosmochim. acta", 1969, v. 33, № 6.

Bergeat A. Staukuppen Neues Jahrb. Min. Geol. und Pal. Festband, 1927.

Birch F. Physics of the Crust.— In: Crust of the Earth. Ed. by Poldervart, 1955.

Brouwer H. A. Summary of the results of the expedition.— In: Geol. Exped. to the Lesser Sunda Islands under leadership of H. A. Brouwer, IV, 1942.

Chaigneau M. Sur les gaz volcaniques de L'Etna (Sicile).— "Compt. rend. hebdomadaires des seances de Acad. des Sci.", 1962, v. 254, № 23.

Chaigneau M., Tazieff H., Fabre R. Compromission des gaz volcanique du las de lave permanent du Nyiragongo (Congo belge).— "Compt. rend. hebdomadaires des seances de l'Acad. Sci.", 1960, v. 250, № 14.

- Chamberlin R. T. The gases in the rocks.—"Carnegie Inst. of Washington", Publ. 1908, № 106.
- Coats R. R. et al. Geologic reconnaissance of Kiska islands, Alaska.—"U. S. Geol. Surv. Bull.", 1961, v. 1028-1.
- Craig H. The geochemistry of the stable isotopes of carbon.—"Geochim. et cosmochim. acta", 1953, v. 3, № 2/3.
- Craig H., Boato G., White D. Isotopic geochemistry of thermal waters.—"Nat. Res. Council. Publ.", 1956, № 400.
- Daly R. A. Igneous rocks and their origin. 1914.
- Daly R. A. The geology of Ascension Island.—"Proc. Am. Acad. Arts. Sci.", 1925, v. 60.
- Day A. L., Allen E. T. The Volcanic activity and not springs of Lassen Peak.—"Carnegie Inst. of Washington publ.", 1925, № 360.
- Deward, Arsdell.—"Proc. Inst.", 1884—1886, v. 11, № 332.
- Ellis A. J. Chemical equilibrium in magmatic gases.—"Amer. J. Sci.", 1957, v. 255, № 6.
- Escher B. G. On a classification of central eruptions according to gas pressure of the magma and viscosity of the Lava.—"Leidsche Geol. Med.", 1933, v. 6, № 1.
- Fenner C. N. The Origin and Mode of Emplacement of the Great Tuff Deposits of the Valley of Ten Thousand Smokes.—"Nation. Geogr. society, Katmai ser.", 1923, № 1.
- Fenner C. N. Tuffs and other volcanic deposits of Katmai and Yellowstone Park.—In: Trans. Amer. Geophys. Union, 18th Annual Meet, 1937.
- Fouque F. Santorined ses eruptions. Paris, 1879.
- Hartmann M. A. Die Ausbrüche des G. Merapi (Mittel Java) bis zum Jahre 1883.—"Neues Jahrbf. Min. etc., Beil. bd., 1935, v. 75, Abt. B.
- Hemley J. J. et al. Some stability Relations of Alunite.—"Economic geology", 1969, v. 64, № 6.
- Hulston I. R., McCabe W. J. Mass-spectrometer measurements in the thermal areas of New Zealand.—"Geochim. et cosmochim. acta", 1962, v. 26, № 3.
- Iwasaki I. The 1950—1951 eruption of Mihara —ama. Geochemical investigation of the volcano.—"J. Geogr.", Tokyo, 1951, v. 60.
- Iwasaki I.—"Bull. Tokyo Inst. Tech.", 1962, № 46.
- Iwasaki L., Ozawa T., Yoshida M. et al. Volcanic gases in Japan.—"Bull. Tokyo Inst. Tech.", 1962, № 47.
- Iwasaki I., Ozawa T., Yoshida M. et al. Differentiation of magmatic emanation.—"Bull. Tokyo Inst. Tech.", 1966, № 74.
- Jaggard T. A. The unitail stages of the Spine on Pelée.—"Amer. J. Sci., ser. 4, 1904, v. 17.
- Jaggard T. A. The evolution of Bogoslov volcano.—"Bull. Amer. geogr. Soc.", 1908, v. 40.
- Jaggard T. A. Magmatic gases.—"Amer. J. Sci.", 1940, v. 238.
- Krauskopf K. B. Mechanism of eruption at Paricutin volcano Mexico.—"Geol. Soc. Amer. Bull.", 1948, v. 59, № 8.
- Kulp I. L., Ault W. U. Sulfur isotopes and the origin of oreforming fluids.—"Econ. Geol.", 1956, v. 51, № 1.
- Lacroix A. Remarques sur les matériaux de projection des volcans et sur la genèse des roches pyroclastiques qu'ils constituent.—"In: Livre jubilaire, Centenaire de la Soc. Geol. de France, 1830—1930. 1930.
- Lacroix A. La montagne Pelee apres ses eruptions. Paris, 1904.
- Lacroix A. La montagne Pelee apres ses eruptions. Paris, 1908.
- Lepp H. Stages in the oxidation of magnetite.—"Amer. Mineralogist", 1957, v. 42.
- Leyden R., von. Staukuppen und verwandte Bildungen, ein Beitrag zur vulkanologischen Systematik auf genetischer Grundlage.—"Ztschr. Vulkanol.", 1936, v. 16, № 4.
- Lovering T. S. Halogen-acid alteration of ash at fumarole N 1 Valley of ten thousand smokes, Alaska.—"Bull. Geol. Soc. America", 1957, v. 63, № 12.
- Lovering T. S. Sulfide ore formed sulfide-rich solutions.—"Econ. Geol.", 1961, v. 56, № 1.

- Mahon W. A. J. A Chemical Survey of the steam and Water discharged from drillholes and hot springs at Kawerau.—"N. Y. Sci.", 1963, v. 5.
- Matsuo S. On the origin of volcanic gases.—"J. Earth Sci. Nagoya Univ.", 1960, v. 8, № 2.
- Mercalli J. Vulcani attividella Terre. Milano, 1907.
- Naughton I., Terade. Effect of eruption of Hawaiian volcanoes on the composition and carbon isotope content of associated volcanic and fumarolic gases.—"Science", 1954, v. 120, № 3119.
- Nemoto T., Hayakawa M., Takahashi K., Oana S. Report on the geological, geophysical and geochemical studies of Showa-shinzan, Usu Volcano.—"Geol. Surv. Japan Rept.", 1957, v. 170.
- Nogushi K., Kamiya H. Prediction of volcanic eruption by measuring the chemical composition and amounts of gases.—"Bull. volcanol.", 1963, № 26.
- Oana S., Ishikawa H. Sulfur isotopic fractionation between sulfur and sulfuric acid in the hydrothermal solution of sulfur dioxide.—"Geochim. J.", 1966, v. 1, № 1.
- Payne J. H., Ballard S. S. The incidence of hydrogen sulfide at Kilauea solfataras preceding the 1940 Mauna-Loa. Volcanic activity.—"Sci.", 1940, v. 92.
- Perret F. A. The eruption of mt. Pelee 1929. 1930.—"Carnegie Inst. of Washington pull.", 1937, № 458.
- Powers S. Volcanic domes in the Pacific.—"Amer. J. Sci.", 1916, v. 42.
- Ramashay B. C. A. geological study of rock alteration by hot spring in the Paint Hill area, Yellowstone Park.—"Geochim. et cosmochim. acta", v. 32.
- Russell I. C. Quaternary history of Mono Valley, California.—"Sth. Ann. Rept. U. S. Geol. Surv.", 1889, Pt. 1.
- Russell I. C. Volcanoes of North America. London, 1897.
- Russell I. C. Criteria relating to massive solid volcanic eruptions.—"Amer. J. Sci. Ser. 4", 1904, v. 17.
- Scrope G. P. Considerations on volcanos. Ed. 1. Phillips, London, 1825.
- Scrope G. P. Considerations on volcanos. Ed. 2. Longmans Green. Dyer. London, 1872.
- Shephard E. S. The gases in rocks and some related problems.—"Amer. J. Sci. ser. 5", New Haven, Connecticut, 1938, v. XXXV-A.
- Schneider K. Die vulkanischen Erscheinungen der Erde. Berlin, 1911.
- Shimazu Y. A thermodynamical aspect of volcanic gas.—"J. Earth Sci. Nagoya Univ.", 1960, v. 8, № 2.
- Shomate C. H. et al. Heat of formation of alunite.—"U. S. Bur. Mines Tech. Paper", 1946, v. 688.
- Steiner A. Hydrothermal Rock Alteration at Wairakei, New Zealand.—"Economic geology", 1953, v. 48.
- Steiner A. Hydrothermal Rock Alteration. In Geothermal Steam for Power in New Zealand.—"N. Y. Dep. sci. industr. Res. Bull.", 1955, v. 117.
- Stübel A. Ein Wort über den Sitz der vulkanischen Kräfte in der Gegenwart. Mitt. a. a. Mus. f. Völkerkunde zu Leipzig. Abt. f. Länderkunde. Leipzig, 1901.
- Stübel A. Rückblick auf die Ausbruchperiode des Mont Pele auf Martinique 1902 bis 1903. Leipzig, 1904.
- Tazief H. Remarques sur l'éruption du Katmai et de la vallée des Dix-Mille-Fumées et la problème des ignimbrites.—"Bull. Soc. Geol. France", 1963, v. 5, № 2.
- Williams H. Geology of the Marysville buttes, California, Univ. California.—"Publ. Dept. Geol. Sci.", 1929, v. 18.
- White D. E. Thermal waters of volcanic origin.—"Bull. Geol. Soc. Amer.", 1957, v. 68.
- White D. E., Waring G. A. Volcanic. Emanations.—"U. S. Geol. Surv. profess. paper", 1963, v. 440-K.
- Williams H. Geology of the Lassen Volcanic National Park, California. Univ. Calif. press Berkeley, California, 1932.
- Williams H. The history and character of volcanic domes.—"Univ. Calif. Publs. Bull. Dept. geol. Sci.", Berkeley, 1932, v. 21, № 5.
- Wilson S. H. The analysis of hot spring gases.—"N. Z. Journ. Tech. sci.", 1939, v. B-20.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	5
ЧАСТЬ I. Краткий обзор возникновения и развития понятия «экструзия»	10
Глава 1. Возникновение понятия «экструзия»	10
Глава 2. Классификация «экструзий»	15
ЧАСТЬ II. Экструзивные куполы. Морфология, состав, механизм образования и геоструктурное положение	22
Глава 3. Морфология и положение экструзивных куполов	22
Величина	22
Форма	23
Текстура и отдельность	32
Положение	35
Глава 4. Петрография	38
Структурные и текстурные особенности	38
Типы лав	40
Химический и минералогический состав	42
Глава 5. Физические свойства пород экструзий	56
Пористость	56
Плотность	59
Глава 6. Глубина и размер очага экструзивной магмы	63
Методы расчета глубины очага	65
Размеры магматического очага	68
Глава 7. Скорость, продолжительность и цикличность становления экструзивных куполов	69
Скорость и продолжительность	69
Цикличность становления	72
Глава 8. Вязкость и газонасыщенность экструзивной лавы	74
Вязкость как функция химического и минералогического состава экструзивных лав	74
Температура и газонасыщенность экструзивной лавы	77
Глава 9. Явления, предшествующие и сопровождающие экструзию лав	81
Землетрясения	81
Раскаленные (палашие) тучи, песчано-пепловые и агломерато- вые потоки	83
Газо-гидротермальная деятельность	88
Глава 10. Закономерности пространственной связи и геоструктурно- го положения экструзивных куполов в районах развития совре- менного вулканизма	89
Приуроченность экструзивных куполов к определенным струк- турным вулканическим зонам	89
Краткая характеристика проявления различного типа экструзив- ной магмы	90
Интрузивный или эффузивный магматизм	95

ЧАСТЬ III. Газо-гидротермы и измененные породы в связи с экструзиями	100
Глава 11. Состав и эволюция газо-гидротерм	100
Качественный состав и возможности количественной оценки	100
Газы	100
Гидротермы	100
Возможности количественной оценки	104
Глава 12. Вулканические газы	105
Источник	105
Состав	110
Глава 13. Газы изверженных пород	120
Проверка точности метода	122
Обоснование	123
Оценка результатов наблюдений	123
Глава 14. Теоретический состав магматических газов	130
Результаты исследования	130
Глава 15. Дифференциация магматических эманаций	140
Причины дифференциации магматических эманаций	143
Два пути образования газо-гидротерм	144
Глава 16. Химический состав современных газо-гидротерм и минералообразование	150
Химический состав	150
Расчет реакций минералообразования по усредненным данным современных газо-гидротерм	151
Расчет возможных процессов минералообразования по данным для конкретных вулканов	151
Глава 17. Структурно-текстурные особенности и минералогический состав	160
Структура и текстура	160
Минералы измененных пород	160
Химический состав измененных пород и парагенетические ассоциации минералов	170
Глава 18. Зональность измененных пород	172
Общая закономерность	172
Зональность и типы гидротерм	174
Характер изменения пород в зависимости от положения экстрusiveго купола	178
Зональность и энергетическая направленность реакций замещения	179
Заключение	186
Послесловие	189
Литература	191

Олег Григорьевич Борисов, Валентина Николаевна Борисова



ЭКСТРУЗИИ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ГАЗО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ

Ответственный редактор *Кирилл Никифорович Рудич*

Редактор *Г. А. Есеева, Л. И. Замулло*
Художник *В. В. Павлов*
Художественный редактор *В. И. Желнин*
Технический редактор *Ф. Ф. Орлова*
Корректоры *Н. Г. Примогенова, А. Н. Надгочий*

Сдано в набор 23 января 1974 г. Подписано в печать 20 ноября 1974 г. МН 00593. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага машинописная. 12,5 печ. л., +1 вкл., 14,3 уч.-изд. л. Тираж 1250 экз. Заказ № 21. Цена 1 р. 43 к.

Издательство «Наука». Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

29

Цена 1 р. 43 к.

1250