



Е. Ф. МАЛЕЕВ

ВУЛКАНОГЕННЫЕ
ОБЛОМОЧНЫЕ
ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Е. Ф. МАЛЕЕВ

ВУЛКАНОГЕННЫЕ
ОБЛОМОЧНЫЕ
ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

18982



Москва «НЕДРА» 1977

Малеев Е. Ф. Вулканогенные обломочные горные породы. М., «Недра», 1977, 245 с.

Предлагаемая книга составлена на большом фактическом материале, собранном автором в областях активного и древнего вулканизма. В книге рассматриваются вопросы терминологии и классификации вулканогенных обломочных горных пород в свете последних решений комиссий и симпозиумов, посвященных этим вопросам; детально описываются различные типы пород: брекчневые лавы, кластолавы, лавокластиты, пирокластиты, гиалокластиты, осадочно-вулканокластические породы и даются их текстуры и структуры. Большое внимание уделено генезису вулканитов: происхождению вулканокластического материала в зависимости от типов вулканизма и типов извержений и условий образования их генетических типов. В заключение рекомендуются методы изучения и картирования вулканических образований. Книга представляет большой интерес для вулканологов, палеовулканологов, геологов, а также для студентов геологических специальностей.

Табл. 14, ил. 76, список лит. — 183 назв.

ОТ РЕДАКТОРА

Вулканогенные обломочные горные породы изучены еще недостаточно. Занимая промежуточное положение между магматическими и осадочными породами, они долгое время не выделялись в самостоятельную группу. И только сравнительно недавно им как обособленным образованиям стали уделять серьезное внимание. Вероятно, по этой причине книга Е. Ф. Малеева «Вулканокластические горные породы», изданная в 1963 г., быстро разошлась. Вскоре перед автором был поставлен вопрос о ее переиздании. Но вулканология, как и смежные с ней науки, интенсивно развивается и, естественно, за прошедшие 10—12 лет накопилось много новых материалов. В настоящей работе автором учтено это обстоятельство, особенно при разборе терминологии вулканокластических и вулканогенно-осадочных пород. Сделан также критический разбор классификаций вулканокластических пород, в том числе и опубликованных в последние годы, и с учетом решений терминологических комиссий уточнены некоторые их положения. Дано описание и проведена систематика новых групп пород, в частности гиадокластитов, лавокластитов, тефроидов и некоторых других.

На основе материалов, собранных автором за последние годы, значительно расширена глава «Происхождение вулканокластического материала». В книге помещены две новые главы «Генетические типы и фации вулканитов» и «Некоторые методы изучения и картирования вулканогенных образований». Обновлены и дополнены многие иллюстрации. С учетом всех этих данных возникла необходимость изменить название книги, изданной в 1963 г. Новое название, предложенное автором, «Вулканогенные обломочные горные породы» более точно отражает содержание книги.

Е. Ф. Малеев без малого 40 лет посвятил изучению вулканокластических пород. Еще в 1946 г. им была опубликована работа, в которой он выделил некоторые разновидности этих пород в самостоятельную группу вулканокластических пород, указав на специфические, присущие только данным породам признаки. Им же ранее был предложен и ряд терминов по вулканокластическим породам. Многие из этих терминов были использованы в классификации вулканогенных обломочных горных пород, разработанной специально созданной для этой цели комиссией (1962 г.).

В настоящей работе помимо материалов автора обобщены данные многочисленных исследователей, работавших в этом направлении.

Автор в своей книге стремится дать объективные признаки, по которым можно было бы отнести описываемые породы к той или иной фации, восстановить характер извержения, создавшего их, определить процессы, в результате которых сформировались

вулканогенные обломочные горные породы. Это весьма важно как для геологического картирования вулканических областей, так и для правильного направления поисков некоторых видов полезных ископаемых, приуроченных к этим образованиям.

Очень нужным в монографии является и раздел, в котором разбираются методические вопросы, касающиеся изучения обломочных горных пород. В книге приведены и другие сведения, относящиеся к этой важной проблеме.

Книга будет весьма полезным методическим пособием для вулканологов, палеовулканологов, геологов-съемщиков. Несомненно ею воспользуются и студенты геологической специальности.

К. Н. Рудич

ПРЕДИСЛОВИЕ

Детальные литологические исследования в шестидесятых и семидесятых годах показали, что вулканогенно-обломочные горные породы играют весьма значительную роль в строении земной коры. Разрезы земной коры с архея до голоцена существенно состоят из вулканогенных образований. Современные извержения вулканов поставляют большие количества материала, вовлекаемого в формирование вулканитов. В процессе проявления каждого типа вулканизма формируется то или иное количество различных вулканокластических пород. Океанский вулканизм, например, характеризуется мощными излияниями лав, но вулканокластических пород образуется при этом всего лишь около 3%. Наиболее широко вулканогенные обломочные породы распространены в подвижных геосинклинальных системах, где они слагают мощные структурно-фациальные зоны, формирующиеся в подводных условиях и наземных орогенических поясах. Платформенный вулканизм наряду с мощными толщами лавовых покровов дает колоссальное количество и вулканокластического материала. При посторогеническом вулканизме формируется всего лишь около 10% вулканокластических пород от общего количества вулканитов.

Вулканокластические породы состоят преимущественно из неустойчивых компонентов, таких, как вулканическое стекло и обломки витрофировых эффузивных пород. Они быстро разлагаются и поэтому с трудом диагностируются в древних отложениях, вследствие чего многие толщи или отдельные их пласты иногда и теперь принимаются за осадочные, метаморфические или изверженные породы, тем самым в какой-то мере умаляется значение вулканогенных обломочных пород в строении литосферы.

Изучение вулканокластических и вулканогенно-осадочных горных пород имеет большое значение для восстановления истории развития земной коры и особенно вулканизма. Если эти породы входят в состав немых осадочных толщ, они помогают установить возраст последних и коррелировать отдельные горизонты. В зависимости от типа вулканизма, состава исходного материала и от условий формирования вулканогенных толщ образуются те или иные месторождения полезных ископаемых. Сами вулканические образования также являются полезными ископаемыми, например пемза, туф, игнимбрит, шлак, вулканический песок или продукты их изменения: каолин, алуни́т, бентонитовая глина, минеральные краски и др.

Таким образом, изучение вулканокластических пород необходимо для составления прогнозных карт, реконструкций вулканических сооружений, расшифровки генезиса месторождений полезных ископаемых. Они изучаются как водоносные и водоупорные горизонты,

в качестве коллекторов нефти и газа и как основания под фунда-
менты.

Вулканокластические горные породы весьма разнообразны по генезису и составу. Они образуют большую и сложную группу пород, которая вполне может рассматриваться как самостоятельная. Однако изучены они еще недостаточно. В общей классификации горных пород вулканокластические породы долгое время не имели определенного места. Одни авторы относили их к изверженным породам, другие — к осадочным. Генезис их специфичен. В одних случаях вулканокластические породы (агглютинаты, игнимбриты, кластолавы) формируются, хотя и в поверхностных условиях, но под влиянием эндогенных факторов, в других (туффи́ты аллохтонного происхождения) их образование в значительной мере зависит от экзогенных факторов, и только сам пирокластический материал имеет эндогенное происхождение. Вулканокластические горные породы мною выделены в самостоятельную группу еще в 1946 г., что до сих пор никем не оспаривалось. Н. М. Страхов [108], давший глубокий анализ типам седиментогенеза, пришел к выводу, что эффузивно-осадочный тип как бы вклинивается в климатические типы: ледовый, гумидный и аридный и тем самым обособляется на общем фоне формирования осадочных пород.

Петрографические задачи, возникающие при изучении осадочных пород и вулканокластических, несколько расходятся. Кроме вопросов определения источника материала, условий транспортировки, седиментации и диагенеза, важных для обеих групп, при изучении вулканокластических пород приходится решать специфические задачи: установление типов вулканизма, центров и типов извержений, дифференциации магмы и др.

Условия литогенеза вулканитов резко отличаются от условий литогенеза осадочных пород. Вулканокластические и вулканогенно-осадочные породы обладают большим разнообразием, зависящим от разнотипности состава ювенильного вулканического материала, своеобразия транспортировки вулканического материала (направленные взрывы, пирокластические потоки, лахары), ускоренной обработки и сортировки пирокластического материала, типов примесей к ювенильному материалу, своеобразия фациальных условий формирования вулканогенных толщ и ускоренной литификации и метаморфизма вулканических пород.

Монография «Вулканокластические горные породы» (1963 г.) является одним из итогов исследований автора за период с 1935 по 1961 г. В предлагаемой читателю работе дополнительно использованы новые данные, полученные при исследованиях в период с 1962 по 1975 г. Вулканогенные образования изучались автором в процессе разведки месторождений полезных ископаемых вулканического происхождения, геологического картирования разных масштабов и специальных тематических вулканологических исследований. Для решения практических задач разрабатывалась и совершенствовалась классификация вулканокластических и вулканогенно-осадочных пород, уточнялась их терминология, разрабатывались кри-

терии диагностики генетических типов вулканитов, методика картирования и глубоко изучались вулканические формации.

Вулканокластические породы рассматривались в различных геоструктурных обстановках, обусловленных проявлением разных типов вулканизма (геосинклинального, орогенного, посторогенного и платформенного) в различных регионах Советского Союза и некоторых зарубежных районах. Возраст этих образований от раннего протерозоя до настоящего времени. Наиболее полный материал собран на Камчатке, Курильских островах, в Приморском и Хабаровском краях, на Сибирской платформе и в Карпатах. Кроме того, автор посетил некоторые районы Средней Азии, Закавказья, Крыма, Волыни, Карелии, Урала, Румынии, Канарских островов, Чехословакии и новые материалы учел в своей работе.

Для выяснения общих закономерностей был использован обширный литературный материал, в том числе труды всесоюзных и зарубежных вулканологических совещаний и симпозиумов, семинаров по вулканогенно-осадочным породам и палеовулканологических конференций, опубликованный за последние 15 лет.

В процессе подготовки книги «Вулканокластические горные породы» автор пользовался консультациями по вопросам классификации и терминологии академика А. Н. Заварицкого и советами В. И. Влодавца, С. И. Набоко, Б. И. Пийпа, В. П. Петрова. При подготовке данной монографии коллеги вулканологи помогли мне познакомиться со многими вулканическими областями Советского Союза. Всем помогавшим в подготовке данной книги к печати приношу глубокую благодарность.

ТЕРМИНОЛОГИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБЛОМОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Дискуссия по терминологии вулканогенных обломочных пород, начатая в конце тридцатых годов XX в. и продолжающаяся до сих пор, помогла уточнить многие понятия, вкладываемые в те или иные термины. Большую положительную роль в этом отношении сыграли всесоюзные вулканологические совещания и симпозиумы, семинары по вулканогенно-осадочным породам и палеовулканологические конференции. Вместе с тем в применении тех или иных терминов для обозначения вулканогенных обломочных пород имеются разногласия. Это объясняется тем, что в один и тот же термин вкладываются различные, порой противоречивые, понятия. До сих пор встречаются в литературе давно устаревшие, излишние термины. Однако после опубликования в 1962 г. «Классификации вулканогенных обломочных пород», подготовленной Межведомственной комиссией, терминология значительно очистилась от лишних терминов. Были оставлены лишь наиболее укоренившиеся и рациональные термины, проверенные многочисленными и разнообразными геологическими работами.

В терминологии вулканогенных обломочных пород есть вопросы, не вызывающие споров, и вопросы дискуссионные. К первым относятся такие, как разделение туфов по вещественному составу, характеру обломков (агрегатному состоянию) и крупности материала. Однако, убедившись в необходимости разделения вулканогенных обломочных пород по крупности материала, различные авторы для одних и тех же разновидностей пород применяют разные границы. Некоторые авторы относят к туфам только мелкообломочные пирокластические породы, а грубообломочные — к брекчиям. Все согласны с тем, что следует выделять наряду с туфами и туффиты — вулканокластические породы, содержащие примесь осадочного материала. Но в отношении того, с каким количеством примесей считать породу туффитом, имеется много противоречивых мнений. Кроме того, прежде в эти термины вкладывались не петрографические, а генетические понятия. Под туффитами подразумевались не осадочно-пирокластические породы, а чисто пирокластические, но сформировавшиеся в водных условиях, в отличие от туфов*, которым приписывалось только наземное происхождение.

Чаще всего споры возникали при определении недостаточно изученных вулканических образований, таких, как туфолавы (кластолавы) и спекшиеся туфы (игнимбриты). Иногда эти термины рассматривались как синонимы, и породам, обозначенным ими, приписыва-

* Везде под термином «туф» подразумевается вулканический туф.

лось одними авторами лавовое происхождение, а другими — пирокластическое. Спорными вопросами являлись границы вулканокластических пород с эффузивными и нормально-осадочными породами, поскольку они занимают промежуточное положение между двумя этими группами.

После опубликования монографии автора «Вулканокластические горные породы» появились новые термины и понятия. Так, например, укоренился термин «гиалокластиты», а вулканотерригенные породы разделены на тефроиды и вулканотерригенные породы. Появилась необходимость в выделении таких терминов, как «псевдоагглютинат», «псевдоигнимбрит» и «лавокластит» [78].

Ниже рассмотрены только самые основные термины вулканогенных обломочных пород, без уточнения понятий которых было бы трудно ориентироваться в излагаемом материале. Для каждого из терминов рассматриваются и его приоритет, четкость и ясность вкладываемых в него понятий и насколько он укоренился в литературе.

Туф — первоначально к туфам относили обломочные породы различного происхождения: вулканогенного, осадочного и метаморфического. Четкое определение термина «вулканический туф» впервые дал Ф. Ю. Левинсон-Лессинг в 1888 г. Под туфом он подразумевал «обломочную породу, происшедшую из рыхлых продуктов извержения; такая порода состоит из отдельных кристаллов или чаще их обломков, иногда с примесью осколков стекла, сцементированных впоследствии гидрохимическим путем» [45, с. 137]. В Петрографическом словаре он уточняет состав рыхлых вулканических продуктов: пепла, песка, бомб и отложений грязевых потоков (с. 361). Как в Петрографическом словаре, так и в Геологическом словаре термин «туф» не ограничивается ни крупностью материала, ни фаціальными условиями.

Некоторые авторы предлагают к туфам относить только тонкообломочные вулканокластические породы, устанавливая различные верхние пределы крупности материала (в мм):

Е. Т. Шаталов [124]	2
Г. М. Саранчина [103]	10
В. А. Прокки [87]	20
С. К. Оникпенко [88]	30
Ч. К. Винтворт и Х. Вильямс [182]	32
М. Л. Лурье и С. В. Обручев [48]	100

Как видно из имеющихся данных, очень трудно ограничивать туфы определенной крупностью материала, и практика показала, что в этом нет необходимости. Более грубые туфы указанные исследователи предлагают называть «туфобрекчией» или «вулканической брекчией». Эти термины постепенно отмирают, но еще употребляются как синонимы агломератового (грубообломочного) туфа.

Литификация вулканокластического материала происходит главным образом в результате разложения мелких обломков стекла и превращения их в различные водные алюмосиликаты и опал. В основных породах большую роль в цементации туфов играют карбонаты. Кислые туфы, состоящие преимущественно из остроугольных

обломков стекла, под воздействием пластового давления уплотняются, происходит слабая цементация породы или точнее прессование обломков.

Транспортировка вулканокластического материала может осуществляться по воздуху, временными водными потоками, грязевыми и пирокластическими потоками, ледниками и раскаленными лавинами. При транспортировке обломки подвергаются обработке (раскалыванию, скалыванию углов и пр.). В условиях водной среды (окапывание, дифференциация) они превращаются в вулканогенно-осадочную породу (тефроида).

Итак, вулканический туф — это горная порода, образовавшаяся путем цементирования с помощью гидрохимических процессов или путем уплотнения рыхлого вулканического материала, независимо от крупности обломков и фациальных условий их накопления.

Туффит — термин введен О. Мюгге в 1893 г. для горной породы, состоящей из смеси рыхлых вулканических продуктов и осадочного материала.

К туффитам следует относить вулканокластические породы с примесью до 50% осадочного материала, независимо от крупности и характера обломков. В соответствии с этим туффиты по крупности слагающего их материала могут варьировать от пелитовых разновидностей до агломератовых, а по характеру вулканокластического материала могут быть витрокластическими, литокластическими и смещанными. Вещественный их состав определяется по вулканокластическому материалу.

Г. С. Дзюценидзе [23] предложил называть ортотуффитами осадочно-пирокластические породы, в которых примеси осадочного материала менее 50%, а паратуффитами — пирокласто-осадочные породы, в которых пирокластического материала до 50% (туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники).

Количество примеси, характеризующее туффит (менее 50%), было принято в 1962 г. Межведомственной комиссией [35] и в 1970 г. Всесоюзным семинаром по вулканогенно-осадочным породам Комиссии по осадочным породам при ОГГГ АН СССР [36]. Кроме того, были приняты термины «ортотуффит» и «паратуффит», предложенные Г. С. Дзюценидзе как дополнительные.

На практике в термин «туффит» вкладывались различные понятия: 1) перемытый туф, 2) вулканокластическая порода водного происхождения и 3) вулканокластическая порода, в которой преобладает осадочный материал. Первое определение неточное и неприемлемо, так как при разрушении (перемыве) туфа образуются уже нормально-осадочные породы, так же как при разрушении гранита — аркозы. Второе определение основывается на неправильном предположении, что образование слоистости и примешивание постороннего материала может осуществляться только в водных условиях и поэтому к туффитам относят вулканокластические породы водного происхождения. В действительности слоистость может хорошо развиваться и в наземных фациях, а примесь осадочного материала присуща как наземным, так и водным фациям.

Таким образом, более правильным следует считать разделение вулканокластических пород на туфы и туффиты не по условиям накопления, а по наличию или отсутствию в них примесей осадочного материала. Вопрос о количестве примесей осадочного материала в туффите дискутировался долгое время и, как сказано было выше, большинство исследователей пришли к выводу, что для туффита характерно преобладание вулканокластического материала над осадочным.

Пирокластические породы — это общий термин для горных пород, образовавшихся из обломков, выброшенных во время извержения в раскаленном состоянии. Они могут быть рыхлыми, уплотненными и сцементированными.

Вулканокластические породы — термин предложен В. И. Владовцем [14] и одновременно независимо от него автором [57]. Этим термином определяются вулканические горные породы обломочной структуры, состоящие полностью или существенно из эффузивного и пирокластического материала, рыхлого, сцементированного лавой, спекшегося или сцементированного гидрохимически, иногда с примесью осадочного материала менее 50%. Необходимость введения данного термина обусловлена тем, что в термин «пирокластические породы» стали вкладывать понятие более широкое, не соответствующее его первоначальному смыслу. К пирокластическим породам стали относить вулканические породы, образовавшиеся при дроблении продуктов предыдущих извержений в холодном состоянии, обломочный материал глыбовых лав, материал трубок взрыва, гялокластиты, туфолавы, или, точнее, кластолавы, и др.

Тэфра — это рыхлый, несвязанный пирокластический материал. Термин введен еще Аристотелем. После работ С. Тораринсона [180], А. Ритмана [99] и Е. Ф. Малеева [61] стал снова широко применяться вулканологами.

Туфогенные отложения — термин введен в литературу Е. Рейером [171] и широко применяется для обозначения вулканогенных толщ, горизонтов, свит, состоящих из вулканокластического материала или с преобладанием вулканокластического материала над осадочным. Этот термин не рекомендуется применять для осадочных пород с примесью вулканокластического материала, например не следует говорить «туфогенный песчаник» и т. п.

Вулканогенные отложения — общий термин для обозначения вулканогенных толщ, горизонтов, свит, состоящих из вулканокластического материала, переслаивающегося с потоками лав.

Туфолава. Термин «туфолава» или «туфовая лава» введен в литературу Г. В. Абигом [133]. Так называл он породу, представляющую собой пористую лаву, переполненную обломками пирокластического материала, имеющую большое распространение в Армении, в районе вулкана Арагац. П. И. Лебедев [42], Б. В. Залесский и В. П. Петров [29] и другие исследователи считали эти породы лавами. В дальнейшем туфолавы вулкана Арагац были отнесены к игнимбрикам. Дискуссия о генезисе данных туфолав осложнила вопросы терминологии подобных горных пород, и многие исследователи

начали неправильно применять термины «туфолава» и «игнимбрит». Последние исследования А. А. Адамян [2], В. П. Петрова [91, 92], К. Г. Шириняна [128] и других доказали лавовое происхождение туфолав вулкана Арагац.

В настоящее время термином «туфолава» обозначаются лавокластические горные породы разнообразных типов, природа которых неясна. Общим признаком туфолав является флюидальность цементирующей лавы и наличие обломков размером до 10 мм. Поскольку в термин «туфолава» вкладывались различные понятия, дальнейшее употребление его не рекомендуется.

Кластолава — термин предложен автором [57] и быстро получил распространение. Кластолава — это порода, состоящая из обломков ранее застывшей лавы, сцементированной лавой же, но отличающейся от обломков по составу, структуре или текстуре.

Игнимбрит — термин введен П. Маршаллом [163] для горных пород, образовавшихся из раскаленного обломочного материала, выброшенного вулканом и впоследствии спекшегося в плотную массу. В Советском Союзе игнимбриды впервые были описаны А. Н. Заварицким [26]. Для игнимбридов характерно присутствие небольших линзовидных тел стекла в разрезе, по форме напоминающих языки пламени (фьямме). В качестве примеров указывалось образование таких пород при извержении вулканов Мон-Пеле (о. Мартиника) в 1902 г. и Катмай на Аляске в 1912 г. Однако во время извержения Мон-Пеле игнимбриды не образовывались, не наблюдается образование их и в областях современного вулканизма в таких масштабах, как предполагал П. Маршалл. Поэтому вообще была поставлена под сомнение возможность образования игнимбридов [13].

Многочисленные исследования как в Советском Союзе, так и за рубежом позволяют сделать вывод, что формирование игнимбридов обычно связано с образованием пирокластических потоков в период проявления орогенного вулканизма во время завершения этапов вулканизма и возникновения кальдер обрушения. Из современных образований наиболее близки к ним небольшие пирокластические потоки, образовавшиеся в 1912 г. во время извержения вулкана Катмай, но они характеризуются весьма слабым спеканием и отсутствием фьямме. Образование фьямме происходит в результате сплавления мелких обломков стекла, при сплющивании обломков пемзы и в результате переплавления чуждых обломков*.

Псевдоигнимбриды по внешнему виду весьма напоминают игнимбриды, так как имеют «фьямме», «флюидальность» и образованы из кислых пемзовых пирокластических потоков, часто сформированных в подводных условиях. Изучение таких пород на о. Кунашир (Курильские острова), полуострове Камчатка, в Закарпатье, на Урале и в других районах показало, что они образуются в областях гидротермальных систем и представляют собой гидротермально изменен-

* Пирокластические потоки вулканов Безымянного 1956 г. и Шивелуч 1964 г. не дали спекшегося материала, так как обладали относительно низкой температурой (около 600° С).

ные силифицированные витрокластические пемзовые туфы, в которых наблюдаются разложение обломков стекла и сплющивание обломков пемзы, что напоминает фьямме и флюидалность. При развитии избирательного метаморфизма в «фьямме» этих пород образуются монтмориллонит и другие глинистые минералы, а в основной массе преобладают опал и морденит [76, 78].

Агглютинат — термин введен Г. Б. Тиррелем [109] для спекшихся в сплошную массу шлаковых пород. Образование агглютинатов наблюдалось во время стромболианских и гавайских извержений на многих вулканах Камчатки, Курильских островов и в активных вулканических областях за рубежом. Выбрасываемые из вулкана полужидкие куски основной лавы при накоплении сплавляются в пористую массу. Образование агглютинатов ограничивается прикратерными участками.

Псевдоагглютинаты, или вторично спекшиеся туфы, образовались в результате вторичного спекания шлаков в прикратерных областях вулканов. Такое спекание шлака наблюдалось в прикратерной части вулкана Авача, где обломки черного шлака размером 3—12 см окрасились в красный цвет и, вероятно, под воздействием раскаленных газов поверхность обломков расплавилась и произошло их спекание [78].

Термины, характеризующие крупность материала. Крупность материала в вулканокластических породах — туфах, туффитах, ксенотуфах — обозначается прилагательными, соответствующими определенным размерам поперечников обломков (в мм):

Пелитовый (тонкообломочный)	менее 0,01
Алевритовый (мелкообломочный)	0,01—0,1
Псаммитовый (среднеобломочный)	0,1—2
Гравийный (крупнообломочный)	2—10
Лапиллиевый	10—30
Агломератовый	30—200
Глыбовый агломератовый	более 200

Первые три разновидности туфов, содержащие обломки до 2 мм, могут быть объединены под общим термином «пепловый туф».

Термины «псаммит» и «псефит» впервые были введены в литературу Броньяром в 1813 г. * как синонимы соответственно песчаника и конгломерата. К. Науман в 1849 г.* применил эти термины как структурные. Он выделил псефитовую и псаммитовую структуры, а для тонкообломочных пород дополнительно ввел термин «пелитовая структура». Применяя указанные термины для определения структур, К. Науман придавал им более широкое значение, чем Броньяр. Так, в его понимании псефитовая структура характеризует не только конгломерат, но и брекчию и вообще все грубообломочные породы. Точно так же понятие «пелитовая структура» применяется как для глинистых, так и для органогенных пород, поэтому рассматриваемые термины правомерны и для определения структур вулканокластических пород. В 1930 г. А. Н. Заварицкий ввел

* Цитируется по Ю. Ф. Левинсон-Лессингу и Э. А. Струве [47].

понятие «алеовитовая структура» для обломочных пород, сложенных зернами размером от 0,1 до 0,01 мм.

Разделение структур по относительной величине составных частей применяется для различных пород.

Наряду с перечисленными общеупотребительными терминами, имеющими греческие корни и широко применявшимися Ф. Ю. Левинсон-Лессингом и А. Н. Заварицким, иногда употребляются нерациональные термины, как, например, термин «плотный туф» для обозначения тонкообломочного туфа, «зернистый туф» — для псаммитового, «агломератовый туф» — для туфа, сложенного материалом различного петрографического состава, независимо от крупности обломков. Эти термины применять в указанном значении нецелесообразно по следующим причинам:

а) тонкообломочный туф, как правило, обладает большой, но тонкой пористостью и, следовательно, не может быть плотным;

б) псаммитовый туф сложен не зернами, а обломками;

в) термином «агломератовый туф» подавляющее большинство геологов обозначают грубообломочные вулканокластические породы. Такое же значение ему придавал и Ч. Ляйэль [159], подразумевая под агломератовым туфом «грубую брекчию, состоящую из обломков горной породы, выброшенных из вулкана и представляющих собой главным образом угловатые обломки без какой-либо примеси осадочного материала». В отношении размера обломков Ч. Ляйэль указывает следующее: «... размер угловатых обломков в некоторых агломератах огромный; их диаметр 2 и 3 ярда» *. Термин «агломератовый туф» иногда заменяют его синонимами «туфобрекчией» и «вулканической брекчией». Этими терминами, хотя они и выходят из употребления, еще продолжают пользоваться за рубежом и в меньшей мере в Советском Союзе.

Ксенотуф — термин предложен автором [57] для сложных вулканических пород, содержащих примесь обломков фундамента вулкана до 50%.

Кроме продуктов магмы вулкан выбрасывает материал своего фундамента, который может быть осадочным, метаморфическим или изверженным. Для обозначения этого материала предлагались различные термины. Г. Джонстон-Левис назвал его случайными продуктами извержений чуждого состава; Ф. Вольф [183] — ресургентным аллотигенным; Х. Рек — экзогенным (случайным); А. Лякруа [158] — эпилогенным и палеогенным; Ч. Вентворз и Х. Вильямс [182] — аксессуарным; А. Н. Заварицкий [28] — эруптивным; М. Л. Лурье и С. В. Обручев [48] — эксплозивным.

Г. В. Тиррель [109] разделяет обломочный материал в зависимости от его происхождения на следующие группы: 1) родственные обломки, образовавшиеся в результате раздробления свежей раскаленной лавы; 2) аксессуарные родственные обломки, состоящие из ранее затвердевшей лавы (лавовая пробка); 3) плутонические родственные обломки, образовавшиеся за счет раскристаллизованных

* Ярд составляет 0,914 м.

лав корней вулкана; 4) случайные обломки, образовавшиеся в результате дробления горных пород фундамента вулкана (осадочные, метаморфические, изверженные); 5) интрателлурические обломки, состоящие из материала самых глубоких слоев земной коры, слагающие обычно трубки взрыва.

Первые три группы Г. В. Тиррель объединяет под общим названием «родственные обломки» в отличие от обломков четвертой группы — «случайных».

Для грубообломочных пород, содержащих примесь чуждого материала, а иногда и полностью состоящих из выброшенных обломков известняка, С. Г. Рейнольдс [172] предложил название «эксплозивная брекчия». В советской литературе для обломков четвертой группы широко применяется обозначение «чуждый». Термин «чуждый» является наиболее удачным, поскольку характеризует материал, отличный от пирокластического, среди которого он находится.

На древнегреческий язык слово «чуждый» (посторонний) переводится как «ксенос», следовательно, туф с примесью чуждых обломков можно назвать «ксенотуф». Термин не громоздкий, и сама приставка «ксено» очень распространена в петрографической терминологии (ксенобласты, ксенокристаллы, ксенолиты, ксеноморфный и др.). Таким образом, игнимбрит и кластолаву с чуждыми обломками следует называть ксеноигнимбрит и ксенокластолаву.

Примесь чуждого материала в горной породе может варьировать в различных количествах; иногда присутствуют только отдельные обломки, в других случаях чуждые обломки составляют существенную часть породы. Последнее наблюдалось при изучении сибирских трубок взрыва, периферические части которых сложены чуждым материалом. По мере движения к центру количество его уменьшается, а затем он совсем исчезает. В Закарпатье, в пределах Выгорлат-Гутинской гряды, вблизи сел Керецки и Оленево автор наблюдал трубки взрыва, в которых содержание чуждого материала варьировало от 0 до 100%.

Следовательно, кроме ксенотуфов, т. е. пород, содержащих примесь чуждого материала, нужно выделять породы, которые полностью или почти полностью состоят из чуждых обломков, представляя собой брекчию, или эруптивную брекчию*. Таким образом, если в породе чуждого материала менее 50%, ее следует отнести к ксенотуфу, если же более 50%, то к эруптивной брекчии. По крупности материала ксенотуфы разделяются так же, как туфы и туффиты.

Брекчиевая лава представляет собой обломочную породу лавового происхождения, в которой обломки лавы сцементированы лавой того же состава и одного с ними извержения. Брекчиевая лава является промежуточной породой между лавами и вулканокластическими породами. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [45] эти породы называет первичными брекчиями, вулканическими брекчиями или брекчиями расщепления, С. Г. Рейнольдс [172] — поточными лавами, а

* Eruptivus (лат.) — выброшенный.

А. Лякруа [158] — брекчиями излияния. Термин «брекчиевая лава», применяемый советскими геологами, наиболее точно определяет описываемую породу. Она образуется в краевых или конечных частях лавовых потоков, апикальных и краевых частях куполов.

Туфопесчаник, туфогравелит, туфоконгломерат и другие термины, состоящие из наименования осадочной обломочной породы и приставки «туфо», применяются для обозначения осадочных горных пород, содержащих до 50% примеси синхронного туфогенного материала. Этот термин удобен, так как приставка «туфо» показывает, что туфогенный материал находится в подчиненном количестве, а слова «песчаник», «гравелит», «конгломерат» и т. п. указывают на преобладание в породе осадочного материала.

Для обозначения таких пород применялись термины с прилагательным «туфогенный». Например, «туфогенный песчаник», «туфогенный конгломерат» и т. п. Целесообразность применения этих терминов неоднократно обсуждалась в печати [40, 56, 124] и было доказано, что слова, составляющие термин, указывают одно — на признак вулканического происхождения, другое — на признак осадочного происхождения и тем самым находятся в противоречии между собой. Предлагались термины с приставкой не «туфо», а «туффито» [31]. Эти термины не получили распространения, поскольку в породах присутствует примесь пирокластического материала, синхронная извержению, а не образовавшаяся за счет туффита.

В 1970 г. снова возникла дискуссия о терминах «туфопесчаник», «туфогенный песчаник» и им подобных, поднятая дальневосточными геологами [12]. Этот вопрос дискутировался и на Всесоюзном семинаре по вулканогенно-осадочным породам, где было принято решение в пользу терминов «туфопесчаник», «туфоконгломерат» и т. п. [36].

Вулканотерригенные горные породы и тефроиды. В период разработки классификации вулканогенных обломочных горных пород Межведомственной комиссией по классификации [35] в связи со слабой изученностью вулканогенно-осадочных пород к вулканотерригенным породам были отнесены породы, состоящие как из обработанной водой и отсортированной тефры, так и из обломков литифицированных вулканокластических пород и лав. Для обозначения отдельных разновидностей вулканотерригенных пород предлагалось употреблять прилагательное «вулканомиктовый»; например, «вулканомиктовый песчаник», «вулканомиктовый конгломерат» и т. п. В настоящее время вулканогенно-осадочные породы разделены на три группы: тефроиды, вулканотерригенные породы и вулканокласто-осадочные породы [36].

Тефроиды — горные породы, состоящие главным образом из окатанной и отсортированной тефры, иногда с примесью вулканокластического материала. Следует отметить, что детальное изучение этих пород позволило выделить среди них три подгруппы: 1) собственно тефроиды, 2) пирокласто-тефроидные породы и 3) терригенно-тефroidные породы [71].

Вулканотерригенные породы образуются в результате разрушения литифицированных вулканокластических пород и лав и после-

дующей сортировки обломочного материала. Существенное генетическое отличие этих пород от тефроидов состоит в том, что они не синхронны с извержениями. Кроме того, они имеют петрографические отличия, рассмотренные в соответствующих главах.

Вулканокласто-осадочные породы представляют собой осадочные породы с примесью вулканокластического материала до 50% — это туфопесчаники, туфоконгломераты и др.

Гиалокластиты — вулканокластические витрофировые горные породы, образующиеся в результате взрывного дробления и специфической закалки подводных излияний большей частью основных лав. Гиалокластиты широко развиты в областях проявления океанского и геосинклинального вулканизма. В орогенических областях они формируются в прибрежных зонах, на ограниченных участках. Отмечен случай образования гиалокластитов из кислых лав в озерных условиях [129]. Размеры обломочного материала колеблется от псаммитовых до агломератовых. Впервые описаны в 1958 г. А. Ритманом [99] и затем распознавались во многих областях.

Лавокластиты. Этим термином предлагается обозначать вулканокластические горные породы, образующиеся в результате дробления лавы после ее извержения [78]. Дробление лавовых образований происходит как в экструзиях, так и в лавовых потоках в наземных, подводных и подледных условиях. Глыбовые лавовые потоки в верхней и в нижней частях сложены обломочным материалом, который впоследствии литифицируется и образует грубообломочные породы. При излиянии лавовых потоков на влажную поверхность или в воду также происходит дробление лавы. В процессе формирования экструзий образуется обломочный материал, называемый агломератовой мантией и купольными брекчиями.

В подводных условиях во время излияния лавовых потоков происходит отщепление порций лавы и образование как фигурных фрагментов (подушечные лавы) в виде шаров, караваяев, валов, подушек и других форм, так и бесформенного обломочного материала. Таким образом, лавокластиты цементируются геохимическим цементом, что отличает их от кластолав, сцементированных лавой. От гиалокластитов лавокластиты отличаются тем, что их обломки представлены лавой, в то время как в гиалокластитах лава приобретает специфические физические особенности (стекло) и меняет состав в результате гидратации стекла и перехода окисного железа в закисное.



КЛАССИФИКАЦИИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБЛОМОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

ОБЗОР КЛАССИФИКАЦИЙ

Обилие классификаций вулканогенных обломочных пород вызвано тремя обстоятельствами: 1) сложностью описываемых пород, обусловленной их формированием под влиянием и эндогенных, и экзогенных процессов; 2) невозможностью одному исследователю охватить все их разнообразие, вследствие чего часто классификации составлялись для отдельных регионов или типов отложения (подводных, наземных и т. п.); 3) использованием разнообразных многочисленных генетических признаков для петрографического определения породы. Наиболее приемлемыми оказывались те классификации, которые основывались на петрографических принципах.

Несмотря на то что основные принципы классификации принимаются и рекомендуются к употреблению авторитетными комиссиями, ввиду недостаточной изученности вопроса появляются новые разработки и классификации, которые при умелом пользовании ими позволяют более подробно определять изучаемые породы. Вследствие этого до сих пор возникает необходимость критического разбора новых классификаций, так как их обилие, порой, не помогает, а усложняет возможности сопоставления вулканитов различных регионов. Поэтому для широкого применения необходима одна классификация вместо множества региональных.

Первые классификации вулканогенных обломочных пород появились в конце прошлого столетия. Однако наибольшее их число было предложено за последние сорок пять лет. Это объясняется тем, что помимо изучения вулканических образований в областях действующих вулканов проводились многочисленные геологические исследования в связи с поисками полезных ископаемых.

Общеизвестно, что нет такого района, где сочетались бы все разновидности вулканогенных образований. Каждый тип вулканизма (геосинклинальный, орогенный, платформенный) протекает в определенных фациальных условиях (морской режим, молассы и лагуны, наземный); следовательно, первичный вулканический материал будет отличаться целым рядом особенностей. Различные условия формирования вулканокластических пород обеспечили большое их разнообразие. Причем в отдельных районах распространены определенные разновидности вулканокластических пород. Так, например, в областях развития посторогенного вулканизма широко представлены шлаковые конусы вулканов; здесь преобладает грубообломочный литокластический материал основного состава. В областях вулканизма геосинклинального типа, где формирование осадков происходит

в водной среде, к пирокластическому материалу примешивается осадочный. Для этого типа отложений характерно развитие туффитов и осадочно-пирокластических пород. В орогенный этап развития геосинклинали накапливаются мощные толщи пород в одних случаях грубообломочных, преимущественно андезитового состава, в других — тонкообломочного материала липаритового и дацитового состава. Формирование вулканокластических пород в различных фациальных условиях влияет на их текстуру, структуру и состав.

При составлении классификаций авторами за основу брались петрографические или генетические признаки, характерные для того района, в котором проводил исследование ее автор. Такие классификации, составленные на различной основе, разумеется, не могли быть универсальными. Следует также отметить, что иногда в один и тот же термин вкладывались различные понятия, что сильно осложняло вопросы классификации.

Большую роль в разработке классификаций сыграли работы Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и А. Н. Заварицкого, которые дали определения основным терминам и уточнили понятия других.

В книге «Вулканокластические горные породы» [61] были рассмотрены классификации, опубликованные с 1886 по 1962 г., и приведена соответствующая литература по этому вопросу. Наиболее детально были рассмотрены классификации Д. Вальтера и П. Ширлица, Г. Джонстон-Левиса, Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, Ф. В. Вольфа, Л. В. Пирсона, А. Лякруа, Ч. К. Вентворза и Х. Вильямса, П. П. Гудкова, Е. Т. Шаталова, Л. Б. Рухина, Г. М. Саранчиной, В. А. Прокина, Н. И. Наковника, С. К. Опикиенко, В. Н. Киркинской, Е. Каралусовой, Л. М. Блохиной и др., Г. Панто, Е. Ф. Малеева, В. П. Петрова, В. И. Влодавца, Е. В. Быковской и др., Р. В. Фишера, Э. Тэрэка, Л. Г. Кваши, И. М. Сперанской, Г. М. Фремда, Е. К. Устиева и др. Опубликованные классификации имели исключительно важное значение, поскольку в них дискутировались принципы, которые следовало положить в основу, обсуждались термины, наиболее широко применяемые, и предлагались новые, рассматривались вопросы генезиса вулканокластических пород и т. д. Это позволило в 1962 г. Межведомственной комиссии опубликовать наиболее полную классификацию вулканогенных обломочных пород [35]. После широкого ее обсуждения автором была представлена уточненная классификация [61]. Ниже будут рассмотрены классификации, опубликованные после 1962 г.

Э. Х. Мадатов [50] пирокластические породы делит на две группы: туфы и породы без особого названия, разделяющиеся на туффиты и туфогенно-осадочные породы. В группе туфов он выделяет подгруппы: туфы, агломераты, пирокластические лавы и эруптивные брекчи. Относительно этой классификации следует сделать ряд существенных замечаний:

- а) неудачно выделение подгрупп «туфы» и «агломераты», так как агломераты — это тоже туфы;
- б) неудачен термин для подгруппы «пирокластические лавы», так как лавы и пирокластика характеризуют различные группы

пород и поэтому непонятно, как агломератовые лавы и игнимбриты (явно пирокластической природы) попали в одну подгруппу;

в) туфогенно-осадочные породы — это осадочные породы и их противозаконно относить к пирокластическим породам;

г) применяемая терминология очень сложная: «псеффитотуффиты», «гравитотуффиты» и др. Непонятно выделение трассовых туфов. Природа трассов дискутируется, и хотя бы по этой причине их нельзя включать в классификацию. Все это делает классификацию Э. Х. Мадатова не только сложной,

но и нерациональной, а поэтому недоступной для применения.

Р. Фишер [148, 149] предложил графическое изображение классификации пирокластических пород в виде треугольника, углы которого отвечают размерности основных групп обломочных пород — глыбы и бомбы (рис. 1). Треугольник Р. Фишера можно рекомендовать не только для определения породы, но и для характеристики вулканогенных толщ.

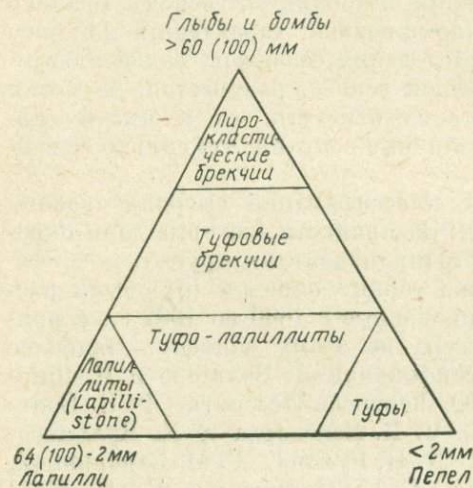


Рис. 1. Классификация пирокластических пород, по Р. Фишеру (1966)

три группы: I — лавокластические (кластолавы); II — пирокластические (туфы); III — осадочно-пирокластические (туффиты). Последний он разделяет на пиротуффиты, содержащие более 50% пирокластического материала, и литотуффиты, содержащие его менее 50%. В подробной таблице этот автор выделяет разновидности пород по крупности материала. Употребляемые им термины в подавляющем большинстве соответствуют терминам, принятым Межведомственной комиссией [35]. Нужно признать удачным выделение пиротуффитов и литотуффитов, но, к сожалению, эти термины не нашли широкого применения. Однако необходимо заметить, что литотуффиты нелогично относить к осадочно-пирокластическим породам, поскольку они содержат осадочного материала более 50%. Обычно их относят к пирокласто-осадочным породам.

В. С. Коптев-Дворников, Е. Б. Яковлева и М. А. Петрова [38] предложили классификацию для палеотипных вулканогенных, вулканогенно-осадочных и других обломочных пород. Здесь необходимо сделать следующие замечания: она не предусматривает разделения вулканитов по агрегатному состоянию на витрокластические, кристаллокластические и т. п.; вулканогенно-осадочные породы в ней именуются «туфогенными конгломератами», «туфогенными гравели-

тами» и т. п. вопреки принятым теперь терминам «туфоконгломераты», «туфогравелиты»; вулканотерригенные породы в дробных разновидностях называются «вулканомиктовыми». После опубликования данной классификации было принято решение семинара по вулканогенно-осадочным породам [36], которое рекомендует эти породы называть вулканотерригенными конгломератами, вулканотерригенными песчаниками и т. п.

Терминологическая комиссия Петрографического комитета ОГГГ АН СССР в 1972 г. приняла решение не разделять вулканиты на палеотипные и неотипные. Таким образом, изложенное не позволяет рекомендовать к применению классификацию В. С. Коптева-Дворникова, Е. Б. Яковлевой и М. А. Петровой, имевшую прежде значительное распространение при изучении древних формаций.

Классификация пирокластических пород Г. Панто [168] основана на критическом обзоре 30 классификаций, составленных различными авторами. После их критического разбора он предлагает свою классификацию, основанную на происхождении исходного материала (магматическое, осадочное), источнике материала (экзогенный, эндогенный), условиях накопления (подземное, поверхностное, с разделением на субаквальное и субаэральное), химическом составе исходного материала (риолитовый, дацитовый и т. д.); условиях литификации (рыхлые, сцементированные, сваренные), агрегатном состоянии (кристаллокластические, витрокластические, литокластические), крупности материала и текстурных особенностях.

Таким образом, в основу рассматриваемой классификации положены генетические и петрографические принципы, что крайне ее усложняет. Кроме того, автор излагает только принципы, по которым надо классифицировать породы, не указывая в таблице конкретных наименований самих пород, что делает классификацию непригодной для практического применения.

И. В. Лучицкий [49] предложил схему общего разделения вулканокластических (пирокластических) пород, образующихся при вулканических извержениях и возникающих в связи с явлениями, сопутствующими извержениям. В основу разделения им положены скорости накопления пирокластического и осадочного материала, условия накопления (в субаэральной или в субаквальной обстановке), местоположение эруптивного аппарата (подводные или наземные извержения) и крупность обломочного материала. Оригинальность подхода к разделению вулканитов заслуживает детального изучения. Однако в основу этого разделения им положены преимущественно генетические критерии (кроме крупности материала), и по существу здесь дается общее разделение генетических типов вулканитов, не рассматриваемое в данной работе. И это разделение вулканитов не может быть рекомендовано в качестве петрографической классификации.

Г. М. Власов, М. В. Мартынюк и М. И. Попкова в 1972 г. опубликовали классификацию вулканических пород, которая еще в 1970 г. была широко распространена среди геологов Дальнего Востока и рекомендована для употребления Дальневосточным

отделением Всесоюзного минералогического общества [12]. В этой классификации детально рассмотрены генетические типы гиадокластитов, вулканических брекчий, вулканитов формации зеленых туфов и вулканогенно-кремнистых пород, изучены условия образования гиадокластитов.

Работа указанных авторов весьма интересна и с успехом может быть использована геологами в процессе изучения вулканических объектов. Недостатком классификации является то, что для некоторых видов горных пород, как, например, для брекчий, дана подробная генетическая классификация и по существу выделены не виды горных пород, а генетические типы вулканогенных образований. Выделенные в ней брекчии — автокластические, пирокластические, лавокластические, эпикластические и псевдобрекчии — входят в состав эффузивных пород, вулканокластических, пирокласто-осадочных и метаморфических. Таким образом, как горные породы они попадают в различные группы, а если их рассматривать как генетические типы, то они охватывают далеко не все разновидности грубообломочных вулканитов. В классификации нет вулканитов ледниковых отложений, пролювиально-коллювиальных склонов вулканов, автохтонных прикратерных и др.

Сложность формирования вулканокластических пород не позволяет в петрографическую классификацию включить все генетические особенности породы, да в этом, видимо, и нет необходимости. Например, в классификации осадочных пород в термины «песчаник», «гравелит», «конгломерат» вкладываются только основные генетические признаки: терригенное происхождение, крупность материала и окатанность. Но песчаники могут быть и подводного, и наземного происхождения и, кроме того, аллювиальные, делювиальные, золотые, прибрежные, глубоководные и др., т. е. могут являться генетическими типами осадочных отложений.

Крупность обломочного материала авторами рассматриваемой классификации сохранена та же, что принята Межведомственной Комиссией [35]. Дальнейшее его деление дано по структуре, агрегатному состоянию и характеру обломков. Здесь авторы в два последних признака вкладывают новые понятия (табл. 1). Обычно между агрегатным состоянием и характером обломков ставится знак равенства, авторы в графу «характер обломков» включают термины, обозначающие крупность материала. Например, пепловый туф — это порода, состоящая из пепла, т. е. тефры размером до 2 мм в поперечнике. Точно так же и остальные разновидности туфов — гравийный, лапиллиевый, агломератовый и глыбовый — характеризуют размерность обломочного материала. Осадочно-пирокластические породы (содержащие примесей до 50%) рассматриваются в группе вулканогенно-осадочных пород. Это также нелогично.

При разработке классификации вулканогенно-осадочных и вулканомиктовых пород Г. М. Власов, М. В. Мартынюк и М. И. Попкова применили устаревшие термины и понятия. Решением семинара по вулканогенно-осадочным породам было принято выделять группу тефроидов, отсутствующую у этих авторов, а вулканотерригенные

Пирокластические породы
(по Г. М. Власову, М. В. Мартыноку и М. И. Попковой [12])

Размеры обломков, мм	Наименование туфов			Наиболее характерные изменения
	по структуре	по агрегатному состоянию обломков	по характеру обломков	
<0,01	Пелитовый	Витрокластический (витротуф)	Пепловый	Силицификация (окремнение), монтмориллонитизация, карбонатизация, цеолитизация, хлоритизация, палагонитизация
0,01—0,1	Алевритовый	Витро- и кристаллокластический (кристаллотуф)	Пепловый и кристалловый	
0,1—2,0	Псаммитовый		Гравийный литотуф	
2—10	Мелкоцефитовый		Лапиллиевый литотуф	
10—30	Среднецефитовый	Литокластический (литотуф)	Агломератовый литотуф	
30—200	Крупноцефитовый		Глыбовый литотуф	
>200				

породы в дробных разновидностях именовать не вулканомиктовыми песчаниками, вулканомиктовыми гравелитами и т. п., а вулканотерригенными песчаниками, вулканотерригенными гравелитами и т. п. На этом же семинаре снова было подчеркнуто, что пирокласто-осадочные породы следует называть не туфогенными песчаниками, туфогенными гравелитами и др., а туфопесчаниками, туфогравелитами, туфоконгломератами и т. д. [36], как это было принято Комиссией при составлении классификации 1962 г. Авторы применяют устаревшие термины: «вулканогенные песчаники» и др. Кроме того, они совершенно необоснованно предлагали изъять из употребления термины «кластолава», «ксенотуф» и «игниспумит», включающие определенные понятия, необходимые в процессе изучения вулканических формаций [72].

Насколько сложно прийти к единому мнению при классификации вулканитов, могут подтвердить хотя бы суждения о границах крупности материала между отдельными разновидностями. Со временем исследователи приходят к общим границам разделения вулканитов по крупности. Сейчас принято, что пелитовые туфы должны иметь размерность менее 0,01 мм, алевритовые от 0,01 до 0,1 мм. Что касается псаммитовых туфов, то здесь спорной остается верхняя граница крупности, за которую обычно принимается 1 мм по десятичной шкале и 2 мм. Несмотря на то, что граница 2 мм не входит в систему десятичной шкалы, ее преимущество заключается в том, что преобладающее количество обломков до 2 мм в осадочных породах представлено кристаллами, а более 2 мм — обломками пород. Поэтому породы, состоящие из обломков пород и кристаллов размерами от 1 до

2 мм, не принято относить к гравию. Точно так же и в вулканитах. Давно укоренилось понятие, что пеплом называют пирокластический материал размерностью до 2 мм. Вследствие этого, несмотря на стройность десятичной шкалы, верхнюю границу псаммитового материала следует оставить 2 мм.

Если терминология и систематика вулканокластических пород, после опубликованной в 1962 г. классификации вулканогенных обломочных пород, составленной Межведомственной комиссией [35], вызывали меньше дискуссий, то по вулканогенно-осадочным породам появилось много новых данных, что потребовало провести специальную дискуссию. В 1968 г. в г. Тбилиси под руководством академика Г. С. Дзоценидзе проводился семинар по классификации и терминологии вулканогенно-осадочных пород, организованный Секцией вулканогенно-осадочных пород Комиссии по осадочным породам при ОГГГ АН СССР. На семинаре было принято новое деление вулканогенно-осадочных пород и новые термины (тефроиды, паратуффины, ортотуффины, предложенные Г. С. Дзоценидзе), уточнены термины вулканотерригенных пород и установлена номенклатура смешанных осадочных пород.

Л. Н. Ботвинкина [10] в своей монографии о генетических типах вулкаников посвящает вопросам терминологии и классификации вулканогенных обломочных пород большую главу, где подробно разбирает употребляемые термины и предлагает серию классификационных таблиц. В некоторые термины вложены новые понятия, отличные от общепринятых. Так, например, понятие термина «тефра», широко употребляемого вулканологами для автохтонной (неперетолженной) пирокластики, Л. Н. Ботвинкина расширяет и считает, что «... термин «тефра» удобен именно как собирательный для обозначения рыхлых выбросов, а не как синоним пирокластического материала» ([10], с. 17), т. е. она заменяет его термином «вулканокластика», обозначающим различный рыхлый вулканокластический материал, в том числе и перемещенный, т. е. любые рыхлые продукты вулканических извержений, из которых образуется вулканический туф. Такое расширение понятия термина «тефра» необоснованно и ведет к путанице.

На Всесоюзном семинаре было принято следующее: «К группе тефроидов отнести породы, возникшие из окатанного и нелитифицированного пирокластического материала (тефры)» ([36], с. 256). Л. Н. Ботвинкина широко применяет близкий термин — «тефрогенный» (тефрогенный песок, тефрогенный песчаник и т. п.). Этот термин в порядке дискуссии на семинаре предлагался в качестве синонима тефроидов, но принят не был.

На этом же семинаре было множество предложений о количестве примеси осадочного материала к пирокластическому в ортотуффитах и паратуффитах, но в принятом решении сказано: «К группе туффинов отнести смешанные породы, в которых осадочные или пирокластические компоненты составляют каждый не менее 90%. Разделить группу туффинов на две подгруппы: ортотуффины, в которых преобладает пирокластический материал, и паратуффины, в которых преобла-

дает осадочный» (с. 256). Л. Н. Ботвинкина [10] усложняет это положение, выделяя еще дополнительные две подгруппы: туфы с примесью осадочного материала, в которых пирокластики от 90 до 75%, а осадочного материала от 10 до 25%, и осадочные породы с примесью пирокластики, характеризующиеся обратным соотношением пирокластического и осадочного материала. Выделение этих групп и тем самым введение новых соотношений пирокластического и осадочного материала ничем не обосновано и не целесообразно.

Для пород смешанного состава, состоящих из вулканического и терригенного материала, термины «песчанистая теффа», «песчаная теффа», «тефристый песок» неприемлемы вследствие неправильного трактования термина «теффа».

Для литифицированных смешанных пород с преобладанием вулканогенного материала вместо термина «туффит» Л. Н. Ботвинкина предлагает термин «песчанистый туф». Этот термин также крайне неудачен, поскольку, если это туф, то он не может быть песчанистым.

Комиссией по классификации вулканогенно-обломочных пород [35] и на Всесоюзном семинаре [36] было принято решение о том, что термины «туфоалеврит», «туфопесчаник», «туфогравелит» и им подобные писать без дефиса. Л. Н. Ботвинкина же отмечает, что нельзя смешанную породу туф с песчаником писать без дефиса. Однако нужно заметить, что здесь смешиваются не две породы, а различный материал, из которого формируется новая горная порода, и поэтому дефис здесь неуместен.

Вызывает возражение включение тефроидов в группу пирокластических пород. Л. Н. Ботвинкина включает их в группу пирокластических пород, основываясь на том, что они состоят из вулканогенного материала. Однако обработка и сортировка пирокластического материала показывают, что тефроиды не пирокластические, а осадочные породы (так же как песчаники и аркозы, возникшие за счет изверженных пород).

Как уже было ранее показано [71], к окатанной и отсортированной тефре может примешиваться как пирокластический, так и осадочный материал. Для этих пород были предложены и вошли в литературу термины «пирокласто-тефроидный песчаник», «пирокласто-тефроидный конгломерат» и «терригенно-тефроидный песчаник», «терригенно-тефроидный конгломерат». Л. Н. Ботвинкина предлагает заменить их соответственно терминами «тефроидо-туф», «тефровая конглобрекция» и «тефроидо-песчаник», «тефроидо-конгломерат».

Предлагаемые ею термины неудобны. Во-первых, в породах, состоящих из пирокластики и тефры, теряется часть содержания термина, указывающая на крупность материала (тефроидо-туф), во-вторых, термины для смеси обработанной тефры и терригенного материала («тефроидо-песчаник», «тефроидо-конгломерат») по существу ничем не отличаются от терминов для литифицированной тефры. Для последней предлагаются названия «тефрогенный песчаник», «тефрогенный конгломерат», хотя несколько ранее термин «тефрогенный» был употреблен для рыхлых тефроидов, а песчаник не рекомендовался для тефроидов, «поскольку по существу целиком

Классификация вулканокластических пород [57]

По степени цементации	Вулканокластические породы	
	по типу литификации	по составу и качеству примесей
Литифицированные	Цементированные лавой	Кластолавы
		Ксенокластолавы (кластолавы с примесью обломков пород фундамента вулкана до 50%)
		Лавы с примесью осадочного материала; неизвестны
	Сваренные (спекшиеся)	Игнимбриты и агглютинаты
		Ксеноигнимбриты (игнимбрит с примесью обломков пород фундамента вулкана до 50%)
		Игнимбриты с примесью осадочного материала; неизвестны
	Цементированные гидрохимически	Туфы
		Ксенотуфы (туфы с примесью обломков пород фундамента вулкана до 50%)
		Туффиты (пирокластический материал с примесью осадочного до 50%)
Рыхлые	Пирокластический материал: бомбы, глыбы, лапилли, песок, пыль	
	Вулканокластический материал с примесью обломков пород фундамента вулкана до 50%	
	Рыхлые туффиты (пирокластический материал с примесью осадочного материала до 50%)	

вулканогенную породу неправильно называть тефroidным песчаником» ([10], с. 27). Таким образом, предложенные термины неудобны для употребления, не говоря уже о приоритете ранее предложенных терминов, вошедших в литературу. Отмеченные недостатки делают невозможным пользование предложенными Л. Н. Ботвинкиной классификациями.

Автор данной работы неоднократно выступал в печати по вопросам классификации и терминологии вулканокластических пород [52, 56, 57, 58, 60, 61, 71, 72, 78]. В основу предлагаемой здесь классификации вулканокластических пород (табл. 2) положены петрографические принципы: вещественный состав породы, состав цемента, наличие примесей и их состав, количество и характер обломков, крупность материала.

Разделение по вещественному составу и характеру обломков производится так же, как всеми авторами, а границы крупности обломков приняты наиболее распространенные: менее 0,01; от 0,01 до 0,1; от 0,1 до 2; от 2 до 10 и более 10 мм (табл. 3).

Примеси постороннего материала могут быть четырех видов: обломки фундамента вулкана, терригенный материал, органогенный материал и химические осадки. Если к пирокластическому мате-

Таблица 3

Разделение вулканокластических пород, сцементированных гидрокимически, по гранулометрическому составу и характеру обломков [52]

По характеру обломков	По фракциям			
	Алевритовые и пелитовые, до 0,1 мм	Псаммитовые, от 0,1 до 2,0 мм	Псефитовые, от 2,0 до 10 мм	Агломератовые, от 10 мм и более
Витрокластические	Алевритовый витрокластический туф (туффит)	Псаммитовый витрокластический туф (туффит)	—	—
Кристаллокластические	Алевритовый кристаллокластический туф (туффит)	Псаммитовый кристаллокластический туф (туффит)	Псефитовый кристаллокластический туф (туффит, ксенотуф)	—
Литокластические	—	Псаммитовый литокластический туф (туффит, ксенотуф)	Псефитовый литокластический туф (туффит, ксенотуф)	Агломератовый литокластический туф (туффит, ксенотуф)
Смешанные	Алевритовый смешанный туф (туффит)	Псаммитовый смешанный туф (туффит, ксенотуф)	Псефитовый смешанный туф (туффит, ксенотуф)	Агломератовый смешанный туф (туффит, ксенотуф)

Примечание. Агломератовые туфы по крупности обломков делятся на три группы: мелкоагломератовые (от 10 до 100 мм), среднеагломератовые (от 100 до 300 мм) и грубоагломератовые (более 300 мм).

риалу примешиваются обломки фундамента вулкана, образуются «ксенотуфы», если же обломки других трех видов — возникают «туффиты».

Как уже было отмечено выше, вопросам классификации вулканогенных обломочных пород в Советском Союзе уделялось значительно больше внимания, чем за рубежом. Начиная с шестидесятых годов было предложено более сорока классификаций с подробными делениями групп и подгрупп. В 1973 г. в Международной комиссии по классификации изверженных пород, возглавляемой А. Штрекайзенном (Швеция), была создана рабочая группа по классификации вулканокластических пород. Группа получила ряд предложений, на основании которых в 1975 г. составила вопросник с основными принципами классификаций. Наиболее существенные из них следующие: 1) классификация должна основываться на петрографических принципах; 2) в основу должны быть положены полевые наблюдения; 3) основным классификационным признаком должен быть размер обломков; 4) при классификации должна учитываться степень цементации; 5) количество терминов должно быть ограниченным.

В предложенной для обсуждения классификации Г. Д. Гуэбшера (ГДР) основное внимание уделяется соотношениям ювенильного материала и примесей. Е. Мидимост (Австралия) предлагает разделять вулканокластические горные породы на автокластические (возникающие в вулканических жерлах и лавовых потоках в результате дробления лавы), гиалокластиты, пирокластические породы и эпикластические (вулканотерригенные). Более подробная классификация представлена рабочей группой Терминологической комиссии СССР (председатель группы Е. Ф. Малеев), которая представляет собой сокращенную классификацию автора [78], публикуемую в данной работе (см. табл. 6).

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ КЛАССИФИКАЦИЙ

Современное состояние классификации вулканогенных обломочных пород дается на основании принятых решений на семинарах по вулканогенно-осадочным породам и других опубликованных материалов. В конце пятидесятых годов появившееся множество классификаций вулканитов не облегчило, а только усложнило сопоставление вулканитов различных регионов. Вследствие этого на Первом всесоюзном вулканологическом совещании, проходившем в 1959 г., была избрана Межведомственная комиссия по классификации вулканогенных обломочных пород (В. И. Влодавец, Г. С. Дзоценидзе, Г. М. Гапеева, Л. Г. Кваша, Е. Ф. Малеев, Е. Е. Миллер, В. П. Петров, Т. И. Фролова, К. Г. Ширинян). В том же году Комиссией была составлена классификация «Вулканогенных обломочных пород» и разослана для апробации во все научно-исследовательские институты, высшие учебные заведения и производственные организации, где велись работы по изучению вулканических формаций.

Как и следовало ожидать, было получено множество отзывов и предложений, показавших сложность проблемы. Комиссии потре-

бовадось более года для выбора наиболее рациональных терминов и систематики вулканогенных обломочных пород, применимой к вулканитам различного состава, возраста и метаморфизма. В результате работы Комиссии в 1962 г. была опубликована классификация вулканогенных обломочных пород [35]. На опубликованную классификацию снова пришли отзывы и критические замечания, которые были нами учтены и согласованы с рядом членов Комиссии. В 1963 г. классификация была откорректирована и опубликована [61].

Следует отметить, что основные положения классификации и важнейшие термины, предложенные автором данной работы, включены в классификацию, разработанную Комиссией. К наиболее важным из них относятся принятие петрографических принципов классификации и деление вулканокластических пород на группы в зависимости от наличия и типа цемента на сцементированные лавой, продуктами гидрохимического процесса и литифицированные без цемента (образовавшиеся путем спекания или сваривания). Граница между пирокласто-осадочными и осадочно-пирокластическими породами принята по преобладанию пирокластического или осадочного материала. Включены в классификацию группа пирокластических пород с примесью чуждого материала и основной термин этой группы «ксенотуф». В термины «туф» и «туффит» вкладывается понятие породы, не ограниченной крупностью материала и не зависящей от фациальных условий образования.

Предложенные нами термины «кластолава» и «вулканокластические породы» также включены в классификацию. Для пирокласто-осадочных пород оставлены термины «туфоконгломерат», «туфопесчаник», «туфоалевролит» и другие, за термином «агломерат» сохранено понятие грубообломочной породы.

Дальнейшие работы по изучению вулканитов в шестидесятых годах дали много новых материалов по игнимбрикам, гиалокластитам и выделенным нами лавокластитам, особенно большие дополнения сделаны по вулканогенно-осадочным породам.

Изучение игнимбриков показало, что в зависимости от состава и типа исходного материала, характера примесей и условий спекания образуется множество их петрографических разновидностей, обуславливающих текстурные и структурные признаки породы. В связи с тем, что при классифицировании игнимбриков вещественный состав, крупность материала, характер спекания, агрегатное состояние обломков, типы и характер примесей были учтены в более ранних классификациях, здесь дополним только текстуры и структуры. Новые данные существенно не влияют на предложенную ранее систематику.

Формирование гиалокластитов происходит в результате дробления лавы в подводных условиях до начала ее кристаллизации. Это потребовало выделить их в самостоятельную группу.

Было также установлено, что при формировании вулканокластических пород большую роль играет обломочный материал, возникающий вследствие наземного и подводного дробления эффузивных пород с образованием своеобразных пород, названных нами

«лавокластитами». Источниками такого материала служат верхние и нижние части лавовых потоков, лавовые потоки, изливающиеся на влажную поверхность и в воду и формирующиеся в подводных условиях, апикальные части экструзий, экструзии при образовании агломератовых мантий и др. Этот материал в отличие от пирокластического (тефры) не выбрасывается во время извержения, а дробится в лавовых потоках и в отличие от геокластитов не дает своеобразной закалки вулканического стекла, вследствие чего выделен мною в самостоятельную группу. Грубообломочный материал лавокластитов, как и в пирокластических породах, представлен обломками лавы. Вследствие неправильного объединения этих пород с туфами неверно освещалась эруптивная деятельность вулканического процесса.

В приводимой ниже классификации вулканических и вулканогенно-осадочных пород вулканокластические породы занимают промежуточное положение между изверженными и осадочными породами. Построение классификации таково, что включение новых подгрупп пород — лавокластитов, гялокластитов, тефроидов и других — не нарушает структуры ранее принятых принципов. И в регионах, где нет тех или иных пород, эти принципы останутся без применения. Вместе с тем более детальное изучение вулканогенных образований, возможно, потребует включения в классификацию новых разновидностей вулканитов. Это можно сделать, не нарушая общих принципов классификации и терминологии.

Классификация вулканических пород

- I. Эффузивные
 1. Лавы
 2. Лавобрекчии
- II. Вулканокластические
 1. Эффузивно-обломочные
 - а) Кластолавовые (кластолавы)
 - б) Лавокластитовые
 - в) Гялокластитовые
 2. Эксплозивно-обломочные (широкластические)
 - а) Пирокластические без посторонних примесей (туфы)
 - б) Пирокластические с примесью чуждого материала (ксенотуфы)
 3. Осадочно-вулканокластические (ортотуффиты)
- III. Вулканогенно-осадочные
 1. Вулканокласто-осадочные
 2. Тефроидные
 3. Вулканотерригенные

Поскольку вулканогенные породы состоят из обломков эффузивных пород, следует кратко остановиться на классификации последних.

Эффузивные горные породы

Для полной характеристики эффузивной породы приводится химический и минеральный состав. Вследствие неполной раскристаллизации этих пород и различной степени кристалличности не только разных пород, но обычно и разных участков одного геологического тела — лавового потока, экструзии, минералогической характери-

стики для определения породы недостаточно. В соответствии с изложенным классифицировать эффузивные породы рационально по химическому составу. Главное разделение изверженных пород производится по количеству щелочей на щелочные и известково-щелочные. Дальнейшее их деление проводится по количеству кремнезема на ультракислые, кислые, средние, основные и ультраосновные. Для более подробного подразделения учитывается соотношение окислов алюминия, железа и магния.

Прежде эффузивные породы разделялись на кайнотипные (трахиты, липариты, дациты, андезиты, базальты) и палеотипные (кератофиры, кварцевые порфиры, порфириты, диабазы, мелафиры и др.).

Позднее для измененных пород, которые вследствие метаморфизма приобрели облик палеотипных, по предложению А. Н. Заварицкого были использованы двойные термины: «базальтовые порфириты», «андезитовые порфириты», «андезито-дацитовые порфириты», «дацитовые порфириты», «липаритовые порфиры» и др.

С пятидесятих годов многие авторы рекомендовали единую терминологию — кайнотипную, поскольку признаки палеотипности скорее возникают вследствие метаморфизма, чем возраста эффузивов [113], и очень часто в молодых геосинклинальных областях можно наблюдать палеотипные породы, в то время как в докембрийских платформенных регионах лавы иногда сохраняют кайнотипный облик. В 1972 г. Терминологическая комиссия Петрографического комитета на рабочем совещании приняла решение о переходе на единую кайнотипную номенклатуру эффузивных пород.

В целях упорядочения терминологии изверженных горных пород Терминологическая комиссия Межведомственного петрографического комитета АН СССР [105] предложила минералого-структурную классификацию эффузивных пород (табл. 4).

В результате сравнительного анализа вычисленных средних содержаний и дисперсий петрогенных окислов в кислых эффузивах ряда районов орогенного вулканизма (Кавказ, Карпаты, Казахстан и др.) В. С. Коптев-Дворников и М. А. Петрова [39] выделили петрохимические подтипы эффузивных пород кислого состава, отличающиеся содержаниями SiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$, MgO , $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (табл. 5).

Вулканокластические горные породы

В основу классификации вулканокластических горных пород положены петрографические принципы. Поскольку вулканокластические породы занимают промежуточное положение между изверженными и осадочными, принципы их классификации заимствованы из классификаций этих двух классов — это вещественный состав и крупность обломочного материала. Кроме того, учтены особенности, присущие лишь вулканокластическим породам, такие, как условия дробления обломочного материала (пирокластическое и лаво-кластическое), агрегатное состояние обломков, тип цементации и характер примесей.

Минералогическая характеристика главных типов эффузивных пород. Составлена по данным Терминологической комиссии Петрографического комитета (см. [105])

Тип пород	Химический состав	Минеральный состав	Распространенность	Структура		
				лавы	основной массы	
Базальты	$< 52\%$ SiO_2	Порфировые выделения	Плагноклаз — лабрадор и выше, иногда зональный Оливин Ромбический пироксен Авгит, пизонит	Много Средняя Мало Много	Афировая, порфировая, серийно-порфировая Долериты — полнокристаллические, офитовые	Интерсертальная, толеитовая гнабиновая, гналопилитовая, риолитовая
		Микролиты	Базальтическая роговая обманка Плагноклаз № 50 и выше Пизонит, авгит Оливин Магнетит и др.	Мало Много » Мало »		
Андезиты	57—62% SiO_2	Порфировые выделения	Плагноклаз — андезин, обычно зонален Ромбический пироксен, обычно гиперстен Авгит, диопсид, пизонит Базальтическая роговая обманка Биотит Оливин	Много Средняя » » Мало »	Порфировая, очень редко офировая	Микролитовая, гналопилитовая, витрофировая

Дациты	65—68,5% SiO_2	Микролиты	Плагноклаз ниже № 50 Пизонит, авгит	Много Средняя	Порфировая, реже офировая	Гналопилитовая, витрофировая (часто в сочетании со сферолитами), сферолитовая
		Порфировые выделения	Плагноклаз ниже № 30—50, иногда зонален Моноклинный пироксен Базальтическая роговая обманка Биотит Кварц	Много Мало » Средняя »		
Липариты	$> 73\%$ SiO_2	Порфировые выделения	Калиевый полевой шпат Кварц Плагноклаз № 10—15, иногда до № 40 Биотит	Много » Средняя »	Порфировая, офировая	Витрофировая (часто с редкими микролитами или сферолитами), сферолитовая, фельзитовая, микроноксилитовая
		Микролиты	Остальные цветные	Очень редко		

Примечание. Содержание SiO_2 в переходных разновидностях следующее: в андезито-базальтах 52—57%, в андезито-дацитах 62—65%, в липарито-дацитах 68,5—70,5%, в дацито-липаритах 70,5—73%.

Классификация эффузивов кислого состава (SiO_2 68,5%)

Петрохимические типы (по содержанию SiO_2)	Петрохимические признаки						
	Петрохимические подтипы		Содержание главных петрогенных окислов и их групп, %				
	по содержанию Al_2O_3	по содержанию железа, магния и щелочей	Al_2O_3	$\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}$	CaO	$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$
Липариты ($\text{SiO}_2 > 73\%$)	С высокими и умеренными содержаниями Al_2O_3 ($>11\%$)	С низкими содержаниями железа и магния (лейкократовые)	~13 12—15	<2 <2	<1,5 <1	8—9,5 7—8	~1 0,2—7
		С умеренными содержаниями железа и магния (нормальные)	~13 12—15	~4 2—6	~1 2—3	7 4—8	~1 0,2—7
	С высокими содержаниями железа и особенно магния (меланократовые или высокомагнезиальные)	С высокими содержаниями железа и особенно магния (меланократовые или высокомагнезиальные)	12	8 (в том числе 3—4% MgO)	2,5	3,5	0,4
		С высокими содержаниями железа и особенно магния (меланократовые или высокомагнезиальные)					
Дациито-липариты и трахилипариты ($\text{SiO}_2 = 70,5—73\%$)	С низкими содержаниями Al_2O_3 ($<11\%$)	С умеренными содержаниями железа и магния (щелочные)	<11	3—5	<1	7—9	1—5
	С высокими и умеренными содержаниями Al_2O_3	С умеренными содержаниями щелочей (дацито-липариты)	13—15	4—7	0,5—3,5	3,5—7	0,1—0,3
		С высокими содержаниями щелочей (трахилипариты)	14—15	3—4	0,3—2,0	8—9,5	1—1,5
Липарито-дациты и липарито-трахиты ($\text{SiO}_2 = 68,5—70,5\%$)	С высокими и умеренными содержаниями Al_2O_3	С умеренными содержаниями щелочей (липарито-дациты)	13—17	3—8	2,5—4,5	4—7	0,2—0,4
	С высокими содержаниями Al_2O_3	С высокими содержаниями щелочей (липарито-трахиты)	~15	4—5	1—2	9	0,7

Петрохимические типы (по содержанию SiO_2)	Петрохимические признаки		Геолого-петрографические признаки			Генетические типы кислых аффузиев	Типичные области развития
	Степень петрохимической однородности и устойчивости		Объемы изверженного материала кислого состава	Отношение к процессам дифференциации и ассимиляции			
	Содержания окислов в одном районе и вулканическом центре	Содержания окислов в разных районах		Наличие ассоциаций с андезитами и базальтами	Признаки ассимиляционных процессов в кислых аффузиев или основных дифференциатах		
Липариты ($\text{SiO}_2 > 73\%$)	Постоянны	Устойчивы	Большие (до 500 км ³)	Отсутствуют	Отсутствуют или редки	Эвтектоидные выплавки	Армения, Нижне-Чегемский район (Большой Кавказ), Атасуйский район (Центральный Казахстан) и др.
	Варьируют	Резко варьируют	Малые (до 0,1 км ³)	Весьма характерны	Хорошо выражены	Дифференциаты более основных магм	Абул-Самсарский район (Малый Кавказ), Камчатка и др.
	Постоянны	Устойчивы	Большие	Отсутствуют	Отсутствуют или редки	Эвтектоидные выплавки	Карпаты, Сарысу-Тенизский водораздел (Центральный Казахстан) и др.
Дациито-липариты и трахилипариты ($\text{SiO}_2 = 70,5-73\%$)	Варьируют	Малые	Малые	Весьма характерны	Хорошо выражены	Дифференциаты более основных магм	Курильские острова, Камчатка и др.
	То же	Резко варьируют	»	То же	?	То же	Южно-Курильские острова
	Довольно постоянны	Варьируют	?	?	?	?	Чингизская, Баканаская и другие зоны (Казахстан)
Липарито-дациты и липарито-трахиты ($\text{SiO}_2 = 68,5-70,5\%$)	Варьируют	Резко варьируют	Малые	Весьма характерны	Хорошо выражены	Дифференциаты более основных магм	Камчатка, Курильские острова и др.
	»	Варьируют	»	То же	То же	То же	Южная Армения, Минераловодский район (Кавказ), Баянаульский район, Баканаская и другие зоны (Казахстан)

Таким образом, по вещественному составу вулканокластические породы разделяются на базальтовые, андезитовые, дацитовые, липаритовые и другие; по типу цементации — на сцементированные лавой, спекшиеся (сваренные), сцементированные гидрoхимически и рыхлые. По агрегатному состоянию они делятся на витрокластические, состоящие из обломков стекла, кристаллокластические, сложенные обломками кристаллов, и литокластические, состоящие из обломков пород. По характеру примесей выделяются породы с примесью осадочного материала (терригенного, хемогенного, органогенного) до 50% — туффыты или ортотуффыты, и с примесью обломков пород фундамента вулкана (чуждых обломков) — ксенотуффы.

Вследствие того, что в основу классификации вулканокластических пород положены петрографические признаки, генетические типы вулканитов, зависящие от фациальных условий, рассматриваются отдельно. Таким образом, здесь не учитывается транспортировка материала, хотя это важно для генезиса пород. В предлагаемой классификации (табл. 6) видно, что одна и та же порода может формироваться в различных фациальных условиях. Пирокластический материал может быть принесен по воздуху, морским течением, реками, временными потоками, ледниками или водами от таяния снега и льда, пирокластическими и грязевыми потоками. Вулканокластические породы могут формироваться в наземных, озерных, морских и других условиях.

При попытках учета петрографических и фациальных признаков получались очень громоздкие классификации, ими было невозможно пользоваться. Поэтому в основу нашей классификации положены те петрографические признаки, которые отражают важнейшие генетические особенности породы. Так, например, вещественный состав пород обусловлен характером магматических процессов, способ дробления — условиями извержения, агрегатное состояние вулканитов зависит от типов извержений. Состав примесей осадочного материала зависит от геологической обстановки, а состав примесей чуждых обломков — от стадии формирования вулкана и от типов извержений. Характер цементации так же обусловлен генетическими особенностями пород, как и крупность материала. Таким образом, классификация вулканокластических пород, хотя и основана на петрографических признаках, что позволяет диагностировать породу по образцу, учитывает важнейшие генетические особенности породы. Фациальные условия тоже накладывают свой отпечаток на породу, но они влияют главным образом на текстурные и структурные ее особенности, что рассматривается в работах, посвященных описанию генетических типов вулканитов.

Основными терминами вулканокластических пород являются «туффы», «туффыты», «ксенотуффы», «гналлокластит», «лавокластит», «кластолава» и другие, независимо от крупности обломков, слагающих породу. Крупность материала определяется прилагательными пелитовый, алевроитовый, псаммитовый, гравийный, лапиллиевый, агломератовый, глыбовый или соответственно тонкообломочный, мелкообломочный, среднеобломочный, крупнообломочный. Последние

Классификация вулканокластических горных пород

Размер обломков, мм	Эффузивно-обломочные породы					Эксплозивно-обломочные (пирокластические) породы				
	Кластолавы (обломки лавы и цемент различны по составу, структуре или текстуре)	Лавокластитовые (обломочный материал образован вследствие дробления лавовых потоков)		Гиалокластитовые (спеобразование взрывное подводное дробление лавовых потоков с гидратацией вулканического стекла)		Пирокластический материал без существенных посторонних примесей				
		Рыхлые	Литифицированные	Рыхлые	Литифицированные	Рыхлые	Литифицированные			
							Сваренные и спекшиеся	Уплотненные и сцементированные гидрохимически		
Более 200	Глыбовая кластолава	Глыбовый лавокластитовый агрегат	Глыбовый лавокластит	Глыбы		Вулканические глыбы и бомбы	Глыбовый вулканический агрегат	Глыбовый агглютинат Глыбовый спекшийся туф	Глыбовый агрегативный туф	
50—200	Агрегативная кластолава	Лавокластитовый агрегат	Агрегативный лавокластит	Гиалокластитовый агрегат	Агрегативный гиалокластит		Вулканический агрегат	Агрегативный агглютинат Агрегативный спекшийся туф	Агрегативный туф (вулканическая брекчия)	
10—50	Кластолава	Лавокластитовый щебень	Псефитовый лавокластит	Гиалокластитовый щебень	Псефитовый гиалокластит		Лапилли	Лапиллиевый агглютинат Лапиллиевый игнимбрит Лапиллиевый спекшийся туф	Псефитовый туф	Лапиллиевый туф
2—10							Вулканический гравий	Гравийный (крупнообломочный) игнимбрит Гравийный (крупнообломочный) спекшийся туф		Гравийный (крупнообломочный) туф
0,4—2			Гиалокластитовый песок	Псаммитовый гиалокластит	Вулканический песок		Псаммитовый (среднеобломочный) игнимбрит Псаммитовый (среднеобломочный) спекшийся туф	Псаммитовый (среднеобломочный) туф		
0,01—0,1			Гиалокластитовый алеврит	Алевритовый гиалокластит	Вулканическая пыль		Алевритовый (мелкообломочный) спекшийся туф	Алевритовый (мелкообломочный) туф		
Менее 0,01								Пелитовый (тонкообломочный) туф		

Размер обломков, мм	Пирокластический материал с примесью чуждых обломков (примеси менее 50%)			Осадочно-вулканокластические породы (ортотуффиты)		
	Рыхлые	Литифицированные		Рыхлые	Литифицированные	
		Спекшиеся				
		Уплотненные и цементированные гидрохимически				
Более 200	Глибовый ксеноагломерат	Глибовый спекшийся агломератовый ксенотуф	Глибовый агломератовый ксенотуф	Глибовый туффитовый агломерат	Глибовый агломератовый туффит (крупноглибовый туффит)	
50—200	Ксеноагломерат	Спекшийся агломератовый ксенотуф	Агломератовый ксенотуф	Туффитовый агломерат	Агломератовый туффит (глибовый туффит)	
10—50		Лапиллиевый ксеноигнимбрил Лапиллиевый спекшийся ксенотуф	Псефитовый ксенотуф	Лапиллиевый ксенотуф	Псефитовый туффит	Лапиллиевый туффит
2—10	Ксеногравий	Гравийный (крупнообломочный) ксеноигнимбрил		Гравийный (крупнообломочный) ксенотуф		Туффитовый гравий
0,1—2	Вулканический ксенопепел	Псаммитовый (среднеобломочный) ксеноигнимбрил Псаммитовый (среднеобломочный) спекшийся ксенотуф	Псаммитовый (среднеобломочный) ксенотуф	Туффитовый песок	Псаммитовый (среднеобломочный) туффит	
0,01—0,1		Алевритовый (мелкообломочный) спекшийся ксенотуф	Алевритовый (мелкообломочный) ксенотуф	Туффитовая пыль	Алевритовый (мелкообломочный) туффит	
Менее 0,01		—	—	—	—	Пелитовый (тонкообломочный) туффит

Примечание. Пустые клетки отвечают породам, не имеющим названия.

термины доступнее для русского употребления, но недостаток их заключается в произвольном пользовании. То, что одни авторы (или даже комиссии) называют мелкообломочным материалом, другие именуют тонкообломочным и т. п.

Граница между вулканокластическими породами и эффузивными проходит между брекчиевыми лавами и кластолавами, различающимися цементом. Брекчиевая лава, или лавобрекчия, — это сцементированные лавой накопления кусков и глыб литоидной и шлаковой лавы, представляющие нижние и верхние слои лавовых потоков. Цементирующая лава имеет тот же состав, что и обломки. Кластолава — лавокластическая порода, общий термин для лав с обломками ранее застывшей лавы, отличающейся от цементирующей лавы по составу, структуре и текстуре [72].

Граница между вулканокластическими и вулканогенно-осадочными породами проходит между пирокласто-осадочными и осадочно-пирокластическими и обусловлена количеством примеси осадочного материала.

Вулканогенно-осадочные горные породы

Вулканогенно-осадочные породы разделяются на три подгруппы: вулканокласто-осадочные, тефроиды и вулканотерригенные, обоснование классификации которых приводится ниже.

Вулканокласто-осадочные породы. Как было сказано выше, пирокласто-осадочные породы примыкают к осадочно-пирокластическим, но вторая и важная особенность их в том, что они синхронны извержению. В период формирования осадочных толщ (терригенных, хемогенных, органогенных) в вулканических и прилегающих к ним областях в результате проявления вулканической деятельности к осадочному материалу примешивается пирокластический. Если примесь пирокластики незначительная (5—10%), названия осадочных пород не меняются, но при описании отмечается присутствие примеси. При больших количествах пирокластического материала (до 50%) влияние его отражается на петрографических особенностях породы, и она приобретает новое название. Поскольку основная часть породы сложена осадочным материалом, то и основная часть названия породы сохраняется, но существенная примесь пирокластики к породе требует соответствующей добавки к названию. Секция по вулканогенно-осадочным породам согласилась с ранее предложенными терминами: «туфоконгломерат» для конгломератов с примесью туфового материала и «туфопесчаники» для песчаников с примесью туфового материала и т. п.

Детальное изучение осадочных толщ в шестидесятые годы показало, что пирокластика присутствует во многих осадочных толщах. Причем она так же часто встречается в хемогенных и органогенных породах, как и в терригенных.

По вопросам систематики вулканокласто-осадочных пород в конце шестидесятых годов был опубликован ряд работ. Они касались более дробных подразделений, основанных главным образом на

Классификация вулканоген

Размер обломков, мм	Синхронные вулка				
	Вулканокласто-осадочные породы (осадочный материал и примесь пирокластического до 50%)			Тефроида (обработанная и отсортированная тефра)	
	Рыхлые	Литифицированные		Рыхлые	Литифицированные
		Окатанные	Неокатанные		
Более 200	Валуны и глыбы с туфовым материалом	Валунный туфоконгломерат	Глыбовая брекчия с туфовым материалом	Валуны и глыбы тефroidные	Валунный (глыбовый) тефroid
10—200	Туфоцебень (туфогалечник)				Конгломератовый тефroid
2—10	Туфогравий	Туфогравелит		Гравий тефroidный	Гравийный тефroid
0,1—2	Туфопесок	Туфопесчаник		Песок тефroidный	Псаммитовый тефroid
0,01—0,1	Туфоалеврит	Туфоалевролит		Алеврит тефroidный	Алевритовый тефroid
Менее 0,01	Туфопелит	Туфоаргиллит		Пелит тефroidный (?)	Пелитовый тефroid (?)

количестве примесей. Секция по вулканогенно-осадочным породам Комиссии по осадочным породам при ОГГГ АН СССР учла сделанные предложения и рекомендует ряд рациональных терминов и положений (табл. 7) [36].

Тефroidные породы (тефroidы) представляют собой вулканогенно-осадочные породы, синхронные извержению, состоящие из

но-осадочных горных пород

низму				Не синхронные вулканизму	
Тефroidные породы				Вулканотерригенные породы (осадочные породы из литифицированных вулканокластических и эффузивных пород и других примесей)	
Пирокласто-тефroidы (обработанная и отсортированная тефра с примесью пирокластического материала менее 50%)		Терригенно-тефroidы (обработанная и отсортированная тефра с примесью терригенного материала менее 50%)		Рыхлые	Литифицированные
Рыхлые	Литифицированные	Рыхлые	Литифицированные		
Валуны и глыбы пирокласто-тефroidные	Валунный (глыбовый) пирокласто-тефroidный конгломерат	Валуны и глыбы терригенно-тефroidные	Валунный (глыбовый) терригенно-тефroidный конгломерат	Валуны и глыбы вулканотерригенные	Валунный (глыбовый) вулканотерригенный конгломерат (брекчия)
Галечник пирокласто-тефroidный	Конгломерат пирокласто-тефroidный	Конгломерат терригенно-тефroidный	Конгломерат терригенно-тефroidный	Галечник вулканотерригенный	Конгломерат вулканотерригенный
Гравий пирокласто-тефroidный	Гравелит пирокласто-тефroidный	Гравий терригенно-тефroidный	Гравелит терригенно-тефroidный	Гравий вулканотерригенный	Гравелит вулканотерригенный
Песок пирокласто-тефroidный	Песчаник пирокласто-тефroidный	Песок терригенно-тефroidный	Песчаник терригенно-тефroidный	Песок вулканотерригенный	Песчаник вулканотерригенный
Алеврит пирокласто-тефroidный	Алевролит пирокласто-тефroidный	Алеврит терригенно-тефroidный	Алевролит терригенно-тефroidный	Алеврит вулканотерригенный	Алевролит вулканотерригенный
Пелит пирокласто-тефroidный	Аргиллит-пирокласто-тефroidный	Пелит терригенно-тефroidный	Аргиллит терригенно-тефroidный	Пелит вулканотерригенный	Аргиллит вулканотерригенный

окатанной и отсортированной пирокластике. В предыдущих классификациях они не отделялись от вулканотерригенных пород, которые образовались в результате разрушения и обработки вулканитов, т. е. не синхронны извержению. Впервые тефroidы были изучены в областях современного вулканизма вокруг современных стратовулканов, где они образуют кольца (пояса) шириной 10—15 км

и мощностью сотни метров. Формируются они за счет пирокластического материала, синхронного извержению. Кроме рассеивающейся пирокластики вокруг стратовулканов и группы вулканов происходит постоянное движение (растаскивание) пирокластического материала, слагающего вулканическую постройку [63]. Эти образования Г. С. Дзоценидзе назвал «тефроидами» [22, 23].

Формирование тефроидов происходит не только в наземных вулканических поясах типа раннего орогена, к которому относится Камчатка, но также и в условиях проявления геосинклинального вулканизма, главным образом во время его заключительного периода в начале формирования островных дуг и на разных этапах их развития. В условиях островных вулканов происходит одновременно накопление и обработка пирокластического материала, т. е. превращение его в тефроиды.

Накопление пирокластики в платформенных условиях также сопровождается образованием тефроидных пород. Проведенное нами изучение вулканитов Сибирской платформы и Волыно-Подольского региона показало, что тефроиды там широко распространены и слагают мощные толщи. Они, видимо, накапливаются по периферии моногенных вулканов. Среди тефроидов преобладают псаммитовые разновидности, именовавшиеся прежде граувакками. Вместе с тем в значительном количестве формируются и более тонкие разновидности. Грубые тефроиды вплоть до валунов и окатанных блоков типичны для островных дуг.

Главное отличие тефроидов от вулканотерригенных пород заключается в двух особенностях. Гравийный, псаммитовый и более тонкий материал в тефроидах представлен преимущественно окатанными обломками стекла. Вулканотерригенные породы, образующиеся за счет разрушения вулканитов, стекло которых также подвергается разрушению, состоят из окатанных обломков кристаллов или эффузивных пород с микролитами в основной массе. Вторая особенность — наличие в вулканотерригенных породах прослоев глин, богатых водными алюмосиликатами и образующихся вследствие разрушения витрокластического материала горных пород, и отсутствие таких прослоев и пластов глин в тефроидах.

Более детальные исследования тефроидных пород показали, что к ним примыкают еще две группы вулканогенно-осадочных пород. Это тефроидные породы с примесью пирокластического материала и тефроидные породы с примесью терригенного материала (см. табл. 7).

Вулканотерригенные породы состоят из окатанных и отсортированных обломков вулканитов, образовавшихся за счет разрушения вулканических горных пород (лав, туфов и др.), не синхронных извержению.

Вулканические постройки, создающие сложный рельеф, с прекращением вулканической деятельности подвергаются интенсивному разрушению. В этот период и начинается формирование вулканотерригенных пород. С нивелировкой рельефа на месте вулканических построек остаются вулканические породы (лавы, туфы и др.), а по

периферии вулканов, обычно перекрывая тефроидные породы, накапливается вулканотерригенный материал, образующийся при разрушении литифицированных вулканических пород. Он накапливается в различной геоструктурной обстановке. При затухании или прекращении вулканизма в островных дугах вулканотерригенные породы переслаиваются с морскими отложениями. В таких ранних орогенах, как Камчатка, Японские острова, Новая Зеландия и др., вулканотерригенные породы формируются в наземных условиях. Здесь, как и в платформенных областях, по периферии останцов вулканов залегают вулканотерригенные породы.

Вулканотерригенные породы разделяются на рыхлые и литифицированные. Последние делятся на окатанные и неокатанные. Дальнейшее деление идет по крупности материала (см. табл. 7).

В порядке уточнения терминологии для разновидностей вулканогенно-осадочных пород на семинаре Секции по вулканогенно-осадочным породам Комиссии по осадочным породам при ОГГГ АН СССР было принято, что пирокласто-осадочные породы следует называть туфокогломератами, туфопесчаниками, туфоалевролитами и т. п. Не рекомендуется применять как равнозначные им термины «туфогенный песчаник», «туфогенный алевролит» и т. п. Также не следует применять термины «туфогенная порода» и «перемытый туф» вместо тефroidов и «вулканомиктовая порода» вместо «вулканотерригенная порода» [36].

В вулканогенных толщах ортотуффиты и паратуффиты содержат примесь постороннего материала: терригенного, органогенного и хемогенного. Секция по вулканогенно-осадочным породам также дала рекомендации по терминологии туффитов, приведенные ниже с дополнениями автора.

Терминология смешанных пород

Ортотуффиты

(пирокластический материал с примесью осадочного до 50%)

Паратуффиты

(осадочный материал с примесью пирокластического до 50%)

I. Смесь пирокластического и терригенного материала

Гравийный туффит
Псаммитовый туффит
Алевритовый туффит
Пелитовый туффит

Туфогравелит
Туфопесчаник
Туфоалевролит
Туфоаргиллит

II. Смесь пирокластического и карбонатного материала

Известковый туффит
Доломитовый туффит
Мергельный туффит и др.

Туфоизвестняк, или туфовый известняк
Туфодоломит, или туфовый доломит
Туфомергель, или туфовый мергель

III. Смесь пирокластического материала и осадочного кремнезема

Кремнистый туффит

Туфосилицит, или туфовый силицит
(туфояшма, туфотанит и др.)

IV. Смесь пирокластического материала с сульфатами и галоидами

Соляной туффит (галито-туффит)

Туфогалит, или туфовая каменная соль

Гипсовый туффит

Туфогипс, туфовый гипс

Ангидритовый туффит и т. д.

Туфангидрит, туфовый гипс, ангидрит
и т. д.

V. Смесь пирокластического и органогенного материала

Углистый туффит

Туфодиатомит

Диатомовый туффит

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБЛОМОЧНЫХ И ЭФФУЗИВНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Поскольку вулканокластические породы, образующие большую и сложную группу, занимают промежуточное положение между эффузивными и вулканогенно-осадочными породами, возникает необходимость в краткой характеристике эффузивных и вулканогенно-осадочных пород, чтобы яснее представить границы описываемых горных пород.

ЭФФУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Лавы

При классификации лав значительную роль играют их текстуры. По степени пористости выделяются три типа лавовых потоков: 1) плотные или слабопористые, 2) сильнопористые или пенистые, типа арктической туфолавы и 3) пористые пирокласто-лавовые образования типа игниспумитов. Строение лавовых потоков неоднородное. В вязких лавах образуется глыбовая поверхность, в жидких — волнистая. Жидкие лавовые потоки при излиянии в водных, а иногда и наземных условиях, расщепляясь, приобретают шаровое (подушечное) строение.

Волнистые лавы разделяются на собственно волнистые, канатные и кишечные. Среди глыбовых лав выделяются собственно глыбовая лава с крупными глыбами на поверхности, или лава санторинского типа, обломочная лава, или лава аа, и плоскоглыбовая лава. Эффузивным обликом обладают породы лавовых потоков, апикальных и периферических частей экструзий. Иногда (при малых размерах) все тело экструзии не раскристаллизовано.

Брекчиевые лавы

Брекчиевые лавы, или лавобрекчии, состоят из обломков лавы, сцементированных лавой того же извержения, или (что наблюдается чаще) из обломочного материала, спекшегося, подобно агглютинатам, в результате соприкосновения перегретых обломков. Брекчиевые лавы только по текстуре напоминают вулканокластические породы, а по существу являются эффузивными породами. Они образуются в верхних и нижних частях лавовых потоков, при экструзии лав по периферии внедряющихся тел, в апикальных частях куполов и верхних частях некков, сложенных лавой. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [45] относит их к первичным, или вулканическим, брекчиям расщепления, а А. Лякруа [158] — к брекчиям излияния. В совет-

ской литературе такие образования обычно называют брекчиевыми лавами.

От кластолав брекчиевые лавы отличаются, как правило, отсутствием цемента, а при наличии последнего тем, что обломки и цемент в них имеют одинаковые текстуру и химический состав. По крупности материала выделяются глыбовая брекчиевая лава (>200 мм) и брекчиевая лава (<200 мм).

Брекчиевые лавы можно наблюдать на поверхности отдельных участков лавовых потоков /побочных кратеров вулканов Ключевского и Авачинского (Камчатка). Извержения глыбовых лав вулкана

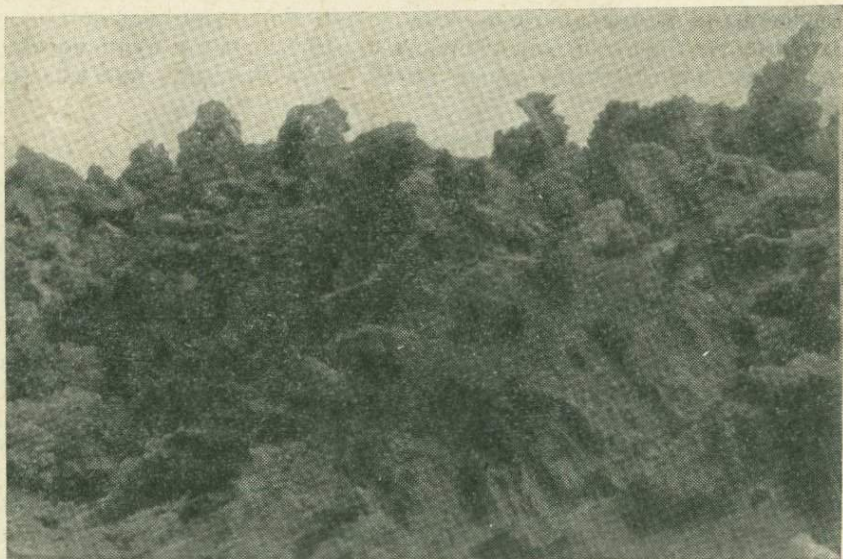


Рис. 2. Брекчиевая лава олимпийского прорыва 1972 г. вулкана Алаид, Курильские острова

Карымского в 1963 г., вулкана Алаид в 1972 г. и многих других сопровождались образованием брекчиевой лавы на поверхности лавовых потоков. Глыбы лавы соединены в своеобразный лавовый агглютинат (рис. 2). Это произошло либо в результате воздействия их первичного тепла, когда они еще были в раскаленном состоянии, либо при вторичном разогреве обломочного материала вследствие вторичных реакций окисления. В нижних частях лавовых потоков наблюдаются аналогичные брекчиевые лавы мощностью 2—3, иногда 5 м. Их также можно наблюдать в обнаженных ручьях лавовых потоках побочных кратеров Ключевского вулкана (кратер Апахончич и др.).

Наиболее часто брекчиевые лавы встречаются в ашикальных и периферических частях куполов. В верхних и нижних частях потоков иногда можно наблюдать все переходы от брекчиевых лав к монолитной лаве (экструзии андезито-базальта в 10 км к востоку от

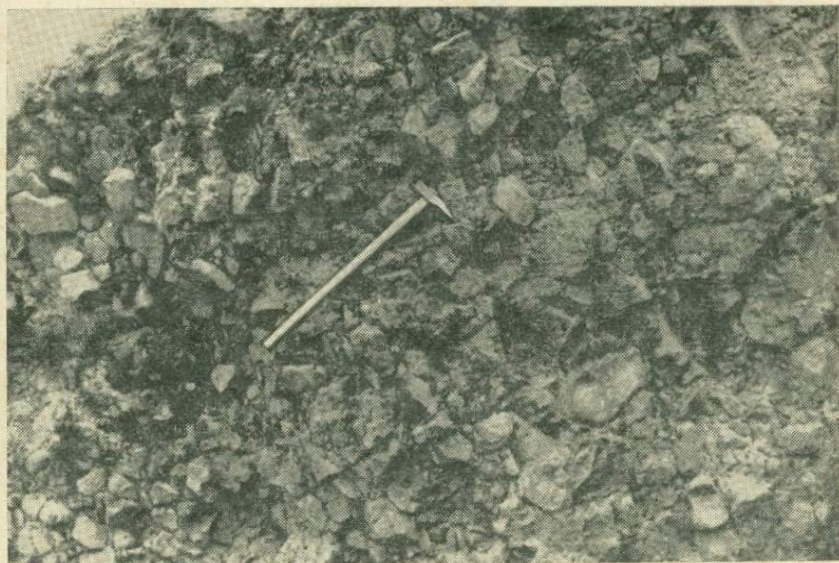


Рис. 3. Брекчиевая лава в краевой части купола близ с. Станово, Закарпатье



Рис. 4. Брекчиевая лава на липаритовом куполе, о. Карагинский, Камчатка

г. Мукачево в Закарпатье). Брекчиевая лава здесь состоит из угловатых обломков андезито-базальта размером преимущественно 10—15 см, редко 1 м в поперечнике (рис. 3). Порода литифицирована без цемента.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и Е. Н. Дьяконова-Савельева [46] описали липарито-дацитовую брекчиевую лаву (трасс) горы Карадаг (Крым). Брекчиевые лавы можно наблюдать на куполах современных вулканов Камчатки. Купола вулкана Шивелуч (Суелич, Шероховатый, Каран и др.) выдавливались отдельными блоками, на пограничных частях которых образовались брекчиевые лавы (рис. 4). Дальнейшее разделение брекчиевых лав производится по вещественному составу: на базальтовые, андезитовые, дацитовые и др.

ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Вулканокластические горные породы разделяются на три группы: эффузивно-обломочные, эксплозивно-обломочные, или пирокластические, и осадочно-вулканокластические. В группу эффузивно-обломочных пород входят: кластолавовые, лавокластитовые и гиалокластитовые, а в группу эксплозивно-обломочных пород — пирокластические без примеси постороннего материала и с примесью чуждого материала (обломков пород фундамента вулкана). К первой подгруппе относятся пирокластические породы рыхлые (тефры), сцементированные гидрхимически (туфы), сваренные (игнимбриты) и спекшиеся (агглютинаты), к подгруппе пород с примесью чуждого материала — ксенотуфы, ксеонигнимбриты и рыхлая пирокластика с примесью чуждого материала.

Кластолавовые горные породы, как уже отмечалось выше, представляют собой промежуточную группу между вулканокластическими и эффузивными породами, но имеют лавовую природу. Они рассматриваются среди вулканокластических пород потому, что при описании их как лав обломочный материал, входящий в них, отошел бы на второй план. При рассмотрении их в группе вулканокластических пород особое внимание должно быть обращено на обломочный материал, так как это позволяет оттенить их петрографические особенности, зависящие от фаций.

Лавокластитовые породы, или лавокластиты, образуются за счет дробления лав в процессе извержения. Они формируются в наземных, подводных и подледных условиях в результате дробления лавовых потоков и экструзий.

Гиалокластитовые породы образуются в результате подводного и подледного дробления лавы во время ее извержения. Вследствие быстрого охлаждения происходят растрескивание лавы и закалка, поэтому обломки гиалокластитов представлены вулканическим стеклом и обычно с незначительным количеством интрателлурических вкрапленников. Специфика генезиса этих пород требует выделения их в самостоятельную группу.

Пирокластические породы формируются за счет ювенильного эксплозивного материала без существенной примеси осадочного

или с примесью чуждого материала. Причем примесь эруптивных обломков фундамента вулкана (чуждых обломков) может достигать 50%, а при преобладании чуждого материала породы относятся к эруптивным брекчиям.

Осадочно-вулканокластические породы состоят из пирокластического материала, к которому могут быть примешаны обломки лав с поверхности лавовых потоков и примеси осадочного материала до 50%. При преобладании осадочного материала порода будет относиться к осадочным и входить в группу вулканогенно-осадочных пород. Примесь осадочного материала и сочетание его с вулканокластическим может происходить в различных условиях. Так, например, в процессе формирования пирокласто-диатомовых толщ идет одновременное накопление кислого витрокластического стекла и кремневых панцирей диатомовых. Количественные их соотношения меняются в самых широких пределах, вплоть до образования чистых диатомитов и туфов. К лахарам и пролювиально-коллювиальным отложениям примешивается теффа или чаще тефроидный материал, если формирование вулканитов происходит в пределах склонов вулкана, дающего материал близкого вещественного состава. Количество обломочного материала при этом может быть различно, а крупность обломков и глыб имеет разные размеры. Ниже дана схематическая классификация примесей постороннего материала в вулканокластических породах.

Классификация примесей постороннего материала в вулканокластических породах

- I. Обломки фундамента вулкана
 1. Древние породы нижних горизонтов (граниты, сланцы и др.)
 2. Породы вулканической постройки
- II. Терригенный материал
 1. Захваченный грязевыми потоками (может содержать погребенную фауну и растительный детрит)
 2. Эоловый
 3. Параллельное выпадение в водной среде в период, когда поступление пирокластического материала, транспортирующегося по воздуху или водой, было незначительным
- III. Органогенный материал
 1. Генетически связанный (диатомовые водоросли)
 2. Привнесенный
 - а) Растительный детрит
 - б) Погребенная фауна
- IV. Химические осадки

Эффузивно-обломочные горные породы

Кластолавы горные породы

Кластолавы объединяют большую группу своеобразных лав с примесью обломочного материала. Прежде такие породы именовались туфоловами. Тогда считали, что пирокластический шлаковый материал, падая на поверхность лавовых потоков, погружается в лаву и перемешивается с последней. Наблюдения в областях активного

вулканизма показали, что большая вязкость лав не допускает погружения в нее пирокластики. Обломочный материал образуется исключительно за счет обломков лавы или захвата недифференцированной пирокластики, слагающей вулканические постройки, во время подъема лавы [57, 58].

Кластолава состоит из обломков лавы, сцементированных лавой иной текстуры, структуры или химического состава. Характерной особенностью этих пород является их лавовая природа. По крупности материала среди кластолав выделяются следующие разновидности (размер компонентов в мм):

- | | |
|--|-----------|
| 1. Глыбовая агломератовая кластолава, состоящая из бомб и глыб | более 200 |
| 2. Агломератовая кластолава | 50—200 |
| 3. Кластолава | менее 50 |

По условиям образования можно выделить восемь типов кластолав, которые объединяются в пять групп (табл. 8).

Таблица 8

Генетические типы кластолав [58]

Группа	Название породы по приуроченности к вулканическим формам	Условия образования
I	Кластолавы кратеров	В приповерхностной части кратерного лавового озера (1-й тип) При внедрении в несцементированный материал шлакового конуса (2-й тип)
II	Кластолавы потоков	В поверхностных и близповерхностных условиях (3-й тип) В канале вулкана и излияние ее в виде потока (4-й тип)
III	Кластолавы куполов	В краевых и апикальных частях куполов (5-й тип) В куполах на некоторой глубине в канале вулкана путем смешения обломков (6-й тип)
IV	Кластолавы некков	В верхних частях некков при дроблении взрывами полужидкой лавы (7-й тип)
V	Кластолавы трубков взрыва	В результате цементации обломков основных эффузивов тонкой лавовой пленкой (8-й тип)

Ниже приводится характеристика генетических типов кластолав, изученных в различных вулканических областях Советского Союза.

Кластолавы кратеров вулканов

Образование кластолавы в приповерхностной части кратерного лавового озера (1-й тип). К этому типу кластолав относятся образования на Святогорском вулкане, в 100 км юго-восточнее г. Хаба-

ровска, в с. Святогорье, где расположен шлаковый конус с нечком в кратере*.

Верхняя часть некка (10 м) сложена кластолавой, состоящей из пористых бомб и обломков шлака базальтового состава. Бомбы размером до 10 см в диаметре сцементированы тонкопористым базальтом серого цвета. В этой части некка обломочный шлаковый материал составляет около 80%. Обломки с поверхности окислены и оплавлены. По мере углубления количество шлакового материала и крупность обломков уменьшаются. Возможно, что уменьшение размеров обломков вызвано более сильным оплавлением их. Уменьшение количества обломков в лаве с глубиной и их ярко выраженное оплавление заставляют предполагать, что образование подобных пород происходило в кратерных лавовых озерах в результате попадания обломков в пенистую расплавленную лаву в условиях конвекции, столь характерной для лавовых озер. Близкие к описанным условия извержения наблюдаются в лавовом озере вулкана Нирагонго в Республике Заир, к северо-востоку от оз. Киву [179].

В 1972 г. во время извержения прорыва олимпийского на вулкане Алаид (Курильские острова) наблюдалось образование кластолавы в малом кратере в результате фонтанирования лавы и частичного падения ее обратно в кратер в полустыившем состоянии.

Образование кластолав при внедрении в несцементированный материал шлакового конуса (2-й тип). К породам такого генезиса отнесены образования Барановского вулкана, расположенного в 100 км севернее г. Владивостока. Судя по геологическим данным, в последнюю стадию деятельности этого вулкана в шлаковый конус внедрились андезито-базальты более кислого состава. На контакте внедрившейся лавы и шлакового материала образовалась зона своеобразных пород — кластолав, в которых обломки шлакового материала сцементированы лавой (рис. 5). В наибольшем удалении от лавы шлак сцементирован лавовой пленкой до 1 см толщиной. При этом шлаковый материал слабо оплавлен. По мере приближения к контакту количество обломочного материала и размеры обломков уменьшаются и они сильнее оплавлены. Уменьшение размеров обломков, вероятно, вызвано их расплавлением. Лава внедрялась в рыхлый шлаковый материал, так как туфов с гидрохимическим цементом не обнаружено. Кластолавы такого типа образовались в шлаковом конусе на некоторой глубине при внедрении лавы снизу, и поэтому зоны кластолав перекрыты шлаком. В этих условиях мощность зоны кластолав наибольшая (до 30 м). В участках вертикального контакта лавы и шлака она равна 1 м, а в тех местах, где лава перекрывает шлаковый материал, составляет всего 10—20 см [53].

Аналогичные кластолавы встречены и на других вулканах такого же типа: Синдинском и Болоньском в Хабаровском крае и др. Иногда наблюдаются «ксенолиты» шлакового конуса размерами в десятки

* В шлаковых паразитических конусах современных вулканов (Ключевского и др.) не наблюдалось лавовых озер. Однако эти конусы характеризуются относительно вязкой лавой, в то время как шлаковые конусы хребта Сихотэ-Алинь давали жидкие лавы, образующие плащеобразные потоки.

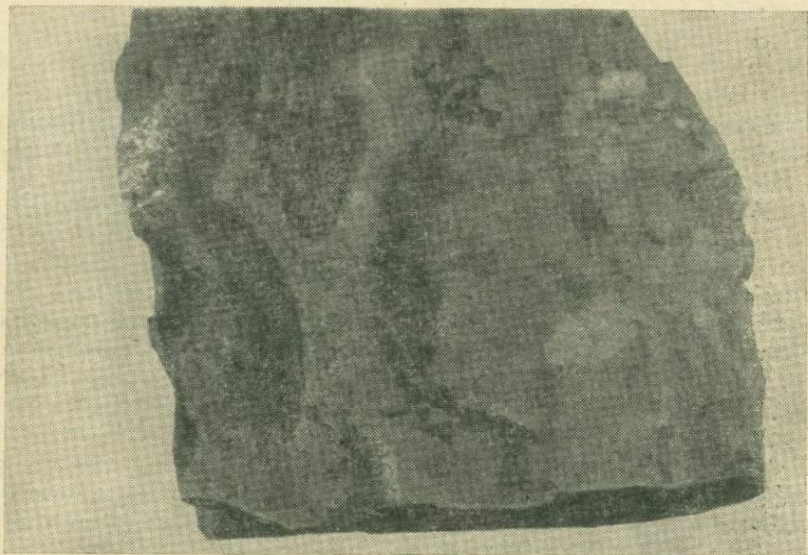


Рис. 5. Кластолава экструзии Барановского вулкана, район г. Владивостока

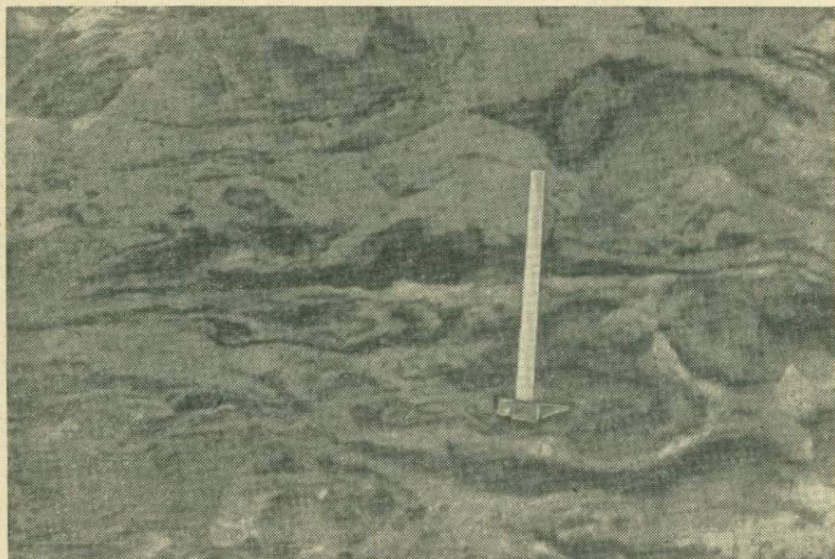


Рис. 6. Кластолава лавового потока вулкана Эбеко, о. Парамушир

и сотни метров в поперечнике, окруженные кольцом кластолавы (в плане) и образовавшиеся в результате внедрения последней порции лавы.

Кластолавы потоков

Образование кластолав в поверхностных и близповерхностных условиях (3-й тип). К этой группе пород относятся известные туфолавы вулкана Арагац в Армении, или, как их называют, арктиские туфы. Они представляют собой пористые дацитовые лавы, переполненные обломочным материалом близкого состава, количество которого доходит до 30%. Обломки лавы пористые, слегка оплавлены, окислены (бурый цвет) и вытянуты по направлению движения потока. Однако на концах включений не наблюдается расщепления, характерного для фьямме. Такая порода могла образоваться при движении лавы, переполненной обломками лавы, разогретыми до пластичного состояния. Работами армянских и других геологов доказана лавовая природа туфолав [2, 91, 127, 128 и др.]. Туфолава залегает в виде потока мощностью 30 м. Основная масса ее обладает витрофировой структурой. В отличие от туфолав игнимбриты, развитые в этом районе, имеют пирокластическую природу. Г. В. Абих [1] и Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [45] также относили туфолавы к лавам и полагали, что обломочный материал, присутствующий в лаве, является пирокластическим по происхождению.

Необходимо отметить, что в областях современного вулканизма образование туфолав путем погружения пирокластического материала в излившуюся лаву не наблюдалось. По нашему мнению, переполнение лавы обломками происходило на некоторой глубине в результате захвата лавой обломков ранее застывшей лавы (постройки вулкана или лавовой пробки в его канале).

Такие лавы четвертичного возраста были обнаружены нами на старой постройке действующего вулкана Эбеко, расположенного на о. Парамушир (рис. 6).

В Закарпатье, в 5 км восточнее г. Берегово, в с. Мужиево можно наблюдать поток липарита (перлита) мощностью около 20 м, в нижней части которого залегает кластолава мощностью 3—5 м, состоящая из обломков черного обсидиана угловатой и округлой формы, размерами 5—10 см в поперечнике, сцементированных также стекловатым липаритом, но пористым, и поэтому имеющим белый цвет [64].

В другом районе Закарпатья, около с. Дилок, к востоку от г. Мукачево поток андезито-дацита мощностью около 50 м залегает на размытой поверхности смятых в складки туфов андезита. В нижней части потока андезито-дациты переходят в кластолаву (5—8 м), состоящую из обломков лавы, сцементированной лавой того же состава, но слабопористой (рис. 7). Детальное изучение кластолав нижних частей лавовых потоков путем прослеживания постепенных переходов от лав к кластолавам позволило сделать следующий вывод: кластолавы образовались в результате дробления полужастывшей лавы и последующего сплавления мелких обломков в сплошную лавовую массу. Таким образом, цементирующая лавовая масса

представляет собой вторичную лаву, или псевдолаву. Обычно она обладает пористостью.

Образование кластолавы в канале вулкана и излияние ее в виде потока (4-й тип). К этому типу кластолав можно отнести туфолавы, описанные М. А. Фаворской [114].

В Южном Приморье большое распространение имеют вулканические образования позднемелового и палеогенового возраста, представленные лавами, кластолавами, игнимбритами и туфами. На побережье Японского моря, между бухтой Нерпа и мысом Южным,



Рис. 7. Кластолава потока андезито-дацита близ с. Дилок, Закарпатье. Высота обнажения около 10 м

в 1,5 км к югу от пади Калягина, липаритовый некк олигоценового возраста диаметром около 25 м прорывает толщу порфиритов. В пределах некка хорошо видны флюидальная текстура и расположение линзовидных включений порфирита, в нижней части некка ориентированных вертикально, а выше — обтекающих выступы порфирита и переходящих в поток.

Под микроскопом липарит состоит из полос шириной 1—2 мм, сложенных микрофельзитовым и фельзитовым веществом с вкрапленниками и обломками альбит-олигоклаза и полностью хлоритизированных цветных минералов. Основная масса представлена альбитом с небольшим количеством хлорита, кварц встречается в виде единичных зерен. В породе присутствуют полностью хлоритизированные и эпидотизированные линзовидные включения диаметром до 10 см и толщиной 1 см, содержащие вкрапленники и микролиты альбитизированного плагиоклаза, которые огибаются флюидальными участ-

ками микрофельзита. В отношении образования такого типа кластолавы М. А. Фаворская [114] полагает, что очень вязкая липаритовая магма, поднимаясь под напором из глубины, увлекала за собой крупные глыбы и нагревала более мелкие обломки до пластичного состояния, придавая им линзовидную обтекаемую форму.

Кластолавы куполов

Образование кластолав в краевых и апикальных частях куполов (5-й тип). Краевые части липаритовых и дацитовых куполов часто сложены кластолавой. Так, в 6 км восточнее г. Берегово карьером вскрыт липаритовый купол раннесарматского возраста, внедрившийся по меридиональной трещине. Восточная часть купола (мощность зоны до 50 м) сложена кластолавой, состоящей из угловатых обломков плотного перлита темно-серого и черного цвета, достигающих 30 см в поперечнике. Обломки сцементированы тонкопористым липаритом белого и светло-серого цвета [64].

Такого типа кластолава развита в 5 км к северу от г. Берегово, в районе горы Ардо, где она слагает западную часть купола липарита, приуроченного к зоне разлома северо-западного направления. Аналогичные кластолавы залегают в периферических частях липаритового купола неогенового возраста, расположенного возле с. Нацики на Камчатке. Мощность кластолавы здесь достигает 20—40 м [78].

Образование кластолав в куполах на некоторой глубине в канале вулкана в результате смещения обломков (6-й тип). В областях современного вулканизма (Камчатка, Курильские острова) в куполах андезита и более кислых пород часто образуется кластолава. Примером может служить купол вулкана Безымянного, который начал расти в 1956 г. и продолжает подниматься до сих пор (1976 г.), а также купол Суелич вулкана Шивелуч извержения 1945 г. Вязкая лава куполов переполнена обломками лавы, слагающей стенки канала вулкана. Иногда наблюдаются оплавление и деформация обломков. На отдельных участках количество обломочного материала достигает 30% и изредка более. В периферических частях куполов обломочного материала больше, чем в центральных.

Кластолавы некков

Образование кластолавы в верхних частях некков при дроблении полужидкой лавы взрывами (7-й тип). Строение некоторых некков в Закарпатье позволило нам считать их образованиями описываемого генетического типа. Во многих отпрепарированных некках можно наблюдать в разрезе (снизу вверх) четыре зоны, сложенные различными породами: 1) плотным андезито-базальтом или андезитом; 2) брекчиевой лавой; 3) кластолавой; 4) агломератовым туфом.

В некке, расположенном в 8 км к востоку от г. Мукачево, в с. Кучава, хорошо наблюдаются все переходы одной зоны в другую [62]. В нижней части некка обнажен плотный андезито-базальт. Вверх

по разрезу андезито-базальт постепенно становится более пористым, а затем в нем появляется трещиноватость и обособляются отдельные глыбы неправильной формы, представляющие собой брекчиевую лаву. Еще выше трещины сгущаются и происходит как бы обособление обломков. Обломки сцементированы пористой лавой такого же андезито-базальтового состава. Эту породу следует относить к кластолаве. Еще выше по разрезу некка (четвертая зона) промежутки между плотными обломками, выполненные лавой, увеличиваются.



Рис. 8. Кластолава некка на мысе Бакланьем, вулкан Алаид, Курильские острова

Пористость лавы становится более значительной, и в ней появляются новые трещины. Количество трещин постепенно увеличивается и цементирующая масса как бы дробится на отдельные мелкие (псаммитовые) обломки. Поэтому в верхней части некка промежутки между глыбами андезито-базальта размером в среднем около 10 см выполнены мелким обломочным материалом, который уже сцементирован гидрохимическим путем. Эта верхняя зона сложена агломератовым туфом.

Аналогичные переходы были изучены автором на одном из прорывов вулкана Алаид на мысе Бакланьем (рис. 8).

Следует отметить, что такого типа кластолавы нами наблюдались во множестве некков основного состава.

Кластолавы трубок взрыва

Образование кластолав в результате цементации обломков основных эффузивов тонкой лавовой пленкой (8-й тип). Известные трубки взрыва сложены или обломочным материалом, или кластолавой, которая выполняет трубку не полностью. В Закарпатье трубки взрыва верхнеплиоценового возраста иногда сложены кластолавой. Детальное изучение трубок взрыва в связи с поисками ртути в районе сел Керечки и Оленево показало, что на некоторых участках агломератовый материал андезито-базальтового состава сцементирован тонкой пленкой того же андезито-базальтового состава. Обломки андезито-базальта обладают слабой пористостью, а цементирующая масса обычно более плотная и отличается коричневым оттенком. В некоторых трубках взрыва перегретый обломочный лавовый материал спекается [62].

На Сибирской платформе обнаружены трубки взрыва, сложенные материалом как с лавовым, так и с гидрохимическим цементом. В некоторых трубках наблюдаются оба типа цементации. В кимберлитах Якутии отмечается наличие кластолав. При описании кимберлитов базальтоидного облика указывается, что эрозия вывела на поверхность различные горизонты глубинных частей трубок, в связи с чем и наблюдаются части трубок, в одних случаях не сцементированные расплавом (туфы и брекчии пирокластические), в других — пропитанные расплавом.

Из всего вышеизложенного следует, что, несмотря на различные условия образования кластолав, они имеют одну петрографическую особенность: лавовый материал цементируется лавой с различной текстурой, структурой или составом. Чаще образуется вторичная лава — это результат сплавления (спекания) обломков лавы вследствие их вторичного перегрева.

Кластолавы могут иметь любой вещественный состав от липаритов до базальтов, а в трубках взрыва — и до ультраосновных пород. Размер обломков кластолав также различен — от нескольких сантиметров до нескольких метров. Образование кластолав, содержащих псаммитовые и более мелкие обломки, оспаривается. Кластолавы в отличие от игнимбитов имеют локальное распространение.

Лавокластитовые горные породы

Детальное изучение генетических типов вулканогенных обломочных пород вызвало необходимость в выделении лавокластитовых пород. Наряду с пирокластическими породами, к которым, естественно, относятся и агломератовые пирокластические потоки, состоящие из глыб лавы, в вулканических областях широко распространены обломочные породы, образовавшиеся в результате дробления лав после их излияния. Относить эти породы к лавам нецелесообразно, поскольку они представляют собой обломочные породы. В древних толщах они обычно относятся к пирокластическим породам и поэтому

особенно важно их отделить от последних в целях правильной оценки взрывной деятельности.

Лавокластитовые породы образуются в наземных и подводных условиях. При извержении глыбовых лавовых потоков на их поверхности и в нижней части вследствие «гусеничного» типа движения лавы образуется обломочный материал, составляющий $1/4$ или $1/3$ и более общей массы потока. Так, например, подсчеты глыбового материала по датированным 13 лавовым потокам показали общий объем излившегося материала 394,2 млн. м³, а объем глыбового материала составил 140 млн. м³, т. е. 43% [80]. При излиянии лавовых потоков на влажную поверхность (в мелководные озера, в море или на снег) вода, находящаяся под лавой, быстро превращается в пар, дробящий лаву. Подледные извержения также обуславливают дробление лавовых потоков.

Если для дробления лавового потока влаги недостаточно, образуются полости иногда значительных размеров. Рост экструзий среднего и кислого состава сопровождается обрушением обломочного лавового материала, который накапливается вокруг экструзий, если они возникли на ровном месте, и образует вытянутые осыпи при расположении экструзий на склонах вулканов. При излиянии лавовых потоков в подводных условиях в застывшей корке движущейся лавы возникают трещины, из которых изливаются обособленные комки лавы. Часто такие обособления лавы приобретают фигурные формы: шары, подушки, караваи и пр. Аналогичные лавокластиты могут образоваться при излиянии лавы на снег.

Лавокластиты так же, как и гиалокластиты, формируются за счет дробления лав, и по этому признаку, казалось бы, их следует объединить в одну подгруппу. Однако они различаются тем, что в лавокластитах состав, текстура и структура слагающих их обломков аналогичны или близки к лаве, в то время как в гиалокластитах обломочный материал представлен стеклом, причем в процессе дробления сильно гидратизированным, вследствие чего от лав гиалокластиты отличаются повышенным содержанием воды и окисленным железом. Кроме того, термин «гиалокластиты» прочно укоренился в литературе, в него вложено определенное понятие и сами гиалокластиты распознаются во многих современных, молодых и древних вулканических областях. В связи с этим в классификации лавокластиты и гиалокластиты целесообразно рассматривать отдельно.

Образование лавокластитов в верхних и нижних частях глыбовых лавовых потоков при переслаивании последних приводит к чередованию горизонтов обломочного материала и монолитных лав. В зависимости от типа глыбовых лав обломочный материал приобретает определенную форму. Так, например, лава санторинского типа или крупноглыбовая лава в верхней части сложена крупнообломочным материалом. Размеры глыб в лавовых потоках Ключевского вулкана варьируют от 0,2 до 1,5 м, а в лавовых потоках Карымского вулкана достигают 3—6 м в поперечнике. Форма глыб угловатая, края рваные, поверхность шероховатая.

Во время излияния лавового потока прорыва Пийпа на Ключевском вулкане в 1966 г. на отдельных участках в бортовой части потока наблюдались округлые глыбы. Из побочных кратеров Ключевского вулкана изливались лавовые потоки гавайского типа аа с размером обломков 0,2—1,0 м и редко больше. Наряду со слабопористыми глыбами присутствуют шлаковидные. На поверхности более жидких лавовых потоков образуются плоскоглыбовые лавы. Такая поверхность лав обусловлена постоянной скоростью в верхней части лавового потока, что не нарушает монолитности лавы и способствует затвердению плитообразных участков. При дальнейшем движении лавы с измененными скоростями происходит дробление поверхности на плиты и клинья, с нагромождением их друг на друга подобно ледяным торосам. Такие лавы наблюдались в районе вулкана Плоский Толбачик. Толщина плит 0,1—0,25 м, а ширина 0,5—0,7 м. При формировании глыбовых лавовых потоков на крутых склонах вулканов иногда наблюдается полное истечение жидкой лавы и на месте прошедшего лавового потока остается только глыбовый обломочный материал, причем по бокам потока образуются валы, представляющие собой нагромождения обломочного материала.

Излияние лав на влажную поверхность или в воду обуславливает дробление лавового потока по всей мощности. В зависимости от температуры лавы, ее вязкости и количества воды, на которую изливается лава, образуется обломочный материал различной крупности. Мощные лавовые потоки при излиянии в воду иногда сохраняют среднюю часть монолитной. Это можно наблюдать в лавовых потоках побочного кратера Такетоми вулкана Алаид, извергавшегося в 1934 г., и на многих лавовых потоках Курильских островов. Иногда между крупными глыбами образуется мелкообломочный материал, часто спекающийся в сплошную лавовую массу, в которой, однако, видна обломочная структура.

Кроме современных вулканических областей лавокластиты в большом количестве формируются в Армении. В молодых основных лавовых потоках там, где они стратифицируются в слоистые толщи, в разрезах наблюдается переслаивание лавокластического материала с монолитной лавой, причем обломочный материал составляет $1/3$ — $1/2$ общей мощности лавовых потоков.

Несмотря на большое внешнее сходство лавокластического и пирокластического материала, можно отметить ряд отличительных свойств. Поверхность массивных лав глыбовых потоков трещиноватая, постепенно переходящая в обломочный материал вследствие сгущения трещин. Очень редко встречаются шлаковые корки с поверхностями застывания, обычно глыбы сложены слабопористой лавой, иногда с рваными краями, без признаков сортировки материала. Глыбовый материал, образовавшийся в результате последующего разрушения лавовых потоков, отличается ровными сколами, рассекающими фенокристаллы, в то время как в глыбах, образующихся при движении лавы, сколы проходят по контактам кристаллов и обычно стекловатой основной массы.

Рыхлые лавокластитовые породы

Лавокластитовые породы по крупности материала разделяются на три градации (размеры глыб и обломков в мм):

- | | |
|---|-----------|
| 1. Глыбовый лавокластитовый агломерат | более 200 |
| 2. Лавокластитовый агломерат | 50—200 |
| 3. Лавокластитовый щебень | менее 50 |

Мелкообломочные (псаммитовые) разновидности встречаются очень редко и, видимо, составляют небольшие объемы. Дальнейшее



Рис. 9. Глыбовый лавокластит на поверхности андезито-дацитового лавового потока вулкана Карымского извержения 1963 г., Камчатка

деление лавокластитов проводится по вещественному составу также, как и пирокластических пород, на базальтовые, дацитовые, андезитовые, липаритовые и др.

Поскольку они сложены обломками лавы, деление по агрегатному состоянию не проводится. Крупность материала обуславливается типами глыбовых лавовых потоков. Лавовые потоки санторинского типа, например лавы вулкана Карымского (рис. 9), сложены крупными глыбами. Они образуют глыбовые агломераты. Лавы аа, в которых обломочный материал более мелкий, формируют лавокластитовые агломераты и лавокластитовые щебни.

В рыхлых лавокластитах современных лавовых потоков промежутки между глыбами заполняются мелкообломочным материалом, образующимся при дроблении поверхности глыб, обычно более пористой и шероховатой, обладающей закалкой. Форма обломков

остроугольная, иногда с рваными краями, они трудно отличимы от пирокластического материала, в особенности резургентного. Главное отличие этого материала — разная крупность обломков и часто высокая степень их окисленности (до красного цвета).

Наряду с отмеченным материалом промежутки между глыбами заполняются тефрой различного состава, поставляемой действующими вулканами. Как правило, тефра, принадлежащая даже к одному очагу извержения, отличается вещественным составом. Кроме того, очень часто поступает тефра соседних вулканов. Ювенильная тефра обычно представлена стеклом и кристаллами с первичными кристаллографическими формами, что ее отличает от остального обломочного материала. Промежутки между глыбами могут заполняться также коллювиально-пролювиальным материалом — обломками, сносимыми с крутых склонов вулкана. В водоемах промежутки между глыбами лавы могут заполняться терригенным или хемогенным материалом.

Литифицированные лавокластитовые породы

Литифицированные лавокластиты по крупности материала разделяются на три градации (размеры глыб и обломков в мм):

1. Глыбовый лавокластит	более 200
2. Агломератовый туф	50—200
3. Псефитовый лавокластит	менее 50

В древних вулканических формациях Урала, Кавказа, Средней Азии, Сибири и других регионов, где формировались глыбовые лавовые потоки, широко развиты лавокластиты. Выделение лавокластитов позволит дать правильную оценку проявлению эксплозивной деятельности.

Гиалокластитовые горные породы (гиалокластиты)

Гиалокластиты представляют собой своеобразные витрокластические образования, сформировавшиеся в подводных и подледных условиях в результате дробления лавовых потоков, при этом стекло гидратируется, а железо переходит из двухвалентного в трехвалентное. Впервые гиалокластиты описал в 1958 г. А. Ритман [99] из районов Сицилии. После этого они стали распознаваться во многих районах, и на Международном симпозиуме в Италии в 1961 г. о них было представлено более 15 докладов из различных стран [15].

В настоящее время установлено широкое развитие гиалокластитов в океанах, геосинклинальных областях, молассах, озерах и подледных условиях. Они образуются в результате дробления лав основного, среднего и кислого состава.

Большое распространение гиалокластиты имеют в Исландии, где образование их связано с извержениями лав в подледных условиях. Гиалокластиты установлены в широком возрастном интервале: от древних толщ до современных осадков. Так, например, только

в пределах о. Сахалин и Курильских островов В. Н. Шилов [125] отмечает наличие гиалокластитов от палеозоя до плицена в десятках пунктов и в различных геологических условиях — от широководных в палеозое и мезозое до мелководных в кайнозое. Широкая распространенность гиалокластитов и их большое геологическое значение для фиксации фациальных условий потребовали выделения этих пород в самостоятельную группу.

В зависимости от вязкости расплава Г. М. Власов и М. И. Попкова [11] выделяют различные типы гиалокластитов.

Гиалокластиты базальтового состава имеют наиболее широкое распространение. Вследствие текучести базальтовых расплавов очень часто образуются подушечные лавы, в которых сферические обособления (подушки, шары, баллоны) покрываются стекловатой коркой, ломающейся при формировании лавовых обособлений, создающих обломочный материал. Кроме того, как отмечает Д. Карлисл [141], образуются глобулы, гранулы и черепки. Первые представляют собой каплеобразные и полупластичные отделения от лавы, а многие черепки — есть результат дробления глобул и гранул. Размеры глобул от 0,25 мм до 1 см по длинной оси.

Глобулы — это эллипсоидальные тела, иногда разорванные капли или веретена, реже они загнуты или расплющены. Почти все имеют выпуклые и вогнутые участки, трещины и зазубренность их поверхности. Гранулы отличаются от глобул тем, что они ограничены раковистыми плоскостями. Углы гранул сглажены и несут следы пластичной деформации. Гранулы, вероятно, образуются путем отделения от более крупных глобул и от внешних краев пиллоу. Некоторые глобулы и гранулы обладают порами, заполненными вторичными минералами. Фрагменты стекла содержат порфиновые выделения плагиоклаза и цветных минералов, видимо, интрателлурического происхождения.

В подушечных лавах гиалокластитовый материал представляет собой наполнитель, заключенный между сферическими обособлениями лавы, причем количество подушек колеблется в широких пределах — от плотных упаковок до рассредоточенных сфероидов. Гиалокластиты также отличаются по условиям отложения. Они могут накапливаться непосредственно вблизи центра извержения и относиться к автохтонному типу. В несколько отдаленных областях, куда они переносятся течением, при этом разделяясь по крупности (промежуточная зона), гиалокластиты образуют слоистые толщи. В этих условиях они относятся к аллохтонному типу.

Базальтовые гиалокластиты формируются в океане в прибрежных условиях, а в областях, покрытых льдами (Исландия), — в наземных условиях.

В пределах Мирового океана они наиболее широко развиты в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов, где формируются вместе с подушечными лавами [84]. В переотложенном виде встречается преимущественно гиалокластитовый материал, образовавшийся при дроблении внешних лавовых корок подводных излияний. Оскольча-

тые зерна бурого или иногда зеленоватого стекла имеют показатель преломления 1,57—1,60 и размеры от псаммитового материала до 0,005 мм. В резко подчиненном количестве присутствуют плагиоклаз, оливин, авгит и небольшая примесь рудных и аксессуарных минералов.

Гиалокластиты андезитового состава вследствие большей вязкости магмы не дают типичных сферических обособлений. Здесь лава дробится на угловато-округлые и редко эллипсоидальные или шаровые. Мелкообломочный гиалокластитовый материал имеет угловатую и остроугольную форму до 0,1 мм в поперечнике. Андезитовые (андезито-базальтовые) гиалокластиты широко развиты в пределах миоцен-плиоценовых отложений Курильской островной дуги и среди миоценовых отложений Камчатки.

Гиалокластиты кислого состава впервые были описаны К. Г. Шириняном [129] в вулканическом нагорье Арагац (Армения), на абсолютной высоте около 2000 м. Они образовались в результате дробления дацитовых лавовых потоков верхнеплиоцен-постплиоценового возраста, изливавшихся, видимо, в мелководные озера. Мощность лавовых потоков достигает 4—6 м, они постепенно переходят в гиалокластит. Мощность пластов гиалокластита достигает 3—4 м. Гиалокластит состоит из обломков размерами менее 0,5 см с острыми углами и гранями. Цвет стекла черный. В гиалокластите иногда встречаются округлые обломки дацита несколько сантиметров в поперечнике. Он обладает порфировой структурой. Порфиновые вкрапленники до эруптивной стадии представлены плагиоклазом андезитового состава, пироксеном. Основная стекловатая масса с тонколенчатой текстурой и кристаллитами. Дацит в лавовых потоках связан постепенным переходом с гиалокластитами. В основной массе он обладает микролитовой и пилотакситовой структурой. Кроме того, гиалокластиты отличаются от дацитов лавового потока повышенным содержанием воды. В лаве воды 0,5%, а в гиалокластите до 5% и повышенное содержание закисного железа.

В Японском море и северо-западной части Тихого океана встречаются значительные поля пеплов трахидацитового состава. Обломки стекла имеют сферическую, полусферическую и сегментовидную форму, что указывает на происхождение их в результате растрескивания округлых тел. Г. М. Власов и М. И. Попкова [41] полагают, что пеплы имеют не пирокластическое, а гиалокластитовое происхождение. В процессе образования гиалокластитов происходит гидратация стекла и переход окисного железа в закисное.

Свежая гиалокластика встречается преимущественно среди нелигитированных гиалокластитов, главным образом в Мировом океане. В ископаемом состоянии гиалокластиты очень быстро подвергаются изменениям, превращаясь в палагониты и замещающиеся цеолитами, хлоритом и водными алюмосиликатами.

Наиболее распространена палагонитизация. Процесс изучен слабо, однако известно, что содержание воды при этом достигает 10—30%, двухвалентное железо переходит в трехвалентное. Показатель

преломления дается в весьма широких пределах: 1,46—1,49; 1,49—1,52; 1,57—1,59; 1,570—1,585. Показатель преломления палагонитов южной части Тихого океана, по данным И. О. Мурдмаа и др. [84], колеблется в пределах 1,579—1,755. Причем зерна с наиболее высоким показателем преломления (1,702—1,755) по внешнему виду трудно отличимы от основной массы палагонитов. Под микроскопом палагонит представляет собой изотропное стекло или чаще слабо анизотропное (с агрегатной поляризацией). Цвет желтый, желто-коричневый, красновато-коричневый до густо-красного. Характерно неравномерное окрашивание палагонитовых зерен.

Д. Карлисл [141] предложил литифицированную породу, сложенную мелкообломочным материалом (гиалокластитом), называть аквагенным туфом. И. В. Хворова [121] расширила применение этого термина. Она предлагает называть подушечные лавы аквагенным подушечным туфобазальтом, а если в них значительное количество гиалокластитовой связующей массы — аквагенным туфом с базальтовыми подушками и далее аквагенной базальтовой подушечной брекчией и т. п. Основываясь на том, что гиалокластиты образуются и в подледных, и в мелководных условиях, а также на том, что сам термин «водный туф» неудачен, появились предложения против применения этого термина [11].

Рыхлые гиалокластиты

Среди рыхлых пирокластитов можно выделить следующие градации по крупности материала (размеры компонентов в мм):

1. Гиалокластитовый агломерат	50—200 и более
2. Гиалокластитовый щебень	0—50
3. Гиалокластитовый песок	0,1—2
4. Гиалокластитовый алеврит	0,01—0,1 и менее

Предложенное деление по крупности материала для грубообломочных отложений несколько условно, так как, вероятно, очень редко можно встретить грубообломочные отложения, в которых обломки представлены только стеклом. Обычно в них присутствует значительная примесь раскристаллизованной лавы, и в этом случае они будут относиться к лавокластитам. Пелитовые гиалокластиты не отмечены. При этом среди алевритовых гиалокластитов часто присутствует пелитовый материал. Не исключена возможность образования пластов пелитовых гиалокластитов. Гиалокластиты, как и остальные вулканокластические породы, делятся по вещественному составу на липаритовые, андезитовые, базальтовые и др. Благодаря тому, что они сложены стеклом, гиалокластиты не делятся по агрегатному состоянию.

Литифицированные гиалокластиты

По крупности материала литифицированные гиалокластиты разделяются так же, как и рыхлые, на четыре градации (размеры компонентов в мм):

1. Агломератовый гиалокластит	50—200 и более
2. Псефитовый гиалокластит	2—50
3. Псаммитовый гиалокластит	0,1—2
4. Алевритовый гиалокластит	0,01—0,1

Здесь так же, как и в рыхлых породах, грубообломочные гиалокластиты показаны условно вследствие редкой встречаемости крупных глыб стекла. Чаще они могут наблюдаться в обсидиановых лавовых потоках и экструзиях. В нижних и верхних частях лавовых потоков и по периферии экструзий обычно образуется обломочный материал. Он цементируется вторичной лавой в результате сплавления мелкообломочного материала [62] или гидрохимическим путем благодаря разложению мелких обломков, выполняющих промежутки между крупными глыбами.

Пирокластические горные породы

Пирокластические породы разделяются на рыхлые и литифицированные. Литифицированные, в свою очередь, делятся по характеру литификации на спекшиеся (игнимбриты, агглютинаты) и уплотненные и цементированные (туфы).

Рыхлые пирокластические породы без существенных посторонних примесей

Среди рыхлых пирокластических образований, носящих общее наименование тефра, по крупности материала выделяются семь разновидностей (размер компонентов в мм):

1. Глыбовый агломерат	более 200
2. Агломерат	50—200
3. Лапилли	10—50
4. Вулканический гравий	2—10
5. Вулканический песок *	0,1—2
6. Вулканическая пыль	0,01—0,1
7. Тонкая вулканическая пыль	менее 0,01

Глыбовый агломерат и агломерат могут рассматриваться как вулканические глыбы или бомбы, а вулканический песок и более тонкий материал при необходимости могут объединяться в группу вулканического пепла, независимо от формы обломков.

Согласно десятичной классификации осадочных пород, песок и песчаник ограничиваются градацией 0,1—1 мм. Однако пепел всегда имеет градацию до 2 мм, и обломки кристаллов как осадочных, так и пирокластических пород достигают 2 мм. Поэтому нами этот предел расширен.

В термин «вулканическая бомба» вкладываются два понятия: 1) размерность грубой тефры, независимо от ее формы и 2) скульптурные образования, возникшие вследствие охлаждения кусков лавы под влиянием энергии взрыва (шаровые, веретенообразные, грушевидные и другого типа бомбы). Причем некоторые авторы относят к бомбам скульптурные образования, независимо от размеров, в том числе обломки размером 1—2 мм в поперечнике. Межведомственная комиссия по терминологии рекомендовала определять понятия «бомба» и «лапилли» крупностью материала.

Таким образом, сохраняя за бомбами общий термин, можно выделять: 1) глыбы и обломки в тех случаях, когда они не обладают скульптурными формами; 2) называть их фигурными бомбами и фигурными лапиллиами при наличии скульптурных поверхностей; 3) именовать шлаками, когда обломочный материал основного состава пористый и 4) пемзой, если он пористый, но кислого или среднего состава.

Точно так же неправильно в понятие термина «пепел» вкладывать скульптурное определение. Некоторые авторы пеплами называют витрокластический псаммитовый материал, представляющий собой дробленную пемзу (рагульчатые обломки). Вулканологи, видя извержения мелкообломочного материала (обычно до 2 мм) и не имея возможности определить форму обломков, называют его пеплом. Таким образом, пепел — общий термин для псаммитового и более мелкого пирокластического материала.

Рыхлые пирокластические образования в областях современного и новейшего (неогенового) вулканизма имеют большое распространение. Подавляющая масса этого материала пирокластического происхождения, с небольшой примесью лавокластического. Обычно это тефра в первичном своем (автохтонном) залегании или перемещенная различными способами, вследствие чего приобретает определенные текстурные и структурные особенности. Это может быть тефра, перемещенная после выпадения по склону вулкана к подножию временными потоками, под действием силы тяжести, ветром, ледниками или флювиогляциальными потоками. Обломочный материал может перемещаться пирокластическими или грязевыми потоками, а в прибрежных или морских условиях водными течениями. Во всех случаях при перемещении тефры или материала пирокластических потоков к ним может примешиваться обломочный материал лавовых потоков или экструзий (лавокластический) или терригенный материал, главным образом тефроидный, сухих речек, расположенных на склонах вулканов.

Пирокластический материал (тефра) в зависимости от вещественного состава магматического расплава приобретает текстурные и структурные особенности входящих в него обломков. Перегретый пирокластический материал базальтового или андезито-базальтового состава во время выбросов деформируется; образуются лапилли и бомбы различной формы: шаровые, веретенообразные, грушевидные и др. (рис. 10—12, а). Более вязкие лавы андезитового или андезито-базальтового состава дают бомбы преимущественно типа

хлебных корок (рис. 11, б). Поверхность бомб может быть гладкой, шероховатой, составляющая их лава — пористой или плотной.

Грубообломочный материал кислого состава обычно представлен угловатыми и неправильной формы плотными или пористыми обломками. Тонкий пирокластический материал представляет собой обломки стекла и реже угловатые обломки минералов. Нередко выбрасываются целые кристаллы. Стекло дает остроугольные и угловатые обломки, напоминающие толченую пемзу (черешки).

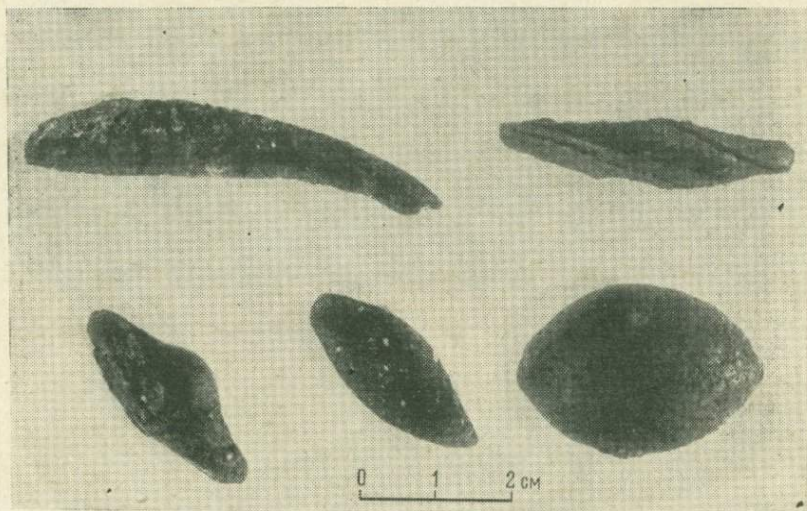


Рис. 10. Лапилли вулкана Плоский Толбачик

Характер пористости пирокластического материала зависит от вязкости лавы. Вулканы, извергающие материал основного состава, при насыщении лавы газами дают шлаки. Крупность шлакового материала может варьировать в широких пределах — от лапиллей до глыб, достигающих 2 м в поперечнике. Шлаковые породы обладают порами преимущественно шаровой и эллипсоидальной формы. Размеры пор колеблются от 2 до 4 мм (рис. 13, а). Отдельные поры имеют размер 90 мкм и более. Перегородки между ними тонкопористые, что обнаруживается только под микроскопом (рис. 13, б).

Пористый пирокластический материал среднего и кислого состава в отличие от основного имеет более тонкие стенки. Преобладают поры вытянутой, часто неправильной формы, правильные шаровые поры встречаются реже. Наиболее пористый пирокластический материал кислого состава называют пемзами. Форма обломков пористого материала может быть различной.

Изучение пористости рыхлого пирокластического материала имеет большое практическое значение; пористые породы основного состава (шлаки) употребляются в качестве наполнителей бетона,

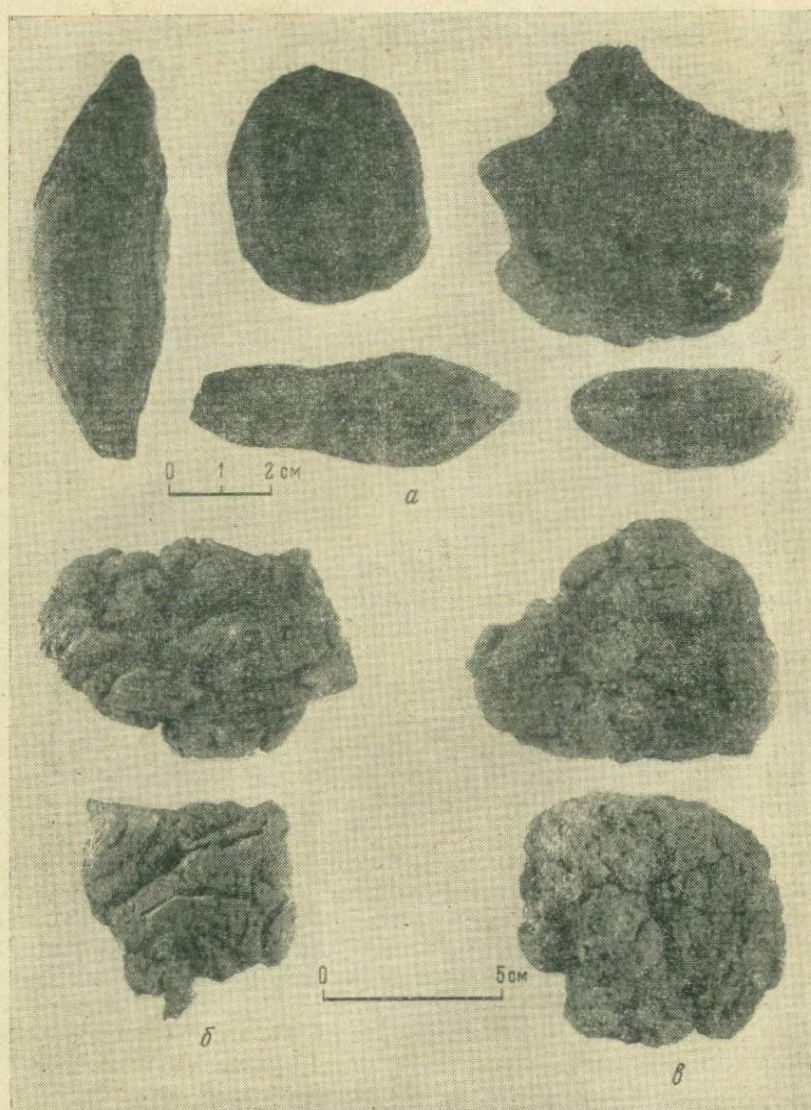


Рис. 11. Бомбы Новых Толбачинских вулканов (а), вулкана Алаид извержения 1972 г. (б) и вулкана Двор (в)

в строительстве, для изготовления туфоблоков и т. п. Пемзы представляют собой ценный звуко- и теплоизолятор, наполнитель, шлифующее вещество и т. п.

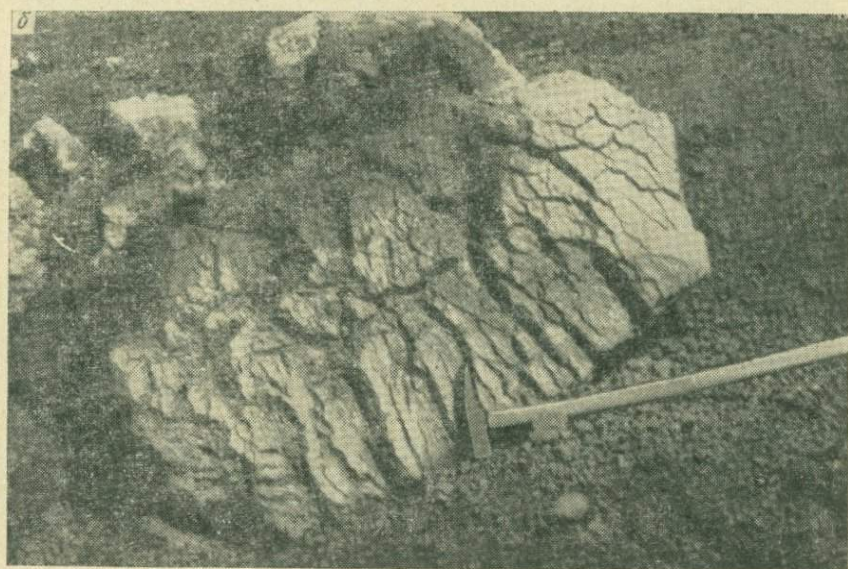


Рис. 12. Бомбы вулканов Тятя (а) и Карымского (б)

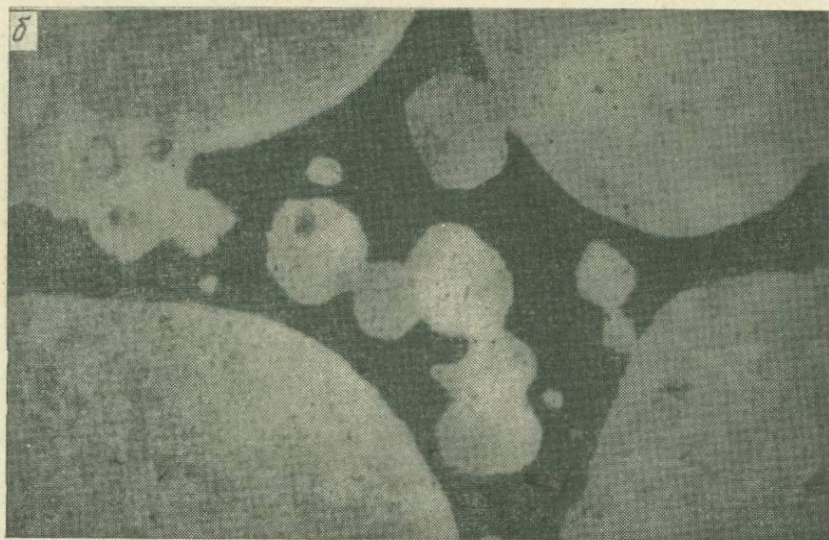
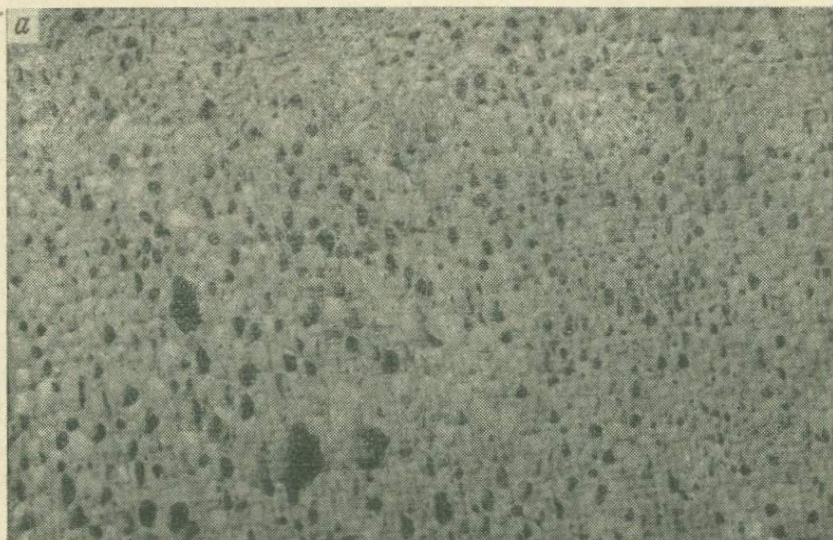


Рис. 13. Пористый андезито-базальт из бомбы Барановского вулкана, Приморский край
а — нат. вел., б — под микроскопом. $\times 30$, без анализатора

Дальнейшее подразделение рыхлых пирокластических пород производится по вещественному составу (базальтовые, андезитовые, дацитовые и др.).

Первичный магматический расплав может давать пирокластику различного вещественного состава от ультраосновных до кислых и щелочных карбонатитов. Так, например, ультраосновные мейчицы описаны из хребта Кумроч (Восточная Камчатка [132]), а карбонатитовые пеплы выбрасываются современными вулканами, расположенными на территории Кении в пределах рифтовой зоны [83]. Типичные вулканы, извергающие базальтовую пирокластику, находятся в Исландии и на Гавайских островах. В современных вулканических областях базальтовые пеплы извергались вулканом Плоский Толбачик, побочными кратерами Ключевского вулкана (Камчатка), вулканом Алаид в 1972 г., вулканом Тятя в 1973 г. (Курильские острова) и др. В том или ином количестве базальтовая пирокластика извергается вулканами почти во всех современных и молодых вулканических областях и особенно много в пределах Тихого океана.

Пирокластика андезито-базальтового состава в пределах островных дуг является доминирующей. Вулканы Камчатки и Курильских островов в основной массе дают пирокластику андезито-базальтового состава. Андезитовые продукты извергаются значительно реже. На Камчатке к ним относятся вулкан Безымянный, действующий с 1955 г. по настоящее время (1976 г.), вулкан Шивелуч, проявлявший активность в 1945—1948 и 1964 гг. Андезито-дацитовые продукты извергал вулкан Карымский в 1958—1967 и 1970—1973 гг.

Вулкан Катмай в 1912 г., Кракатау в 1883 г., вулканы Исландии и другие извергали вулканиды дацитового и липаритового состава. Все кислые вулканиды представляют собой дифференциаты основной подкоровой магмы, поэтому они встречаются очень редко. В объемном отношении липаритовые и дацитовые пеплы составляют доли процента от общей массы, извергаемой вулканами. В неогене, а местами и в плейстоцене на земном шаре широко проявлялся кислый (коровый) вулканизм, что обусловило накопление мощных толщ липаритовой и дацитовой пирокластики, с резко подчиненным количеством вулканидов основного состава или отсутствием его.

В результате дифференциации в канале вулкана и в периферических магматических очагах одни и те же вулканы дают пирокластику разного состава.

Вулкан Гунунг на юге о. Суматра извергал вначале оливиновые базальты с авгитом и гиперстеном, а в последние стадии извержения — липарит с порфиоровыми выделениями кварца [5].

На о. Гавайи, который считается типичным примером щитовидных вулканов, наряду с широким распространением базальтов в северу от вулкана Хуалалай, у туфовых конусов Пуу-Ваа-ваа и Пуу-Анахулу имеются трахитовые обсидианы и трахиты с большим количеством щелочных полевых шпатов, содержащие кремнезема более 62% и щелочей более 13% [160]. Чередование липаритовых обсидианов с покровами базальтов наблюдались в Гватемале,

Гондурасе и Никарагуа в современных вулканогенных образованиях и поздне-третичных [164]. В Исландии кислые породы неогенового возраста составляют около 10%, из них примерно половина пирокластике.

Встречаются сложные и смешанные лавы, образовавшиеся при одновременном извержении кислой и основной магмы [181]. В конце шестидесятых годов контрастные серии отмечены во многих регионах мира, в том числе в Советском Союзе (на Камчатке, Урале и в других местах). Постепенный рост купола Нового на вулкане Безымянном сопровождается изменением состава андезита, что может служить примером дифференциации расплава в канале вулкана. По мере роста купола происходит его разрушение и вынос обломочного материала пирокластическими потоками и раскаленными лавинами. За период с 1956 по 1966 г. по подсчетам Г. Е. Богоявленской и др. [7] колонна андезита поднялась с глубины 8 км и продолжает подниматься примерно с такой же скоростью (1976 г.). Сначала (1956—1960 гг.) извергались роговообманковые андезиты, состоящие из кислого лабрадора и роговой обманки. В 1961—1963 гг. стали выжиматься роговообманково-пироксеновые андезиты. В 1965 г. извергались дву-пироксеновые андезиты, в которых роговая обманка встречается спорадически. Дальнейший рост купола показал сокращение количества роговой обманки. Ключевской вулкан в начале извержения вершинного кратера выдавал пирокластику андезито-базальтового состава, а в последующие прорывы побочных кратеров — более основные продукты, обычно базальты или близкие к ним андезито-базальты. Таких примеров можно привести много.

Одновременное или близкое по времени извержение продуктов разного состава обуславливает образование вулканокластических пород сложного состава. Так, например, во время извержения Юбилейного прорыва и вершинного кратера Ключевского вулкана в 1945 г. и побочного кратера Апахончич извергалась пирокластическая андезито-базальтового состава, а во время катастрофического извержения вулкана Безымянного в 1956 г. выпал пепел кислого андезита. Расстояния между центрами извержения менее 10 км и пирокластический материал, выпав на склоне вулкана, при дальнейшем его передвижении под действием силы тяжести и временными потоками перемешивался, формируя сложные вулканокластические породы.

Кроме того, в результате излияния лавы из побочных кратеров Апахончич и Заварицкого (Ключевской вулкан) в 1945 и 1946 гг. на поверхности потоков образовался глыбовый материал андезито-базальтового состава, что вообще свойственно лавовым потокам Камчатки. Во время извержения вулкана Безымянного в 1956 г. промежутки между глыбами андезито-базальта на поверхности потоков заполнялись пеплом андезито-базальтового состава. Впоследствии эти образования дадут агломератовый туф, состоящий из глыб андезито-базальта, промежутки между которыми выполнены пеплом андезито-базальтового состава (рис. 14).

Извержения вулкана Карымского, дающего продукты андезито-дацитового состава, разносятся на значительное расстояние и пере-

мешиваются с пирокластикой окружающих вулканов, извергающих андезито-базальтовый материал. Перемешивание пирокластического материала происходит также во время направленных взрывов, когда разрушается вулканическая постройка и ее материал разбрасывается у подножия вулкана и перекрывается пирокластическими потоками. Так, например, во время направленных взрывов вулкана Авача разрушалась вулканическая постройка, сложенная породами



Рис. 14. Обломочный материал андезито-базальтового потока кратера Апахончич извержения 1946 г. (вулкан Ключевской), покрыт серым андезитовым пеплом вулкана Безымянного извержения 1956 г.

андезитового состава, и перекрывалась пирокластическими потоками андезито-базальтового и базальтового состава.

В процессе движения ледников захватывается пирокластический материал и если разные части вулканической постройки сложены пирокластикой разного состава, то в конечном итоге при спуске ледника к подножию вулкана формируются толщи сложного вещественного состава. Выброшенный вулканом пирокластический материал одного состава в процессе воздушной дифференциации и воздушной сепарации может дать различный материал.

При извержениях пелейского, катмайского, плинианского и ультравулканского типов обычно происходит воздушная сепарация материала. Обломки разделяются по крупности, а также по плотности. Вблизи вулкана падают обломки кристаллов, лавы, а на более значительном удалении — обломки стекла. При извержении вулкана

Суффриер (северная часть о. Сент-Винсент, в группе малых Антильских островов) 7 мая 1902 г. в туче пепла произошла дифференциация. Нижняя более тяжелая часть тучи отложила пепел в районе острова, верхняя часть тучи, насыщенная преимущественно стеклом, перенеслась на расстояние более 1000 км [152]. В обломочном материале описанного извержения вулкана Суффриер слоистость отсутствует, что указывает на его автохтонное происхождение. В общей массе пирокластического материала кристаллы слагают 50% объема породы, шлаки и стекловатые обломки 36% и плотные обломки лавы 14%. Пепел (размер частиц менее 2 мм) содержит 66% кристаллов, 24% обломков стекла и 10% обломков плотных лав. На значительном удалении от центра извержения пепел состоит почти из одних обломков стекла.

Во время извержения вулкана Шивелуч 12 ноября 1964 г. вблизи вулкана выпадал ювенильный материал, сложенный магнетитом, плагиоклазом и пироксенами, а на удалении около 300 км (на Командорских островах) он представлен преимущественно обломками вулканического стекла. Точно так же пепел вулкана Безымянного, образовавшийся при извержении 30 марта 1956 г., на удалении 50—60 км от вулкана состоит преимущественно из обломков стекла, в то время как вблизи вулкана в пепле значительную роль играют обломки кристаллов.

В западной части Восточно-Европейской платформы среди миоценовых отложений развиты прослои полуразложившихся витрокластических алевритовых туфов липарита мощностью 10—30 см. Источником пепла являются закарпатские миоценовые вулканы, вблизи которых залегают мощные горизонты пепловых туфов с большим количеством обломков кристаллов [62].

Пеплы вулканов Кавказа, отложенные в разных пунктах на Украине, по данным Н. Н. Карлова, А. И. Кравченко [32], И. В. Романова [100], В. И. Лебединского и Л. Я. Ходюш [43], представлены в основном обломками стекла кислого состава. Пеплы на территории Туркменской ССР, залегающие в отложениях акчагыла, апшерона и бакинского яруса, перенесены также с Кавказа. Они сложены преимущественно обломками стекла и являются продуктами воздушной сепарации [3]. В результате такой дифференциации в отсепарированных пеплах количество кремнезема увеличивается до 10% по сравнению с пеплами вблизи вулканов.

Таким образом, при изучении вещественного состава пирокластического материала необходимо учитывать возможность смешения обломков различного состава и продуктов воздушной сепарации, в результате которой в общем более кислые разновидности будут располагаться вдали от центра извержения, а более основные — в непосредственной близости от него.

Пеплы следует разделять по характеру обломков на витрокластические, кристаллокластические, литокластические и смешанные.

Для витрокластических пеплов характерны остроугольные обломки вулканического стекла, представляющие собой дробленную пемзу или цлак. Обломки стекла обладают весьма сложными фор-

мами: полумесяцы, выгнутые треугольники, копьевидные, крючковатые, в виде колец, костей, черепков и т. п. В результате распыления незаствывшей пластичной лавы получаются волосовидные нити, так называемые «волосы Пеле» — каплеобразные, бутылкообразные, грушевидные и другие подобные образования. Наиболее полно они изучены на Гавайских островах [161]. В 1962 г. во время извержения вулкана Плоский Толбачик (Камчатка) также наблюдалось образование волосовидных обломков.

Таким образом, при исследовании рыхлого пирокластического материала необходимо учитывать структурные и текстурные его особенности. Кроме пористости должны изучаться форма и вещественный состав обломков, соотношение различных фракций в пеплах, а также наличие вторичных воздействий (окисление цветных минералов, окисление обломков породы в результате обжига и т. п.). Все это поможет установить тип извержений и наиболее рационально организовать поиски полезных ископаемых.

Л и т и ф и ц и р о в а н н ы е п и р о к л а с т и ч е с к и е г о р н ы е п о р о д ы б е з с у щ е с т в е н н ы х п о с т о р о н н и х п р и м е с е й

Литифицированные пирокластические горные породы разделяются на две группы: 1) спекшиеся туфы, 2) уплотненные и сцементированные туфы.

Спекшиеся туфы. В эту группу объединены спекшиеся пирокластические породы различного генезиса. Среди них можно выделить: а) спекшиеся туфы основного состава и б) спекшиеся туфы среднего и кислого состава. Спекшиеся туфы основного состава обычно формируются вблизи кратеров вулканов. Известны два типа таких туфов: агглютинаты, в которых спекание происходит при выбросах полужидких кусков лавы, и псевдоагглютинаты, образующиеся в результате вторичного разогрева газами шлакового материала в прикратерных частях вулканов или в агломератовых пирокластических потоках и раскаленных лавинах вследствие подтока кислорода и окислительных экзотермических реакций. Наряду с игнимбритами выделяются игниспумиты, в которых благодаря сильному перегреву обломочного материала (полупластичного) происходит более сильное спекание, приближающее породу к лаве. Кроме того, выделены псевдоигнимбритами, обладающие сходной текстурой с игнимбритами.

А г г л ю т и н а т ы образуются в результате извержений Strombolianского типа при выбросах раскаленного полупластичного материала. Процесс спекания обуславливается высокой температурой фрагментов лавы и, видимо, дополнительными экзотермическими окислительными реакциями.

Агглютинаты, как правило, сложены грубообломочным материалом; мелкий материал обычно быстро охлаждается, так как, во-первых, у мелких обломков поверхность материала на единицу массы больше, чем у крупных, а во-вторых, мелкий материал дальше

уносится от кратера и, следовательно, больше времени находится в воздухе.

У подножия вулкана Зимина Сопка, на Камчатке, наблюдаются базальтовые глыбовые агглютинаты. Они сложены лепешками пористого (шлаковидного) базальта размером до 0,5 м в поперечнике. Отдельные лепешки достигают 2—3 м в диаметре при толщине 0,3—0,4 м. Наиболее крупная лепешка имела диаметр 10 м при толщине 0,8 м. Обломочный материал в агглютинате спекся в прочную массу, но в ней хорошо видна каждая глыба. Агглютинат окрашен в ярко-красный цвет, вероятно, в результате окисления во время выбросов или при вторичном разогреве. Отдельные участки агглютината состоят из обломков размером 5—10 см. В нем встречаются прослойки неспекшегося шлакового материала (агломерата).

Агглютинаты широко распространены в побочных кратерах Ключевского вулкана, где обломки пористого базальта имеют бугристую поверхность и слабо сплющены. Они также развиты в шлаковых конусах ареального вулканизма. Наряду с сильно деформированными (сплюснутыми) кусками лавы иногда агглютинаты состоят из недеформированных бомб. Так, например, в побочном кратере вулкана Алаид Такетоми, возникшем в 1934 г., агглютинат сложен бомбами шаровой или эллипсоидальной формы размерами 8—15 см и редко больше (рис. 15).

Псевдоагглютинаты образуются в результате вторичного перегрева тефры раскаленными газами в прикратерных условиях. Они нами наблюдались у кратера вулкана Авача. Здесь хорошо видно, что во время извержения в 1945 г. был отложен шлаковый материал черного цвета мощностью до 12 м, представляющий собой базальтовый шлак с размерами обломков преимущественно 5—10 см и реже более. Впоследствии верхняя часть слоя шлака, видимо, под действием раскаленных газов окислилась и спеклась в прочную массу (рис. 16).

Псевдоагглютинаты образуются также в агломератовых пирокластических потоках и раскаленных лавинах. Происходит это на участках скопления крупных раскаленных глыб. На 12-ом километре Елизовского шоссе от г. Петропавловска-Камчатского в пределах пирокластических потоков вулкана Авача мелкообломочный материал, расположенный вблизи крупных глыб, спекся в сплошную массу. В результате полного переплавления материала образовалась порода типа вторичной лавы, в которой едва заметна первичная обломочная структура. Поверхность сплавленных участков бугристая, шероховатая и комковатая, иногда частично трещиноватая (рис. 17). Под микроскопом лавоподобный цемент с большим трудом отличается от обломков лавы того же состава. В основной стекловатой массе обломки кристаллов подвержены слабому разложению. В первую очередь разлагаются мелкие кристаллы плагиоклаза и их микролиты в обломках лавы. Фенокристаллы в ядрах (более основные) при разложении образуют опалово-глинистую массу, пропитанную окислами железа. Обломки и зерна кристаллов гиперстена, авгита и магнетита свежие. Вокруг зерен магнетита иногда возникают

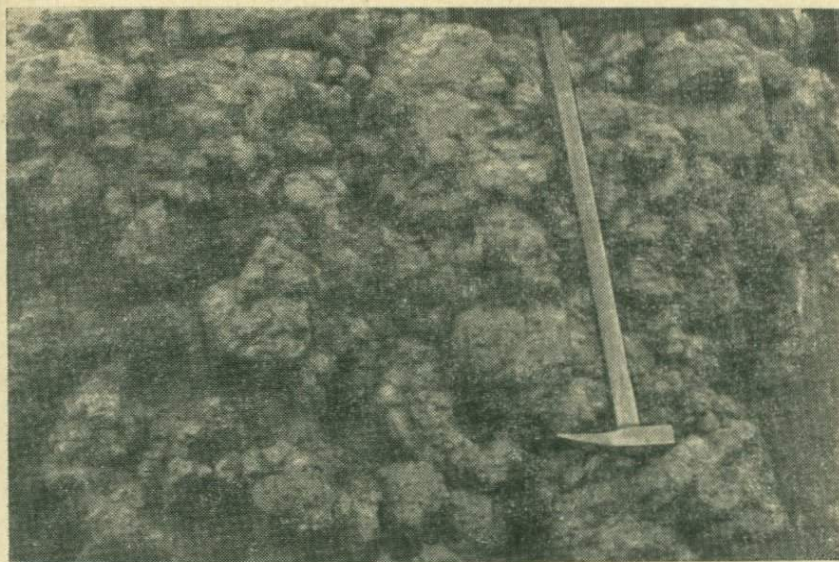


Рис. 15. Агглютинат побочного кратера Такетоми извержения 1934 г., вулкан Алайд, Курильские острова

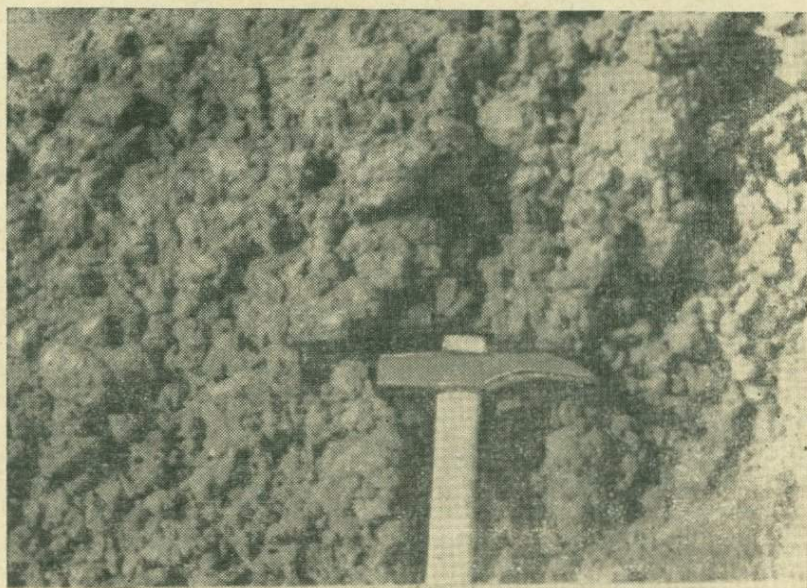


Рис. 16. Псевдоагглютинат вулкана Авача извержения 1945 г.

бурые каемки окислов железа. Аналогичный процесс спекания наблюдался нами на глыбовых лавовых потоках побочных кратеров Ключевского вулкана, где спекается мелкий дробленный материал, заключенный между глыбами. Здесь разложению подверглось и вулканическое стекло, интенсивно пропитанное окислами железа.

И г н и м б р и т ы формируются вследствие извержений, близких к катмайскому типу, порождающих раскаленные пирокластические потоки кислого и среднего состава. Состав продуктов преимуще-

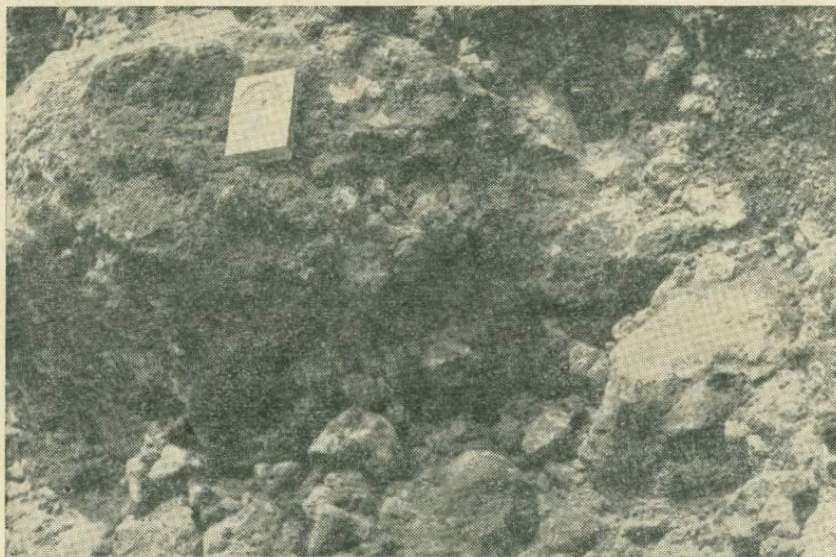


Рис. 17. Спекшийся туф в древнем пирокластическом агломератовом потоке вулкана Авача

ственно липаритовый и дацитовый, реже андезитовый. Мощные игнимбритовые поля сопряжены с образованием кальдер.

В термин «игнимбрит» вкладываются два понятия: геологическое и петрографическое. В первом случае игнимбрит рассматривается как геологическое тело, например как лава. Во втором — как спекшаяся обломочная порода кислого или среднего состава с образованием фьямме. В настоящее время игнимбритам посвящена обширная литература. Они установлены на всех континентах, возраст их от протерозоя до голоцена.

Широкому изучению игнимбритов способствовало проведение ряда симпозиумов: в Советском Союзе (1961 г.), в Италии (1961 г.), в Японии (1962 г.) и в Новой Зеландии (1965 г.). Принято считать, что игнимбриты образуются за счет кислой (коровой) магмы. По нашим представлениям, в настоящее время на земном шаре проявляется подкоровая основная магма, дающая небольшое количество

кислых дифференциатов, которые не могут образовать мощные игнимбритовые пирокластические потоки [64].

Впервые эти породы описал П. Маршалл [163], назвав их игнимбритами. В Советском Союзе первым указал на наличие спекшихся туфов А. Н. Заварицкий [26, 27]. Из-за сходства игнимбритов с туфоловами возникли дискуссии. Одной из причин дискуссий было и то, что А. Н. Заварицкий ошибочно присоединил к игнимбритам туфоловы вулкана Арагац, имеющие лавовую природу. Интерес к игнимбритам проявился во всех уголках мира, и они стали распознаваться во многих вулканических областях.

После впервые описанных игнимбритов на Северном острове Новой Зеландии [163] были изучены игнимбриты на Южном острове Новой Зеландии, где они переслаиваются с углями позднеэоценового возраста [177]. В Италии кроме давно известных в районе г. Неаполя пиперно, представляющих собой игнимбриты, установлены большие площади этих пород в районе среднеитальянских вулканов [174]. По данным Е. Ф. Кука, в Восточной Неваде игнимбриты третичного возраста входят в состав вулканогенных толщ мощностью до 650 м. Широко распространены третичные и четвертичные игнимбриты в Японии [135] и Индонезии [5]. Во многих странах наряду с кайнозойскими и мезозойскими игнимбритами отмечены более древние.

Появившиеся в начале шестидесятых годов за рубежом работы по игнимбритам Р. Л. Смита [104], К. С. Росса и Р. Л. Смита [104], Т. Исикава и др. [106], Ф. Р. Бойда [8], С. Арамаки [135], Бранча [138, 139] и многих других показали широкое развитие игнимбритов разного возраста и на разных континентах, их связь с кальдерами и трещинами, сопровождающими кальдеры, огромные масштабы игнимбритовых извержений, обусловленность образования игнимбритов путем извержения пирокластических игнимбритовых потоков, степень спекания и перерождения первичного материала и пр. Эти данные вместе с широкими исследованиями игнимбритового вулканизма советскими геологами на Камчатке, в Приморье, на Северо-Востоке, в Средней Азии, на Кавказе и в других областях позволили установить основные закономерности формирования игнимбритов.

Накопленный огромный материал по игнимбритам позволяет произвести их разделение и установить характерные признаки. Главным признаком, который взят за основу при определении места игнимбритов в классификации вулканокластических пород, является характер цементации. Обломки литифицированы путем сплавления или спекания. Степень спекания может быть различной. Обломки могут быть сплавлены в общую массу без особой деформации. Такие спекшиеся туфы липаритового состава можно наблюдать в 24 км к западу от пос. Дальнегорск (Приморский край), где они залегают в нижней части арзамазовской свиты, и в Кроноцком заливе на Камчатке (рис. 18). Выше по разрезу спекание материала более сильное, и порода переходит в типичный игнимбрит с фьямме.

В типичных игнимбритах мелкообломочный материал, представленный стеклом, обломками витрофирового липарита и пемзы, полностью сплавляется в сплошную массу. На общем обычно сером фоне



Рис. 18. Спекшийся агломератовый туф из нижней части игнимбри-
тового потока. Кроноцкий залив, Камчатка

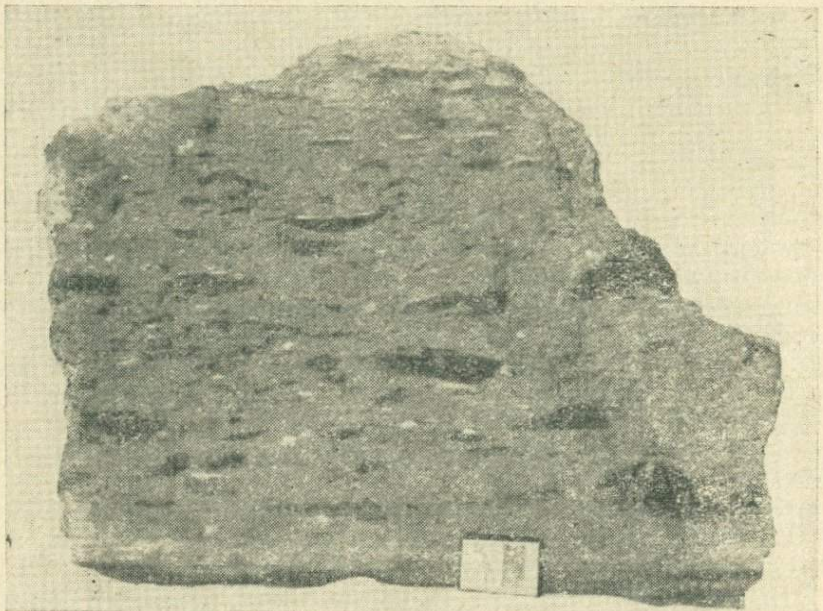


Рис. 19. Игнимбит, Кроноцкий залив, Камчатка

породы выделяются черные линзы фьямме (рис. 19). Несмотря на отличие вещественного состава, степени спекания, крупности обломочного материала и типа фьямме, игнимбриты из разных мест имеют много общего. Из осмотренных нами обнажений протерозойских игнимбритов в западной части оз. Байкал, палеозойских в Узбекистане, меловых в Приморском крае, неогеновых в Армении и других наиболее благоприятны для изучения не подвергавшиеся метаморфизму четвертичные игнимбриты юга и востока Камчатки. В них хорошо видны первичная текстура и постепенные переходы от рыхлого материала к спекшемуся, но наряду с этим они настолько интенсивно спекшиеся, что прежде принимались за туфолавы.

Изучение игнимбритов юга Камчатки позволило проследить постепенные переходы от обычных туфов, сцементированных гидрoхимическим путем, к типичным игнимбритам [59]. Так, в 8 км к юго-востоку от пос. Озерновского горизонт игнимбритов мощностью около 80 м обладает столбчатой отдельностью. Поверхность его почти горизонтальна. В нижней части горизонта залегают туфы, которые выше постепенно переходят в игнимбриты. В последних хорошо видна обломочная структура, имеются фьямме черного цвета с преобладающими размерами в поперечнике 5 см и толщиной 2 см. В основной массе 50—60% обломков кристаллов, а во фьямме — 30—35%. Среди них встречаются зерна кварца до 7 мм в диаметре с хорошо сохранившимися кристаллографическими формами. В породе содержится около 10% чуждого материала (обломков пород фундамента). Под микроскопом легко устанавливается пирокластическая природа основной массы игнимбрита по наличию обломков стекла и минералов.

Цементирующая порода витрокластическая масса имеет все промежуточные формы спекания и расплавления до бесструктурной массы с показателем преломления 1,492, в которой видны реликты обломков вулканического стекла. В более спекшихся участках пепловые частицы теряют свои контуры и появляются белые полосы стекла (рис. 20). На участках, обедненных обломками кристаллов, происходит максимальное переплавление обломков стекла и образование мелких линзообразных включений с расщепленными краями — микрофьямме. В наиболее сильно спекшихся участках микрофьямме группируются в виде параллельных полос, и появляется флюидальность.

Таким образом, фьямме представляют собой участки переплавленного витрокластического материала. В самих фьямме также можно наблюдать реликты пепловой структуры и обломки кристаллов, указывающие на происхождение фьямме за счет переплавления мелкого пеплового материала (рис. 21).

Проведенные химические анализы фьямме и основной массы показали, что фьямме по сравнению с основной массой содержит больше кремнезема и окиси калия и меньше глинозема, кальция, железа и натрия. Это объясняется тем, что фьямме образовалось при спекании участков, обогащенных обломками стекла, которое по сравнению с кристаллической частью, представленной главным образом



Рис. 20. Реликты пещловой структуры в основной массе игнимбрита под микроскопом; $\times 30$, без анализатора, юг Камчатки



Рис. 21. Фьямме игнимбрита под микроскопом, юг Камчатки, $\times 30$, без анализатора

интрателлурическими вкрапленниками, является более кислым (обедненным кальцием, алюминием и натрием).

В районе Жупановского комбината (Восточная Камчатка) в игнимбритовом потоке наблюдаются все постепенные переходы от рыхлого материала в нижней части потока к типичному игнимбриту. В нижней части потока материал не сцементирован. Он сложен несложной пемзой желто-розового цвета с размерами обломков до 10 см в поперечнике. Промежутки между крупными обломками сложены мелкообломочным материалом, состоящим из обломков роговчатого стекла, пемзы, обсидиана и кристаллов. Мощность слоя 0,3—0,7 м. Выше пемза постепенно уплотняется вследствие сваривания сначала мелких обломков, а затем крупных и переходит в спекшийся агломератовый пемзовый туф с недеформированными обломками. Крупные обломки приобретают черный цвет подобно обсидиану, а мелкие — коричневый. Крупность глыб увеличивается и достигает 0,3 м в поперечнике. Мощность 0,4—0,7 м. Кверху цементация (сваривание) постепенно возрастает, и порода переходит в хорошо спекшийся пористый туф, издающий при ударе молотком глухой звук. Мощность 0,3—2 м. Выше в результате дальнейшего уплотнения черные обломки и глыбы пемзы сплющиваются, на концах расщепляются и внедряются в мелкий материал, образуя типичное фьямме длиной от нескольких миллиметров до 0,5 м и толщиной от 0,1 до 0,15 м.

При полном переходе породы в игнимбрит он приобретает большую прочность и при ударе молотком звенит, как лава. Под микроскопом видно, как по мере увеличения спекания деформируются обломки пемзы, превращаясь в фьямме, в которых перегородки пор вытягиваются в параллельные полосы и затем сливаются в сплошную стекловатую массу, обтекая крупные фенокристаллы и обломки чуждого материала. Микролиты во фьямме также приобретают параллельную ориентировку. Мелкообломочный материал, как и пемза, постепенно уплотняется, приобретая флюидальность. На отдельных участках мелкообломочный витрокластический материал сплавляется в общую массу, образуя фьямме, как это было показано выше.

В 20 км севернее Жупановского рыбного комбината развиты интенсивно сваренные игнимбриды с полным переплавлением обломочного материала. Причем плотные ювенильные обломки андезито-дацита и чуждые обломки андезита и андезито-дацита переплавляются и образуют фьямме. Таким образом, можно выделить [69] четыре типа фьямме, образовавшихся в результате: 1) расплавления, деформации и сплющивания обломков пемзы; 2) расплавления, деформации и сплющивания ювенильных обломков лавы; 3) расплавления обломков стекла в участках, обогащенных ими, и 4) расплавления стекла в чуждых обломках, преимущественно андезита, и деформации их. В некоторых горизонтах игнимбритов юга Камчатки количество кристаллов достигает 60% объема породы, что, вероятно, объясняется частичным отделением более тонкого витрокластического материала во время извержения и отложения его на значительном отдалении.

Отмеченные выше сильно спекшиеся игнимбриты, возможно, образовались за счет более сильно перегретого обломочного материала, извергающегося в полужидком состоянии, т. е. близкого к игниспумитам [167]. При сильном переплавлении ювенильного материала игниспумиты диагностируются по верхним и нижним частям пирокластических потоков, в которых спекание менее интенсивно и обнаруживается обломочная структура, что их и отличает от лавовых потоков. Кроме того, в игниспумитах чуждые обломки менее подвержены переплавлению и обнаруживают обломочную природу.

Псевдоигнимбриты по внешнему виду напоминают игнимбриты. Они также образовались из пемзовых пирокластических потоков и в них присутствует фьямме, погруженное в тонкообломочную пирокластическую массу, в которой обломки стекла спаяны или полностью «сплавлены» в сплошную массу, иногда обладающую флюидальностью. Псевдоигнимбриты в отличие от игнимбритов, в которых происходит сплавление раскаленного обломочного материала в пирокластических потоках, образуются в областях гидротермальных систем, где в результате гидротермального метаморфизма мелкообломочный материал разлагается с образованием опала и глинистых минералов.

Изучение псевдоигнимбритов Камчатки, Курильских островов, Закарпатья и просмотр образцов с Кавказа и Урала позволили нам установить их диагностические признаки. Они сводятся к следующему: 1) игнимбриты формируются только в наземных, а псевдоигнимбриты — в наземных и водных условиях; 2) первые не зависят от гидротермальных систем, а вторые приурочены к этим системам или областям гидротермально измененных пород; 3) игнимбриты залегают в виде горизонтов, занимающих обширные площади, и по простиранию не переходят в рыхлые породы; псевдоигнимбриты локализируются только в пределах деятельности термальных вод гидротермальных систем и по простиранию переходят в «несваренные» породы; 4) игнимбриты, как правило, не подвергаются гидротермальному метаморфизму, в псевдоигнимбритах метаморфизм развивается избирательно — во фьямме развит монтмориллонит и другие глинистые минералы, а в основной массе преобладают опал и морденит; 5) в игнимбритах фьямме плоское с отношением высоты к длине 1 : 10 и даже 1 : 50, а в псевдоигнимбритах это отношение равно 1 : 3, 1 : 4 и редко больше; 6) в первых фьямме чаще черное на светлом фоне основной массы, во вторых «фьямме» иногда белое вследствие монтмориллонитизации пемзы.

По вещественному составу игнимбриты и псевдоигнимбриты могут быть липаритовые, дацитовые и андезитовые, по характеру обломков они разделяются на литокластические, витрокластические и смешанные. Многие игнимбриты переполнены обломками кристаллов.

По крупности материала среди спекшихся туфов и игнимбритов можно выделить шесть разновидностей (размер компонентов в мм):

1. Глыбовый агглютинат или глыбовый спекшийся туф	более 200
2. Агглютинат или спекшийся агломератовый туф	50—200
3. Лапиллиевый агглютинат, лапиллиевый спекшийся туф или лапиллиевый игнимбри	10—50
4. Гравийный (крупнообломочный) спекшийся туф или гравийный (крупнообломочный) игнимбри	2—10
5. Псаммитовый (среднеобломочный) спекшийся туф или псаммитовый (среднеобломочный) игнимбри	0,1—2
6. Алевритовый (мелкообломочный) спекшийся туф или мелкообломочный игнимбри	менее 0,1

Агглютинаты, как правило, сложены грубообломочным материалом; мелкий материал обычно быстро охлаждается, так как, во-первых, у мелких обломков поверхность материала на единицу массы больше, чем у крупных, а во-вторых, мелкий материал дальше уносится от кратера и, следовательно, больше времени находится в воздухе.

Игнимбри сложены обломочным материалом от псаммитового до лапиллиевого, но иногда в них присутствуют глыбы, причем ювенильные глыбы пемзы деформируются, образуя лепешкообразные тела, измеряемые первыми метрами. Просмотр шлифов псаммитовых игнимбри показал, что в них обычно находится некоторое количество алевритового материала, в значительной мере переплавленного. Присутствие мощных толщ алевритовых спекшихся туфов мало вероятно, потому что тонкий материал обычно переносится по воздуху на значительные расстояния и вследствие этого быстро охлаждается. Извержение тонкого материала в виде раскаленного потока также мало вероятно, так как в этом случае отложится недифференцированный материал, и он неминуемо будет содержать значительную примесь псаммитовых обломков. Образование маломощного горизонта алевритового материала возможно только в том случае, если мелкий материал заключен между двумя агломератовыми потоками, в которых развиваются окислительные процессы, связанные с вторичным перегревом.

Игнимбри алевритового состава помещены в классификацию потому, что Н. Раст, Р. Бевон и Ф. Фитч [170] упоминают о наличии игнимбри сложенных пылевидным материалом.

Одновременно следует отметить, что игнимбри свойственна примесь чуждого материала, главным образом материала постройки вулкана, поскольку образование раскаленных потоков происходит обычно при катмайском типе извержения.

Уплотненные и цементированные туфы состоят из вулканокластического материала без существенной посторонней примеси. При наличии примеси осадочного материала или обломков фундамента вулкана более 5% породы следует относить к туффитам или ксенотуффам.

Цемент туфов имеет гидрохимическое происхождение и обычно представлен опалово-глинистой массой, монтмориллонитом, бейделлитом, ферригаллуазитом, а в основных породах — карбонатом, образовавшимся в результате разложения мелкого пеплового материала. Очень редко туфы цементируются привнесенными химическими

осадками и при большом количестве этого материала переходят в туффиты.

А. Лякруа [157] во время извержения вулкана Мон-Пеле в 1902 г. наблюдал любопытный случай кристаллизации хлористого натрия. В верхних слоях еще очень горячей массы пепла вблизи берега выкристаллизовалась из поглощенной во время прилива морской воды поваренная соль в виде кубиков, сцементировавших пепел в твердую массу. Видимо, нужны сложные условия для сохранения такого туфа в ископаемом состоянии. Поваренная соль в качестве цемента может сохраниться только в соленосных толщах, например в соленосных отложениях Прикаспийской низменности. Цементом могут служить также и другие химические осадки (сера, кремнезем, карбонаты, глинозем, окислы железа и др.). Иногда в результате пластового давления мелкий остроугольный материал уплотняется, и таким образом пепел литифицируется.

Слагающие туф обломки имеют размеры от пылевидных частиц до крупных глыб. Отложение обломков может происходить как в водной среде, так и в наземной. Материал либо выпадает из воздуха, либо отлагается временными потоками, ледниками, ручьями, грязевыми потоками, раскаленными лавинами и т. п.

По крупности материала выделяются семь разновидностей туфов (размер компонентов в мм):

1. Глыбовый агломератовый туф	более 200
2. Агломератовый туф	50—200
3. Лапиллиевый туф	10—50
4. Гравийный (крупнообломочный) туф *	2—10
5. Псаммитовый (среднеобломочный) туф	0,1—2
6. Алевритовый (мелкообломочный) туф	0,01—0,1
7. Пелитовый (тонкообломочный) туф	менее 0,01

Грубообломочные разновидности туфов обычно слагают вулканическую постройку и прилегающие к ней области. Они накапливаются различными путями: эоловым, отлагаются временными потоками, агломератовыми потоками, грязевыми потоками (лахарами) и ледниками. В зависимости от условий накопления пирокластического материала порода приобретает те или иные текстурные и структурные особенности, по которым можно определить генетические типы и фации вулканогенных образований, что особенно важно при изучении древних вулканических формаций [78].

Иногда грубообломочные породы находятся на значительном удалении от вулкана. Это отложения грязевых потоков, которые протягиваются на десятки километров. Так, например, грязевые потоки вулкана Мерапи имеют протяженность 25—30 км, Раунга (Индонезия) — 40 км [5], Безымянного — 85 км [19]. Грязевой поток 1877 г. вулкана Котопахи имел длину 240 км.

Грубообломочные туфы автохтонного генезиса (литифицированная тефра) обладают грубой слоистостью, связанной с изменением ин-

* Лапиллиевый и гравийный туф могут быть объединены в группу псефитового туфа.

тенсивности вулканической деятельности. Обломки и глыбы не несут следов транспортировки. Форма их угловатая, если они образовались при дроблении твердой пробки некка. Если же материал был выброшен в полупластичном состоянии при извержениях стромболианского типа, то обломки обладают фигурными корками. Часто присутствуют шлаки, иногда ими полностью сложена порода. Пепловый материал выполняет промежутки между глыбами и обломками.

Некоторые извержения сопровождаются тонким пепловым материалом, который отделяется от крупных глыб, и тогда в современных отложениях или в отложениях областей молодого вулканизма в промежутках между глыбами и обломками остаются пустоты. В юго-западной части вулкана Шивелуч (Камчатка), в его нижних горизонтах можно наблюдать пласты агломератового туфа андезита мощностью до 6 м, в которых промежутки между глыбами не заполнены мелким обломочным материалом (рис. 22). Впоследствии эти пустоты заполняются продуктами разложения пирокластического материала. Для автохтонных туфов, слагающих вулканическую застройку, характерно наличие обломочного материала различной крупности, значительное количество грубого материала и угловатая форма глыб и обломков (рис. 23)*.

Грубообломочные туфы, образованные временными потоками, обладают грубой слоистостью и иногда в них присутствуют прослойки, сложенные тонким материалом. Сортировка основной массы мощных слоев несовершенная, но отдельные тонкие прослойки сложены хорошо отсортированным материалом. Промежутки между глыбами и обломками заполнены тонким пепловым материалом.

Наряду с материалом чисто пирокластического происхождения в туфах присутствует лавокластический материал в виде глыб, образовавшихся в процессе излияния потоков глыбовых лав. При этом отдельные глыбы в результате транспортировки иногда приобретают некоторую округлость или полуокатанность. Но в большинстве случаев они сохраняют угловатую форму и трудно отличимы от глыб, выброшенных вулканом.

В туфах, образованных пирокластическими потоками, слоистость отсутствует, обломки неодинаковы по размеру (рис. 24). Петрографический состав их сравнительно однородный. Крупные глыбы приобретают округлость в результате скальвания углов во время движения потока, но поверхность глыб неокатанная и неотполированная, шероховатая. В агломератовых потоках камчатских вулканов Безымянного, Шивелуч, соммы вулкана Авача и других обломки и глыбы андезита обладают пористостью. Раскальвание обломков идет по контактам стекла и кристаллов. Иногда наблюдаются участки спекшихся туфов, следы вторичных фумарол и покраснение тонкого пеплового материала в результате вторичного перегрева.

* Ван Беммелен [5] и др. называют золотыми туфы, материал которых после извержения выпадал из воздуха. Правильнее называть их автохтонными, так как к золотым могут быть отнесены туфы, сложенные материалом, ранее выпавшим, а затем перенесенным по воздуху.



Рис. 22. Агломератовый туф с незаполненными промежутками между обломками, вулкан Шивелуч, Камчатка



Рис. 23. Глыбовый агломератовый туф из вулканической постройки вулкана Камень. Глыба Амбоц, Камчатка. Высота обнажения около 10 м

Туфы, образованные грязевыми потоками, возникшими в результате таяния снега во время извержения, очень напоминают отложения агломератового потока, но отличаются едва заметной грубой почти горизонтальной слоистостью, прослеживающейся всего на



Рис. 24. Отложения агломератового потока вулкана Безымянного извержения 1956 г. в области вторичной фумаролы. В разрезе хорошо видна округлость глыб; тонкий материал выдут фумаролой и отложен на поверхности. Высота обнажения около 7 м

несколько десятков метров, присутствием небольшого количества примеси обломков предыдущих извержений, относительно меньшим количеством грубого материала, большей уплотненностью тонкого обломочного материала (рис. 25) и наличием перемятой (часто крученой) древесины в лесных областях (рис. 26).



Рис. 25. Отложения грязевого потока вулкана Шивелуч, связанного с ранними извержениями, Камчатка. В верхней части обнажения наблюдается увеличение крупности материала

Рис. 26. Отложения грязевого потока вулкана Безымянного извержения 1956 г., содержащие большое количество дробленной древесины, Камчатка



Агломератовые туфы, отложенные холодными лахарами, возникшими в результате дождей на склоне вулкана, будут содержать небольшое количество материала более ранних извержений, а туфы, отложенные лахарами, которые возникли вследствие прорыва кратерных озер при спокойном состоянии вулкана, полностью состоят из разнообразных вулканических продуктов данного вулкана.

На высокогорных вулканах грубообломочные туфы могут формироваться также за счет вулканокластического материала, перенесенного ледником. По наблюдениям за ледниками вулканов Шивелуч,

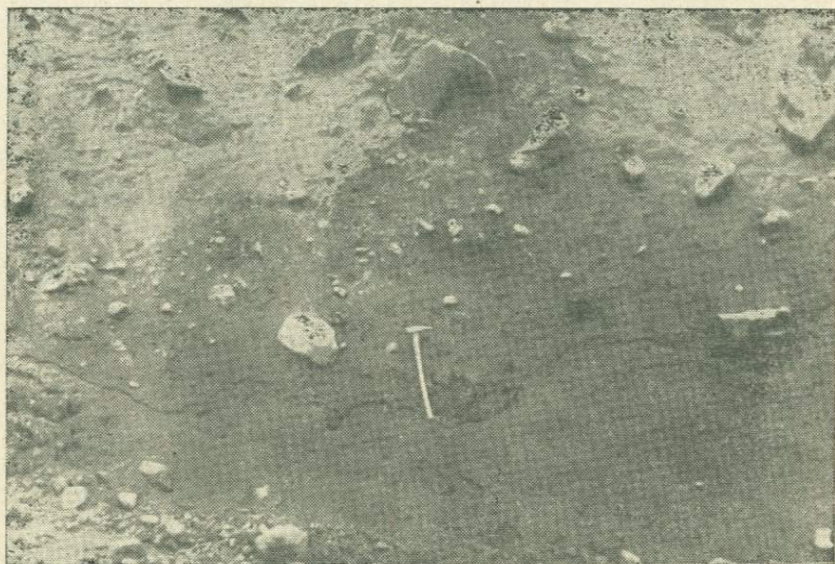


Рис. 27. Современные отложения вулканогенной морены вулкана Авача, Камчатка

Камень, Авача, Зимина Сопка и других можно заключить, что материал, слагающий туфы, отложенный этими ледниками, характеризуется обломками различного размера. В нем наряду с угловатыми и остроугольными обломками присутствуют полукатанные и даже окатанные обломки (рис. 27). Многие из них расколоты по более или менее ровным плоскостям, пересекающим минералы. Обломки обладают различной текстурой (плотные, слабопористые, пористые пемзы) и принадлежат разным извержениям.

При изучении грубообломочных горных пород следует учитывать, что даже в процессе одного извержения ювенильный материал может иметь разную структуру. Во время извержения вулкана Мон-Пеле в 1902 г. А. Лякруа [157] наблюдал за ростом иглы и установил, что обломки андезита, выброшенные из кратера этого вулкана при бурной его деятельности и быстро остывшие, обладают стекловатой

основной массой. В обломках, которые постепенно откалывались от иглы, а также в обломках, выброшенных после длительного покоя, основная масса содержит большое количество микролитов. В более глубоких частях иглы андезиты значительно раскристаллизованы. Во всех трех случаях количество порфировых выделений было одинаковым.

К грубообломочным вулканокластическим образованиям также следует отнести так называемые шаровые агломераты. Они образуются в подводных и наземных условиях. Формирование их в подводных условиях обусловлено извержениями, близкими к стромболианскому типу, а в наземных условиях они связаны с пирокластическими потоками, подобными извержениям вулканов Авача в 1926 и 1938 гг., Карымского в 1963 г., Ильинского и др.

Шаровые агломераты характеризуются пирокластической природой. Подводные агломераты были изучены нами на о. Карагинском (Камчатка), где можно наблюдать подводящий канал, заполненный андезито-базальтовой лавой, «сообщающейся» с перекрывающим его горизонтом, сложенным андезито-базальтовыми шарами и подушками размерами от 0,2 до 1,5 м в поперечнике. Аналогичные агломераты залегают в протоке оз. Ажабачьего. Шары и подушки представляют собой обособленные тела со сферическим расположением зон пористых участков и коркой закалки. Поверхность их шероховатая и бугристая, иногда с запылами. Трещины расположены радиально и концентрически.

Для подводных подушечных агломератов характерно большое количество мелкой пирокластики, залегание среди осадочных пород, иногда наличие слоистости, аутометаморфизм подушек и мелкой пирокластики, наличие кремнистых и карбонатных стяжений между подушками. Агломератовые потоки андезито-базальтового состава во время извержения вулкана Авача в 1938 г. и более ранних извержений давали полупластичный раскаленный грубообломочный материал, который издали казался извержением лав. Материал, слагающий такого типа агломератовые потоки, состоит из округлых глыб андезита, напоминающих вулканические бомбы (рис. 28). Для наземных подушечных агломератов в мощных потоках характерно сильное вторичное окисление, в наполнителе наличие кристаллов с первичными кристаллографическими формами, отсутствие слоистости, сферическое строение шаров при отсутствии системы радиальных трещин*.

Образование подушечных лав в наземных условиях наблюдалось также на вулкане Карымском (Камчатка) в феврале 1963 г. в результате излияния сильно газонасыщенной андезито-дацитовой лавы на мощный слой снега (рис. 29) [30, 70]. Они относятся к лаво-кластитам.

Крупнообломочный или гравийный туф распространен преимущественно на некотором удалении от эруптивного центра, но при слабых

* В отличие от вулканических бомб, получивших фигурное строение во время полета, пластичные глыбы раскаленных лавин следует называть иначе. Предлагаю называть их бомбоидами.

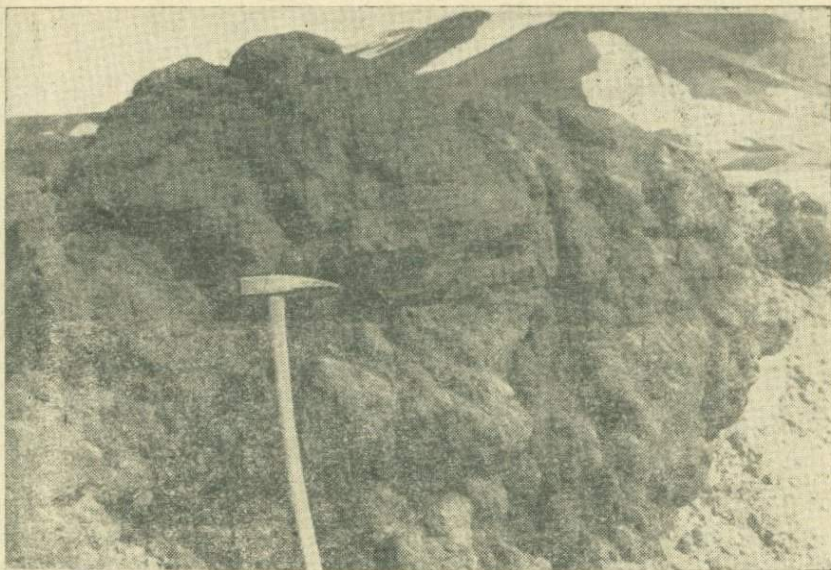


Рис. 28. Глыбы андезито-базальта (бомбы), пирокластических потсков
вулкана Авача извержения 1938 г., Камчатка



Рис. 29. Наземные подушечные лавы вулкана Карымского извержения
1963 г., Камчатка

извержениях отлагается и вблизи него. При сильных же извержениях гравийный туф слагает толщи значительной мощности на удаленных от вулкана участках. Крупнообломочные туфы формируются в различных фациальных условиях и отличаются большим разнообразием. Материал, слагающий их, может быть пористым и плотным. Наряду с ювенильным материалом, представленным пористыми обломками, в них присутствуют угловатые обломки твердого материала предыдущих извержений. Примесь осадочного материала в этих породах обычно встречается на значительном удалении от центра извержения, а примесь обломков фундамента вулкана — вблизи последнего. Многие признаки, отмеченные для грубообломочных туфов, в равной степени относятся и к крупнообломочным (гравийным).

Наиболее мелкообломочные разновидности туфов содержат примесь обломков кристаллов и стекла. Причем витрокластическими туфы следует называть только при наличии в них мелких обломков стекла или те из них, которые образуются при дроблении пемзовидных обломков. Обломки пемзы, а также крупные обломки стекла, в которых видна их структура, следует рассматривать как обломки породы. Таким образом, среди гравийных туфов по характеру обломков можно выделить литокластические, кристаллокластические, витрокластические и смешанные туфы. Они также разделяются по вещественному составу.

По крупности материала среди пепловых туфов можно выделить псаммитовые, алевритовые и пелитовые разновидности. Разделение туфов по крупности материала имеет большое значение. Особенно это важно для горизонтов кислых пепловых туфов, слагающих пачки, мощность которых измеряется десятками метров. Разделение их по крупности материала позволяет выделить маркирующие горизонты, облегчающие геологическое картирование. При статистическом подходе к описанию пирокластических пород можно установить вероятные центры извержения несохранившихся вулканических построек. Разделение пепловых туфов по крупности материала имеет также большое значение при исследовании их как полезных ископаемых (гидравлическая добавка, адсорбент, наполнитель и др.).

По агрегатному состоянию туфы разделяются на литокластические, состоящие из ювенильных обломков эффузивных пород, кристаллокластические, сложенные обломками кристаллов, витрокластические, состоящие из обломков вулканического стекла, и смешанные. К последним относятся такие туфы, которые состоят почти из равного количества обломков разного агрегатного состояния. Туфы, состоящие только из обломков кристаллов или из обломков стекла, встречаются исключительно редко. Как правило, порода всегда содержит небольшую примесь обломков иного агрегатного состояния.

Псаммитовые туфы могут быть витрокластическими, кристаллокластическими, литокластическими и смешанными; алевритовые туфы — витрокластическими, кристаллокластическими и смешанными; пелитовые туфы — витрокластическими и смешанными.

Разделение туфов по агрегатному состоянию важно не только для правильного их петрографического определения, но и для установления типа извержения и характера воздушной сепарации материала.

Для магм липаритового и дацитового состава характерно образование витрокластических туфов, для андезитового — смешанных, для базальтовых — смешанных и литокластических. Грубообломочные туфы, как правило, все являются литокластическими. В кислых псаммитовых туфах формы обломков наиболее причудливы, так как они образовались при раздроблении пемзы (обломки стенок пузырьков; рис. 30).

В алевритовых и пелитовых туфах, состоящих из более мелких обломков пемзы, таких причудливых форм не наблюдается; частицы стекла имеют угловатые и остроугольные формы (рис. 31). Тонкие прослои пелитовых или алевритовых туфов, отложившиеся на расстоянии нескольких сотен километров от центра извержения, отличаются исключительно хорошей сортировкой материала по крупности и почти не содержат обломков кристаллов.

По показателю преломления обломков вулканического стекла можно приблизительно судить о химическом составе горной породы.

В. Е. Трёгер [141] приводит следующие данные по вулканическим стеклам:

Показатель преломления	Плотность, г/см ³	Вулканическое стекло
1,492 (1,48—1,51)	2,37 (2,33—2,41)	Липаритовое
1,500 (1,492—1,606)	2,34 (2,32—2,37)	Пехштейн
1,511 (1,504—1,529)	2,50 (2,45—2,55)	Дацитовое
1,512 (1,488—1,527)	2,45 (2,43—2,47)	Трахитовое
1,512 (1,489—1,529)	2,47 (2,40—2,57)	Андезитовое
1,550 (1,525—1,580)	2,55 (2,52—2,58)	Лейцитито-тефритовое
1,575 (1,506—1,612)	2,77 (2,70—2,85)	Базальтовое

В стекле часто присутствуют обломки тонкорассеянных рудных минералов, обычно магнетита. Вследствие этого вулканические пеплы приобретают магнитные свойства. Кроме магнетита могут присутствовать и другие рудные минералы. Так, например, Дж. Б. Джекот [155] отмечает наличие золота в стекле пелитового витрокластического туфа из Гресси Галли (округ Йелуол, Новый Южный Уэльс). Обломки вулканического стекла основных лав, как упоминалось выше, имеют каплеобразные и волосовидные формы.

Кристаллокластические туфы образуются при разрушении лавы, богатой кристаллами. Однако обогащенность туфов кристаллами минералов есть следствие воздушной сепарации. Кристаллокластические туфы встречаются чрезвычайно редко.

Во время извержения андезитового вулкана Шивелуч 12 ноября 1964 г. вблизи вулкана отлагался пепел, состоящий преимущественно из кристаллов полевых шпатов и пироксена с незначительной примесью стекла, в то время как витрокластический материал относился на значительное расстояние. Кристаллокластический материал может отлагаться как в наземных, так и подводных условиях. Извержения типа направленных взрывов особенно часто создают условия для накопления таких туфов. Кристаллокластические туфы являются

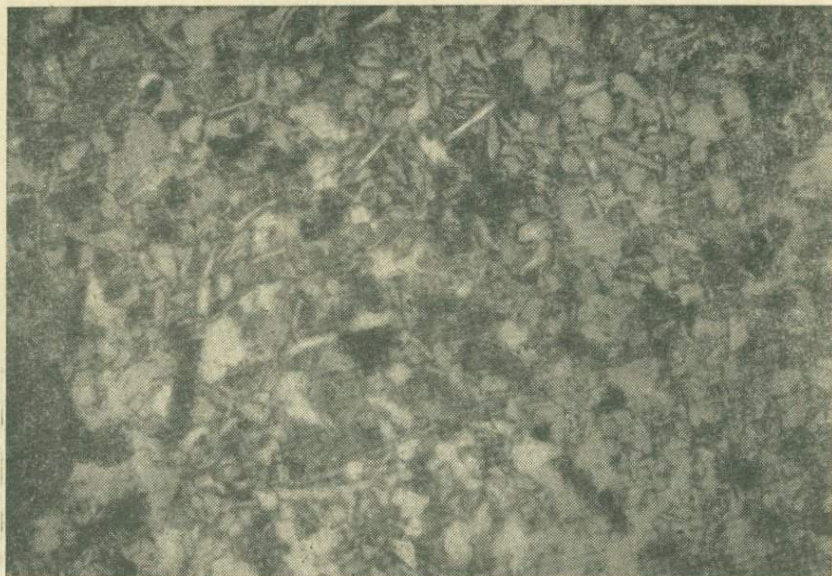


Рис. 30. Псаммитовый витрокластический туф липарита из раздольненской свиты, с. Галенки, Приморский край; $\times 30$, без анализатора

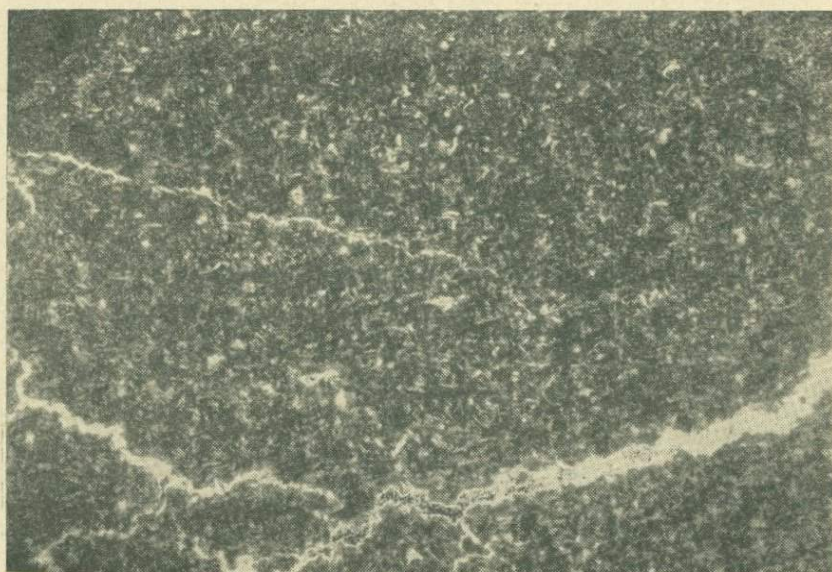


Рис. 31. Алевритовый витрокластический туф с примесью обломков кристаллов из раздольненской свиты, Приморский край; $\times 30$, без анализатора

производными чаще кислой магмы, чем основной. Они сложены кристаллами главным образом полевых шпатов, роговой обманки, ромбического пироксена, авгита, магнетита, щелочного авгита и др.

По ассоциации минералов в туфе можно судить о вещественном составе производной магмы. Кристаллы образуются при распылении застывшей лавы (ювенильный материал), они часто имеют сохранившиеся кристаллографические формы вследствие того, что раскалывание остывающих обломков идет по контактам кристаллов и стекла. При дроблении пробок или застывшего материала предыдущих извержений происходит раскалывание кристаллов на части. Обломки кристаллов из пород фундамента вследствие термического воздействия на них магмы отличаются от кристаллов ювенильных пеплов наличием красных железистых оторочек в цветных минералах и помутнением полевых шпатов.

При изучении минерального состава туфов следует учитывать, что кристаллы, родственные данному извержению, будут иметь свежий вид, а также то, что оптические свойства ювенильных минералов могут отличаться от оптических свойств таких же минералов, перемытых из более древних толщ. Так, например, В. И. Лебединский и Т. И. Добровольская [44], изучавшие минералогию туффитов и вулканокласто-осадочных пород мелового возраста Крыма, доказали наличие в них роговых обманок, отличающихся по оптическим свойствам от роговых обманок из юрских туфов. Таким образом, они установили, что туфогенные породы образовались в результате проявления мелового вулканизма.

Изучая минеральный состав туфов, необходимо также иметь в виду возможные ассоциации минералов. Так, например, совместное нахождение обломков кварца и оливина указывает на наличие посторонней примеси. Однако нужно учитывать, что в вулканических породах в отличие от интрузивных могут быть встречены гораздо более сложные ассоциации минералов. В процессе кристаллизации расплава образуются плагиоклазы вначале более кальциевые, затем более натровые, а пироксены вначале более магниевые, затем более железистые. Кроме того, часты запрещенные парагенезисы: оливин и кварц, оливин и роговая обманка и др. Поэтому при наличии запрещенных парагенезисов очень важно не сделать поспешных, неправильных выводов о различных источниках материала.

Важно также отличить терригенную примесь от пирокластического материала. Терригенные обломки по составу могут не подходить к ассоциации изверженных минералов, в них часто наблюдаются окатанность, развитие процессов каолинизации, серицитизации и лимонитизации, мозаичное погасание кварца под микроскопом.

Таким образом, при изучении кристаллокластических туфов или их кристаллов следует определить, какими образованиями они являются — вулканокластическими данного извержения или более раннего, чуждыми (обломки фундамента) или терригенными.

Определив в литокластических туфах обломки пород под микроскопом, можно судить и о вещественном составе производной магмы.

Изучение обломков позволит выделить среди них ювенильные, т. е. связанные с данным извержением. Они имеют свежий вид и определенный вещественный состав. Обломки предыдущих извержений отличаются от ювенильных иным вещественным составом и главное розовым или красным цветом, который они приобретают при повторном перегреве в результате окисления. Обломки фундамента вулкана и терригенная примесь, как правило, имеют разный петрографический состав. Для первых наиболее типичны обломки метаморфиче-

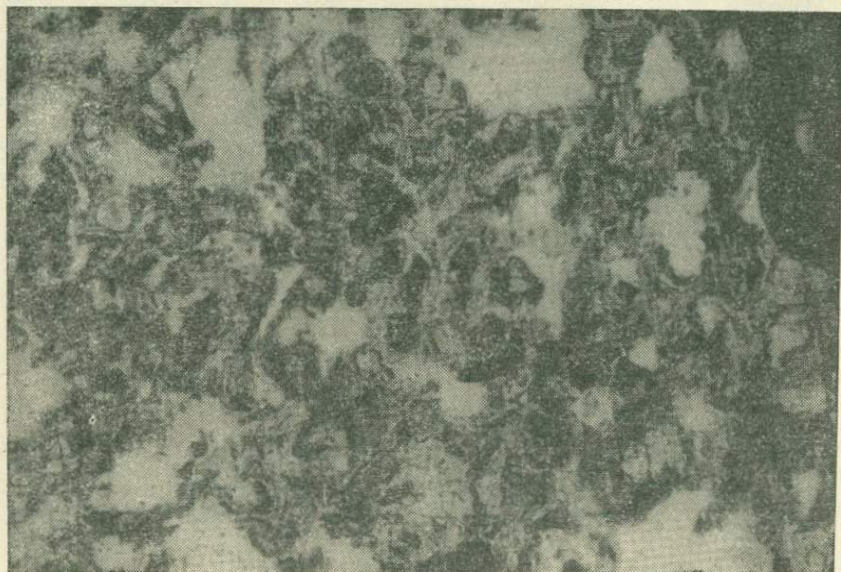


Рис. 32. Полуразложившийся псаммитовый витрокластический туф, в котором мелкий невулканический материал превращен в монтмориллонит; $\times 30$, без анализатора

ских пород и зерна кварца, для вторых — зерна минералов, перемытые из древних толщ, глинистый материал и осадочные минералы (глауконит и др.).

В грубообломочных туфах промежутки между обломками нередко выполнены более мелким материалом — различным как по крупности, так и по составу самих обломков. Иногда этот материал называют цементом, но это неверно, так как даже мелкие обломки стекла или кристаллов цементом служить не могут.

Цемент вулканических туфов в отличие от цемента осадочных пород, материал для которого привнесен циркулирующими водами, образуется в основном за счет мелких фракций вулканического стекла, которое при разложении дает опал и глинистые минералы, выполняющие полностью или частично промежутки между обломками. Поэтому в результате цементации не происходит значительных

изменений первичного химического состава туфа. Иногда процесс разложения заходит так далеко, что в породе сохраняются только наиболее крупные обломки минералов и стекла (рис. 32).

Таким образом, для точного наименования туфа необходимо указать крупность слагающего его материала, агрегатное состояние обломков и их вещественный состав, например псаммитовый кристаллокластический туф андезита, алевритовый витрокластический туф липарита и т. д. Для грубообломочных туфов не обязательно указывать, что они литокластические, так как грубые туфы всегда будут состоять из обломков породы, и даже обломки стекла, если они крупные, являются также породой (обсидиан, перлит, витролипарит). Если туф затронут процессом разложения, то следует указать характер изменения: монтмориллонитизированный, окремнелый или силицифицированный и др.

Пирокластические горные породы с примесью чуждого материала

Детальные геологические и петрографические исследования пирокластических горных пород из многих вулканических областей показали, что чуждый материал входит в состав разнообразных вулканических образований любого возраста. Извержения вулканов фреатического, ультравулканского, катмайского и плинианского типов дают большое количество обломочного материала пород фундамента вулкана и вулканических образований предыдущих извержений, слагающих его постройку. При первых взрывах образующиеся вулканы также выбрасывают большое количество чуждого материала, который может примешиваться к пирокластическому в самых различных количествах — от отдельных редких обломков до значительного преобладания. Иногда эруптивная порода полностью сложена обломками пород фундамента вулкана. Так, например, в Патомском нагорье (Иркутская область) В. В. Колпаковым описан кратер, сложенный обломками известняка. Некоторые трубки взрыва, установленные нами в Закарпатье, сложены обломками песчаника.

Выделение пирокластических пород с примесью чуждого материала необходимо не только для статистического учета. Изучение их поможет установить центр извержения, тип извержения и до некоторой степени его режим, позволит судить о более древних горных породах, слагающих фундамент вулкана, и определить глубину залегания вулканического очага (как это сделано для Везувия). Иногда даже можно судить о полезных ископаемых, залегающих под вулканом. Особенно необходимо изучение чуждого материала для алмазных и гранатовых трубок взрыва.

Примесь постороннего эруптивного материала можно разделить на три группы: 1) материал предыдущих извержений данного вулкана; 2) материал фундамента вулкана (изверженные, осадочные и метаморфические горные породы); 3) материал из нижних горизонтов земной коры (эклогитовые и перидотитовые горные породы).

В дальнейшем этот материал может подразделяться более детально по вещественному составу или происхождению (лавы, пемзы и др.).

Для трапловых образований Сибирской платформы М. Л. Лурье и С. В. Обручев [48] дают следующую классификацию изверженного материала:

1. Эндогенные обломки, происшедшие из лавы этого же извержения, застывшие ранее в канале вулкана.
2. Экзогенные обломки, происшедшие из прорванных извержением более древних пород:
 - а) базальтовых лав древних извержений;
 - б) интрузивных тел базальтового состава, внедрившихся ранее данного извержения;
 - в) осадочных пород палеозоя и туфогенной толщи;
 - г) магматических пород докембрия.

Таким образом, в пределах одного района в пирокластических породах может быть встречен самый разнообразный чуждый материал.

Кроме того, широко известны трубки взрыва и продукты криптовулканических взрывов, состоящие только из чуждого материала (при полном отсутствии ювенильного).

Мы рассмотрим лишь пирокластические породы, содержащие до 50% примеси обломков фундамента вулкана, т. е. те из них, которые можно считать вулканокластическими. Породы, содержащие чуждого материала более 50%, следует отнести к эруптивным брекчиям.

В процессе переноса чуждого материала в канале вулкана и при выбросе он подвергается в различной степени изменению. Ф. Г. Пог проводил исследования обломков гранита, выброшенных вулканом Парикутин (Мексика), возникшим в 1943 г. Обломки гранита, выброшенные в первые этапы деятельности вулкана, имели очень слабое переплавление, выразившееся в появлении небольших участков интрагранулярного стекла. В последующие этапы извержения степень оплавления стекла в гранитах возросла и гранит переплавлялся в пузыристую пемзу.

Следы воздействия вторичного перегрева на обломки чуждых пород могут являться диагностическими признаками. При изучении базальтовых шлаковых конусов вулканов Амурско-Уссурийской низменности нами отмечено наличие чуждого материала в туфах нижних горизонтов постройки вулкана. На Сальском вулкане, расположенном возле г. Дальнереченска, в гравийном ксенотуфе, залегающем на палеозойском граните, присутствуют обломки гранита размером до 10 мм. Они имеют угловатую форму и характеризуются красноватой окраской, вероятно, в результате обжига. Мелкие обломки гранита иногда включены в базальтовые лапилли. Изредка в обломках базальта заключены отдельные зерна кварца или полевого шпата, в значительной мере оплавленные. Степень температурного воздействия на обломки гранита различна — от слабого покраснения до переплавления в пемзу. Примесь обломков гранита достигает 20% и более.

На Болоньском вулкане, расположенном на оз. Болонь, между Хабаровском и Комсомольском-на-Амуре, в гравийном ксенотуфе,

залегающем на сланце юрского возраста, присутствуют угловатые обломки глинистого сланца размером 3—5 см, имеющие с поверхности розовую корочку толщиной 1—2 мм. Под микроскопом обнаруживается, что обломки кварца и полевого шпата корродированы. Примесь обломков сланцев достигает 20%.

В Закарпатье среди липарито-дацитовых туфов тортона наблюдаются обломки обожженного аргиллита размером до 20 см. Обломки обладают поверхностной коркой толщиной до 1 см, окрашенной

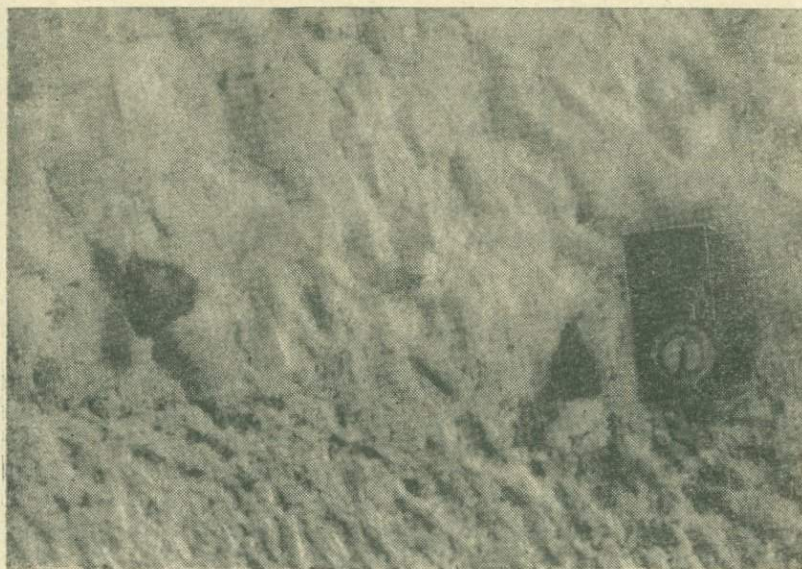


Рис. 33. Ксенотуф липарита с чуждыми обломками метаморфических пород из района г. Берегово, Закарпатье

в розовый и красный цвет. Иногда чуждые обломки полностью сохраняют свои первичные формы. Так, например, ксенотуфы нижнесарматского возраста к востоку от г. Берегово в с. Мужево (Закарпатье) сложены в основном обломками пористого липарита размером 3—8 мм, в которых заключены угловатые и округлые обломки метаморфических пород фундамента размером до 25 см, черного цвета (рис. 33). Большинство обломков оторочено ожелезненной каймой.

Изученные нами обезглавленные вулканические постройки на Сибирской платформе по р. Подкаменной Тунгуске показали, что, как правило, в прикратерной части находится большое количество чуждых обломков с окисленными каемками. В 1973 г. во время извержения вулкана Тятя (Курильские острова) в первый этап извержения выбрасывались чуждые обломки преимущественно пород основного состава, вероятно, слагающие более древнюю ловцовскую свиту, а в конце извержения — обломки пород кислого состава, вероятно слагающие более молодую, кунаширскую свиту [78].

Иногда чуждый материал находится не в виде отдельных обломков среди вулканокластического материала, а в очень тонкораспыленном состоянии в стекле. Эти посторонние включения полностью или частично резорбированы, вследствие чего стекло вокруг включений окрашено. Кварц и полевой шпат оплавлены. При сильном изменении они становятся изотропными, причем трещинки в них сохраняются. Обломки горных пород претерпевают аналогичные изменения, иногда превращаясь в шлаки стекла.

Обломки чуждого материала могут быть самого различного петрографического состава. Так, по данным Т. Джаггара, во время извержения вулкана Санта Мария в Гватемале 22 февраля и 3 ноября 1929 г. выбрасывались куски поваренной соли размером до 10 см из соленосных толщ, слагающих фундамент вулкана.

По трубкам взрыва Сибирской платформы, Африки, Австралии, Северной Америки, Чехословакии и других районов опубликована обширная литература, которая дает возможность судить о том, что чуждый материал может иметь различный состав и присутствовать в любых количествах; ювенильный материал обычно представлен ультраосновными щелочными породами. Количество обломков пород фундамента в трубках взрывов уменьшается от периферии к центру. Видимо, есть закономерности и в вертикальном распределении материала.

Обломки чуждого материала могут входить в состав как рыхлых вулканокластических пород, так и цементированных гидрохимически, и особенно много их в спекшихся породах, созданных извержением катмайского типа с разрушением вулканической постройки.

Вулканокластические породы с чуждым материалом разделяются на рыхлые и литифицированные. Литифицированные в свою очередь разделяются на спекшиеся и уплотненные или цементированные.

Рыхлые пирокластические породы с примесью чуждого материала

Рыхлые пирокластические породы с примесью чуждого материала развиты преимущественно в областях современного и новейшего вулканизма. Среди них по крупности материала выделяются следующие разновидности (размер компонентов в мм):

1. Глыбовый ксеноагломерат	более 200
2. Ксеноагломерат	50—200
3. Вулканический ксеногравий	2—50
4. Вулканический ксенопепел	менее 2

Литифицированные пирокластические горные породы с примесью чуждого материала

Они разделяются на две группы: 1) спекшиеся и 2) уплотненные и цементированные.

Спекшиеся пирокластические горные породы с примесью чуждого материала *. В спекшихся туфах и игнимбритах примесь чуждого материала в том или ином количестве отмечается почти повсеместно. Это связано, вероятно, с тем, что спекшиеся туфы обычно возникают из раскаленных лавин при извержении катмайского типа. В таких туфах содержится особенно большое количество материала предыдущих извержений за счет разрушения вулканической постройки. Пирокластический материал извержения 1912 г., заполнивший долину Десять Тысяч Дымов, является мелкообломочным, с фрагментами черного обсидиана, светлого и темного андезита, а также песчаников и глин из осадочной формации. Причем глины обожжены и имеют кирпично-красный цвет [140]. В игнимбритах Армении (Макаршен-Гайдарлинское месторождение) содержится примесь обломков порфиритов и мергелистых известняков [126]. В агломератовом потоке вулкана Безымянного извержения 1956 г. встречается много обломков фундамента вулкана. На юге Камчатки, в районе пос. Озерновского, игнимбриды дацита включают в большом количестве примесь обломков андезита, базальта и метаморфических пород.

Среди спекшихся ксенотуфов по крупности материала можно выделить шесть разновидностей (размер компонентов в мм):

- | | |
|---|-----------|
| 1. Глыбовый спекшийся агломератовый ксенотуф | более 200 |
| 2. Спекшийся агломератовый ксенотуф | 50—300 |
| 3. Лапиллиевый ксеноигнимбрид, лапиллиевый спекшийся ксенотуф | 10—50 |
| 4. Гравийный (крупнообломочный) ксеноигнимбрид, гравийный (крупнообломочный) спекшийся ксенотуф | 10—2 |
| 5. Псаммитовый (среднеобломочный) ксеноигнимбрид, псаммитовый (среднеобломочный) спекшийся ксенотуф | 0,1—2 |
| 6. Алевритовый (мелкообломочный) спекшийся ксенотуф | менее 0,1 |

Чуждые обломки в спекшихся туфах дважды подвергаются температурному воздействию: в глубинных условиях при захвате их магмой в процессе формирования игнимбрита и в поверхностных условиях при вторичных реакциях. Вследствие этого они почти полностью переплавляются, и диагностика их иногда невозможна. При менее интенсивном переплавлении чуждый материал, даже если он представлен обломками эффузивных пород, легко отличается и от близкого по составу ювенильного материала основной массы, так как изменен в результате наложенных температурных воздействий. Неродственный чуждый материал, как, например, метаморфические сланцы, гнейсы, граниты, осадочные породы обычно диагностируются легко.

Уплотненные и сцементированные вулканокластические породы с примесью чуждых обломков (ксенотуфы). По крупности материала

* Для игнимбридов и спекшихся туфов настолько характерна примесь чуждых обломков, что выделение ксеноигнимбридов до некоторой степени является условным. Однако, поскольку в природе существуют игнимбриды и спекшиеся туфы без примеси чуждого материала, возникает необходимость во введении терминов «ксеноигнимбрид» и «спекшийся ксенотуф».

ксенотуфы разделяются, так же как и туфы, на семь разновидностей (размер компонентов в мм):

1. Крупный агломератовый ксенотуф	более 200
2. Агломератовый ксенотуф	50—200
3. Лапиллиевый ксенотуф	10—50
4. Гравийный (крупнообломочный) ксенотуф	2—10
5. Псаммитовый (среднеобломочный) ксенотуф	0,1—2
6. Алевритовый (мелкообломочный) ксенотуф	0,01—0,1
7. Пелитовый (тонкообломочный) ксенотуф	менее 0,01

В грубообломочных ксенотуфах, так же как и в спекшихся, обломки пород и отдельных минералов, присутствующие в качестве примеси, несут следы температурных воздействий. Помимо этого, чуждые обломки отличаются по ассоциации минералов и петрографически.

Ювенильный минеральный состав ксенотуфов кимберлитовых трубок резко отличается от минерального состава трубок взрыва, развитых в вулканических областях. Для кимберлитовых трубок Якутии характерны ювенильные оливин, пироп, ильменит, флогопит и чуждые диопсид, хромдиопсид, энстатит, шпинель, амфиболы, циркон, полевые шпаты, апатит, кварц и др. [112]. В кимберлитах Чехословакии отмечаются пироп, ильменит, моноклиновый пироксен, гроссуляр, хромшпинель, рутил, циркон, пирит, апатит, топаз, турмалин и др. [37]. В трубках взрыва Закарпатья присутствуют пирит, марказит, киноварь, битумы неорганического происхождения и др.

Осадочно-вулканокластические горные породы

Осадочно-вулканокластические горные породы состоят из вулканокластического материала с примесью осадочного до 50%. При преобладании осадочного материала порода будет относиться к осадочной и входить в группу вулканокласто-осадочных.

Детальные литологические изучения осадочных толщ в геосинклинальных областях показали, что они в значительной степени состоят из орто- и паратуффигов. Г. С. Дзоценидзе [23] обращает внимание на необходимость детального изучения вулканогенной (пирокластической) и осадочной составных частей туффигов, так как недоучет количества туфогенного материала может исказить представления о мощности извержений. С другой стороны, детальное изучение осадочного материала поможет выяснить характер бассейна, в котором происходило формирование туффигов.

Осадочно-вулканокластические породы могут образоваться как в наземных, так и в водных условиях.

Примеси постороннего материала могут иметь терригенное, органическое и химическое происхождение (см. классификацию примесей). Терригенная примесь в пирокластической породе может иметь различное происхождение: 1) может образоваться эоловым путем; 2) захватываться грязевым потоком; 3) выпадать в водной среде в период большого и незначительного поступлений пирокластического

материала, перемещающегося по воздуху или транспортируемого водой; 4) может образоваться при перемешивании материала донными течениями или прибоем; 5) во время подводных вулканических взрывов; 6) при тектонических подвижках дна моря и др.

Примесь золотого материала к вулканокластическому отмечалась неоднократно. Липаритовые пеплы Канзаса залегают линзовидно в лёссе и под ним. Причем, вероятно, после отложения пеплов среди лёссового материала происходило их перемешивание и образовались туффиты.

В Исландии накопление лёсса и пеплового материала происходит также одновременно [145]. В современных условиях на Камчатке и Курильских островах можно наблюдать перемешивание пеплов с почвенно-растительным слоем в различных пропорциях. В Южной Африке к обломочному материалу трубок взрыва примешивался песчаный материал золотого происхождения [24].

Перемешивание терригенного и вулканического материала в грязевых потоках наблюдалось во многих вулканах, в частности во время извержения вулкана Безымянного. Одновременное выпадение осадочного и пирокластического материала происходит в настоящее время во всех вулканических областях.

В современных отложениях Тирренского моря выделяются два осадочно-вулканокластических слоя. Первый слой состоит из обломков пемзы, которая перемещалась в воде по дну моря в виде потока и впоследствии была измельчена волнами, при этом к ней примешивался терригенный материал. Второй слой, имеющий автохтонное происхождение и состоящий из тонких обломков вулканического стекла, включает тонкие (несколько миллиметров) прослойки, обогащенные песчаными зёрнами золотого происхождения. К пепловому материалу примешивается и терригенный песчано-глинистый материал, приносимый мутьевыми потоками из области соседнего подводного поднятия [66].

Подводные извержения приводят водные массы в движение вблизи очагов извержения, в результате чего происходит перемешивание пирокластического и осадочного материала. Так, например, по данным П. Г. Стро [178], при извержении вулкана Файал (Азорские острова), расположенного на дне моря на глубине 70 м, 29 и 30 сентября 1957 г. фонтан песка, воды и пирокластического материала достигал высоты 300 м; извержение сопровождалось сильным движением воды. Волны цунами высотой до 20 м, подходя к берегам, также перемешивают весь придонный материал; в результате образуются сложные смешанные горные породы.

Часто отмечается примешивание к пирокластическому материалу органогенного. Растительный детрит и панцири диатомей в вулканических областях также смешиваются с пирокластическим материалом. На Камчатке в неогеновых морских отложениях встречаются прослойки туффитов, переполненные фауной. Иногда грязевые потоки, двигаясь, уничтожают растительность, в результате чего образуются отложения, состоящие из пирокластического и растительного материала.

Химические осадки примешиваются к пирокластическому материалу в виде кремнезема, окислов железа, марганца, карбоната, серы, поваренной соли и др.

Изучение примесей осадочного материала имеет очень большое значение, так как помогает установить обстановку, в которой происходило его накопление. Поэтому при исследовании вулканокластических пород очень важно определить наличие посторонних примесей.

В грубообломочных туффитах, образованных грязевыми потоками (лахарами), примесь постороннего материала может быть терригенной и органогенной. Терригенная примесь захватывается потоками из аллювия и делювия и вследствие этого иногда представлена угловатыми обломками или хорошо окатанной галькой материала предыдущих извержений. Неокатанный терригенный материал можно отличить от пирокластического по неоднородности петрографического состава, а в грубых туффитах и по степени выветривания.

Растительный материал в грубообломочных туффитах, образованных грязевыми потоками, характеризуется изогнутостью, скручиванием стволов деревьев и расщеплением их концов.

В пепловых туффитах осадочный терригенный материал представлен обломками минералов и пород. В отличие от грубообломочных туффитов в них часто присутствует терригенная примесь глинистого материала в виде чешуек хлорита, серицита, каолинита и др.

Органогенная примесь (панцири диатомей, радиолярии и спикули губок) неопытным исследователем может быть принята за обломки стекла и пропущена. Панцири диатомовых водорослей различаются скульптурными рисунками: ребристостью, сетчатостью, полосчатостью, иногда расходящейся радиально. В спикулах губок наблюдаются полости. Обломки фауны и флоры, замещенные опалом, отличаются от вулканического стекла по показателю преломления. Самый высокий показатель преломления у опала — 1,46, а самый низкий у стекла — 1,48.

Химические осадки, кроме равномерно рассеянной примеси, часто образуют хорошо различимые тонкие прослой.

Цементация туффитов осуществляется так же, как и цементация туфов, но иногда в туффитах присутствует терригенная примесь глинистого материала, которая впоследствии превращается в цемент.

Осадочно-вулканокластические горные породы разделяются на рыхлые и литифицированные.

Рыхлые осадочно-вулканокластические образования

По крупности материала среди рыхлых осадочно-вулканокластических образований выделяются семь разновидностей (размер компонентов в мм):

1. Крупный глыбовый туффитовый агломерат	более 200
2. Туффитовый агломерат	50—200
3. Лапиллы с примесью осадочного материала	10—50
4. Туффитовый гравий	2—10

5. Туффитовый песок	0,1—2
6. Туффитовая пыль	0,01—0,1
7. Тонкая туффитовая пыль	менее 0,01

Рыхлые туффиты, как и пирокластические породы, различаются по вещественному составу и характеру обломков. В СССР в областях современного вулканизма эти породы широко распространены, однако изучены они слабо.

Л и т и ф и ц и р о в а н н ы е о с а д о ч н о - в у л к а н о к л а с т и ч е с к и е о б р а з о в а н и я

Туффиты наряду с туфами являются наиболее распространенными вулканокластическими породами. В древних вулканогенных толщах, где породы подверглись метаморфизму, примесь осадочного материала часто трудно распознать.

По крупности материала среди туффитов выделяется семь разновидностей (размер компонентов в мм):

1. Глыбовый агломератовый туффит	более 200
2. Агломератовый туффит	50—200
3. Лапиллиевый туффит	10—50
4. Гравийный (крупнообломочный) туффит	2—10
5. Псаммитовый (среднеобломочный) туффит	0,1—2
6. Алевритовый (мелкообломочный) туффит	0,01—0,1
7. Пелитовый (тонкообломочный) туффит	менее 0,01

При мелкоасштабных съемках псаммитовый, алевритовый и пелитовый туффит можно объединить в одну группу под общим названием «пепловый туффит».

Туффиты так же, как и туфы, разделяются по вещественному составу и характеру обломков, но разделение это необходимо производить по пирокластическому материалу, а не по примеси. В туффите пирокластический материал представлен обломками вулканического стекла, а примесь — обломками кристаллов. Несмотря на то, что общий облик такой породы смешанный (кристалло-витрокластический), ее следует называть витрокластическим туффитом по основной пирокластической примеси.

Полное определение туффитов, так же как и туфов, должно включать крупность материала, вещественный состав и характер обломков. Например, псаммитовый литокластический туффит дациита или алевритовый витрокластический туффит липарита.

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Вулканогенно-осадочные породы относятся к классу осадочных пород, но поскольку они образованы из переработанных продуктов вулканизма или имеют существенную примесь вулканогенного материала, они входят в вулканогенно-осадочные породы. В настоящее время выделяются три группы вулканогенно-осадочных пород: 1) вулканокласто-осадочные породы, 2) тефroidы и 3) вулканотер-

ригенные породы. Вулканогенно-осадочные породы в наземных условиях формируются преимущественно в удаленной зоне и редко в промежуточной. К паратуффитам, развитым в непосредственной близости к центру извержения, следует отнести кратерно-озерные отложения. Вблизи островных дуг и подводных вулканов в период понижения активности могут отлагаться мощные толщи различных вулканогенно-осадочных отложений.

Вулканокласто-осадочные горные породы

По мере увеличения примеси осадочного материала к вулканокластическому образуются туффиты, в которых примесь составит до 50% от общего объема породы. При преобладании осадочного материала (больше половины) порода, естественно, переходит из класса вулканокластических в осадочный, образуя подгруппу вулканокласто-осадочных пород или паратуффитов. Примесь вулканокластического материала может быть различной: пирокластической, давакластитовой, гиалокластитовой или смешанной. Возможно в дальнейшем возникнет необходимость в более дробных делениях паратуффитов.

Область распространения вулканокласто-осадочных пород весьма разнообразна. Они формируются в наземных, озерных и прибрежных морских условиях.

Формирующийся в настоящее время на Камчатке почвенно-пирокластический чехол состоит из чередующихся пепловых и паратуффитовых гумусо-пирокластических прослоев, в которых кроме пеплового материала присутствуют органическое вещество, глинистый материал, образовавшийся за счет разложения мелкого пеплового материала, и привнесенного временными потоками и золотым путем терригенного материала. Паратуффиты формируются также грязевыми потоками. Грязевой поток вулкана Безымянного в 1956 г., пройдя 85 км, в нижней своей части на отдельных участках отложил вулканокласто-осадочные породы. Ледниковые и флювиогляциальные отложения часто представлены вулканокласто-осадочными породами. Ледники несут на себе пепел и одновременно захватывают подстилающие терригенные образования. Большой интерес представляют кратерно-озерные паратуффиты. В кратерном озере вулкана Эбеко накапливаются серные отложения с примесью вулканокластики и различные вулканокласто-терригенные отложения [78].

В озерных условиях в процессе накопления терригенных, хемогенных и органогенных, а также смешанных осадков примесь пеплового материала создает разнообразные пара- и ортотуффиты. В озерах Камчатки — Курильском, Кроноцком, Ажабачьем, в Авачинской бухте и других водоемах накапливается терригенный материал, к которому во время извержений примешивается пепловый материал, создающий вулканотерригенные отложения. Детально изученные нами к северу от г. Владивостока отложения сульфунской свиты характеризуются различным количественным соотношением липаритового пепла и панцирей диатомей.

Месторождения углей в молассах Камчатки, Приморского края и других вулканических областей содержат значительную примесь пепла и образуют своеобразные вулканокласто-углистые отложения. Во многих солеродных бассейнах с солями ассоциируются пирокластические породы, и часто в солях содержится примесь пирокластического материала.

Исследования прибрежных отложений Камчатско-Курильской зоны показали наличие пеплового материала в формирующихся терригенных отложениях [90]. На юге о. Кунашир (Курильские

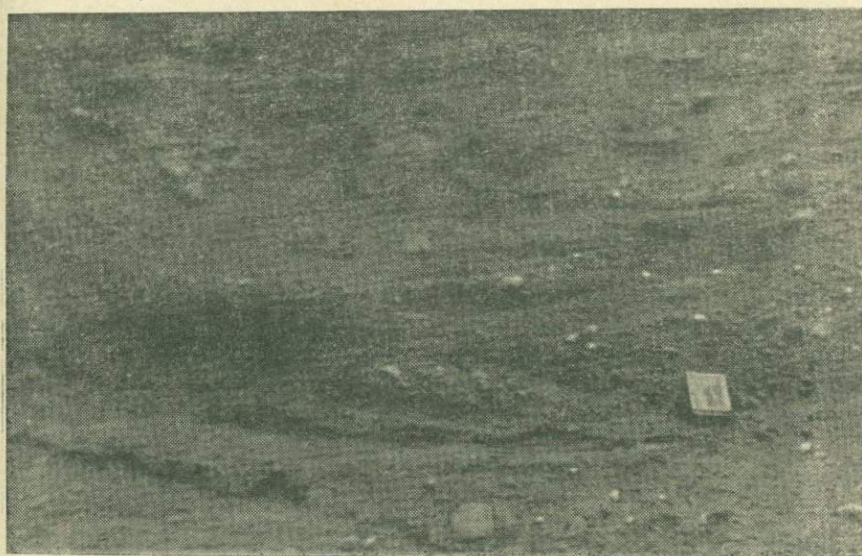


Рис. 34. Паратuffит современной морской террасы о. Кунашир, Курильские острова

острова) в плиоценовых морских прибрежных отложениях мною были изучены толщи орто- и паратuffитов, в которых терригенный и пирокластический материал кислого состава перемешивался с терригенным и тефроидным материалом в различных пропорциях (рис. 34). Смешивание происходило в результате одновременного накопления различного материала в грязевых потоках, в перемытых грязевых и пирокластических потоках, в оползневых отложениях и в отложениях сейсмостектонических обвалов [78].

При наиболее сильных извержениях камчатских и курильских вулканов пепел относится на 500—700 км в океан, где он входит в состав осадочных и органогенных отложений.

Как показывает изучение древних толщ, подводные извержения вулканов в удаленных зонах дают разнообразные вулканотерригенные, вулканохомогенные и вулканоорганогенные отложения. Так,

например, в известняках Восточно-Камчатского хребта можно наблюдать примесь рогульчатых обломков стекла.

Описываемые породы относятся к осадочным, для отдельных их видов используются термины, принятые для осадочных пород. Но так как в них содержится примесь пирокластического (туфового) материала, к наименованию породы прибавляется частица «туфо». Вулканокласто-осадочные породы разделяются на две группы: рыхлые и литифицированные. В каждой из групп выделено шесть разновидностей (размеры компонентов в мм):

Рыхлые

1. Туфовалуны	более 200
2. Туфогалечник или туфощебень (если глыбы осадочного материала не окатаны)	10—200
3. Туфогравий	2—10
4. Туфопесок	0,1—2
5. Туфоалеврит	0,01—0,1
6. Туфопелит	менее 0,01

Литифицированные

1. Валунный туфоконгломерат, или глыбовая брекчия с туфовым материалом (если глыбы терригенного материала угловатые)	более 200
2. Туфоконгломерат, или брекчия с туфовым материалом	от 10 до 200
3. Туфогравелит	2—10
4. Туфопесчаник	0,1—2
5. Туфоалевролит	0,01—0,1
6. Туфоаргиллит	менее 0,01

Поскольку диагностика пирокластического материала иногда представляет большие трудности, следует на этом вкратце остановиться.

В грубообломочных вулканокласто-осадочных горных породах примесь пирокластического материала, выполняющего промежуток между глыбами, часто содержит осадочный материал. Ювенильные глыбы отличаются от грубого терригенного материала петрографическим составом, свежестью обломков, отсутствием окатанности или текстурой. Пепловый материал в грубообломочных породах иногда составляет значительную часть и по существу имеет состав туфа или туффита. В этом случае пирокластический материал диагностируется легко, так как в нем часто содержатся обломки стекла, свежие кристаллы и обломки лавы.

В тонкообломочных породах при небольшом количестве пирокластического материала распознать его можно только под микроскопом. Наиболее легко определяются обломки стекла и лавы. Обломки эффузивных пород пирокластического происхождения выглядят более свежими, чем обломки, образовавшиеся в результате разрушения эффузивных и вулканокластических пород. Состав обломков также может указать на их происхождение. В подавляющем большинстве случаев в каждой толще (породе) присутствует пирокластический материал какого-либо одного состава. Так, если в данной толще пирокластический материал имеет липаритовый состав,

то обломки андезита, вероятнее всего, относятся к терригенной примеси. Хотя, как было указано выше, в некоторых условиях наблюдается смешение пирокластического материала различного вещественного состава. Обломки стекла, в особенности остроугольной, волосовидной или каплеобразной форм, характерных для пирокластического материала, в вулканокласто-осадочных породах легко распознаются.

Обломки кристаллов пирокластического происхождения отличаются большей свежестью и более совершенной формой по сравнению с терригенными. Неупорядоченность структуры плагиоклазов в пирокластических породах имеет исключительно важное значение. Так, например, кристаллокластические туфы, залегающие среди миоценовых моласс Предкарпатья, принимались за аркозовые песчаники. Детальное изучение структур плагиоклазов показало их пирокластическую природу. При дроблении материала во время взрыва раскалывание идет по контакту стекла с кристаллами, поэтому часто встречаются кристаллы пирокластического происхождения с первичными кристаллографическими формами. Такие кристаллы отличаются от терригенных и по составу: плагиоклазы обладают зональностью и содержат включения стекла, в кварце включения стекла встречаются реже, цветные минералы имеют опалитовые каемки. Следует отметить, что для пирокластического материала характерны ассоциации минералов, которые не наблюдаются в интрузивных породах. Так, с основным плагиоклазом может ассоциировать кварц, с оливином — роговая обманка, а иногда и биотит. В общей массе выветрелых минералов вулканокласто-осадочной породы наличие свежих плагиоклазов, даже разного состава, или цветных минералов аномальной ассоциации позволяет отнести их к пирокластической примеси.

Тэфроидные горные породы (тефроиды)

Изучение рыхлых продуктов вулканизма на Камчатке и Курильских островах позволило установить, что большая масса вулканогенного материала подвергается переработке (окачиванию и сортировке) еще до его литификации [63]. Рыхлый пирокластический материал, слагающий вулканические постройки, подвергается перемещению временными потоками, на крутых склонах под действием силы тяжести он сортируется и очень быстро окачивается. Вследствие этого вокруг стратовулканов формируются мощные толщи тэфроидов. Особенно интенсивно они формируются по периферии островных вулканов на Курильских островах. Изучение мел-неогеновых разрезов подводных вулканогенных образований в геосинклинальных областях дало большой материал о широком развитии тэфроидов по периферии подводных вулканических построек. Изученные нами разрезы вулканогенных отложений Сибирской платформы и докембрийских отложений Волыно-Подольского региона позволили установить широкое развитие тэфроидов и на платформах. Таким образом, тэфроиды формируются в наземных и

подводных условиях в геосинклинальных, орогенных и платформенных областях.

Прежде тефроиды не выделялись из группы вулканотерригенных пород, образующихся в результате переработки литифицированных вулканитов и лав, но после того, как было доказано [63], что тефроиды формируются в больших объемах и синхронны извержениям, в то время как вулканотерригенные породы часто образуют меньшие объемы и не синхронны извержениям, тефроиды стали распознаваться во многих вулканических областях. В настоящее время во всех детально изученных формациях Дальнего Востока, Сибири, Урала, Средней Азии, Кавказа и других вулканических областях установлено широкое развитие тефроидов. Учитывая генетические и петрографические отличия тефроидов от вулканотерригенных пород и их большое развитие, возникла необходимость в разработке их классификации [71].

Дальнейшее более детальное изучение тефроидов побудило автора разделить их на три группы в зависимости от источника материала: тефроиды, образовавшиеся из пирокластики, главным образом тефры — пирокластические тефроиды, из вулканокластического материала — вулканокластические тефроиды, из глыбового (обломочного) материала лавовых потоков — лавокластитовые тефроиды.

Образование тефроидов в период извержений. В июне 1972 г. в северо-западной части вулкана Алаид (северный остров Курильской гряды) образовался побочный прорыв, давший 45 ± 5 млн. м³ лавы и более 100 млн. м³ пирокластики. Эксплозивные продукты сформировали конус высотой около 100 м. Вблизи конуса мощность пепла достигала 5 м, а в 5 км к северо-востоку от прорыва она постепенно снизилась до 5 см. В течение 1 месяца шло накопление пеплов, а еще через 1 месяц в прибрежной части образовался сложный горизонт тефроидов мощностью 1—3 м. Горизонт сложен прослоями от 0,1 до 0,3 м, представленными тефроидным гравием, тефroidным песком и тефroidным алевритом. Аналогичное образование тефроидов наблюдалось в 1973 г. на вулкане Тятя (рис. 35).

На этом же вулкане в 1933—1934 гг. в удалении от вулканической постройки на 500—700 м на глубине 20—50 м образовался пепло-лапиллиевый конус высотой 126 м. В 1972 г. в период наших исследований $\frac{2}{3}$ конуса было размыто и образовался горизонт тефроидов, преимущественно гравийных и песчаных прослоев мощностью 20—70 м, по простиранию вдоль берега около 2 км и от прежнего берега до 800 м. Общая площадь тефроидов около 0,8 км². Мощность прослоев песка и гравия 5—10 см. Форма гравелин от полуугловатой до хорошо окатанной с преобладанием полукатанного и окатанного гравия (по классификации А. В. Хабакова). Степень окатанности тефроидов примерно одинаковая как по мощности, так и по площади развития (см. рис. 36). Необходимо отметить, что ежегодно во время зимних штормов вулканический конус интенсивно разрушается, и отлагаются прослой тефроидов. Следовательно, пирокластика окатывается в течение 1 года. Таким образом, в период извержения на островных вулканах окатывание

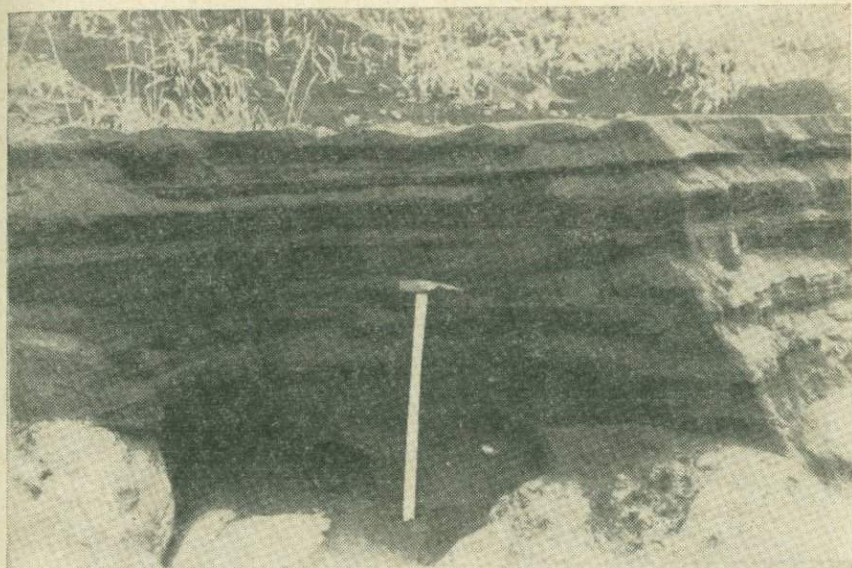


Рис. 35. Тефроид вулкана Тятя извержения 1973 г., образовавшийся в течение 1 месяца. Остров Кунашир, Курильские острова

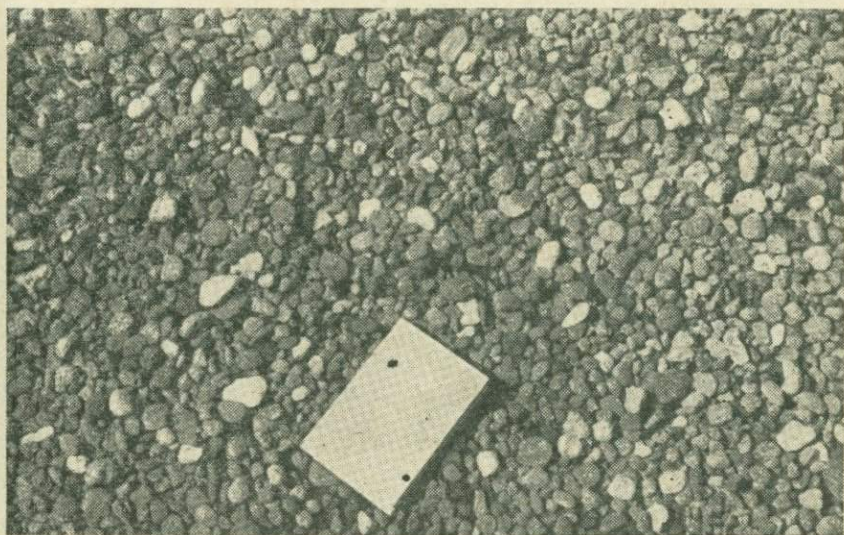


Рис. 36. Тефроид побочного прорыва 1934 г. Такетоми вулкана Алайд, образовавшийся в течение одного года

тефроидного материала происходит в течение нескольких месяцев или года, а накопление тефроидных толщ — в течение десятков лет.

Образование тефроидов по периферии стратовулканов. Молодые вулканические постройки Авачинской и Ключевской групп вулканов сформировались за 5—10 тыс. лет. В течение этого времени с периодами в несколько лет или десятков лет происходили извержения, формировавшие вулканы. Пирокластический материал постоянно и особенно интенсивно весной и летом сносится с постройки временными потоками и под действием силы тяжести в пониженные части

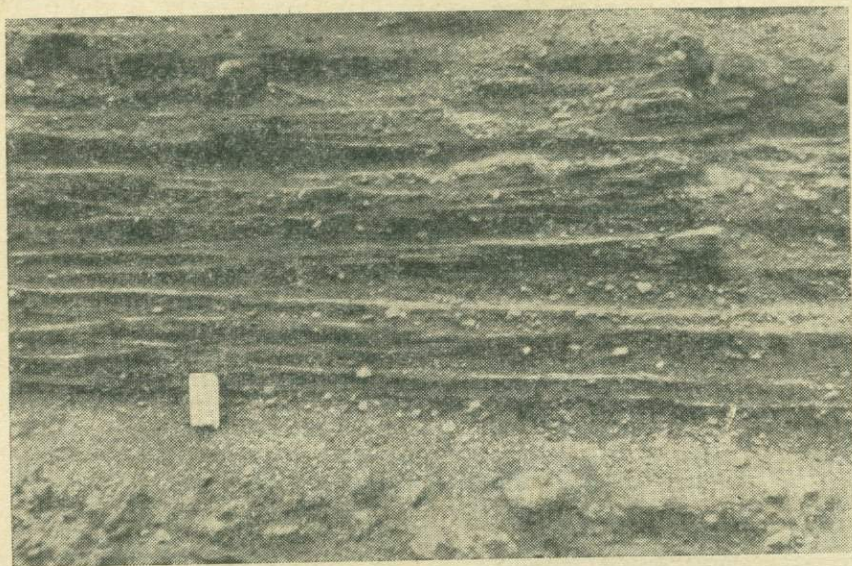


Рис. 37. Сезонные отложения тефроида в овраге, врезанном в сомму вулкана Авача, в 0,5 км от истока ключа Елизовского, Камчатка

рельефа. Благодаря пористости пирокластики и стекловатому сложению обломков происходит быстрое окатывание с одновременной сортировкой материала. По периферии вулканов и у их подножий сухие речки постоянно отлагали хорошо окатанный тефроидный материал в виде субпараллельных прослоев преимущественно гравийного и псаммитового материала (рис. 37).

В настоящее время в наземных условиях накапливаются толщи мощностью до 100 м и более и шириной вокруг вулканов 10—15 км. Следовательно, время для накопления стометровых толщ составляет порядка 5—10 тыс. лет. Причем обработка обломочного материала и здесь проходит в несколько лет. Так, например, пемзовидный пористый материал, выброшенный вулканом Шивелуч в конце 1964 г., в 1967 г. отлагался у устья р. Ильчинец на расстоянии 30 км от вулкана в виде хорошо окатанных галек [78]. Ручьи, врезанные в склоны

вулканической постройки, перенесшие материал на расстояние менее 1 км, отлагают хорошо окатанный тефроидный материал.

Островные вулканы наряду с тефроидами отлагают большое количество вулканотерригенного материала.

Тефроиды геосинклинального вулканизма. В изученных нами разрезах мел-неогеновых отложений вулканогенно-кремнистых формаций можно видеть, что в подводных условиях сформировались плоские вулканы диаметром до 20 км и высотой около 1 км. Вулканы наряду с лавами дают значительное количество пирокластики. Она только вблизи центра извержения отлагается не переработанной. При удалении от центра извержения материал быстро окатывается и сортируется. При этом отлагаются тонкослоистые песчано-алевритовые и песчано-галечниковые тефроидные отложения породы. Обломочный материал приобретает хорошую окатанность и отсортированность. Пирокластика представлена преимущественно стеклом, обычно свежим или палагонитизированным. Цементом служат опал и водные алюмосиликаты, образующиеся при разложении мелкого пеплового материала.

Мощность прослоев тефроидов колеблется от сантиметров до дециметров, они иногда напоминают флиш. Мощность толщ составляет сотни метров. Постепенный переход от необработанной пирокластики у центра извержения к тефроидам, залегающим по периферии вулканических построек, говорит о синхронности образования тефроидов с периодами извержения. Аналогичные тефроидные отложения широко распространены среди геосинклинальных отложений Кавказа, Урала и других областей развития формаций геосинклинального вулканизма. Среди тефроидов преобладают псаммитовые разновидности. В древних толщах они прежде именовались граувакками.

Тефроиды платформенного вулканизма. Тефroidы докембрийского возраста в пределах Вольно-Подольского региона и позднепалеозойско-раннемезозойские тефroidы Сибирской платформы по р. Нижней Тунгуске литологически сходны с тефроидами, развитыми в других геоструктурных обстановках. Они также синхронны накоплению пирокластики, залегают по периферии вулканических построек, имеют значительные мощности, литифицируются аналогично туфам. Причем везде преобладают псаммитовые разновидности тефроидов.

В процессе формирования тефроидов, как правило, к ним примешивается пирокластический или терригенный материал, вследствие чего образуются целые серии сложных пород.

Петрографическая характеристика тефроидов. Текстуры тефроидов преимущественно слоистые. Причем слоистость может быть тонкой (до нескольких сантиметров) и грубой, измеряемой метрами. В наземных и озерных условиях преобладает субпараллельная слоистость, в прибрежных отложениях — косая. В подводных условиях образуется ритмичная слоистость. В пределах мощных слоев текстура тефроидов плотная. Разнообразие слоистости и других текстурных особенностей развивается по законам, установленным для осадочных пород, и подробно рассмотрено Л. Н. Ботвинкиной [2].

Структура чаще равномернозернистая, реже порфировая. Последняя, как правило, формируется в сложных породах, когда примешиваются более крупные обломки. Характерной особенностью тефроидов является витрофировая структура зерен основной массы. Она обусловлена мгновенным охлаждением пеплов в процессе извержения и отличает тефроиды от вулканотерригенных пород. Цемент тефроидов аналогичен цементу туфов. Он образуется в результате разложения мелкого пеплового материала и обычно представлен водными алюмосиликатами (монтмориллонит, бейделлит и др.) с большим количеством опала, благодаря чему образуются прочные цементы.

Существенными отличиями тефроидов от вулканотерригенных пород являются витрофировая структура обломков, опалово-монтмориллонитовый цемент и отсутствие глинистых прослоев или ограниченное присутствие их среди тефроидов.

По крупности материала среди тефроидов выделяются шесть градаций (размер компонентов в мм):

<i>Рыхлые</i>	
1. Валун (глыба) тефроидный	более 200
2. Агломерат тефроидный	10—200
3. Гравий тефроидный	2—10
4. Песок тефроидный	0,1—2
5. Алевит тефроидный	0,01—0,1
6. Пелит тефроидный (?)	менее 0,01

<i>Литифицированные</i>	
1. Валунный (глыбовый) тефроид	более 200
2. Конгломератовый тефроид	10—200
3. Гравийный тефроид	2—10
4. Псаммитовый тефроид	0,1—2
5. Алевитовый тефроид	0,01—0,1
6. Пелитовый тефроид (?)	менее 0,01

Рыхлые пирокласто-тефроидные породы (с примесью пирокластического материала до 50%) будут соответственно именоваться: галечник пирокласто-тефроидный, гравий пирокласто-тефроидный, песок пирокласто-тефроидный и т. д., а литифицированные — конгломерат пирокласто-тефроидный, гравелит пирокласто-тефроидный и т. п. Терригенно-тефроидные породы (с примесью терригенного материала до 50%) называются: галечник терригенно-тефроидный, гравий терригенно-тефроидный, песок терригенно-тефроидный и т. д. Соответственно литифицированные будут называться: конгломерат терригенно-тефроидный, гравелит терригенно-тефроидный, песчанник терригенно-тефроидный и т. д.

Пелитовые тефроиды поставлены под вопросом, поскольку обломочный материал размером менее 0,01 мм очень редко подвергается заметной обработке.

Вулканотерригенные горные породы

Вулканотерригенные породы широко распространены. Генетически они отличаются от тефроидов несинхронностью извержений. Вместе с тем после прекращения вулканической деятельности в период,

когда еще пирокластика не успела литифицироваться, некоторое время продолжают формироваться тефроиды. Однако основная масса вулканотерригенных пород формируется за счет литифицированных вулканитов и лав.

Вулканотерригенные породы, так же как и тефроиды, имеют большое распространение, но формируются преимущественно за счет разрушающихся наземных сооружений, хотя отложение их происходит как в наземных, так и в водных условиях.

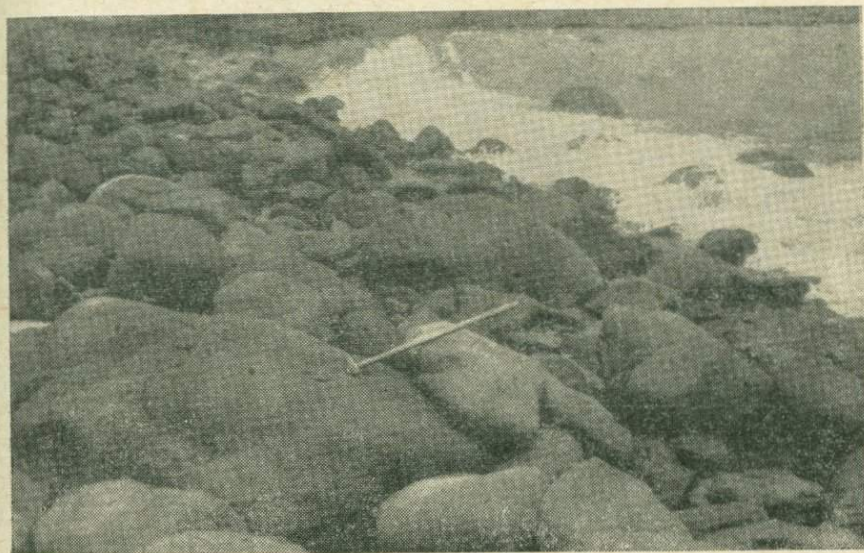


Рис. 38. Валунy и глыбы вулканотерригенные вблизи г. Южно-Курильска, Курильские острова

Как правило, вулканотерригенные породы перекрывают тефроиды и распространяются в более удаленных от центров извержения областях, чем тефроиды. Они развиты в пределах орогенов и платформ. При прекращении вулканической деятельности в наземных условиях в вулканических областях орогенов и на платформах вулканические постройки разрушаются, а по их периферии образуются мощные толщы вулканотерригенных пород. Примером могут служить вулканогенные образования Сибирской платформы. В период вулканизма на платформе (как это теперь установлено) сформировались рассредоточенные небольшие однородные полигенные вулканы или группы вулканов высотой от 0,5 до 1,5 км. В период роста вулканов по их периферии отлагались толщы туффитов и тефроидов. С прекращением вулканической деятельности вулканы разрушились и образовались вулканотерригенные породы. В настоящее время в южной части платформы залегает стратифицированная толщя вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород мощностью 300—

400 м. При детальном изучении в идеальном плане можно наблюдать вокруг нека развитие туфов, а дальше следуют кольца туффитов, тефроидов и вулканотерригенных пород.

В области развития островных дуг вулканотерригенные породы развиваются и в период проявления вулканизма. Причем вследствие интенсивной абразии отложения вулканотерригенного материала обычно подавляют накопления тефроидного.

В период извержения островные вулканы выбрасывают массу материала в море. Так, например, во время извержения вулкана Тятя в 1973 г. в проливе отложился слой пепла мощностью от 30 см у о. Кунашир до 5 см у о. Шикотан. В течение нескольких недель пепел переотлагался, разносился и превратился в тефроид. У берегов, сложенных лавами, также идет слабое накопление вулканотерригенного материала. Однако там, где берега сложены слабо сцементированным пемзовидным материалом, как у Южных берегов о. Итуруп, происходит весьма интенсивное разрушение коренного берега от 1 до 4 м в год [90] и отложение вулканотерригенного материала в береговой зоне.

Таким образом, в области островных дуг, где крайне ограничено поступление терригенного материала, выносимого реками, идет накопление прибрежных толщ за счет пепла, тефроидов и вулканотерригенного материала при резком преобладании последнего. Следовательно, в пределах островных дуг и толщи вулканотерригенного материала будут синхронными извержениям, но в этом случае в них будут залегать прослои пирокластических пород и тефроидов.

Крупность вулканотерригенного материала в области островных дуг различна: от тонкого пелитового и алевритового материала до крупных глыб диаметром более 1 м в поперечнике (рис. 38).

Как уже было отмечено ниже, разновидности вулканотерригенных пород именовались вулканомиктовыми песчаниками, вулканомиктовыми алевритами и т. д. Решением семинара по вулканогенно-осадочным породам [36] было рекомендовано разновидности вулканотерригенных пород именовать также вулканотерригенными.

По крупности материала рыхлые и литифицированные вулканотерригенные породы разделяются на шесть разновидностей в каждой подгруппе (размер компонентов в мм):

Рыхлые

1. Валуны и глыбы вулканотерригенные	более 200
2. Галечник вулканотерригенный	10—200
3. Гравий вулканотерригенный	2—10
4. Песок вулканотерригенный	0,1—2
5. Алеврит вулканотерригенный	0,01—0,1
6. Пелит вулканотерригенный	менее 0,01

Литифицированные

1. Валунный (глыбовый) вулканотерригенный конгломерат (брекчия)	более 200
2. Конгломерат вулканотерригенный	10—200
3. Гравелит вулканотерригенный	2—10
4. Песчаник вулканотерригенный	0,1—2
5. Алеврит вулканотерригенный	0,01—0,1
6. Аргиллит вулканотерригенный	менее 0,01

ТЕКСТУРЫ И СТРУКТУРЫ ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИХ ПОРОД

ТЕКСТУРЫ

В вулканокластических породах текстура формируется в зависимости от процессов, связанных с физическим состоянием материала во время выброса его из вулкана, условий седиментации и физико-химических процессов, протекающих после отложения осадка.

Иногда на образование текстуры оказывают влияние несколько факторов. Так, например, игнимбритовая, туфолововая, призматическая текстуры обусловлены как физическим состоянием материала во время выброса его из вулкана, так и условиями седиментации. То же самое можно сказать и о некоторых других текстурах.

Наиболее часто встречаются следующие текстуры вулканокластических пород: 1) шлаковая, 2) агглютинативная, 3) игнимбритовая, 4) кластолововая, 5) пизолитовая, 6) брекчиевая, 7) шаровая, 8) желваковая, 9) плотная, 10) пористая с разновидностями (скрытой пористости, шаровых пор основной массы и каналобразных пор), 11) массивная, 12) слоистая, 13) подушечная, 14) агломерато-шаровая, 15) призматическая (столбчатая).

Ш л а к о в а я т е к с т у р а характеризует породу, состоящую преимущественно из пористых пирокластических обломков эффузивной породы обычно размером более 10 см в поперечнике, без значительного количества примесей тонкого материала (рис. 39).

Шлаковая текстура наиболее характерна для вулканических образований базальтового и андезито-базальтового состава. Она наблюдается и в андезитовых породах.

Побочные кратеры Ключевского вулкана Билюкай, Апахончич, Туйла, Былинкина, Заварицкого, Обручева и другие, образовавшиеся в последние годы и детально изученные в процессе их формирования, а также кратеры предыдущих извержений (около семидесяти кратеров) сложены шлаковым материалом [81, 95]. Аналогичные шлаковые вулканы развиты в Приморском и Хабаровском краях [78], в Сибири [53], в Армении [33] и во многих других районах.

Шлаковые текстуры также образуются в результате спекания тонкообломочного пирокластического материала в пористую массу (см. рис. 16 и 17).

А г г л ю т и н а т и в н а я т е к с т у р а обусловлена спеканием пористых кусков лавы, которые при извержении находились в полупластичном состоянии и приобрели форму лепешек. Агглютинативная текстура обычно свойственна извержениям стромболианского и частично гавайского типов. Состав лавы чаще всего базальтовый или андезито-базальтовый. Образование агглютината описано

Г. В. Тиррелем [109] и в более поздних работах [78]. Хорошо отпрепарированные ледником обнажения агглютинатов можно наблюдать у подножия юго-восточного склона вулкана Зими́на Сопка на Камчатке.

И г н и м б р и т о в а я т е к с т у р а является следствием спекания породы и переплавления витрокластического материала на отдельных участках с образованием линз стекла диаметром обычно 3—8 см. Чаще всего это стекло имеет черный цвет и хорошо выделяется на общем светлом или сером фоне основной массы породы.

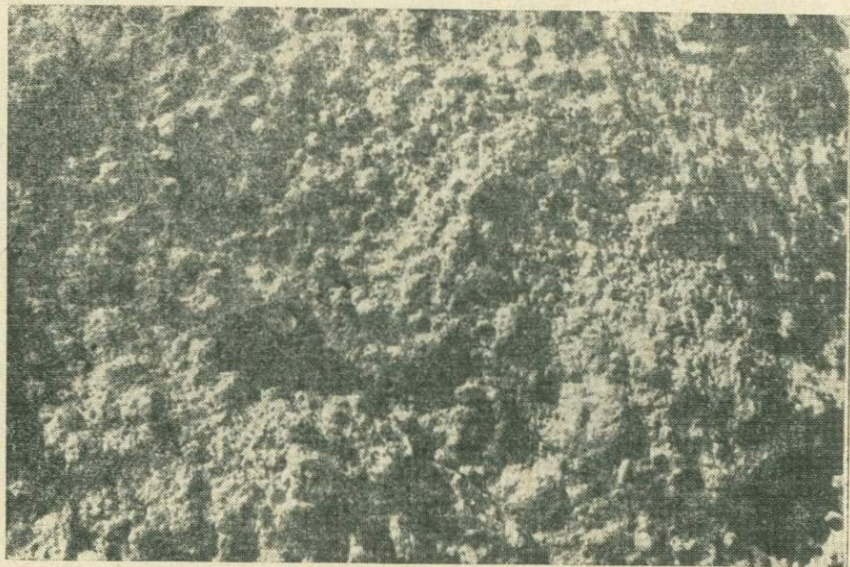


Рис. 39. Шлаковая текстура в агломератовом туфе вулкана Двор, Камчатка

Линзообразная форма участков стекла обуславливается переплавлением обломков стекла под давлением. Края линз имеют заостренную, иногда расщепленную форму, напоминающую пламя свечи. Эти образования впервые были установлены в Италии и названы фьямме (пламя). Основная масса породы иногда обладает флюидальной или зернистой текстурой. В плане фьямме имеют почти округлую форму.

К л а с т о л а в о в а я т е к с т у р а характеризуется наличием большого количества обломков лавы в лаве. Причем лава и обломки отличаются по составу, цвету или текстуре, т. е. в них может быть различная пористость или окраска (см. рис. 4—6).

Б р е к ч и е в а я т е к с т у р а свойственна брекчиевым лавам и характеризуется наличием угловатых обломков лавы, спаявшихся в сплошную массу (см. рис. 2—4). Образование этой текстуры изложено при описании брекчиевой лавы (см. с. 48—50).

Пизолитовая текстура характеризуется присутствием в пепловой массе туфа стяжений размером с горошину, состоящих также из пеплового материала. Название текстуры происходит от греческого слова «пизум», что означает горох. Впервые текстура описана для Флегрейских полей возле Неаполя [131].

Происхождение этой текстуры связывают с одновременным выпадением дождя и пеплового материала. Вокруг падавших капель воды концентрировался пепловый материал, который впоследствии уплотнялся, и образовывались сфероиды. Подробно пизолитовая текстура описана Ф. Ю. Левинсон-Лессингом в его работе «Олонецкая диабазовая формация», опубликованной в 1888 г.

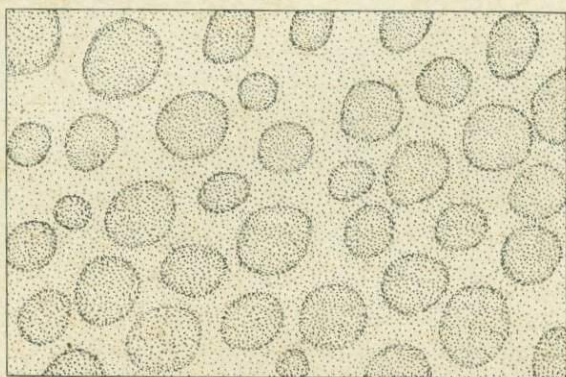


Рис. 40. Пизолитовая текстура в псаммитовом туфе липарито-дацита из ильницкой свиты (верхний плиоцен), Закарпатье

Псаммитовый туффит липарито-дацита, обладающий пизолитовой текстурой, был встречен автором среди плиоценовых отложений в Закарпатье у с. Кибляры (рис. 40).

Шаровая текстура по своему сложению аналогична пизолитовой, но отличается более крупными стяжениями, достигающими пяти и даже 20 см в диаметре. Эта текстура характерна для липарито-дацитовых туфов тортонского возраста, развитых в пределах Закарпатья, где в псаммитовых витрокластических и смешанных туфах содержатся стяжения круглой, иногда эллипсовидной формы (рис. 41). Преобладающий размер шаров 7—10 см. Шары составляют около 60% объема породы, поверхность их шероховатая. В центре они окремнены или лимонитизированы. Иногда центральная часть шара (диаметром 1—2 см) выполнена глинистым веществом, вокруг которого образуется корка лимонита. Изредка в них встречаются полости. Минеральный состав шаров ничем не отличается от основной массы туфа, в которой они расположены. Эллипсоидальные формы стяжений образуются при срастании двух шаров (рис. 42).

Аналогичные пепловые шары описал Ш. Э. Стен в главных кратерах Тангкубан Праху Папандаяне и Кавах Идьене на о. Ява,



Рис. 41. Шаровая текстура в туфах липарито-дацита миоценового возраста, с. Крайниково, Закарпатье



Рис. 42. Шаровая текстура; те же туфы, что на рис. 41. Наблюдаются спаренные шары и желваки

где они свободно лежали в кислых кратерных озерах. Диаметр шаров достигает 70—85 мм. Они образуют прослой в затвердевшем сернокислом иле до 30 см мощности. В некоторых шарах в центре находятся лапилли; образование их объясняется вихревыми движениями кипящего ила. По данным Дж. Ресселя, аналогичные шары кроме о. Ява известны на вулкане Поас (Коста-Рика). В ископаемом состоянии они встречаются в триасовых отложениях США [173].

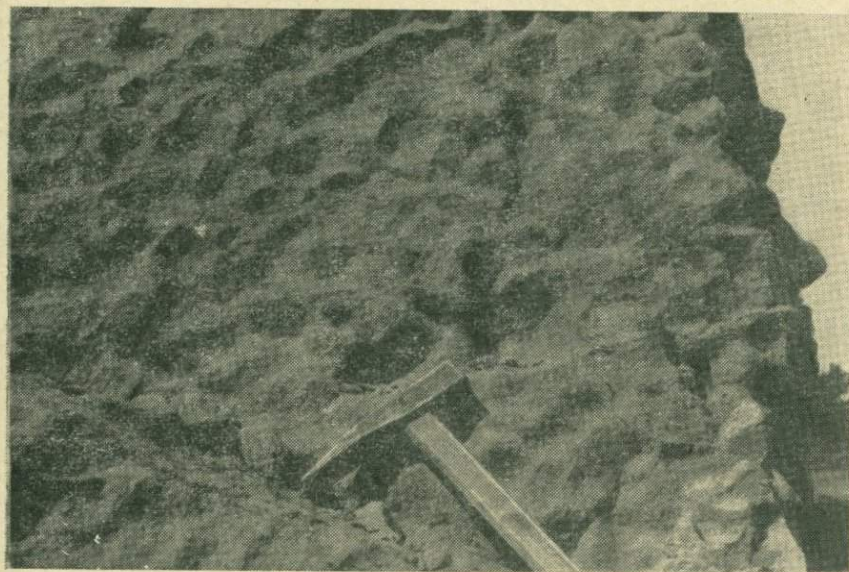


Рис. 43. Желваковая текстура в туфах липарито-дацита, с. Данилово, Закарпатье

Желваковая текстура сходна с шаровой и развита в тех же самых туфах, но отличается от нее неправильной формой стяжений. В первой стадии зарождения этой текстуры стяжения имели правильную шарообразную форму, но так как центры зарождения находились близко друг от друга, они не имели возможности развиваться и приобрели неправильную форму (рис. 43).

Плотная текстура характеризуется отсутствием полостей и пор и обычна для окремнелых пепловых разновидностей вулканокластических пород. Вследствие окремнения порода приобретает повышенную прочность, большую объемную массу и при ударе образует раковистый или занозистый излом.

Пористая текстура представлена несколькими разновидностями в зависимости от условий формирования осадка и первичного характера материала.

Текстура скрытой пористости образуется при накоплении тонкого остросереберного материала. При этом, если туф пелитовый или алевроитовый, пор макроскопически не видно, а при прочной цементации породы и заполнении пор цементом пористость резко сокращается. Туфы, обладающие скрытой пористостью, имеют большое развитие в Приморском крае [51]. В. Т. Быков при исследовании скрытой пористости сульфидных туфов установил, что в алевроитовых витрокластических туфах она достигает 20,18%, а в пелитовых — 31,99 и даже 46,62%. Поверхность пор 1 см³ породы достигает 180 м².

Изучение скрытой пористости имеет очень важное значение для оценки туфа как адсорбента или наполнителя.

Текстура шаровых пор основной массы иногда встречается в алевроитовых и пелитовых туфах. Эти структуры характеризуются тем, что в результате вертикального давления шаровые поры несколько сплюсциваются и приобретают эллипсоидальные, а при дальнейшем сплюсчивании линзовидные формы. Такие туфы развиты в Приморье [51]. Поры в них составляют около 10—20% объема породы. Размеры пор колеблются от 1 до 3 мм. Кроме шаровых пор в этих туфах имеется еще и скрытая пористость. Причина образования пор шаровой формы пока точно не установлена. Можно предполагать, что в момент попадания горячего пепла в водный бассейн происходило вскипание воды с образованием пузырей, к поверхности которых прилипали мелкие обломки пепла. Затем пузыри вместе с пеплом погружались на дно бассейна и в таком виде сохранились.

Текстура каналобразных пор очень часто развивается в туфах, сложенных тонким витрокластическим материалом (пелитовым и алевроитовым). Каналообразные поры диаметром от 0,5 до 2 мм (редко больше) достигают длины 10—20 см. Ориентировка пор преимущественно вертикальная. Они часто соединяются между собой. Каналообразные поры напоминают пустоты от корней растений. Они занимают от 10 до 20% объема породы. Причина образования каналобразных пор точно не установлена. Вероятно, они связаны с циркуляцией грунтовых вод. Наличие на стенках пор монтмориллонита, который образуется в результате разложения мелкого стекла, подтверждает такое предположение [51].

М а с с и в н а я т е к с т у р а характеризуется массивным сложением и от плотной текстуры может отличаться скрытой пористостью. Массивная текстура в пирокластических породах, так же как и в осадочных, противопоставляется слоистой текстуре. Она наиболее часто встречается в псаммитовых и алевроитовых кристаллокластических, смешанных и витрокластических туфах.

С л о и с т а я т е к с т у р а обусловлена переслаиванием вулканокластического материала различной крупности. Слоистость может быть грубой и тонкой. Границы между слоями постепенные и резкие (рис. 44). Характерным признаком слоистой текстуры, образовавшейся при выпадении пирокластического материала из атмосферы, является наличие в основании каждого слоя более грубого материала, соответствующее вулканическим взрывам. При

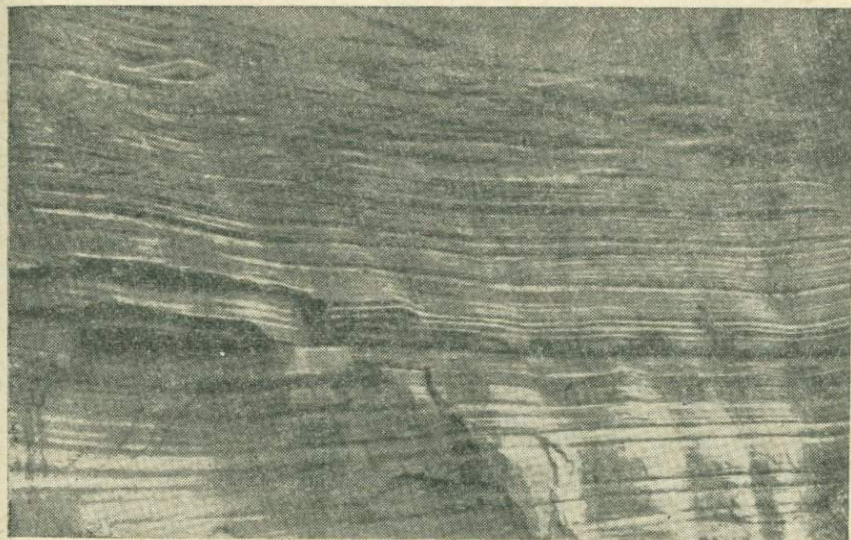


Рис. 44. Слоистая текстура в прибрежно-морских паратуффилах на юго-востоке о. Кунашир, Курильские острова. Высота обнажения около 20 м

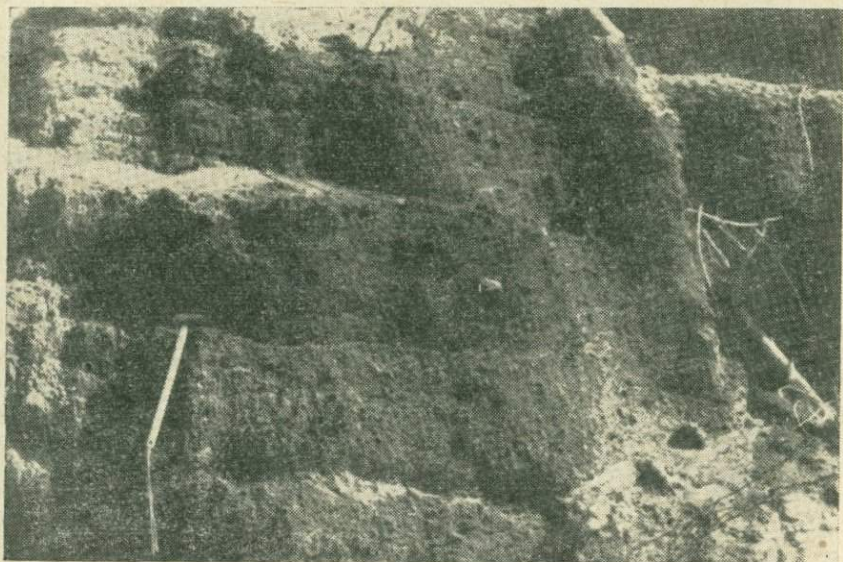


Рис. 45. Слоистая текстура в автохтонных туфах наземного происхождения в шлаковом конусе на Харчинском озере, Камчатка

накоплении вулканокластического материала в автохтонных условиях, вблизи центров извержения, слоистость выражена менее ясно (рис. 45). Очень слабо развита (едва заметна) слоистость в грязевых потоках. Наиболее хорошо она выражена при поступлении в водный бассейн малых количеств тонкого вулканокластического материала или при выпадении из атмосферы тонкого пеплового материала. Временные потоки дают как грубую, так и тонкую слоистую текстуру.

Подушечная текстура в подушечных агломератах характеризуется своеобразным строением вулканогенных образо-



Рис. 46. Призматическая или столбчатая текстура в игнимбритах вблизи пос. Озерновского, Камчатка. Высота обнажения около 8 м

ваний, состоящих из лавовых подушек, чаще основного и реже среднего состава. Верхняя часть подушек обычно выпуклая, а нижняя — более или менее прямая или же вогнутая, повторяющая форму нижележащих подушек. Вследствие быстрого охлаждения верхняя кромка подушек обладает закалкой, пористость в них развивается по сфероидам. Форма пор сплюснутая. Промежутки между подушками заполнены обломочным материалом пирокластического происхождения.

Подушечная текстура развивается не только вследствие подводной эксплозивной деятельности, но и в результате расщепления лавового потока при излиянии его в воду [28, 109, 131]. Не исключена возможность образования такой текстуры и вследствие специфики охлаждения базальтовых лавовых потоков в подводных условиях. Для подушечной текстуры вулканокластического происхо-

ждения характерно наличие между подушками пирокластического или осадочного материала, который отсутствует в расщепленном лавовом потоке. Для подушек, образовавшихся вследствие спецификации охлаждения базальтового лавового потока, характерно отсутствие сферической поверхности и закалки по периферии подушек [78].

Агломерато-шаровая текстура представляет собой частный случай подушечной текстуры, когда подушки приобретают шаровую форму в отличие от сложных форм в подушечных агломератах.

Призматическая, или столбчатая, текстура определяется наличием правильной столбчатой отдельности в породе. Поперечники столбов в различных районах колеблются от 0,5 до 2 м. Количество граней в столбах обычно от четырех до шести (рис. 46). Столбчатая отдельность в инимбритах описывалась в ряде работ [42, 59, 126, 162].

СТРУКТУРЫ

Структуры вулканокластических пород формируются в зависимости от условий минералообразования при застывании магмы, характера и степени механического раздробления во время извержения и условий седиментации исходного материала, а также от условий диагенеза обломочного материала.

Таким образом, структура породы определяется степенью кристалличности, величиной составных частей как относительной, так и абсолютной, формой составных частей и соотношением обломков цемента. Поэтому прежде чем приступить к описанию структур, необходимо охарактеризовать факторы, определяющие структуру породы.

Степень кристалличности. Различают полнокристаллическую, стекловатую и другие структуры. В зависимости от степени кристалличности лавы вулканом могут выбрасываться обломки стекла, кристаллов или эффузивных пород, которые являются исходным материалом для образования туфов, а последующая дифференциация этого материала в воздухе по крупности и плотности отделяет пемзовидные обломки от обломков кристаллов или пород. Таким образом, по степени кристалличности следует выделять три основных типа структур — витрокластическую, кристаллокластическую и литокластическую.

Величина составных частей как абсолютная, так и относительная для обломочных пород является одним из наиболее важных свойств, определяющих структуру.

По абсолютной величине глыб и обломков выделены следующие структуры (размер компонентов в мм):

1. Глыбовая или блоковая	более 200
2. Агломератовая	50—200
3. Псефитовая	2—50
4. Псаммитовая	2—0,1
5. Алеевитовая	0,1—0,01
6. Пелитовая	менее 0,01

Термин «агломерат» введен Ч. Ляйелем [159]. Под агломератом он подразумевал грубую брекчию, состоящую из обломков горной породы, выброшенной из вулкана и представляющей собой главным образом угловатые обломки диаметром 2—3 м (рис. 47).

Для вулканокластических пород также возникает необходимость в выделении структур, обусловленных относительной величиной обломков. Однако применение терминов нормально-осадочных пород, таких, как «равномернозернистый», «разнозернистый», «порфировидный» и других, нецелесообразно. Приставка «зернистый» здесь неприемлема, поскольку вулканокластические породы состоят не из зерен, а из обломков зерен и пород. Использование терминов, применяемых для метаморфических пород, тоже невозможно, так как здесь нет роста кристаллов.



Рис. 47. Глыбовая, или блоковая, структура туфа андезита, с. Нижняя Грабовница, Закарпатье

приняты иные названия структур по относительной величине составных частей.

Так, для вулканокластических пород нами выделены в зависимости от относительной величины обломков следующие структуры.

Для грубообломочных и псефитовых пород, сложенных обломками эффузивов: 1) агломератовая (псефитовая) равномернозернистая, 2) агломератовая (псефитовая) неравномернозернистая, 3) агломератовая (псефитовая) порфирокластическая. Для пепловых пород, сложенных обломками кристаллов, стекла и эффузивов: 1) гомеокластическая (равномернообломочная), 2) тетерокластическая (не-

* От греч. *κλαστικός* (кластикос) — ломаю.

равномернообломочная), 3) порфирокластическая (выделение крупных обломков среди основной массы).

Форма составных частей в изверженных породах связана с условиями кристаллизации магмы. Здесь могут развиваться идиоморфные или ксеноморфные кристаллы; при наличии эвтектических смесей образуется прорастание одних кристаллов другими.

В осадочных (обломочных) породах форма составных частей связана со степенью их окатанности и последующих изменений. Л. В. Пустовалов (98) выделяет шесть типов зерен: угловатые, полуугловатые, полуокатанные, окатанные, регенерированные и корродированные.

В вулканокластических породах форма составных частей зависит от степени их раздробления при извержении и от состава первичного материала. Необходимо при этом учесть минеральные особенности составных частей. Например, во всех породах слюда вследствие весьма совершенной спайности стремится принять чешуйчатую форму, а роговая обманка — продолговатую. Шлакообразные стекловатые пробки вулканов, сложенных кислыми и средними лавами, раздробляясь, чаще всего дают остроугольные обломки стекла, создавая типичную пепловую структуру. Сильно насыщенный газами материал, выбрасываемый при извержении из вулкана в жидком состоянии, под действием газов, заключенных в этой лаве, приобретает пористость; иногда газы раздробляют обломки в тонкую пыль, частицы которой имеют остроугольную форму.

Изучение формы обломков вулканического стекла показало, что они напоминают раздробленную пемзу. В зависимости от степени дробления пемзы обломки приобретают различную форму. Если раздробленный материал тонковолокнистой пемзы имеет псаммитовый размер, то обломки приобретают остросереберную форму, образуя различные изогнутые волокна, рогатки, рогульки, треугольники с вогнутыми краями. По мере дальнейшего дробления обломки распадаются на более простые составные части остросереберной формы, свойственной алевритовому материалу. Если алевритовый материал в дальнейшем дробится до размера пелитовых частиц, то и форма их значительно упрощается и становится преимущественно угловатой.

Псефитовые обломки обычно представлены пемзой, а не стеклом. Форма их является более простой, угловатой или округлой. При разрушении взрывами сильно раскристаллизованных лав и при условии воздушной сепарации образуются угловатые обломки, состоящие преимущественно из кристаллов. Если при извержениях образуются бомбы, что обычно свойственно породам основного и среднего состава, форма их приближается к округлой.

Таким образом, структуры широкластических пород по форме составных частей отличны от структур остальных пород, что связано с совершенно особыми условиями их образования.

По форме составных частей может быть выделена еще одна структура, обусловленная наличием волосовидных обломков стекла. Впервые волосовидные образования обсидиана (волосы Пеле) были

описаны на о. Гавайи В. Эллисом [144]. Впоследствии волосовидные обломки отмечались многими исследователями.

Структура туфа, состоящего из волосовидных обломков, впервые была описана автором в 1946 г. и получила название «пелекластической». Однако правильнее ее назвать «комекластической»*.

Форма обломков витрокластических туфов, как уже было отмечено выше, находится в зависимости от их размеров. Наиболее сложную форму имеют псаммитовые обломки, и по мере уменьшения или увеличения размера обломков формы их упрощаются: в псефитовых разновидностях они становятся угловатыми и округлыми, в алевроитовых — остросеберными, в пелитовых — угловатыми.

Зависимость формы составных частей от их размеров позволяет в витрокластических туфах сочетать форму составных частей с абсолютной величиной обломков. Следовательно, по форме составных частей без учета крупности материала может быть выделена только одна структура — комекластическая.

В табл. 9 сведены структуры, выделенные в зависимости от абсолютной величины обломков и их агрегатного состояния.

Таблица 9

Структуры вулканокластических пород в зависимости от величины обломков и агрегатного состояния

Размер обломков, мм	Фракция	Агрегатное состояние		
		Витрокластическое	Кристаллокластическое	Литокластическое
До 0,01	Пелитовая	Пелитовая витрокластическая	Алевроитовая кристаллокластическая	Псаммитовая литокластическая
0,01—0,1	Алевроитовая	Алевроитовая витрокластическая		
0,1—2	Псаммитовая	Псаммитовая витрокластическая	Псаммитовая кристаллокластическая	Псефитовая литокластическая (пемзокластическая)
2—50	Псефитовая		Псефитовая кристаллокластическая	
50—200	Агломератовая			Агломератовая литокластическая
Более 200	Глыбовая			Глыбовая литокластическая

Соотношение обломков и цемента в структурах вулканокластических пород играет такую же важную роль, как и в структурах обломочных осадочных пород. А. Н. Заварицкий [28] указывает, что структурные признаки кластических пород, зависящие от цемента, определяются: 1) составом цемента, 2) его относительным

* От греч. *χοιτη* (коме) — волос.

количеством, 3) величиной неделимых, его образующих, 4) отношением их к цементируемым обломкам.

В вулканокластических породах наблюдается цемент двух типов: 1) образовавшийся в результате разложения обломков стекла и 2) образовавшийся за счет привнесенного материала. В первом случае цементом является преимущественно глинистое вещество типа монтмориллонитовых, бейделлитовых, ферригаллуазитовых и других глин и значительно реже опал и кальцит, во втором — чаще всего привнесенный хомогенный материал. Базальный цемент может образоваться в результате разложения обломков стекла, переходящего при этом во вторичные минералы, лишь тогда, когда в первичной рыхлой породе кроме обломков стекла присутствуют обломки кристаллов. Причем в первую стадию разложения будет образовываться цемент соприкосновения, поровый и др.

Цементация вулканокластического материала во многом аналогична цементации осадочно-обломочного материала и отличается только тем, что в первом случае очень часто образуется цемент вследствие разложения обломков стекла, входящих в состав самой породы, поэтому структуры вулканокластических пород определяются соотношением обломков и цемента.

Вулканокластическим породам, как и нормально-осадочным, свойственны следующие типы цемента: 1) базальный, 2) соприкосновения, 3) пор (поровый), 4) клеточный, 5) выполнения. Такие типы цемента, как крустификационный, регенерационный и кристаллический, развиваются очень редко. Они скорее свойственны метаморфизованным пирокластическим породам, т. е. туфоидам, где опал переходит в кварц и появляются карбонаты.

Описание структур

Суммируя все вышеизложенное для вулканокластических пород, можно выделить следующие типы структур. По степени кристалличности: 1) витрокластические (пелитовая, алевритовая, псаммитовая и комекластическая); 2) кристаллокластические (алевритовая, псаммитовая, псефитовая); 3) литокластические (псаммитовая, агломератовая, глыбовая и пемзокластическая).

По относительной величине обломков: 1) равномернообломочные (агломератовые, псефитовые); 2) неравномернообломочные (агломератовые, псефитовые); 3) порфирокластические (агломератовые, псефитовые); 4) гомеокластические (пепловые); 5) гетерокластические (пепловые); 6) порфирокластические (пепловые).

По взаимоотношению обломков и цемента — цементационные (базального цемента, цемента соприкосновения, заполнения пор, клеточного)*.

Витрокластические структуры характеризуются преобладанием обломков вулканического стекла. Форма обломков, как правило,

* Поскольку цементационные структуры вулканокластических пород аналогичны таким же структурам осадочных пород, описание их не приводится.

остроугольная с вогнутыми очертаниями, напоминающими измельченную пемзу. По мере уменьшения размеров частиц они становятся более угловатыми. В этой группе выделено четыре структуры, из которых первые три различаются по гранулометрическому составу, а последняя отличается от остальных формой обломков, свойственной исключительно витрокластическим туфам. Все витрокластические структуры были объединены под одним общим термином «пепловая структура», введенным в 1893 г. Мюгге. Структуры эти следующие.

Пелитовая витрокластическая структура присуща туфам и туффитам, состоящим преимущественно из угловатых и остроугольных обломков вулканического стекла размером до 0,01 мм (рис. 48, а).

Алевритовая витрокластическая структура также характеризуется преобладанием обломков вулканического стекла угловатой и остроугольной формы с размерами обломков, колеблющимися от 0,01 до 0,1 мм (рис. 48, б).

Псаммитовая витрокластическая структура аналогична предыдущим, но отличается размерами обломков стекла, достигающими 2 мм. Обломки стекла характеризуются разнообразием остроугольных и угловатых форм (рис. 49, а).

Комекластическая структура выделена по форме обломков, которые, как правило, представлены стеклом. Образуется она при «раздувании» жидкой лавы, в результате чего на вулкане Плоский Толбачик стеклянные нити имели длину более 1 м. В шлифах встречались нити при отношении диаметра к длине 1:10 и более (рис. 48, в).

Кристаллокластические структуры присущи вулканокластическим породам, состоящим из угловатых обломков, главным образом кристаллов. Иногда в небольшом количестве присутствуют обломки стекла или эффузивных пород. Кристаллокластические структуры разделяются по гранулометрическому составу.

Алевритовая кристаллокластическая структура характеризуется преобладанием обломков кристаллов размером до 0,1 мм (см. рис. 48, г).

Псаммитовая кристаллокластическая структура свойственна туфам и туффитам, состоящим из обломков главным образом кристаллов размером от 0,1 до 2 мм (см. рис. 49, б).

Псефитовая кристаллокластическая структура встречается редко. Она присуща туфам, состоящим из обломков кристаллов размером более 2 мм в поперечнике (см. рис. 50, а).

Литокластические структуры характеризуются преобладанием обломков эффузивных пород (рис. 49, в, 50, б, в). Форма обломков округлая, эллипсоидальная или угловатая. Последняя развита в псефитовых литокластических базальтовых туфах. Обломки могут быть пористыми или плотными, независимо от состава магмы, из которой они образовались. Наиболее важный в промышленном отношении туф, состоящий из обломков пемзы, имеет особую *пемзокластическую структуру*, которая является разновидностью литокластической структуры (рис. 51, в).

Рис. 48. Структуры вулканокластических пород;
 ×70, без анализатора

a — целитовая витрокластическая, Среднераздольенское месторождение, *б* — алевритовая витрокластическая, Первореченское месторождение, *в* — комекластическая, Геленновское месторождение, *г* — алевритовая кристаллокластическая, Второреченское месторождение. Все месторождения Приморского края

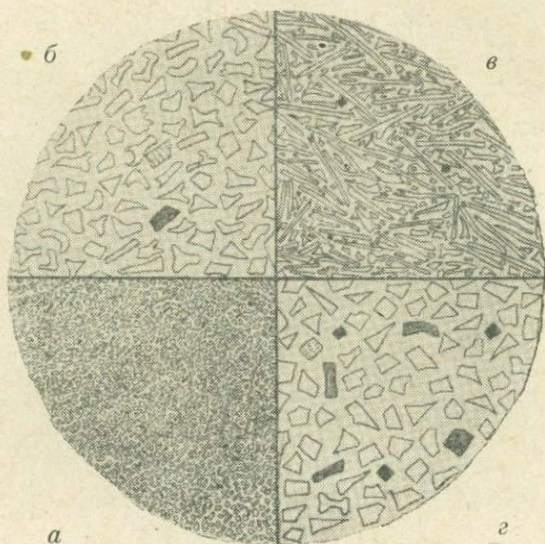
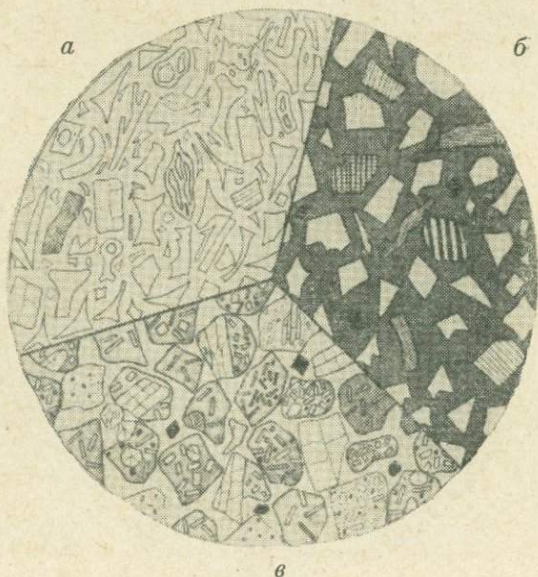


Рис. 49. Структуры вулканокластических пород;
 ×14, без анализатора

a — псаммитовая витрокластическая, Второе Кипарисовское месторождение, Приморский край, *б* — псаммитовая кристаллокластическая, Нежинское месторождение, там же, *в* — псаммитовая литокластическая, Мухунское месторождение, Хабаровский край



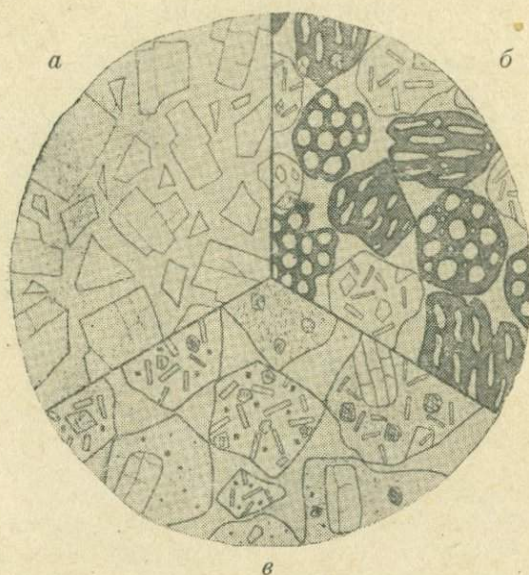


Рис 50. Структуры вулканокластических пород; $\times 3,5$, без анализатора
a — псефитовая кристаллокластическая, Большемихайловское месторождение, Хабаровский край, *б* — псефитовая литокластическая, Сальвовое месторождение, Приморский край; *в* — то же, Синдинское месторождение, Хабаровский край

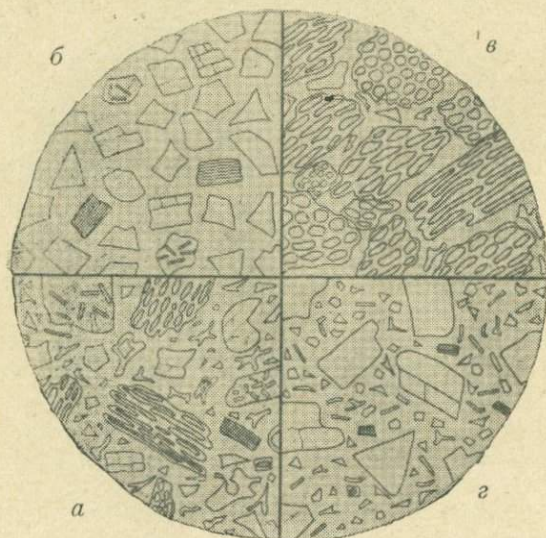


Рис. 51. Структуры вулканокластических пород; $\times 14$, без анализатора
a — гетерокластическая, месторождение Дубки, Приморский край; *б* — гомеокластическая, Первореченское месторождение, там же; *в* — пемзокластическая, Нежинское месторождение, там же; *г* — порфирукластическая, Большемихайловское месторождение, Хабаровский край

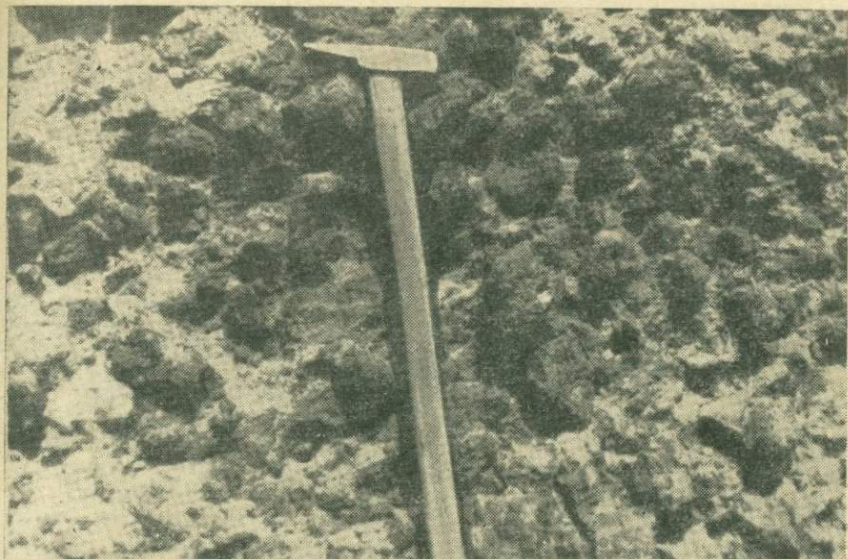


Рис. 52. Агломератовая равномернообломочная структура туфа андезита, район санатория «Синяк», Закарпатье



Рис. 53. Агломератовая неравномернообломочная структура туфа андезито-базальта из агломератового пирокластического потока соммы вулкана Авача, Камчатка

Структуры, выделяемые по относительной величине обломков.
Агломератовая равномернообломочная макроструктура характеризует породу, состоящую из глыб, обломков и бомб, в которых основная масса составляющих ее частей имеет примерно одинаковую величину (рис. 52).

Агломератовая неравномернообломочная макроструктура характеризует породу, состоящую из обломков, глыб или бомб различных размеров. Она наиболее часто развита в агломератовых туфах (рис. 53).



Рис. 54. Агломератовая порфировая макроструктура в липаритовых туф-
фитах, юг о. Кунашир, Курильские острова

Агломератовая порфирокластическая макроструктура представляет собой частный случай неравномернообломочной текстуры, в которой наряду с основной более или менее равномернообломочной массой присутствуют крупные глыбы (рис. 54). Породы с такой структурой образуются при извержениях вулканского типа: крупные глыбы произошли за счет разрушения пробки, а основная масса обломков представляет собой шлаковый материал. Эта структура часто встречается в отложениях грязевых потоков и ледников.

Гожеокластическая структура свойственна туфам, состоящим из равных по размерам обломков. Наиболее хорошо выражена эта структура в кристаллокластических туфах, в псаммитовых литокластических туфах, в пелитовых и алевритовых витрокластических туфах (см. рис. 51, б).

Гетерокластическая структура характеризует вулканокластические породы с различными размерами составных частей. Чаще

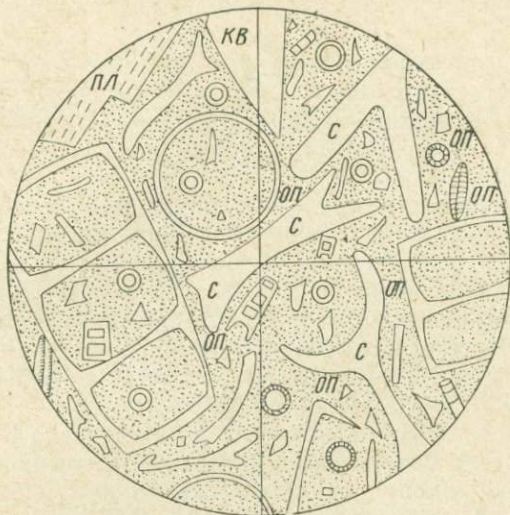


Рис. 55. Алевритовая туфодиазомитовая текстура под микроскопом, с. Красный Яр, Приморский край. Без анализатора, диаметр поля 0,3 мм
с — стекло, кв — кварц, пл — плагиоклаз, оп — опаловые панцири диатомей

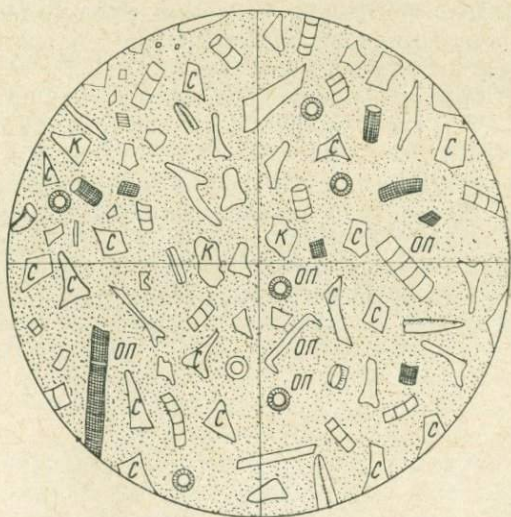


Рис. 56. Пелитовая туфодиазомитовая структура под микроскопом, с. Галенки, Приморский край. Без анализатора, диаметр поля 0,3 мм
с — стекло, кв — кварц, оп — опаловые панцири диатомей

всего гетерокластическая структура встречается в смешанных туфах, состоящих из обломков стекла, кристаллов и обломков пород (см. рис. 51, а).

Порфирокластическая структура представляет собой частный случай гетерокластической структуры, когда среди мелких обломков основной массы рассеяны крупные обломки. Порфировые включения обычно представлены кристаллами, а основная масса — обломками стекла (см. рис. 51, в).

Структуры туффитов, вероятно, также имеют свои особенности, что связано с примесями различного типа. Однако классификация их очень слабо разработана. Здесь приводятся только два типа структур, обусловленных примесью диатомовых водорослей: *алевритовая туфодиатомитовая* (рис. 55) и *пелитовая туфодиатомитовая* (рис. 56). Породы, обладающие такими структурами, были установлены на Дальнем Востоке, в Закарпатье и на Волыни [55].

Туфодиатомит представляет собой породу, состоящую из примерно равного количества обломков вулканического стекла и панцирей диатомовых водорослей. Диатомеи представлены преимущественно пресноводными колониальными видами и отдельными редкими морскими формами. Они обладают главным образом цилиндрической формой, дающей в разрезах кольца и прямоугольники. Туфовый материал представлен обломками вулканического стекла (30—45% по объему) и минералов (3—5%).

В пелитовых туфодиатомитах обломки стекла имеют преимущественно угловатую, а в алевритовых остроугольную форму, о чем было сказано выше. Угловатые обломки кристаллов обычно представлены кварцем, санидином, плагиоклазом и магнетитом, цемент — продуктами разложения стекла.

Игнимбритовая структура отличается от пирокластических структур тем, что здесь обломочный материал не сцементирован гидрохимическим путем, а сплавлен в общую массу. Эта структура образуется в результате сплавления обломков вулканического стекла. Для нее характерно наличие реликтов обломков вулканического стекла, которые в результате разогрева несколько расплавились и спеклись в общую массу (см. рис. 19). Наряду с обломками стекла в породе обычно присутствуют обломки кристаллов, иногда в оплавленном виде.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

Образование вулканокластического материала обусловлено подъемом магматического вещества к поверхности и извержением его в виде эксплозивных продуктов, излияний лавовых потоков и экструзий куполов. При этом обломочный материал возникает в результате дробления лавы газами или разрушения застывающих корок лав в куполах и лавовых потоках в процессе движения незастывшего расплава или под действием внешних факторов, таких, как вода или тающий лед.

Характер пирокластики обуславливается типами извержений, которые зависят от вещественного состава магмы и ее газонасыщенности. Невозможность непосредственного наблюдения за условиями генерации магмы оставляет этот вопрос в области гипотез. Однако прямые геофизические исследования за последние 15 лет дали большой материал для суждения о глубинах и форме магматических очагов. Формирование магматических очагов тесно связано со строением и мощностью земной коры. Эволюция вулканизма влияет на мощность земной коры, а последняя сопряжена с типами вулканизма.

Согласно современной глобальной тектонике плит, в пределах Срединного Атлантического хребта происходит растяжение и подъем к поверхности вещества верхней мантии, с расширением дна океана. При этом вблизи осевой области Срединного Атлантического хребта располагаются более молодые линейно-вытянутые полосы, в то время как ранее сформировавшиеся — отодвигаются. Наиболее удаленные полосы имеют юрский возраст. Одновременно с этим процессом по периферии Тихого океана происходит сжатие и формирование геосинклинальных поясов. Здесь под островные дуги в астеносферу косо погружаются пластины океанической литосферы мощностью 70—100 км, совпадающие с фокальной зоной промежуточных и глубоких землетрясений, посвящей название зоны Заварицкого — Беньофа [96, 137]. В процессе погружения в верхнюю мантию океанической коры вместе со слоем пелагических осадков возникала энергия трения плит, приводящая к существенному разогреву в зоне Заварицкого — Беньофа и освобождению воды, кремнезема, окислов щелочных металлов и других литофильных компонентов, что вместе с анатексисом способствует формированию андезитовых и более кислых магм.

Геосинклинальные подвижные пояса переходят в орогенические пояса и, причленяясь к матерiku, формируют платформенные области.

Развитие глобальных тектонических структур взаимосвязано с проявлением вулканизма, что позволяет сделать выводы об эволюции развития вулканизма. В пределах срединно-океанических хребтов проявляется вулканизм океанского типа. В областях сжатия, где формируются подвижные геосинклинальные пояса, развивается вначале геосинклинальный, затем орогенный и посторогенный вулканизм. Впоследствии при консолидации земной коры и превращении причлененных областей в платформенные развивается платформенный вулканизм. Геосинклинальный, орогенный и посторогенный вулканизм последовательно сменяют друг друга, проявляясь с разной интенсивностью в различных регионах. Вулканизм океанский и платформенный возникают и затухают по различным закономерностям, пока точно не установленным, но, вероятно, они связаны с образующимися в процессе их движения расколами второго порядка океанических и материковых плит.

Ниже дается краткая характеристика типов вулканизма.

Вулканизм океанского типа развивается на океанической коре, образовавшейся в зонах растяжения срединно-океанических хребтов. Глубина дна океана здесь примерно 4—5 км. Для вулканизма этого типа характерны исключительно подводные извержения в условиях высокого гидростатического давления. Это обуславливает отсутствие или ограниченное количество пирокластики. Обломочный материал представлен в основном гиалокластитами, подушечными лавами и брекчиями. В пределах рифтовых зон Срединного Атлантического хребта развиты ультраосновные породы. Подводные вулканы щитовой и конусообразной формы сложены преимущественно лавами (табл. 10).

Геосинклинальный тип вулканизма проявляется на земной коре океанического типа в окраинно-континентальных и внутриматериковых океанических поясах. Современные геосинклинальные системы формируются в областях погружения пластин океанической литосферы под островные дуги.

Подводные извержения, близкие к гавайским, стромболианским и вулканским, формируют пологие полигенные вулканы диаметром 10—20 км и высотой до 1 км. Среди вулканитов широко развиты гиалокластиты и подушечные лавы. Им сопутствуют вулканогенно-кремнистые, вулканогенно-карбонатные, железисто-марганцевые формации, а по периферии вулканов накапливаются вулканогенно-осадочные породы.

Орогенный тип вулканизма развивается, как правило, на неконсолидированной земной коре континентального и реже переходного типа и характеризуется дифференцированными продуктами извержения от базальтов до липаритов. При проявлении подкоровой магмы резко преобладают основные вулканиты. Коровые магматические очаги дают преимущественно кислый материал. Типы извержений весьма разнообразные: гавайский, стромболианский, вулканский, катмайский, пелейский, плининский и фреатический. Разнообразие типов извержений обуславливает формирование различных вулканических сооружений: шлаковые конусы, моногенные и поли-

Характеристика типов вулканизма в пределах одного цикла

Тип вулканизма	Тип земной коры	Геоструктурная обстановка	Типы магмы и вещественный состав	Условия формирования отложений	Тип извержений	Эксплозивный индекс
1	2	3	4	5	6	7
Океанский	Океаническая (5—6 км и менее)	Талассократоны	Толеитовая и щелочная. Базальты, базальтоиды	Подводные, глубина 4—5 км	Подводные излияния	1—3
Геосинклинальный	То же (6—10 км)	Геосинклинальные трюги и их склоны	Известково-щелочная. Базальты, андезитобазальты, дациты	То же, 4—7 км и в глубоководных впадинах	Подводные излияния лав и извержения, близкие к стромболианским и вулканическим	25—50
Орогенный	Переходная (10—20 км), континентальная (20—30 км и более)	Межгорные впадины и прогибы области замыкания геосинклиналей	Известково-щелочная. Базальты, андезиты, липариты и их интрузивные аналоги	Подводные на глубине 0,5 км и наземные	Стромболианские, вулканические, пелеевские, цинцианские, фреатические, редко гавайские излияния лав	60—95
Посторогенный	Континентальная консолидированная (25—50 км и более)	Области завершённой складчатости, разновозрастные области молодых платформ	Базальтовая (толеитовая), трахибазальтовая)	Наземные	Трещинные излияния лав, гавайские, стромболианские, вулканические, скрытовулканические	5—15
Платформенный	Континентальная (25—40 км и более)	Синеклизы в пределах платформ	Толеитовая. Базальты, долериты, редко более кислые породы	Наземные	Трещинные излияния лав, гавайские, стромболианские, вулканические раскалённых лавин и скрытовулканические	40—50

Тип вулканических построек	Характерные формации и генетические типы вулканитов	Ориентировочные количества вулканитов, %		Вероятные количества различных типов вулканических продуктов, %			
		основного состава	кислого и среднего состава	Эффузивные	Вулкано-кластические	Вулкано-генно-осадочные	Интрузивные
8	9	10	11	12	13	14	15
Лавовые поля, щитовые вулканы, моногенные и полигенные конусовидные вулканы	Формации толеитовых лав, щелочных базальтов, гиадокластитов, вулканогенно-кремнисто-глинистые и др.	Около 100	—	90	3	6	1 (?)
Плоские стратовулканы, моногенные и полигенные вулканы	Спилито-кератофировые, кремнисто-вулканогенные, карбонатно-вулканогенные подушечные лавы	80	20	50	25	20	5 (?)
Стратовулканы, полигенные вулканы, сомма-вулканы, сложные групповые вулканы, шлаковые конусы и разнообразные купола (эффузивные, экструзивные, протрузивные)	Эффузивно-пирокластические толщи, вулканогенно-осадочные, вулканоплутонические игнимбриты	90—50	10—50	10	40	30	20 (?)
Базальтовые плато, щитовые вулканы, моногенные и полигенные вулканы, трубки взрыва	Лавовые толщи, грубая тефра Агглютинаты	98 2	2	85—90	5—15	—	—
Базальтовые плато, щитовые вулканы, моногенные и полигенные вулканы, гипабиссальные образования, трубки взрыва	Лавовые покровы, пирокласто-осадочные толщи, гипабиссальные образования трубки взрыва	98	2	35	15	15	35

генные вулканы, двойные вулканы, кальдеры, кольцевые структуры и др. Для орогенного вулканизма типичны пирокластические потоки игнимбритовые, пемзовые, агломератовые, лахары, вулканогенно-осадочные толщи, наземные лавы и вулcano-плутонические ассоциации с широким развитием гидротермального процесса.

Посторогенный тип вулканизма развивается в условиях консолидированной земной коры, на еще не сnivelированном рельефе. Вулканы представлены преимущественно основными недифференцированными лавами ($E = 5-15$). В заключительные этапы проявляются щелочные базальты и очень редко кислые разности. Извержения обычно близки к гавайскому типу: стромболианские, вулканские и скрытовулканские. Они формируют щитовые, сложные и моногенные вулканы, шлаковые конусы, лавовые покровы и трубы взрыва.

*Континентальный тип вулканизма** аналогичен посторогенному, но он обычно охватывает огромные территории с различной геоструктурной обстановкой. На территории Советского Союза такой вулканизм проявился в плиоцен-четвертичное время от Западной Сибири и Тувы до Чукотки и Приморского края, охватив также Монголию и Китай. По типу континентальный вулканизм близок к посторогенному.

Платформенный вулканизм проявляется на щитах и консолидированных платформах в период их активизации. Вулканы представлены толеитовыми базальтами, но во флексурных перегибах проявляются основные и кислые разновидности. Площади развития платформенного вулканизма определяются сотнями тысяч и миллионами квадратных километров, а мощности вулканитов достигают 3—4 км. Этот тип вулканизма слагает лавовые покровы, щитовые и моногенные вулканы, гипабиссальные образования и трубы взрыва.

Таким образом, эволюция вулканизма начинается в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов, где формируется земная кора океанического типа, и продолжается в областях океанов, где возникают разломы последующих порядков. В областях сжатия происходит погружение пластин океанической коры по зоне Заварицкого — Беньофа с образованием геосинклинальных подвижных поясов. Вулканизм континентальный и платформенный проявляется по трещинам, вероятно, возникающим вследствие перемещения плит.

Рифтовый вулканизм изучен слабо, но установлено, что рифтовые системы закладываются на коре океанического, континентального и одновременно на разных типах земной коры. Вулканизм в пределах рифтов, заложенных на океанической коре, характеризуется проявлением толеитовых базальтов, а в заложенных на континентальной коре — от толеитовых базальтов до ультращелочных пород и липаритов.

Глубины залегания магматических очагов контролируются мощностью и типом земной коры. Вулканизм океанского типа проявляется при залегании магматических очагов на глубине

* Не включен в табл. 10 вследствие слабой изученности.

порядка 20 км, геосинклинальный тип, вероятно, связан с подкоровыми магматическими очагами в областях развития земной коры океанского и переходного типов, расположенными на глубинах более 20 км. Орогенный вулканизм развивается на континентальной коре, где возможно формирование подкоровых и коровых магматических очагов. Вулканизм посторогенного, континентального и платформенного типов обусловлен проявлением более глубоких подкоровых магматических очагов.

Вопросам образования магматических очагов посвящены обзорные и специальные работы [49, 93, 99, 156, 165, 169 и др.], в которых рассмотрены главнейшие гипотезы и приведены списки литературы. В пределах хорошо изученной Камчатско-Курильской островной дуги землетрясения, происходящие на глубинах от 120—130 до 180—190 км, располагаются под осью геоструктурной дуги, где находится основная масса вулканов. Причем фокальный слой выходит на дно океана примерно в 70—100 км от оси вулканической дуги. Таким образом, магма поднимается из области ее образования не по фокальной плоскости, а по кратчайшему пути вверх [117]. Для вулканов о. Гавайи определены магматические очаги размерами $(4-12) \times (9-15)$ км, поднимающиеся из нижней части коры или из верхней мантии с глубины 10—20 км [162]. Под Ключевской группой вулканов отмечалось повышенное затухание объемных сейсмических волн на глубинах 40—170 км [118].

А. И. Фарберов [116] показывает, что геофизические данные свидетельствуют о наличии в верхней мантии под вулканами локальных участков с пониженными упругими, диссипативными и вязкостными свойствами в виде вертикально вытянутых на десятки километров конусовидных тел, сужающихся кверху, или в виде изометричных неоднородностей. Аномальные физические свойства и приуроченность к вулканическим группам позволили отождествить эти тела с магматическими очагами. Сообщаемость магматических очагов с верхней мантией указывает на их мантийное питание. Однако под такими вулканами, как Безымянный, извергающий вулканы кислого состава, установлены промежуточные коровые магматические очаги, залегающие на глубине 10—20 км и имеющие размеры 16×10 км, но не сообщающиеся с мантийным очагом [110].

О коровых магматических очагах, не связанных с подкоровым питанием, нет конкретных данных, поскольку в настоящее время коровый магматизм, обычно дающий главную массу вулканитов кислого состава, не проявляется. Однако, судя по широкому развитию продуктов кислого состава в предыдущие геологические эпохи, в областях с мощной континентальной корой можно предполагать возможность существования таких магматических очагов.

ТИПЫ ИЗВЕРЖЕНИЙ

В настоящее время изучены только наземные извержения. Один и тот же тип извержения может проявляться в разных типах вулканизма и один и тот же вулкан на протяжении своей жизни или даже

одного эруптивного цикла может характеризоваться извержениями разных типов. Вулканы Ключевской с его побочными кратерами, Карымский и ряд других дают извержения стромболианского и вулканского типов. Вулканы Безымянный, Шивелуч, Катмай, Пеле в течение одного цикла давали извержения катмайского и пелейского типов.

За основу при классификации типов извержений обычно берут химический состав лавы, ее вязкость и температуру, глубину залегания очага и количество газов, растворенных в лаве. Ф. Вольф [183] для центральных вулканов в зависимости от происхождения изверженного материала выделяет три типа извержений: эффузивный, эксплозивный и смешанный. Б. Г. Эшер [146] предлагает классификацию извержений с учетом газового давления и вязкости магмы (табл. 11).

Таблица 11

Классификация типов извержений с учетом газового давления, по Б. Г. Эшеру [146]

Лава	Вулканическая деятельность			
	созидающая		разрушающая	
Очень жидкая	Гавайский тип. Затяжная деятельность. Лавовые озера и фонтаны	Стромболианский тип. Ритмическая деятельность. Шлаки и бомбы		Тип Перре (плинианский)
Жидкая		Вулканский тип (слабая). Пепловые облака. Бромс, Расенг	Вулканский тип (сильная). Пепловые облака. Везувий, Этна и др.	С промежуточной фазой образования кальдеры. Везувий, 79 г. и 1906 г. Пепловые тучи Кракатау, 1883 г.
Густая	Тип Мерапи. Мерапи, 1930 г.	Тип Сент-Винсент. Раскаленные тучи. Суффриер, 1902 г.	Тип Пеле. Монт-Пеле, 1902—1903 гг.	
Давление газа	Незначительное	Среднее	Высокое	Очень высокое
Магматический очаг	Приповерхностный	Неглубокий	Глубокий	Очень глубокий

Р. А. Зондер [176] классификацию типов извержений дает в виде наглядного графика (рис. 57). Многочисленные наблюдения показали, что состав и количество explosивного материала — вулканокластики зависит, вероятно, от наличия и состава в магме газов. С. Дей доказывает, что вулканические газы, почти целиком состоящие из водяного пара, способствуют возникновению низкотемпературных паровых explosий типа Лассен-Пик, в то время как активные газы вызывают высокотемпературные извержения. В отличие от С. Дей Р. А. Зондер считает, что не химический состав

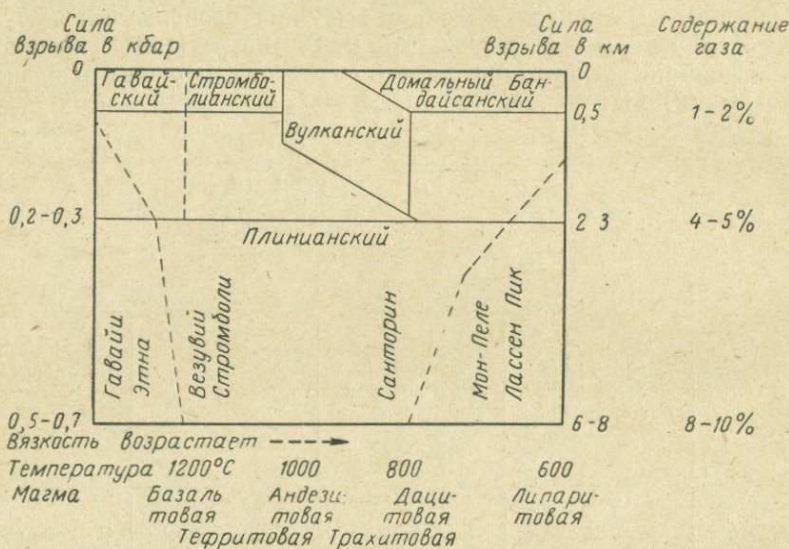


Рис. 57. Типы вулканической деятельности, по Зондеру (1937)

газа, а глубина, на которой расположен магматический очаг вулкана, оказывает решающее влияние на характер взрыва. Чем глубже расположен очаг, тем больше может раствориться газов в магме и тем сильнее будут взрывы. По мнению Р. А. Зондера, катастрофических извержений у вулканов о. Гавайи и Стромболи не бывает только потому, что очаги этих вулканов занимают приповерхностное положение. Вулканы Этна и Везувий имеют очаги на средних глубинах. В. И. Влодавец [14] указывает, что «...взрывчатость зависит от количества, вязкости и отчасти кислотности магмы, от количества газов и создаваемого ими давления и в некоторых случаях от состава горных пород, с которыми магма и газы соприкасаются».

Давление, развивающееся во время взрыва, видимо, имеет решающее значение при дроблении материала. В среднем оно равняется 0,3 кбар, но в случае сильных извержений достигает 2,5 кбар.

Суммарная энергия взрыва складывается из энергии взрывной волны, кинетической энергии и термической. Для извержений вулканов

Безымянного 30 марта 1956 г. и Шивелуч 12 ноября 1964 г. Г. С. Горшков (1969) приводит следующие данные:

	Безымянный	Шивелуч
Энергия взрывной волны	$3 \cdot 10^{23}$ эрг	$1,8 \cdot 10^{21}$ эрг
Кинетическая энергия	$1,2 \cdot 10^{24}$ эрг	$1 \cdot 10^{24}$ эрг
Термическая энергия	$3,8 \cdot 10^{25}$ эрг	$1,3 \cdot 10^{25}$ эрг
Начальная скорость взрыва	360—500 м/с	280—310 м/с
Начальное давление	1,5—3,0 кбар	0,8—1,0 кбар
Количество выброшенного материала	2—2,5 км ³	1,5 км ³

Характеристика энергии извержений других вулканов приводится по данным В. И. Влодавца [16] (табл. 12).

Т а б л и ц а 12

Энергия извержений наиболее известных вулканов

Вулкан	Местонахождение вулкана	Характер извержения ¹	Год	Объем извергнутого материала, км ³	Энергия, эрг	Атомный эквивалент ²
Халемаумау	Остров Гавайи	Л	1924	0,00024	$8,824 \cdot 10^{21}$	1,05
»	То же	Л	1927	0,00242	$8,898 \cdot 10^{22}$	10,6
»	»	Л	1952	0,04893	$1,799 \cdot 10^{24}$	214,2
Ключевской	Камчатка	Л, П	1937—1938	0,174	$1,982 \cdot 10^{24}$	236,0
Гекла	Исландия	Л	1947—1948	0,40	$1,257 \cdot 10^{25}$	1496,4
Таравера	Новая Зеландия	П	1886	1,5	$1,440 \cdot 10^{25}$	1714,3
Кракатау	Индонезия	П, В	1883	18,0	$1,810 \cdot 10^{26}$	21 547,6
Тамбора	Малые Зондские острова	П	1815	150,0	$1,440 \cdot 10^{27}$	171 428,6

Примечания. 1. Л — преимущественно лавовые излияния; В — взрывное извержение обломочного материала. П — подводные извержения.
2. Атомный эквивалент, по П. Хедервари [153], — количество атомных бомб, могущих дать соответствующую энергию при взрыве.

Состав магмы, ее газонасыщенность и геоструктурная обстановка (в том числе глубина и размеры магматического очага) обуславливают тип извержения, а последний — характер вулканических продуктов. Для определения природы извержения очень важно установить соотношение между количеством эксплозивных продуктов и лавы в период извержения. А. Ритман (99) предлагает следующую формулу для эксплозивного индекса E :

$$E = 100 \frac{a}{b},$$

a — количество эксплозивных продуктов; b — общее количество материала, полученного при извержении.

Гавайский тип извержений наиболее хорошо изучен и проявлен на вулкане Килауэа. Аналогичное извержение наблюдалось Г. Тазиевым на вулкане Нирагонго (Африка). Близки к гавайским извержения исландских вулканов Эльдгья, в котором из трещины длиной 30 км излилось 9 км³ лавы, покрывшей площадь 693 км², трещины Лаки 1783 г. с объемом лавы около 10 км³ и трещины к востоку от нее, в 1784 г. давшей 12,2 км³ лавы и 0,3 км³ пирокластики. Многие вулканы посторогенного и континентального вулканизма плиоцен-четвертичного возраста (Закавказье и Восток Советского Союза) близки к гавайским, но имеют значительно меньшие размеры. В районе вулкана Плоский Толбачик (Камчатка) в зоне ареального вулканизма широко развиты современные волнистые лавовые потоки, свойственные извержениям гавайского типа. В 1975 г. в этом районе нам удалось наблюдать возникновение новых прорывов, образовавших вулканические постройки высотой 330, 300, 150 м и изливших большое количество глыбовых лав.

По мере эволюции вулканизма (и одновременного увеличения размеров плагиоклаза в лавах до 3 см) извергались более жидкие лавы. В октябре 1975 г. образовался новый прорыв, сформировавший шлаковый конус высотой около 130 м, из которого со скоростью 3 км/ч и более изливались жидкие маломощные лавовые потоки, аналогичные гавайским лавам пахоехое. Они образовали обширные лавовые покровы, состоящие из серии широких лавовых потоков. Излияние лав сопровождалось выбросами весьма пористых шлаков и отпрепарированных пластинок плагиоклаза размерами более 3 см в поперечнике.

Гавайский тип извержений характеризуется низким эксплозивным индексом, обычно до 10 и редко до 15. Базальтовые лавовые потоки, переслаиваясь с небольшим количеством пирокластики, залегают под углом 2—3°, редко до 5°. Пирокластический материал обычно выбрасывается в жидком состоянии, образуя фигурные бомбы и шлаки, которые в прикратерной части спекаются в агглютинаты. Наиболее тонкий материал при взрывах представляет собой кашлевидные и волосовидные обломки (волосы Пеле). Во время извержения вулкана Плоский Толбачик кроме волос Пеле выбрасывались хорошо отпрепарированные кристаллы плагиоклаза раз-

мером до 5 см в поперечнике, а в 1975 г. из нового прорыва до 3 см и более.

Стромболианский тип извержения наиболее распространен при извержении вулканов, дающих продукты основного состава. Извергавшиеся в последние десятилетия вулкан Ключевской и его побочные кратеры, вулканы Авача, Алаид, Тятя (Курильские острова) и зарубежные — прототип Стромболи, Этна, Парикутин, вулканы Исландии, Канарских островов и островов Зеленого Мыса, Японии, Филиппин, Индонезии и многие другие дают основные продукты. Стромболианские извержения характеризуются выбросами раскаленного, светящегося материала и излиянием более вязких лавовых потоков. Эксплозивный индекс 30—50, иногда до 100, как, например, при извержении вулкана Тятя в 1973 г. [79]. Состав вулканических продуктов базальтовый и андезито-базальтовый. Вязкость материала различная — от жидких фрагментов лавы до полупластичных обломков. Это обуславливает большое разнообразие обломочного материала: от фигурных бомб до шлака угловатой формы. То же самое относится и к мелкообломочному материалу. Крупность материала колеблется в широких пределах: от крупных глыб до мелкообломочного материала, преобладает крупнообломочный. Наряду с ювенильным материалом выбрасывается резургентный и чуждый, представленный обломками фундамента вулкана.

Извержения, близкие к стромболианским, происходят также в подводных условиях на относительно небольших глубинах. В этом случае образуются гиалокластиты, разного типа лавокластиты, подушечные агломераты и подушечные лавы.

В качестве примера стромболианского типа извержения можно привести данные по побочному прорыву вулкана Тятя (Курильские острова) извержения 1973 г. На юго-восточном склоне вулкана побочный кратер выбрасывал пирокластику с 14 по 27 июля, а 28 июля давление упало и началось фонтанирование лавы. Конус этого кратера сложен слабопористым неравномернообломочным шлаком базальтового состава. В зоне главного пеплопада мощность слоя пепла постепенно снижалась от 3—5 до 0,4—0,8 м в 5 км от кратера, на берегу о. Кунашир.

Лес в зоне пеплопада вблизи прорыва был уничтожен, а кустарник погребен под слоем пепла (рис. 58), основная масса пирокластики псаммито-гравийная. По мере удаления от центра извержения размеры и количество гравийного материала резко уменьшаются. Обломочный материал представлен весьма пористым базальтом.

Пепловый материал также обладает тонкой пористостью с диаметром пор в сотые и тысячные доли миллиметра. Пепел фракции 1—2 мм имеет округлую и угловатую форму со сглаженными краями. По мере уменьшения крупности пепла до алевроитового и пелитового форма его постепенно приобретает угловатость, а затем остроугольность (рис. 59). В пепле резко преобладает вулканическое стекло бурого и черного цвета с показателем преломления $1,561 \pm \pm 0,002$ и единичные зерна плагиоклаза, моноклинного пироксена

и магнетита. Очень редко встречаются обломки пород и минералов фундамента.

Проведенные химические анализы показали, что бомбы различной пористости и пеплы, удаленные на различные расстояния, имеют тождественный химический состав. Это объясняется тем, что пепел как в конусе, так и на значительном удалении от него имеет близкий гранулометрический состав. Кроме того, своеобразие



Рис. 58. Шлаковый конус побочного прорыва вулкана Тятя. В зоне главного пеплопада извержения 1973 г. уничтожен лес и отложился пеплово-гравийный материал мощностью 3—5 м. На заднем плане сомма вулкана. Остров Кунашир, Курильские острова

извержения заключается в дроблении вязкого материала и фенокристаллов, вероятно, вследствие сильной газонасыщенности. Результаты многочисленных гранулометрических анализов пеплов вулкана Тятя показали наличие псаммитового материала размером от 0,1 до 2 мм от 75 до 95% и только пепел, взятый в 120 км от центра извержения, содержит около 44% псаммитового материала размером от 0,25 до 0,1 мм (рис. 60) [78].

Вулканский тип извержений также имеет большое распространение и обычно сочетается со стромболианским. Для него характерно дробление образовавшейся во время ослабления взрывной деятельности пробки в жерле вулкана. Кроме того, этот тип извержений свойствен более кислым вулканитам — андезитовым и дацитовым, хотя проявляется и при андезито-базальтовых и липаритовых извержениях. Извержения вулканского типа неоднократно

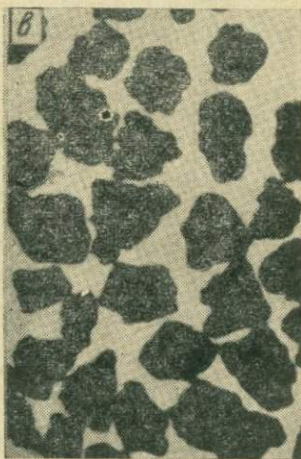
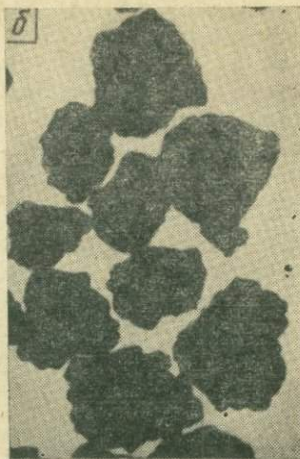
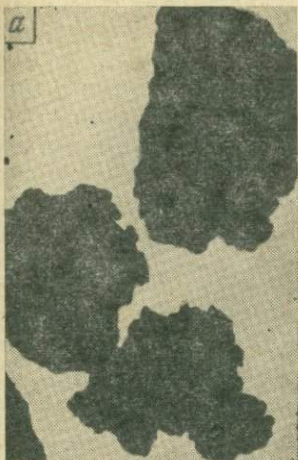


Рис. 59. Пепел вулкана Тятя извержения 1973 г.

Фракции (в мм): а — 2—1; б — 1—0,5;
в — 0,5—0,25; г — 0,25—0,1; д — 0,1—0,01

наблюдались на Камчатке во время деятельности вулканов Ключевского, Жупановского, Карымского, Безымянного и других.

При этом типе извержений выбрасывается нагретый, но не пластичный, преимущественно эксплозивный материал и редко лавовые потоки. Эксплозивный индекс 60—80 и более. Эксплозивный материал различен по текстуре, крупности и агрегатному состоянию. Форма обломков чаще угловатая, иногда обломки слабопористые вследствие дробления соответствующих пористых лав. Фигурные

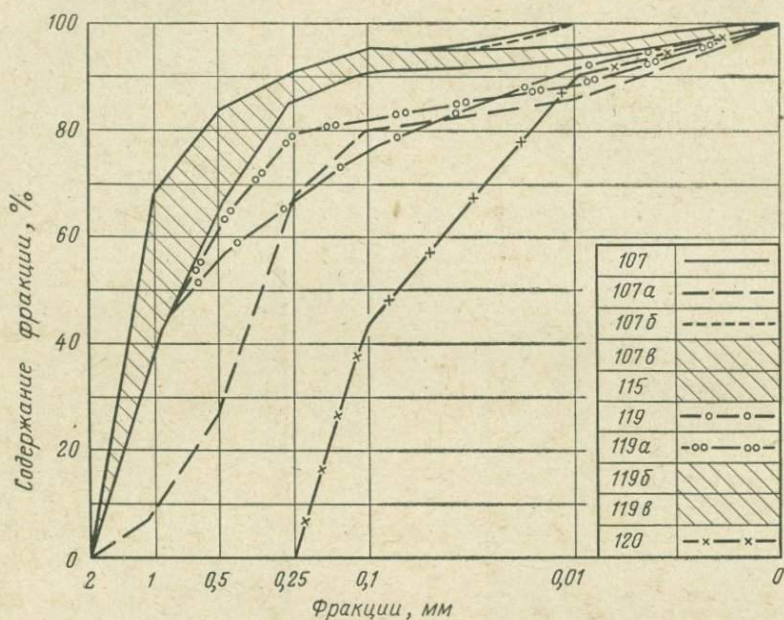


Рис. 60. График гранулометрических анализов пеплов вулкана Тятя извержения 1974 г.

бомбы обычно типа хлебной корки. Размеры пирокластики от пыли до глыб, размером 1 м и более. В пепловом материале преобладает стекло. Примесь чуждого материала более 10%.

Нами в 1966 г. были изучены извержения Карымского вулкана, в которых наряду с типичными вулканическими взрывами происходили вулканико-стромболианские, характеризующиеся присутствием части раскаленного материала наряду с основной массой несветящегося перегретого материала. Химический состав вулканитов андезито-дацитовый. Периоды активной деятельности вулкана Карымского длятся несколько лет. При этом изливаются лавовые потоки, преимущественно глыбовые и происходит 30—60 и более взрывов в день.

Пепловый материал при вулканико-стромболианских взрывах поднимается на высоту от нескольких сантиметров до первых километров и рассеивается в окрестностях вулкана. В зависимости от направления ветра пепловый материал периодически покрывает

какую-либо площадь вблизи вулкана (рис. 61). Наиболее мелкий материал (10—15%), главным образом витрокластический, относится за пределы вулканической постройки и входит в состав почвенно-пирокластических чехлов и вулканотерригенных образований. Цвет пепла темно-серый. Многочисленные механические анализы показали резкое преобладание в нем псаммитового материала.

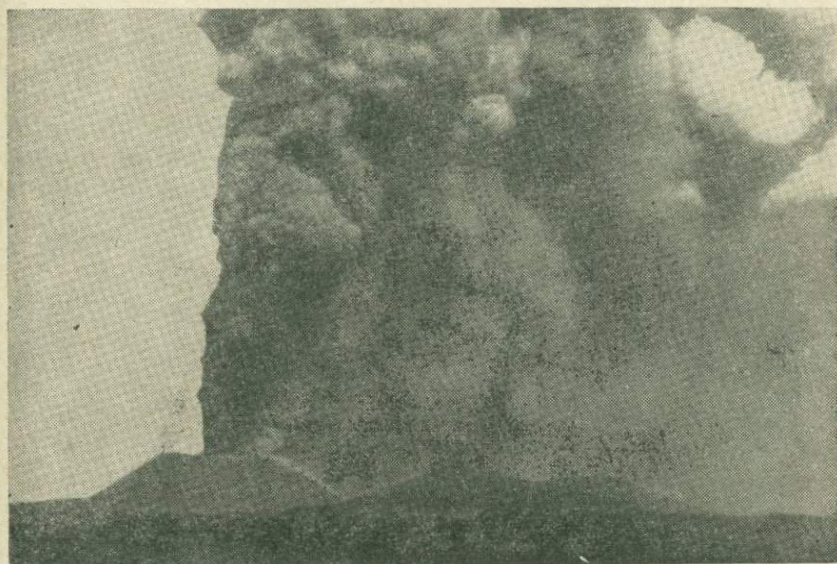


Рис. 61. Разгрузка пепловой тучи во время извержения I конуса вулкана Толбачик в июле 1975 г., Камчатка

Гранулометрический состав пепла одного из взрывов (август 1966 г.), собранный нами у южного склона вулкана Карымского, следующий:

Размер фракции, мм	Содержание; %
Менее 0,01	2,45
0,01—0,1	2,55
0,1—0,25	20,55
0,25—0,5	36,75
0,5—1	21,75
1—2	7,85
Более 2	2,10

Как видно из анализа, псаммитовый материал (0,1—2 мм) составляет 92,9%, причем главная его масса представлена пеплом размерности от 0,1 до 1 мм (85,05%). Пепел всех фракций имеет преимущественно округлую и угловатую форму. Здесь отсутствуют каплевидные обломки, свойственные гавайскому типу извержений, и острореберные обломки с «рваными» плоскостями, обычные для стромболианских извержений (рис. 62). Наиболее крупные частицы

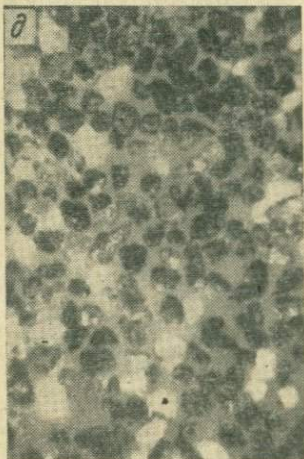
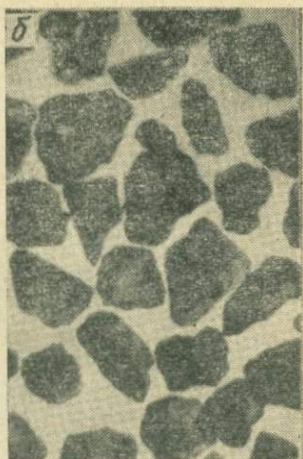


Рис. 62. Пепел вулкана Карымского извержения 1966 г.

Фракции (в мм): а — 2—1; б — 1—0,5;
в — 0,5—0,25; г — 0,25—0,1; д — 0,1—0,01

(более 2 мм) сложены бурым стеклом, имеют округлую форму с бугристой поверхностью.

По мере уменьшения размеров пепла форма обломков постепенно становится угловатой (до остроугольной). В более крупных фракциях кристаллы представлены в основном плагиоклазом и реже пироксенами и рудным материалом. Общее количество кристаллов 10—15%. В более тонких фракциях кристаллов около 40—50%. Кристаллы имеют ровную поверхность излома, а стекло — бугристую. Около 10% обломков резургентных, возникших за счет дробления материала более ранних извержений и чуждых окисленных обломков.

Укоренилось мнение, что тонкообломочный материал дают вулканы, извергающие кислые продукты. Однако иногда и базальтовые вулканы дают большое количество пелитового материала. Первый конус Большого трещинного толбачикского прорыва после длительных извержений стромболианского типа 8—9/VIII 1975 г. выбрасывал тончайший ювенильный и частично чуждый пепел вначале светло-серого цвета (обр. 21в), а затем черный (обр. 21б). В 3 км от кратера пелитовый материал составлял 20% и более, а в 1,2 км пелитовый и алевроитовый материал — 58,10% (обр. 35).

Светло-серый пепел представляет собой частично чуждый материал. Это раздробленные лавы, подстилающие конус. В нем пелитовая фракция ювенильная, и состоит он из обломков базальта угловатой формы. Черный пепел оказался весь ювенильным. В специальных препаратах под большим увеличением хорошо видны каплеобразные крючковато-округлые формы стекла. Вероятно, тончайшая жидкая пыль застывала в воздухе, приобретая, подобно фигурным бомбам, разнообразные формы.

Пелитовый материал общего слоя пепла настолько плотно заполнил промежутки между более крупными обломками, что придал пеплу водонепроницаемые свойства. На второй день после извержения на участках, где образовались скопления пепла мощностью более 10 см, пропитавшись водой, он приобрел пластичность жирной глины, не потеряв водонепроницаемости.

Интересно отметить, что современные вулканы, извергающие продукты среднего состава (Карымский, Шивелуч, Безымянный), не дают пеплов, обладающих рогульчатой структурой, которая образуется в результате разрушения тонкопористого (пемзовидного) материала и типична для ископаемых кислых туфов. Видимо, рогульчатые формы стекла характерны только для пеплов кислого состава.

*Плинианский * тип извержения* (крайний вулканский) дает эксплозивный материал различного состава — от базальтового до липаритового. Эксплозивный индекс 90 и более. Лавы не типичны для извержения данного типа. Для плинианского извержения характерна сильная газонасыщенность магмы, вследствие чего материал подвергается сильному дроблению и выбросу на большую

* Этот тип извержения получил название по фамилии Плиния Младшего, описавшего грандиозное извержение Везувия в 79 г.

высоту с быстрым опустошением магматического резервуара. Это сопровождается извержением значительного количества обломков пород фундамента. Размер обломков колеблется в широких пределах. Ювенильный материал часто бывает пемзовидным, но при этом происходит дробление фенокристаллов. Плинианский тип извержений более характерен для вулканов, извергающих продукты кислого состава, поэтому в предыдущие эпохи, когда проявлялся кислый вулканизм, извержения такого типа были более распространены.

Плинианские извержения часто проявляются и теперь, и даже на базальтовых вулканах. Отмеченное выше извержение вулкана Тятя (Курильские острова) по газонасыщенности и дроблению пепла несколько приближается к плинианскому типу, хотя и отнесено нами к стромболианскому. В пределах Камчатско-Курильской дуги плинианский тип извержений наблюдался при извержении внутреннего конуса кальдеры Ксудач в 1907 г. и при взрыве пика Севергина в 1933 г.

Пелейский тип извержения характеризуется направленными взрывами. Температура палящей тучи 400—600° С. Материал преимущественно ювенильный, с примесью резургентного, образовавшегося вследствие разрушения вулканической постройки. В результате извержений пелейского типа в течение нескольких минут на площади от нескольких десятков до тысячи километров уничтожается все живое и раскаленный пепел обугливает растительность*. Мощность пирокластического материала измеряется сантиметрами и редко первыми дециметрами. Состав пирокластического материала при пелейском типе извержения от андезитового до липаритового, размер от крупных глыб до пыли, преобладает последняя. Форма обломков преимущественно угловатая и остроугольная. При взрыве происходит воздушная сепарация материала. Вблизи места взрыва накапливаются преимущественно кристаллы и обломки пород, а в удалении — вулканическое стекло. При выпадении раскаленного материала на мощный слой снега происходит мгновенное таяние снега и образование стремительных тяжелых грязевых потоков.

Этот тип извержения стал известен после извержения вулкана Мон-Пеле в 1902 г. и почти одновременно с ним извержения вулкана Суффриер на о. Сент-Винсент (Малые Антильские острова). Извержения были описаны Т. Андерсоном и Ж. Флетом, А. Лякруа, Е. Ховеем и др. [134, 154, 157, 158]. Впоследствии пелейские извержения изучались после аналогичных извержений вулканов Ласен-Пик (1915 г.), Ламингтон (1951 г.), Хибок-Хибок (1951 г.), Безымянного (1956 г.), Шивелуч (1945 и 1964 гг.).

30 марта 1956 г. палящая туча вулкана Безымянного устремилась от кратера на 25—30 км, покрыв площадь около 500 км². На протяжении ближайших 10—12 км выпал пепел, образовавший слой мощностью от 50 до 3 см и затем до 0,5 см. Гранулометриче-

¹ Этот тип извержения Г. С. Горшков [19] называет направленным взрывом.

ский состав пещла (в %) в средней части площади (проба 170) и в конце (проба 174) следующий:

Фракции, мм	Проба 170	Проба 174
Более 3	44,49	—
3—2	4,65	—
2—1	4,59	0,22
1—0,5	9,41	0,50
0,5—0,25	11,59	3,89
0,25—0,14	1,61	1,20
0,14—0,1	1,22	3,05
0,1—0,01	0,09	8,14
Менее 0,01	16,48	82,97

Пепел имеет угловатую и остроугольную форму. Причем по мере удаления от вулкана снижается количество тяжелых минералов и увеличивается содержание обломков стекла.

Безымянный тип извержения часто предшествует извержениям пелейского типа и характеризуется выбросом резургентного материала. Резургентный материал направленного взрыва разделяется на два подтипа: 1) грубообломочный материал, состоящий из блоков до 10 м и более в поперечнике, отложенный у подножия вулкана (до 10—30 км от центра взрыва); 2) раздробленный резургентный материал, отложенный в удаленной зоне и залегающий в виде равномерно рассеянного слоя мощностью от первых дециметров вблизи взрыва до нескольких сантиметров в 10—20 км. Обломочный материал представляет собой раздробленные продукты вулканитов, слагающих постройку [78].

Для *катмайского типа извержений* характерно образование пирокластических потоков ювенильного материала, которые будучи раскалены (600—800° С) и газонасыщены подобно жидким лавовым потокам выполняют пониженные части рельефа. В зависимости от состава и газонасыщенности пирокластические потоки весьма разнообразны. Длина их достигает 10—30 км. После первых данных об извержении пирокластического потока вулкана Катмай в 1912 г. в Советском Союзе были изучены извержения пирокластических потоков вулканов Авача 1938 г., Безымянного 1956 г., Карымского 1963 г., Шивелуча 1964 г. Кроме того, проведены многочисленные исследования игнимбритовых и пемзовых пирокластических потоков и опубликован ряд работ [19, 20, 30, 68, 95, 140]. Мной [78] пирокластические потоки разделены на три типа: игнимбритовые (извержения, близкие к катмайским), пемзовые и агломератовые.

Среди агломератовых пирокластических потоков выделены три подтипа: а) с твердым «самовзрывающимся» обломочным материалом обычно андезитового и дацитового состава безымянного типа (вулканы Безымянный 1956 г., Шивелуч 1964 г.); б) с пластичным грубообломочным материалом базальтового и андезитового состава авачинского типа (вулканы Авача 1926 и 1938 гг., Карымский 1963 г.); в) смешанные, содержащие значительную часть полупластичного материала типа соммы вулкана Авача.

В весьма своеобразных агломератовых пирокластических потоках грубообломочный материал при извержении в полупластичном состоянии окатывается и приобретает форму круглых бомб с бугристой поверхностью и коркой закалки. Такого типа извержения характерны для вулкана Авача 1827, 1901, 1926 и 1938 гг. При извержении их в ночное время создавалось впечатление, что изливаются жидкие лавовые потоки, настолько они были раскалены и подвижны. Б. И. Пийп [94] раскаленные агломератовые потоки вулкана Авача считал родственными пирокластическим потокам вулканов Суффриер, Моп-Пеле (о. Мартиника) и Мерапи (о. Ява). Им построена диаграмма в которой в углах треугольников помещены различные (крайние) типы извержений. Близки вулкану Авача извержения вулканов Стромболи, Суффриера и Везувия (рис. 63).

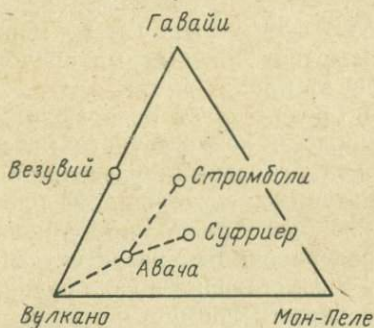


Рис. 63. Качественная диаграмма типов извержений, по Б. И. Пийпу (1946)

При извержении твердого слабопористого материала происходит взрывное скалывание углов глыб с образованием округлых обломков, напоминающих валуны.

Мелкообломочный материал, образовавшийся в результате дробления в раскаленном состоянии, дает хорошо отпрепарированные кристаллы и обломки угловатого и остроугольного стекла (рис. 64). По мере движения пирокластических потоков происходит скалывание углов и граней кристаллов.

Чуждый материал и главным образом обломки предыдущих извержений обычны для извержений катмайского типа. Они присутствуют в количестве 10—20%. Многочисленные гранулометрические анализы показали, что, несмотря на неравномерность обломочного материала, наполнитель (обломки менее 2 мм) характеризуется значительным количеством алевроитового материала, причем количество его увеличивается по мере движения пирокластических потоков.

Ультравулканский (фреатический) тип извержений* дает только взрывной материал обычно в холодном и редко в горячем состоянии. Характерно большое количество обломков пород фундамента вулкана (до 75, а иногда 100%) при отсутствии ювенильных.

Низкотемпературные фреатические извержения обуславливаются тремя причинами: 1) соприкосновением перегретых (термальных) вод с грунтовыми (например, извержения вулканов на о. Суматра, Таранера в 1886 г. и Парандажена в 1923—1924 гг.); 2) опусканием лавы в канале вулкана ниже уровня грунтовых вод (извержение

* Описываемый тип извержения прежде также именовался «бандайсанским». Однако впоследствии было установлено, что в 1888 г. вулкан Бандайсан дал направленный взрыв [19].

вулкана Килауэа в 1924 г.); 3) адсорбцией грунтовых вод и последующей кристаллизацией магмы (извержение вулкана Ласеп-Пик в 1914—1917 гг.).

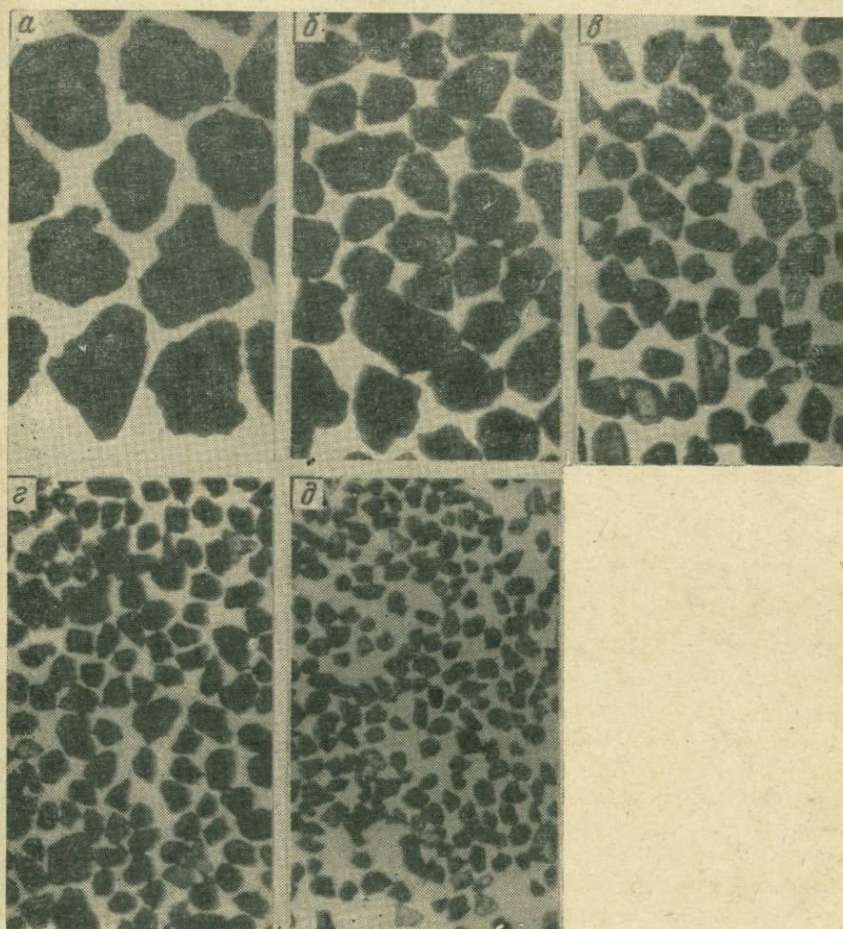


Рис. 64. Наполнитель (фракция менее 2 мм) обломочного материала пирокластического потока вулкана Безымянного извержения 1956 г. Фракции обломочного материала (в мм): а — 2—1; б — 1—0,5; в — 0,5—0,25; г — 0,25—0,1; д — 0,1—0,01

Одно из последних фреатических извержений произошло 28 марта 1957 г. вблизи г. Иво-Дзима в Японии [142]. В течение 65 мин с паром было выброшено 900 м³ песка и блоков конгломерата и песчаника. Высота выбросов достигала 100 м. В 1965 г. кратерное озеро вулкана Эбеко (Курильские острова) ушло по трещинам на глубину и произошли небольшие фреатические взрывы.

Скрытовулканический тип извержений — это разнообразные трубки взрыва, выполненные материалом магматического происхождения и вмещающих пород. Типы трубок взрыва, вероятно, обуславливаются глубиной взрывной камеры. Наименее глубокие трубки взрыва позднеплиоценового возраста были изучены в Закарпатье [62]. Они сложены обломочным материалом базальтового и андезито-базальтового состава, с наложенной ртутной минерализацией и битумами неорганического происхождения. К трубкам, образовавшимся в более глубинных условиях, вероятно, следует отнести чехословацкие, содержащие большое количество граната [37]. Хорошо изученные алмазные трубки взрыва Африки и Якутии относятся к образованиям максимальных глубин, содержащим кроме гранатов и алмазов обломки эклогита. В них встречаются перенесенные в полупластичном состоянии обломки пород. Они литифицированы в результате сваривания, сцементированы тонкой пленкой лавы или цементом гидрхимического происхождения.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ВУЛКАНИТОВ

Обилие классификаций вулканогенных обломочных пород частично объясняется желанием авторов включить в них как можно больше генетических особенностей вулканитов. Это приводило к публикации громоздких и вместе с тем однобоких классификаций, так как авторы детально классифицировали вулканогенные образования, но ограничились только известными им регионами. Как уже было отмечено выше, наши классификации также учитывали генезис вулканитов, но при этом брались только главнейшие генетические особенности, которые обуславливали петрографическую суть породы, в то же время как текстурные и структурные вариации породы связывались с фаціальными особенностями формирования вулканогенных образований.

Классификация и описание генетических типов вулканитов рассматриваются в работах Л. Н. Ботвинкиной [9] и Е. Ф. Малеева [78]. Однако изучение этой проблемы еще только начинается.

Систематику генетических типов следует проводить для каждого типа вулканизма, поскольку им свойственны особенности извержений; и в зависимости от них формируются определенные вулканические постройки, в пределах которых закономерно располагаются генетические типы вулканитов.

Один и тот же магматический очаг в зависимости от географических условий выхода магмы на поверхность может давать различные вулканические продукты. Так, например, базальтовый вулкан в наземных условиях будет давать протяженные лавовые потоки, формируя щитовидный вулкан, в то время как в подводных условиях быстрое охлаждение такого же расплава приводит к образованию коротких потоков, обуславливающих образование крутосклонных вулканов. Одновременно с этим в подводных условиях резко возрастает количество обломочного материала за счет лавокластитов и гиадокластитов.

Магматический очаг такого типа при выходе в подледных условиях создает вулканическую постройку, которая будет формироваться в круглом ледовом озере над кратером, проплавленном во льдах. Такие вулканы дают почти горизонтальные серии лавовых потоков, переслаивающихся с подушечными лавами и мелкообломочным гиадокластитовым материалом. Ниже кратко описаны некоторые наиболее распространенные генетические типы вулканитов.

Океанский вулканизм

Вулканогенные образования океанского вулканизма изучены слабо вследствие недоступности вулканов для непосредственного наблюдения и сложности изучения их косвенными методами, а в древних

толщах они только теперь начали распознаваться. Как уже было отмечено выше, здесь преобладают лавы, формирующие плоские и крутосклонные вулканы. Обломочный материал составляет 1—3% и представлен преимущественно подушечными лавами, лавобрекчиями и гиалокластитами. Последние подвергаются изменениям, главным образом палагонитизации. Вулканогенные образования ассоциируются с тонкими кремнисто-глинистыми отложениями, а в возвышенных областях с карбонатно-глинистыми.

В области развития океанского вулканизма можно выделить следующие формации: 1) толеитовых лав, 2) лав щелочных базальтов, 3) гиалокластитов и палагонитов, 4) вулканокласто-кремнисто-глинистые, 5) карбонатно-вулканокластические хребтов в сводовых поднятиях, 6) тектоно-вулканокластические срединно-океанических хребтов.

Геосинклиальный вулканизм

Вулканогенные образования геосинклиального вулканизма формируются в сложной обстановке подводных извержений с преобладанием вулканитов основного состава. Типы извержений не изучены, но, судя по вулканическим продуктам, преобладают извержения, выбрасывающие раскаленную лаву, жидкую или полупластичную, а когда в неке образуется застывшая пробка, при ее дроблении разбрасывается твердый обломочный материал. Сравнивая отмеченные извержения с наземными, можно сделать вывод, что они ближе всего к стромболианским и вулканским, но происходят в подводных условиях, чем и отличаются от последних.

Для геосинклиального вулканизма не характерна дифференциация магмы и, возможно, поэтому здесь не отмечаются извержения, близкие к пелейским и плинианским. Однако раскаленные лавины, состоящие из пластичных глыб лавы (авачинского типа), вероятно, имели место. На примере изучения кремнисто-вулканогенных образований Камчатки характеризуются генетические типы и фации вулканитов геосинклиального типа вулканизма.

Нежки обычно сложены лавами и кластолавами с преобладающим размером глыб 0,1—0,5 м.

В *прикратерных частях* формируются подушечные лавы, шаровые и подушечные агломераты, агломератовые (бомбовые) туфы подводного происхождения, лапиллиевые туфы и ксенотуфы.

Подушечные лавы образуются в результате расщепления лавовых потоков в процессе их излияния. Для них характерно приобретение правильных форм по мере уменьшения размеров подушек (шаров), обособленность тел с образованием корки закалки, выпуклость верхних частей и вогнутость нижних, шероховатая и бугристая поверхность, образование двух систем трещин — сферической и радиальной (рис. 65), сплюснутость пор и параллельное расположение пористых зон поверхности подушки, ограниченное количество обломочного, часто гиалокластитового материала между подушками. Образованию подушечных лав посвящена обширная

литература как советских, так и зарубежных авторов [18, 28, 70, 131, 143, 147].

Шаровые (подушечные) агломераты характеризуются пирокластической природой. Они состоят из пластичных фрагментов лавы, выбрасываемых вулканом. Строение шаров и подушек такое же, как и в подушечных лавах, но здесь отмечается большое количество мелкообломочного материала, иногда залегание шаров среди осадочных пород, возможны слабая слоистость, автометаморфизм и наличие кремнистых или карбонатных стяжений между подушками.

Бомбовые туфы аналогичны подушечным агломератам, но сложены бомбами меньших размеров (рис. 66).

Липиллиевые туфы сложены угловатыми и фигурными обломками также автохтонного происхождения. По мере уменьшения крупности лавового обломочного (фигурного) материала количество мелкообломочного наполнителя, обычно гиалокластитового, возрастает.

Ксенотуфы в основном развиты в нижних частях вулканической постройки. Они сложены грубообломочным материалом. Фигурные бомбы встречаются редко, чаще это дробленый материал в холодном состоянии. Чуждый материал составляет 30—40% и более. Иногда присутствуют окисленные обломки.

В *промежуточной зоне* широко развиты аллохтонные образования. Туфы варьируют в размерах от грубообломочных до псаммитовых; появляются туффиты, тефроиды и вулканогенно-осадочные породы.

Туфы сложены обломками и глыбами преимущественно угловатой формы, обычно слоистые. По мере удаления от центра извержения к вулканогенному материалу примешивается осадочный и формируются вначале ортотуффиты, а затем паратуффиты. Обломочный вулканокластический материал подвергается окатыванию и сортировке, вследствие чего отлагаются толщи слоистых тефроидов. Крупность тефроидов и толщина слоев уменьшаются по мере удаления от источника материала. Здесь же появляются туфокремнистые и туфокарбонатные отложения. В пределах Камчатки кремнистые образования резко преобладают над карбонатными. В карбонатных и кремнистых породах можно наблюдать все переходы от чисто кремнистых пород к туфам и от карбонатных к туфам.

Удаленная зона характеризуется резким преобладанием вулканогенно-осадочных пород. Вулканокластические породы составляют тонкие прослои и сложены главным образом мелкообломочным материалом. Вулканогенно-осадочные породы представлены преимущественно тефроидами псаммитовых и алевритовых разновидностей. Обычно они, переслаиваясь, создают сложные толщи, напоминающие флиш.

В пределах удаленной зоны и, вероятно, в промежуточной формируются железистые, марганцевые и фосфорные отложения.

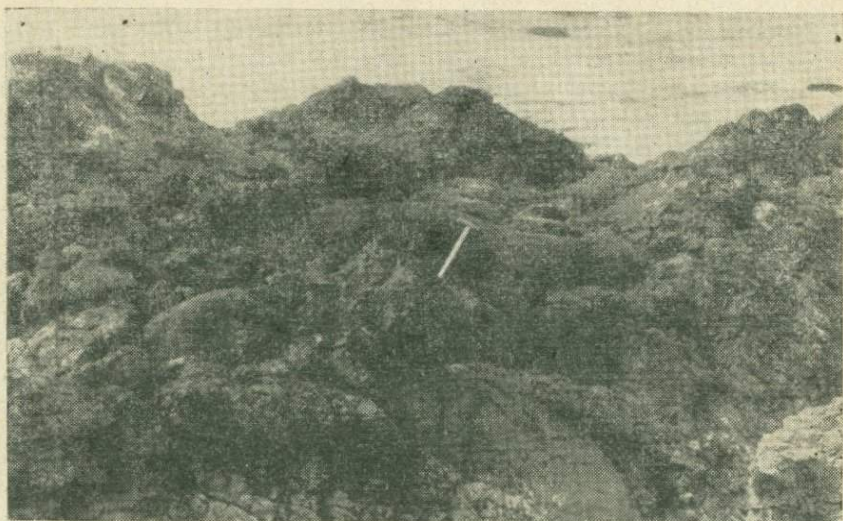


Рис. 65. Подушечные лавы, о. Карагинский, Камчатка

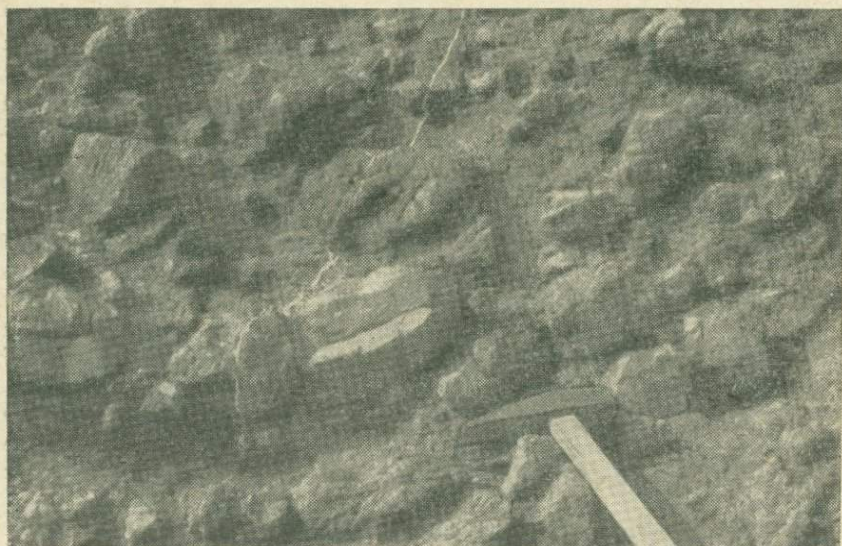


Рис. 66. Подводный бомбовый туф, о. Карагинский, Камчатка

О р о г е н н ы й в у л к а н и з м

Вулканогенные образования орогенного вулканизма весьма разнообразны. Это является следствием дифференциации магматических расплавов, обуславливающих извержения различного типа, что находится в прямой зависимости с разнообразием вулканитов. Проявление орогенного вулканизма в наземной и прибрежной морской обстановке также усложняет их литологический состав.

В зависимости от типов извержений в различных зонах вулканических построек (кратерной, прикратерной, промежуточной и удаленной) формируются вулканиты различного типа (табл. 13, см. также рис. 75).

В *кратерной области* в зависимости от вязкости магматического расплава формируются лавовые некки, сложенные грубой пирокластикой, и сложные лаво-вулканокластические. Причем лавовые некки могут представлять собой затвердевшие лавовые озера или быть выжаты в виде экструзивных и протрузивных куполов. При этом строение их также может быть различно. Они могут выжиматься в виде монолитных экструзий, но чаще происходит блоковое выдавливание с образованием между блоками кластолав и лавобрекчий.

В фумарольную стадию жизни вулкана в кратерах часто накапливаются *к р а т е р н о - о з е р н ы е о т л о ж е н и я*. Они формируются за счет а) вулканотерригенного материала, образующегося при разрушении стенок кратеров, б) глинистого материала, являющегося продуктом разложения вулканитов, в) ювенильного хемогенного и г) ювенильного пирокластического материала. В холодных пресноводных озерах отлагается пирокластический, тефроидный и вулканотерригенный материал. В кратерных озерах с поступлением эндогенных эманаций и гидротерм образуются сульфатные или сульфатно-хлоридные воды. По периферии озер отлагается сера, а в центре озера — сульфиды железа. Кроме того, по периферии отлагаются алунит, гипс, опал, каолинит, барит, окислы железа и др. Для кратерно-озерных отложений характерны линзообразное залегание, цикличность отложения, наличие хемогенных осадков, текстуры обтекания с наклонами слоев до 40° , пестрота литологического состава, фациальная изменчивость. Иногда по периферии кратерных озер отлагаются тонкослоистые хемогенные отложения со слабovolнистыми формами обтекания (рис. 67).

В *прикратерной части* вулканов формируются различного типа экструзии, лавовые потоки (волнистые, глыбовые, подушечные), агглютинаты, волосы Пеле, ксенотуфы, шаровые агломераты, грубая тефра (шлак, фигурные бомбы) и др.

П о д у ш е ч н ы е л а в ы в наземных вулканитах образуются при излиянии жидкой или сильно газонасыщенной (вулкан Карымский) лавы (см. рис. 29).

А г г л ю т и н а т ы формируются главным образом на вулканах, дающих продукты основного состава, так же как и скопления волос Пеле.

Фациальное распределение главнейших вулканических образований в пределах наземных построек и в прилегающих областях в зависимости от типов извержений

Тип извержений	Зоны вулканических построек			
	Кратерная	Прикратерная	Промежуточная (склон и часть подножия вулкана)	Удаленная (подножие и прилегающие области)
Гавайский	Лавовые и сложные некки	Волнистые, глыбовые (аа) и наземные подушечные лавы, тефра (шлак, фигурные бомбы), агглютинаты, волосы Пеле	Волнистые и глыбовые лавы	Волнистые лавы, глыбовые лавы, пизолитовые туфы
Стромболианский	Лавовые и сложные некки, лавовые купола	Глыбовые и редко наземные подушечные лавы, шаровые агломераты, ксенотуфы, грубая тефра (шлак, фигурные бомбы), агглютинаты	Глыбовые лавы, лавовые бескорневые купола, мелкообломочная тефра, вулканический коллювий, коллювиально-пролювиальные отложения, отложения сейсмоструктурных обвалов	Глыбовые лавы (редко), тонкие прослои мелко- и тонкообломочной тefры, вулканогенные пролювиальные отложения, пизолитовые туфы
Вулканский	Сложные некки, лавовые и экстррузивные купола	Глыбовая лава, ксенотуфы, грубообломочная тефра (угловатая)	Латеральные экстррузивные купола, мелкообломочная тефра, вулканический коллювий, отложения коллювиально-пролювиальные сейсмоструктурных обвалов и ледниковые отложения (тефроиды, вулканотерригенные, вулканокласто-осадочные породы), пизолитовые туфы, флювиогляциальные отложения, лахары	Тонкие прослои мелкообломочной тefры, вулканогенные пролювиальные отложения (тефроиды, вулканотерригенные, вулканокласто-осадочные породы), пизолитовые туфы, флювиогляциальные отложения, лахары
Плинианский (крайний вулканический)	Протрузивные купола	Протрузивные купола, грубообломочная тефра, пемза, ксенотуфы	Латеральные протрузивные купола, мелкообломочная тефра, пемза	Тонкообломочная тефра, пизолитовые туфы
Катмайско-безымянный	Экстррузивные и протрузивные купола	Экстррузивные и протрузивные купола	Латеральные экстррузивные купола. Отложения направленного взрыва и пирокластических потоков, мелкообломочная тефра, лахары	Отложения пирокластических потоков, лахары, тонкообломочная тефра
Пелейский	Протрузивные купола	Протрузивные купола	Латеральные протрузивные и экстррузивные купола, отложения паллящих туч	Отложения паллящих туч (тонкая тефра), лахары
Фумарольная гидротермальная деятельность	Кратерно-озерные отложения	Псевдогнимбриты, образования формации вторичных кварцитов (алуиты, сера, каолины, бентонитовые глины, минеральные краски и др.)	Вулканотерригенные коллювиальные и коллювиально-пролювиальные отложения	Вулканотерригенные пролювиальные отложения

Шаровые агломераты, связанные с пирокластическими потоками авачинского типа, сложены полупластичными глыбами (бомбоидами), приобретающими округлую форму.

Грубая тефра в прикратерной части весьма разнообразна. Фигурные бомбы всегда привлекают внимание красотой и разнообразием форм. При извержении жидких продуктов комки лавы приобретают форму в зависимости от вращения во время выброса (шаровую, веретенообразную, баллонообразную) или деформации при ударе о субстрат (грушевидную, лепешкообразную, линзовидную и др.), или комбинации вращения и удара (более сложные). Лопающиеся пузыри лавы образуют различные пластинчатые бомбы. Кроме того, встречаются весьма разнообразные фигурные бомбы сложной и неправильной формы. Более кислые лавы (андезитового состава) дают бомбы типа хлебной корки. Оригинальные бомбы вулкана Карымского. Форма их угловатая, изометричная. Поверхность более гладкая, со сколами, секущими фенокристаллы, но во время выбросов бомбы растрескивались, приобретали пористость, вследствие чего изнутри они распирались и по трещинам выходила наружу пористая лава. Поверхность выделившейся лавы шероховатая, с отпрепарированными фенокристаллами (см. рис. 12, б).

Шлаки представлены угловатыми и изометричными обломками и глыбами пористой, обычно базальтовой или андезито-базальтовой лавы.

Агломерат, состоящий из слабопористых или плотных обломков и глыб лавы, распространен наиболее широко. Для грубой тефры прикратерных частей вулканов характерно отложение в виде неслоистых пластов и линз, переслаивание с лавовыми потоками, наличие грубой слоистости в случае, если тефра переслаивается с более тонким материалом, отсутствие сортировки материала, наличие полостей между крупными глыбами. В районе разрушенного вулкана Двор (Камчатка) развиты неравномернообломочные грубые агломератовые туфы. В их мощных пластах слоистость и сортировка материала отсутствуют. Редкие пласты и линзы мелкообломочного материала создают грубую слоистость (рис. 68).

Промежуточная зона характеризуется переслаиванием вулканитов автохтонного и аллохтонного типов. Причем по мере удаления от центра извержения количество аллохтонного материала возрастает. Жидкие лавовые потоки спускаются к подножию вулканов, пересекая промежуточную зону полностью. В промежуточной зоне вулканов развиты следующие вулканогенные образования: лавовые потоки, бескорневые купола, латеральные экструзивные и протрузивные купола, мелкообломочная тефра, вулканический коллювий, коллювиально-пролювиальные отложения, отложения направленного взрыва и пирокластических потоков, лахары, отложения сейсмостектонических обвалов и ледниковые, пизолитовые туфы и др.

Мелкообломочная тефра в промежуточной зоне залегает в виде хорошо выдержанных пластов и линз. Размер обломков ее колеблется обычно от гравийного до пеплового. В пластах наблюдается как дифференциация по крупности в каждом выпавшем прослое

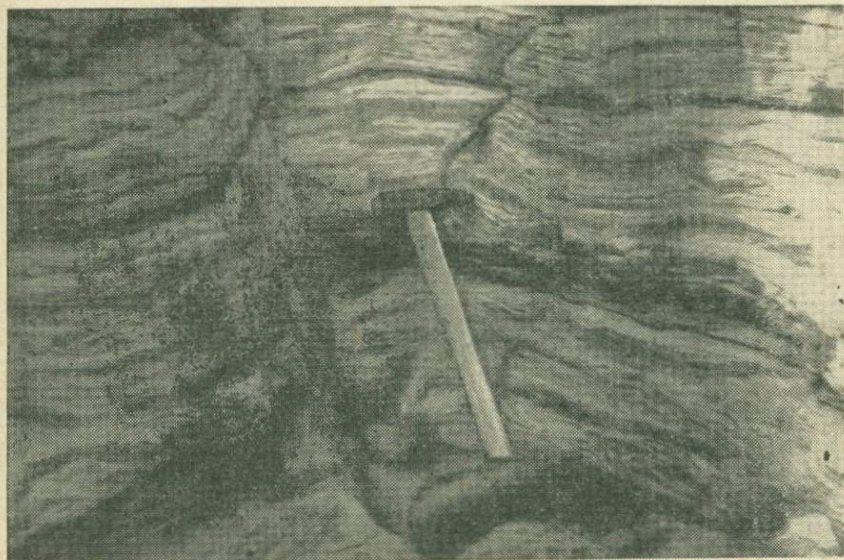


Рис. 67. Слоистые отложения серы в кратерном озере вулкана Эбеко, о. Парамушир



Рис. 68. Агломеративные туфы в прикратерной зоне вулкана Двор, Камчатка. Высота обнажения около 10 м

от крупной в его основании до более мелкой в верхней части, так и сепарация материала по мере удаления от центра извержения.

Вулканогенные коллювиально-пролювиальные отложения образуются преимущественно на склоне вулкана в результате перемещения тефры и лавокластического материала под действием силы тяжести или временными потоками, возникающими при таянии снега, льда и во время дождя. В этом случае формируются туфы аллохтонного происхождения, обладающие слоистостью; мощность слоев от нескольких сантиметров до 10 м и более. Сортировка мате-



Рис. 69. Пролувиально-коллювиальные отложения агломератов на восточном склоне Ключевского вулкана

риала весьма слабая. При движении он почти не окатывается, но наблюдается скадывание углов. Обломочный материал преимущественно псаммитовый и гравийный, часто при отсутствии пелитового. Сложение обломков более плотное, чем в автохтонных фациях, где наблюдаются рыхлость и полости между крупными глыбами. Описываемые породы весьма распространены в вулканических областях. Нередко они составляют более 50% от общего объема вулканитов. На южных склонах Ключевского вулкана происходит интенсивное накопление и размыв пролювиально-коллювиальных отложений, сложенных неравномернообломочным материалом с частично окатанными глыбами и характеризующихся отсутствием слоистости в пределах одного мощного пласта (рис. 69).

Вулканотерригенный коллювий образуется за счет литифицированных вулканитов и лав. Крупность материала зависит от крутизны склонов. В процессе перемещения происходит обработка

обломочного материала. Наполнитель песчано-глинистый, часто окрашен окислами в коричневый цвет. Для коллювия характерны вулканотерригенный состав, отсутствие сортировки и слоистости, неравномерная крупность материала, слабая окатанность глыб, наличие глинистого материала в виде водных алюмосиликатов и опала.

Отложения направленных взрывов во многих безглавных вулканах Камчатки (Шивелуч, Безымянный, Авача, Козельский и др.) в промежуточной и пониженной частях вулканов покрывают огромные площади, измеряемые десятками и сотнями квадратных километров. Мощность их достигает десятков метров. В процессе взрыва отдельные глыбы диаметром более 10 м отбрасываются на 5—10 км и дальше. Для отложений направленного взрыва характерно следующее: 1) залегание на расчлененной поверхности склона с образованием грядово-холмистого рельефа; 2) пластообразные отложения с неровной подошвой и кровлей, простирающиеся на несколько десятков километров в сторону взрыва, мощностью несколько десятков метров; 3) обломочный материал резургентный, неравномернообломочный, с блоками слоистых туфов и лав; 4) резкое преобладание грубообломочного материала; 5) сортировки, слоистости и окатанности в процессе отложения не наблюдается; 6) в неразрушенных блоках агломератовых туфов сохраняются диагностические признаки прикратерных фаций.

Отложения пирокластических потоков и раскаленных лавин широко распространяются по склону вулкана, достигая удаленной зоны. Существенное отличие этих отложений от отложений направленных взрывов заключается в том, что они выполняют пониженные части рельефа, нивелируя его. Протяженность их 10—20 км и более. Пирокластические потоки, независимо от их типа (игнимбритовые, пемзовые, агломератовые), образуются в результате извержений, близких к катмайско-безымянным. В разрезах отсутствуют сортировка и слоистость. В результате вторичного разогрева отложений пирокластических потоков возможна разная степень их спекания вплоть до образования игнимбритов. Под действием вторичных фумарол в агломератовых и пемзовых пирокластических потоках происходят гидротермальные изменения мелкообломочного материала, обуславливающие его более прочную литификацию, вследствие чего при разрушении (выветривании) отложений пирокластических потоков образуются сложные, иногда причудливые формы рельефа (рис. 70). При дроблении раскаленного мелкообломочного материала во время движения потоков фенокристаллы отделяются от основной стекловатой массы. В составе пирокластики этих отложений присутствует чуждый материал, выбрасываемый при катмайском типе извержений. Вторичный разогрев чуждого и резургентного материала вызывает его метаморфизм, облегчающий диагностику породы. Равномерное охлаждение пирокластических потоков обуславливает образование столбчатой отдельности. Агломератовые пирокластические потоки в зависимости от температуры расплава слагаются твердым или пластичным материалом. На склонах вулкана Авача залегают разновозрастные пирокластические потоки, сложенные



Рис. 70. Отложения пемзовых пирокластических потоков с породами, измененными вторичными фумаролами и впоследствии отпрепарированными. Кроноцкий залив, Камчатка. Высота обнажения 12 м

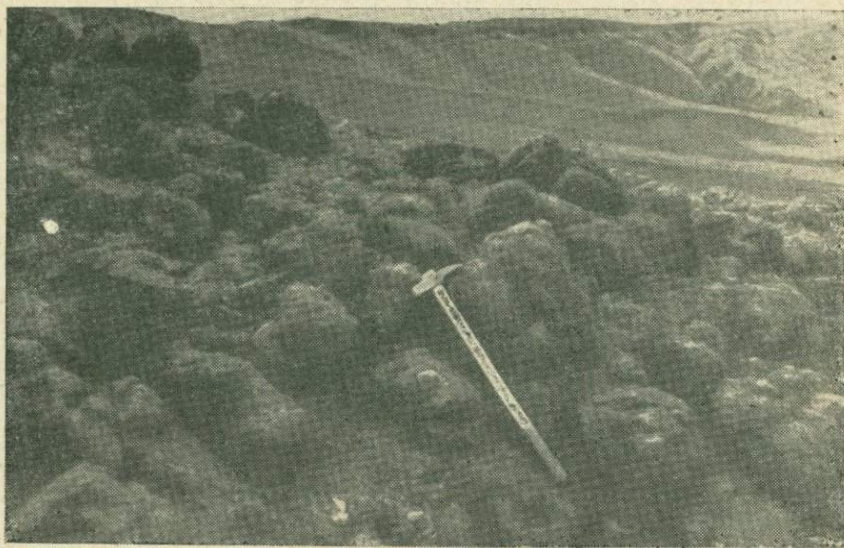


Рис. 71. Агломератовый поток вулкана Авача извержения 1938 г., Камчатка

округлыми бомбоидами, с корками застывания, свидетельствующими об извержении в пластичном состоянии (рис. 71).

Отложения грязевых потоков (лахар) в условиях Камчатки образуются главным образом в результате таяния снега во время извержения. Лахары, устремляясь с крутых склонов вулкана, несут преимущественно пирокластический материал, но по пути захватывают более ранний пирокластический, тефроидный и терригенный материал. Лахары выполняют пониженные части рельефа, нивелируя его. Протяженность их составляет обычно десятки километров, мощность 3—10 м. Главнейшие особенности лахар камчатских вулканов следующие: 1) отсутствие или весьма слабая сортировка материала; 2) примесь резургентного и терригенного материала в количестве от 10 до 30 % и более, увеличивающаяся к концу потока и изменяющаяся в зависимости от состава боковых притоков; 3) весьма слабая обработка глыб в процессе движения; 4) материал более плотно уложен, чем в пирокластических потоках; 5) от пирокластических потоков отличаются отсутствием спекания, следов вторичных фумарол и примесью терригенного материала.

В грязевом потоке вулкана Авача извержения 1938 г. можно наблюдать, что вначале он отложил весьма несортированный материал, в котором наряду с крупными глыбами и бомбоидами находится большое количество мелкообломочного материала. По мере продвижения потока количество грубообломочного материала, отлагающегося у истоков, сокращалось, а мелкообломочный уносился вниз по течению (рис. 72, 73).

Отложения сейсмоструктурных обвалов весьма распространены в вулканических областях как в наземных, так и в прибрежных условиях. Они образуют мощные скопления неравномернообломочного материала, иногда блокового строения. Для этих отложений характерны хаотичность грубообломочного материала, отсутствие его сортировки и слоистости, неравномерное распределение грубообломочного материала и его неоднородность (рис. 74). Иногда между глыбами слоистых наземных туфов залегает мелкообломочный материал субаквального происхождения. На Камчатке и Курильских островах эти отложения встречаются в наземных условиях и в прибрежно-морских на разных стадиях развития островных дуг.

Ледниковые отложения весьма распространены на склонах вулканов, расположенных как в высоких широтах, так в низких и на юге. Вследствие наличия ледников на вулканах выше границы таяния снегов большинство камчатских вулканов имеют спускающиеся ледники, которые периодически отлагают морены. Отложения вулканогенных морен образуют холмистый рельеф. Мощность их достигает 100 м. От морен невулканических областей они отличаются большей мощностью (в 2—3 раза) и меньшим количеством пелитового материала (в 4—6 раз).

Для вулканогенного материала морен характерны следующие признаки: неравномерная крупность обломочного материала с максимальным размером глыб 4—5 м в поперечнике; разнообразие литологического состава (тефра, лавы, лавокластический материал



Рис. 72. Отложения грязевого потока вулкана Авача извержения 1938 г. в начале пути (а) и в 10 км от кратера (б)

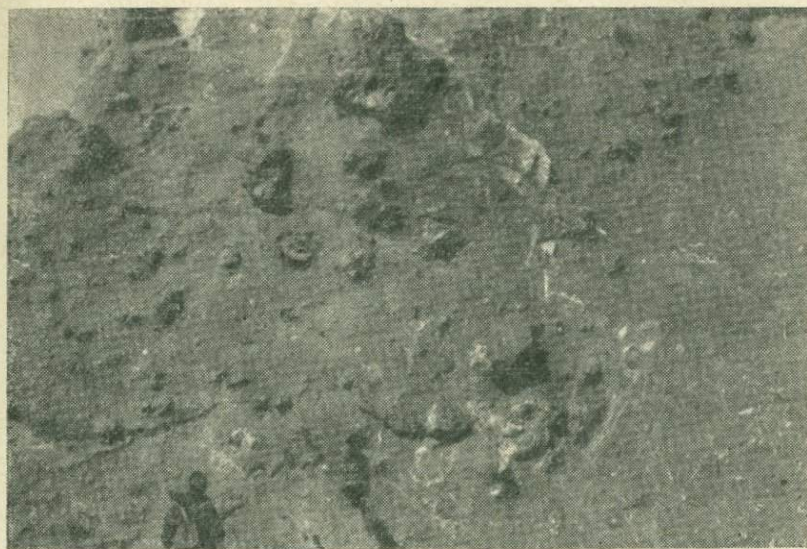


Рис. 73. Отложения сейсмотектонических обвалов прибрежно-морской зоны. Остров Карагинский, Камчатка. Высота обнажения около 6 м

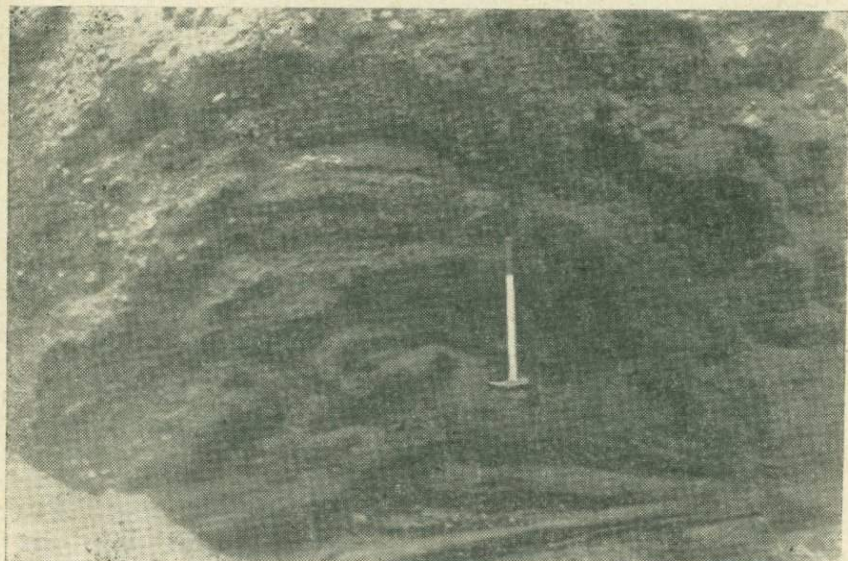


Рис. 74. Водно-ледниковые отложения на западном склоне вулкана Авача, состоящие из переслаивающихся псаммитовых и псефитовых прослоев тейфroidов, смятых ледником

и литифицированные вулканиты); неравномерная обработка обломочного материала; как правило, отсутствие слоистости и сортировки материала и едва заметное расслоение, наблюдаемое на значительном удалении; повышенные количества тонкообломочного материала в гранулометрическом составе наполнителя (менее 2 мм).

Удаленная зона вулканов характеризуется отсутствием лав и резким преобладанием вулканитов аллохтонного происхождения. Тефра (автохтонные образования) представлена тонкими прослоями мелкообломочной пирокластике. Мощные толщи коллювиально-пролювиальных отложений по мере удаления от центра извержения вследствие обработки и сортировки обломочного материала переходят в тефроиды. К пирокластическому материалу примешивается терригенный и формируются ортотуффы и паратуффы. Разрушение литифицированных вулканитов дает материал для формирования вулканотерригенных отложений.

В удаленную область спускаются пирокластические потоки и лахары. Иногда сюда выбрасываются грубообломочный материал направленных взрывов. Ледниковые отложения в пониженных частях переходят в водно-ледниковые. В удаленной зоне располагаются озера, в которых отлагаются туффы с примесью терригенного, хемогенного и органогенного материала. Последний часто представлен углистым веществом и диатомовой флорой.

Тефроиды, как было отмечено выше, образуют вокруг вулканов или групп вулканов кольцевые шлейфы шириной 10—15 км. Интересно отметить, что сухие речки, врезающиеся в вулканические постройки почти у самых истоков (пройдя всего несколько сотен метров), в пойме отлагают слоистые пачки хорошо окатанных тефроидов (см. рис. 37). Далее по мере движения материала окатанность и сортировка материала становятся совершеннее, а линзовидные прослои увеличиваются в размерах и уменьшаются в мощности.

Туффы формируются в наземных и озерных условиях. В наземных условиях к выпадающему пеплу примешивается терригенный материал, сносимый временными потоками и ручьями, а также терригенный материал, захваченный лахарами. В озерных условиях отложение туффов более стабильное вследствие постоянного привноса терригенного материала.

Туфоидиатомитовые породы обычно сопряжены с проявлением кислого вулканизма, причем в зависимости от количества поступающего материала соотношение панцирей диатомей и пирокластического материала изменяется в различных пропорциях. Это обуславливает формирование слоистых толщ, состоящих из прослоев и пластов от чистых диатомитов до туфов. Причем формирования диатомовых толщ в современных вулканических областях не происходит. Толщи диатомитов генетически связаны с проявлением кислого (корового) вулканизма, а в настоящее время на земном шаре проявляется подкоровый основной вулканизм, который дает незначительное количество кислых дифференциатов (вулканы Кракатау, Катмай, Санторин, Липари и др.).

Вулканотерригенные отложения формируются в поймах ручьев и рек. Здесь происходит размыв и разрушение литифицированных вулканитов и лавовых потоков и образование грубо-слоистых толщ вулканотерригенных пород весьма пестрого состава, слагающих ближайшие вулканы.

Наиболее интенсивно происходит отложение вулканотерригенного материала в островных вулканах в результате морской абразии берегов.

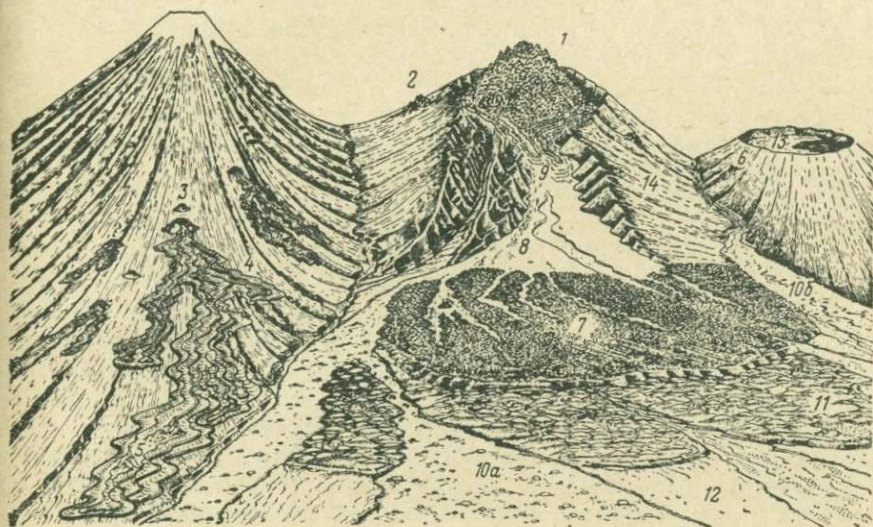


Рис. 75. Схема размещения некоторых генетических типов вулканитов в пределах вулканических построек. Выполнена Т. С. Краевой по эскизу Е. Ф. Малеева

1 — терминальный и 2 — латеральный экструзивный купол; 3 — шлаковый конус побочного прорыва; 4 — лавовый поток; 5 — бесструйный экструзивный купол; 6 — агглютинаты побочного прорыва; 7 — агломераты направленного взрыва; отложения: 8 — пирокластических потоков, 9 — раскаленных равнин, 10a — 10b — тейфридов сухих рек, 11 — вулканических морен, 12 — флювиогляциальные, 13 — кратерно-озерные, 14 — пролювиально-коллювиальные

Водно-ледниковые (флювиогляциальные) отложения на Камчатке пользуются широким распространением. Они отличаются от вулканогенных морен сортировкой и слабой окатанностью обломочного материала. Водно-ледниковые отложения по мере приближения к подножию вулканов приобретают более тонкую слабоволнистую слоистость. В переходной зоне от вулканогенных морен к флювиогляциальным отложениям наблюдается грубая слоистость, причем периодическое наступление ледника сминает подстилающие слои (рис. 75). В озерно-ледниковой области прослойки мелкообломочного материала измеряются сантиметрами. Иногда в водно-ледниковых отложениях наблюдаются прослойки тейфы.

В зависимости от степени обработки, количества примесей и состава обломочного материала среди флювиогляциальных отложений можно различать туфы, туффиты, тефроиды и вулканотерригенные породы.

Эоловые отложения среди вулканических образований встречаются очень редко. В Исландии образование лёсса связывается с переносом и отложением вулканических пеплов. Липаритовые пеплы Канзаса (США), залегающие в лёссе и под ним, перерабатываются ветром и перемишваются с терригенным материалом. В Южной Америке Дю-Тойтом [24] отмечалась примесь эолового материала к псаммитовому вулканогенному.

Во многих районах Камчатки и Курильских островов наблюдается перенос пеплового материала после извержения и более ранних нелигифицированных отложений. Распределение наземных генетических типов вулканитов в пределах вулканических построек орогенного вулканизма иллюстрируется схемой, представленной на рис. 75.

Постороженный вулканизм

Подкоровое питание магматических очагов в условиях консолидированной земной коры обуславливает однообразие вулканических продуктов постороженного вулканизма. Кислые дифференциаты присутствуют в исключительно малом количестве. Подавляющая масса вулканитов (около 90%) представлена лавами, формирующими базальтовые плато и щитовые вулканы. Пирокластика образует маломощные прослои между лавами и идет на постройку шлаковых конусов и крупных моногенных вулканов. Преобладают извержения гавайского, стромболианского и реже вулканского типов, иногда извергаются раскаленные лавины с полупластичным обломочным материалом. Знакомство с постороженным вулканизмом Приморья, Карпат, Закавказья, Камчатки и других областей показало, что однообразие магмы объясняется однообразием и ограниченностью вулканических построек.

Шлаковые конусы имеют высоту обычно 50—200 м и диаметр до 1 км. Они сложены преимущественно шлаком, с редкими лавовыми потоками. При этом пирокластика в основном автохтонного типа (тефра). При формировании пирокластики наблюдается, что более легкий шлак располагается вблизи кратера, а плотные бомбы выбрасываются к подножию конусов. Некки шлаковых конусов обычно лавовые или сложные. Часто наблюдается зональность; в верхней части грубая пирокластика, ниже кластолавы, еще ниже брекчиевые лавы и затем лавы. Типы пород в неках связаны постепенными переходами [78].

В *прикратерной зоне* развиты агглютинаты, спекшиеся туфы, грубообломочные шлаки и короткие лавовые потоки. По мере удаления от центра извержения крупность материала уменьшается.

В *промежуточной зоне* залегают среднеобломочная тефра, слоистая, часто с более крупным материалом в основании прослоев, обусловленным воздушной дифференциацией.

В удаленной зоне, если шлаковые конусы располагаются на берегу озер, появляются прослой осадочных пород и туффыты.

В простых однородного состава полигенных вулканах наблюдается аналогичное расположение генетических типов вулканитов, но высота их до 1 км, и по периферии формируются аллохтонные вулканиты.

Трубки взрыва встречаются очень редко, они выполнены обломочным ювенильным материалом, с примесью обломков прорываемых пород, примешивающихся в различных количествах [62].

Континентальный тип вулканизма дает почти аналогичные вулканические постройки с таким же расположением генетических типов вулканитов в пределах вулканов.

П л а т ф о р м е н н ы й в у л к а н и з м

Знакомство с вулканизмом Сибирской платформы и Воыно-Подольского региона показало, что здесь наряду с мощными лавовыми покровами в значительном количестве присутствует пирокластика. Центры извержения выделялись М. Ф. Кузнецовым [41], Д. И. Мусатовым, Г. П. Карповым и Ю. Д. Кутумовым [85], П. Е. Офманом [89] и др. Генетические типы вулканитов также описывались рядом авторов и специально по Сибирской платформе мною [78].

Реставрация форм вулканических построек показала, что они представляли собой моногенные вулканы высотой 0,5—1,5 км. Иногда формировались сложные многоканальные вулканы, как, например, в районе урочища Кривляки на р. Подкаменной Тунгуске.

Некки сложены агломератовыми туфами, лавами и кластолавами. Иногда встречаются сложные некки, выполненные в различных соотношениях лавами, туфами и кластолавой.

В *прикратерной зоне* вулканических построек резко преобладают автохтонные отложения. Они представлены следующими вулканогенными образованиями:

спекшимися туфами, обычно сложенными лапиллиевым или мелкообломочным пористым или шлаковым материалом;

пирокластикой с небольшим количеством обломков пород фундамента;

ксенотуфами наземными и субаквальными. Первые иногда бывают спекшиеся со значительной примесью обожженного чуждого материала; ксенотуфы, сформировавшиеся в водных условиях, содержат примесь терригенного материала или прослой туффовитов;

туфами с фигурными бомбами, содержащими 10—20% бомб округлой, эллипсоидальной и веретенообразной формы со следами вращения;

пизолитовыми туфами с горошинами уплотненного пещлового материала размером 0,5—1 см по периферии;

псаммитовыми туфами с волосами Пеле, в которых присутствуют волосовидные образования базальтового стекла и фигурные

фрагменты стекла — капли, гантели, булавы, пустотелые шарики и пр. Туфы, сложенные перенесенным материалом по склону вулкана (аллохтонные), встречаются редко.

Промежуточная зона состоит преимущественно из вулканитов аллохтонного типа и вулканогенно-осадочных пород. Здесь были установлены следующие генетические типы вулканитов:

отложения пирокластических потоков, сложенные преимущественно лапиллиевым материалом. В потоке слоистость и сортировка материала отсутствуют, но едва заметно расслоение материала с участками гидротермально измененных пород, свойственных вторичным фумаролам;

отложения грязевых потоков, содержащие до 10% примеси терригенного материала, состоящие из сортированного материала, но с едва заметной слоистостью в некоторых потоках;

слоистые туфы и туффиты со следами перемещения материала по склону, но без его обработки, с мощностью пластов обычно 0,8—1,5 м;

тефроиды и вулканотерригенные породы, присутствующие в небольшом количестве, преобладают псаммитовые разновидности с примесью гравийного материала.

Удаленная зона представлена тонкослоистыми (0,5—3 см, редко больше) туффитами и вулканогенно-осадочными породами, среди которых развиты пирокласто-осадочные породы с разным количеством примесей, вулканотерригенные породы и разнообразные тефроиды (пирокласто-тефроиды, терригенно-тефроиды).

Изложенное показывает, что в пределах выделенных зон развиты вполне определенные генетические типы вулканитов со свойственными им текстурными и структурными особенностями, что позволяет по останкам и руинам вулканов проводить реставрацию первичных форм вулканических построек.

О МЕТОДАХ ИЗУЧЕНИЯ И КАРТИРОВАНИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

При изучении вулканических формаций применяются различные методы. Большинство из них разработано в процессе изучения осадочных формаций или интрузивных пород. При картировании вулканогенных формаций наиболее распространен петрографо-стратиграфический метод, основанный на выделении толщ по вещественному и литолого-петрографическому составу и по несогласиям между свитами (горизонтами). Особенности формирования вулканогенных толщ не всегда дают возможность применять к ним методы картирования, оправдавшие себя при изучении изверженных и осадочных пород. Несмотря на то, что вулканогенные образования, так же как и изверженные породы, классифицируются по вещественному составу, текстурам и структурам, в них есть много особенностей, даже отклонений, вызванных особыми условиями формирования. Эти их особенности необходимо учитывать при картировании вулканогенных толщ и главное при определении их возраста.

Особенности изучения вулканических формаций

Вулканические образования формируются в сложных геологических условиях при своеобразных изменениях вещественного состава вулканитов, литолого-петрографических особенностей вулканических отложений и необычных (для осадочных толщ) условий залегания.

При картировании древних толщ породы различного химического или минерального состава обычно относят к разным свитам. В этом отношении к вулканогенным образованиям нужно относиться с большой осторожностью. Ниже рассматриваются примеры, показывающие, какие особые условия формирования вулканических образований необходимо учитывать при определении их возраста.

При формировании вулканов или вулканических групп проявление вулканизма часто начинается с излияния базальтов, дающих толщи горизонтально залегающих лавовых потоков. Затем в процессе эволюции магматического очага извергаются более кислые продукты, преимущественно пирокластика, т. е. вулканиты, отличающиеся составом и типом отложений, имеющие мощности до 1 км и более. Такие толщи часто выделялись в виде самостоятельных свит разного геологического возраста. Фактически стратовулканы живут 20—60 тыс. лет, редко 100 тыс. лет, что в древних толщах не могло соответствовать времени формирования осадочных свит (десятки миллионов лет).

В высоких вулканах типа Ключевского, высота которого 4850 м, в канале происходит дифференциация магмы. В то время, когда вершинный кратер дает андезито-базальтовые вулканы, у подножия прорывающиеся побочные кратеры извергают продукты базальтового состава. Впоследствии, когда вулкан потухнет и разрушенная вершина, как обычно, перекроет нижние горизонты, получится разрез, состоящий из двух толщ различного состава. Их обычно выделяют в разные свиты, а фактически они образовались одновременно.

Наряду с подкорковыми магматическими очагами, дающими базальтовый расплав, очень часто возникают периферические магматические очаги, дающие более кислые вулканы. Так, например, андезито-дацитовый вулкан Карымский и андезитовый вулкан Безымянный окружены базальтовыми вулканами. Впоследствии формируются толщи вулканитов разного состава, занимающие обширные пространства. В древних толщах они обычно выделяются как самостоятельные свиты и им ошибочно приписывается различный геологический возраст с разрывом в десятки миллионов лет.

Катастрофическое извержение вулкана Безымянного в 1956 г. сопровождалось пирокластическими потоками роговообманковых андезитов. Впоследствии были выжаты пироксеновые андезиты, и уже около 15 лет извергаются пирокластические потоки пироксеновых андезитов. Таким образом формируется толща с вулканитами различного состава. Подобные отложения также принято разделять по возрасту, относя их к разным ярусам или отделам с неизмеримо большим разрывом во времени.

При изучении литолого-петрографического состава вулканогенных образований необходимо учитывать следующие особенности.

1. В процессе формирования орогенических поясов, особенно на стыке с молассаами, образуются одновременно различные фациальные зоны. В хребтовой части, где действуют вулканы, накапливаются толщи, состоящие из грубой пирокластике и лавовых потоков; на склонах происходит накопление пирокласто-осадочных толщ, а в области моласс отлагаются вулканогенно-осадочные и осадочные породы. Каждая зона имеет ширину 10—15 км и более и протяженность десятки и сотни километров (например, Выгорлат-Гутинская гряда, Калиман-Харгита и другие зоны Внутренних Карпат). Такие зоны обычно выделяются в самостоятельные свиты и им дается различный геологический возраст, хотя фактически они образовались одновременно.

2. Подводные плоские вулканы геосинклинального вулканизма вблизи центра извержения формируют лавово-пирокластические толщи, далее к периферии — тефроида и вулканогенно-кремнистые и вулканогенно-карбонатные породы. Через некоторый промежуток времени формируется новый вулкан, расположенный в разрезе выше и в стороне, затем следующие. Пользуясь принципом соединять литологически одинаковые породы в один горизонт (свиту), иногда неверно объединялись в «одновозрастные» горизонты вулканы, тефроида,

известняки, хотя фактически они имеют разный возраст. Такие случаи наблюдались при изучении вулканогенно-кремнистых отложений Восточной Камчатки.

3. Подушечные лавы и подушечные агломераты принято считать типичными подводными образованиями. Следует иметь в виду возможность образования аналогичных наземных отложений. Известны подушечные лавы Карымского вулкана и шаровые агломераты вулканов Авача, Карымского, Ильинского и др. Это также может привести к неправильным выводам.

Несогласные залегания в осадочных толщах, формирующихся в спокойной обстановке, возникают обычно только в периоды тектонических фаз. Вулканогенные образования формируются в условиях быстрого накопления материала в областях с локальным проявлением геодинамики. Здесь можно отметить следующие особенности:

1. В пределах вулканических построек первичная слоистость пород может достигать наклонов до 40° .

2. В обезглавленных взрывах вулканах новый конус имеет иные углы наклона пластов, которые будут несогласно залегать на пластах основной постройки.

3. В период временного прекращения вулканической деятельности рыхлый материал вулканической постройки быстро разрушается, и при возобновлении извержений последующий материал ложится на него с угловым несогласием. При мощных толщах и обычно разном составе пород могут быть ошибочно выделены две свиты с разным геологическим возрастом, хотя фактически перерыв определяется в несколько тысяч лет.

4. Интенсивное накопление вулканогенного материала происходит в напряженных геодинамических условиях, что может создать местные несогласия в процессе седиментации вулканитов одного цикла извержений.

5. В вулканических областях формируются отложения различной компетентности по отношению к процессу складчатости. Лавовые потоки, переслаивающиеся с пирокластикой, почти не сминаются в складки, в то время как совместно залегающие с ними слоистые толщи карбонатных и вулканогенно-кремнистых пород подвергаются гофрировке и создается ложное впечатление несогласных залеганий.

6. Кратерно-озерные отложения, сложенные вулканогенно-осадочными породами, образуют формы облекания с углами наклона до 40° .

7. Вулканогенно-ледниковые отложения, отличающиеся большой мощностью, во время движения ледников обычно сминаются в складки, которые также могут быть приняты за тектонические.

8. При картировании осадочных толщ принято считать, что отложения, залегающие выше, моложе тех, которые лежат гипсометрически ниже. В условиях резко расчлененного рельефа вулканических областей в глубоких и широких долинах часто отлагаются агломератовые, пемзовые, игнимбритовые и лавовые потоки, более молодые, чем вулканиты, залегающие выше их на склонах вулкана.

9. Принято считать, что верхние лавовые потоки более молодые, чем нижние, однако бывает и наоборот. В 1974 г. побочный прорыв Ключевского вулкана ВС IV дал лавовый поток базальта, который, излившись на ледник, проплавил последний и прошел под лавовым потоком, залегавшим на леднике и излившимся гораздо раньше.

Вместе с тем некоторые принципы, считающиеся общепринятыми при изучении вулканических формаций, далеко не всегда приемлемы. Так, например, принято считать, что по мере удаления от центра извержения крупность материала и мощность уменьшаются. Однако выше было показано (с. 159), что в процессе направленных взрывов при разрушении вулканической постройки глыбы размером более 10 м в поперечнике могут отбрасываться на 10 км, а глыбы до 1 м — на 20—30 км. Пирокластические потоки, несущие грубообломочный материал, проходят 10—20 км. Грязевые потоки несут глыбы до 5 м в диаметре на десятки километров. Грязевый поток вулкана Безымянного в 1959 г. нес глыбы до 5 м в диаметре на 40 км, так что крупность материала надо учитывать в соответствии с фациальным анализом.

То же самое можно сказать и относительно мощностей. Во-первых, мощности отложений пирокластических и грязевых потоков часто не изменяются на протяжении десятков километров. Во-вторых, области центров извержения располагаются в осевых частях вулканических поясов, которые обычно воздымаются и более интенсивно подвергаются эрозии, вследствие чего вулканогенные отложения в молассах иногда имеют большую мощность, чем вблизи центров извержения.

Методы реконструкции вулканических построек

Изучение и картирование вулканогенных образований часто осложняется недостаточным знанием морфогенетических особенностей исследуемых объектов. В процессе картирования осадочных отложений на карту наносятся реально представляемые пласты, линзы, пачки, свиты. Хорошо известны модели складчатых сооружений. Установлены закономерности условий залегания и фациальные изменения интрузивных тел: штоков, силлов, лакколлитов и др. Вулканические объекты более сложные и менее изучены.

В отличие от хорошо выдержанных пластов осадочных пород тела отложений направленных взрывов, вулканических морен, некков, пирокластических и грязевых потоков и других вулканических образований имеют очень сложное строение. Наиболее простые вулканические сооружения — экструзии, протрузии, шлаковые конусы, моногенные и полигенные вулканы — обладают множеством особенностей. Весьма разнообразны отрицательные формы вулканических сооружений: маары, кальдеры, вулканотектонические депрессии и кольцевые структуры.

Отмеченные вулканические сооружения еще недостаточно изучены, но для определения их морфогенетических типов существуют различные методы, в том числе и фациальный, основанный на зако-

номерном расположении генетических типов вулканитов в пределах вулканических построек. Этот метод перспективен тем, что каждому типу вулканических построек соответствует определенный набор генетических типов вулканитов. Это дает возможность реконструировать вулканические постройки по руинам и останцам вулканов в дислоцированных областях и при значительном метаморфизме пород.

При геологическом картировании вулканитов первостепенной и основной задачей является реконструкция вулканических построек, которая позволит установить их характер, типы извержений, состав вулканических продуктов, закономерности развития вулканизма, расшифровать вулcano-тектонические структуры и пр.

В опубликованных в шестидесятых годах работах Г. Д. Афанасьева [4], В. С. Коптева-Дворникова, М. А. Петровой, Е. Б. Яковлевой [38], Е. Ф. Малеева [66], М. А. Фаворской [115] Г. Ф. Червяковского [122], Л. Гланжо [151] и других авторов рассматриваются различные аспекты изучения и картирования вулканических формаций, в том числе и методов реконструкции вулканических построек, о чем будет сказано ниже.

В зависимости от степени сохранности вулканических построек, метаморфизма вулканитов и тектонической нарушенности применяются следующие методы: геолого-геоморфологический, геологоструктурный и фациальный, а также ряд вспомогательных, среди которых следует отметить геофизические (в том числе палеомагнитный), микроструктурный, петрографо-петрохимический и др.

Геолого-геоморфологический метод реконструкции вулканических построек применяется в современных или молодых вулканических областях, где первичные формы вулканов либо полностью сохранились, либо мало разрушены. В этом случае дешифрирование аэрофотоснимков в комбинации с наземными исследованиями позволяет выделить вулканические постройки различного генезиса и типа.

Основываясь на конфигурации вулканических построек, их размерах, микрорельефе, характере поверхности и других признаках, И. В. Мелекесцев [81] разработал дешифровочные признаки различных вулканических формаций Камчатки: стратовулканов, щитовых вулканов, шлаковых конусов, экструзивных куполов, даек, кальдер, воронок взрыва, лавовых покровов и потоков, агломератовых пирокластических потоков и отложений направленного взрыва. Во многих случаях можно определять их возраст по степени эрозии, наложенного ледникового рельефа и пр.

Дешифровочные признаки, разработанные для вулканических формаций Камчатки, могут быть использованы и при исследовании других вулканических областей. Так, например, достоверно установлено, что одноактные вулканические (шлаковые) конусы Ключевской группы вулканов на Камчатке, в Закарпатье, Сибири, Северо-Востоке и других регионах Советского Союза и в некоторых регионах зарубежных стран сложены преимущественно материалом основного состава. Площадное расположение шлаковых конусов характерно для посторогенного (ареального) вулканизма, а приуро-

ченность их к периферии стратовулканов (Этна, Ключевской и др.) — для вулканизма орогенного типа, что является общеизвестным.

При формировании шлаковых конусов резко преобладают извержения стромболианского типа. Щитовые вулканы сложены преимущественно лавами основного состава и характерны для извержений гавайского типа. Полигенные стратовулканы с обезглавленными взрывами вершинами и двойные вулканы типа Сомма-Везувий с отходящими от них шлейфами полей материала направленного взрыва определяют катастрофические извержения, наблюдававшиеся на вулканах Мон-Пеле, Суффриер, Авача, Безьянный, Шивелуч и др., и с агломератовыми пирокластическими потоками, типичными для извержений катмайского типа. Для отмеченных стратовулканов характерны в начальной стадии жизни вулкана продукты андезито-базальтового состава, а в конечной — андезитового или более кислого. На Камчатке кальдеры, связанные с кислым вулканизмом, хорошо дешифрируются по кольцевому гребню и по отходящим от них во все стороны игнибритовым и пемзовым пирокластическим потокам. Таким образом, здесь определяются орогенный тип вулканизма, грандиозные катастрофические извержения и состав продуктов. Образование такого типа кальдер обусловлено взрывами с последующим обрушением, связанным с опустошением магматических камер во время проявления кислого вулканизма. Кальдеры гавайского типа, механизм образования которых обусловлен подкоровым оттоком магмы, связаны с проявлением основного вулканизма. От них отходят лавовые потоки основного состава.

В настоящее время геолого-геоморфологический метод в значительной степени базируется на аэрофотосъемках крупного и среднего масштаба и снимках из космоса. Это открывает широкие перспективы для выявления более крупных вулканических и вулкано-тектонических структур не только в современных, но и в древних вулканических областях. Надо полагать, что мелкомасштабные аэрофотоснимки дадут очень много для расшифровки вулканических построек таких сложных вулканических областей, как Сибирская платформа, для определения кальдер, вулкано-тектонических депрессий и крупных кольцевых структур, для расшифровки вулканических хребтов, групп вулканов и, наконец, для определения соотношений вулканических поясов с другими глобальными структурами.

Геолого-структурный метод реконструкции вулканических построек применим для вулканических областей, утративших первичные вулканические формы (руины вулканов) в том случае, если вулканические толщи слабо или вообще не дислоцированы. В таких местах останцы вулканических построек позволяют судить о первоначальных их формах. Сохранность останцов вулканов во многом зависит от исходного материала. Шлаковые конусы и стратовулканы с большим эксплозивным индексом разрушаются очень быстро. На Камчатке и Курильских островах многие вулканы четвертичного возраста уже утратили свои первоначальные вулканические формы. Наиболее хорошо сохраняются вулканические постройки, сложенные большим количеством лав, экструзивные кудола, некки.

Наиболее интенсивное проявление вулканизма совпадает с заключительной (орогенной) стадией жизни геосинклинали в период резких дифференциальных движений и слабой складчатости, благодаря чему останцы вулканических построек относительно хорошо сохраняются не только в зонах альпийской складчатости, но и в палеозойских складчатых областях. Примером могут служить палеозойские вулканы Казахстана и Приморья [119], Средней Азии, Урала [122]. В западной части Байкала имеются вулканы даже среднепротерозойского возраста.

Геолого-структурный метод основан на комплексе геологических факторов, применяющихся главным образом в процессе геологической съемки. В результате выделения неков, маркирующих горизонтов и других элементов вулканических построек и их корреляции с горизонтами туфов с применением петрографии, петрохимии, абсолютного возраста, палеонтологии, геофизики и других признаков, определяются первичные углы наклона стратифицированных вулканитов и по ним путем графических построений отстраиваются эродированные части вулканов. Таким образом, определяются первичная высота, размеры и центр извержения вулкана.

Фациальный, или вулканологический, метод реконструкции вулканических построек наиболее универсален. Крупномасштабные геологические съемки вулканогенных образований в различных районах Северо-Востока, Приморья, Восточной Сибири, Средней Азии, Урала, Кавказа, Карпат, Волыни, Карелии и других регионах Советского Союза показали возможность применения фациального метода в широком возрастном диапазоне: от протерозоя до неогена. Этот метод применим в вулканических областях различной степени дислоцированности, в том числе и со значительной эрозией вулканических построек и метаморфизмом вулканитов. В такой обстановке первичные формы вулканических построек полностью утрачены и превращены в стратифицированные горизонты, а углы наклона лав и пластов туфов выведены из первоначального залегания. Впервые этот метод применен автором в Закарпатье [62].

Фациальный метод основан на закономерном распределении вулканических построек. Вулканической постройке каждого типа (полигенный вулкан, стратовулкан, крупный моногенный, щитовой вулкан, шлаковый конус и пр.) свойствен определенный набор вулканических фаций (комплексов), расположенных в определенном порядке в пределах вулканических построек, о чем кратко было сказано выше. Если сохранилось только несколько совместно залегающих фаций, то по ним восстанавливаются недостающие (эродированные), свойственные всей вулканической постройке. Причем каждому типу вулканизма (геосинклинальному, орогенному, посторогенному и др.) отвечает определенный тип вулканической постройки. Например (см. табл. 13), посторогенному вулканизму — щитовые, крупные моногенные вулканы и шлаковые конусы, а орогенному — стратовулканы, а в его конечной стадии полигенные стратовулканы, кальдеры и пирокластические потоки (см. табл. 11). Аналогичные закономерности распределения генетических типов

даны в особой работе автора в общих чертах и для других типов вулканизма [78].

Таким образом, фациальный метод позволяет определить не только типы вулканических построек, но и типы вулканизма, а поскольку каждая вулканическая фация порождается определенным типом вулканизма и отражает те физико-географические условия, в которых происходило накопление вулканитов, то появляется возможность определить и типы извержений [76]. Так постепенно расшифровывается вся история развития вулканизма. Это позволяет выявить перекрытые разломы, по которым поднималась магма, гидротермы и вулканические эксталяции. Появляются данные для прогноза поисков полезных ископаемых как рудных (в том числе и слепых тел), обусловленных проявлением сопряженного глубинного магматизма, так и нерудных, связанных с полями гидротермально измененных пород (каолины, минеральные краски, бентонитовые глины и собственно вулканитов (перлиты, пемзы, шлаки, строительные камни и пр.).

Поскольку главным фактором в описываемом методе реконструкции вулканических построек являются генетические типы вулканитов, возникает необходимость в их определении. Опыт изучения вулканических фаций показал, что типы извержений и особенности физико-географических условий в процессе формирования вулканитов влияют на текстурные и структурные их признаки, что дает возможность не только в молодых, но и в древних вулканических формациях диагностировать фации и генетические типы вулканитов. Критерии определения генетических типов и фаций вулканитов опубликованы в монографии автора [78] и частично изложены выше. Рассмотрим кратко основные модели вулканических сооружений. Это необходимо для фациального метода реконструкции вулканических построек (шлаковые конусы, полигенные вулканы — малые, крупные, сложные).

Общим критерием определения центра извержения во всех типах вулканических построек является наличие некка или периклиналиного залегания пластов вулканитов. При учете фаций и генетических типов вулканитов очень часто от центра к периферии уменьшаются крупность материала и мощность пластов, увеличивается количество терригенной примеси, возрастает объем аллохтонных вулканитов относительно автохтонных.

Шлаковые конусы (моногенные вулканы) высотой 50—200 м, редко больше имеют форму усеченных конусов с кратером в центре, иногда борт частично разрушен изливающимся лавовым потоком или эрозией. Некк обычно лавовый, но в верхней части часто сложен пирокластикой. Конус сложен неперемещенной пирокластикой — тефрой, преимущественно шлаком основного состава. В прикратерной части залегают агглютинаты, спекшиеся туфы, грубые шлаки, иногда маломощные потоки. По мере удаления от центра крупность материала и мощность пластов уменьшаются. Характерная особенность шлаковых конусов — отсутствие аллохтонных вулканитов или наличие их в небольшом количестве по периферии.

Полигенные малые вулканы однородного состава близки по строению к моногенным, но отличаются большими размерами (до 1 км и более), четко выдержанной сменой лав и пирокластики. Длительность формирования постройки обуславливается разносом вулканокластического материала и в соответствии с этим отложением по периферии вулканов тефроидов, туффов и вулканотерригенных пород.

Полигенные крупные вулканы, достигающие высоты несколько километров, являются более сложными, чем простые полигенные вулканы, и отличаются мощной промежуточной зоной, в которой преобладают аллохтонные фации в виде коллювиально-пролювиальных отложений, пирокластические и грязевые потоки, побочные кратеры, формирующие шлаковые конусы, экструзии, протяженные лавовые потоки, входящие в состав вулканической постройки. Большая высота вулканов обуславливает образование ледников, что влечет за собой формирование разнообразных вулканогенных ледниковых отложений, морен, водно-ледниковых и озерно-ледниковых.

Длительность формирования крупных полигенных вулканов сопровождается эволюцией магматических очагов, что обуславливает обычно гомодромную смену продуктов вулканизма, а длительные перерывы между извержениями влекут за собой дифференциацию в канале, что приводит к антидромному поступлению вулканитов. В свою очередь, изменение состава магматических расплавов влечет за собой разнообразие извержений, что обуславливает состав пирокластики.

Сложные полигенные вулканы (двойные и тройные) еще больше влияют на разнообразие вулканических продуктов. Катастрофические взрывы с обезглавливанием вулканов образуют кальдеры, в которых иногда накапливаются водно-ледниковые отложения и формируются вторичные постройки. Новообразования отлагаются под углом к предыдущим направлениям слоистости, что создает ложные несогласные залегания, напоминающие структуры, созданные тектоническими процессами. С обезглавливанием вулканов связано накопление грубообломочных отложений направленных взрывов, иногда покрывающих площади в сотни квадратных километров у подножий вулканов. Часто эти отложения перекрываются мощными пирокластическими покровами. Обезглавливание вулканов связано с более длительными перерывами между извержениями и переформированием магматических очагов. Иногда после катастрофических взрывов вулканические продукты среднего состава сменяются основными, как это можно наблюдать на многих вулканах Камчатки. Остальные комплексы генетических типов вулканитов, развитые в крупных полигенных вулканах, встречаются и в сложных вулканах.

Приведенные примеры иллюстрируют закономерное распределение генетических типов вулканитов в пределах вулканических построек. Благодаря этому фациальный метод является весьма рациональным и надежным для реконструкции вулканических

построек, поскольку он наиболее точно отвечает на многие вопросы закономерностей развития вулканизма. Кроме основных методов реконструкции вулканических построек в зависимости от геологической обстановки могут применяться в той или иной степени вспомогательные методы — микроструктурный, различные геофизические и другие, здесь не рассматриваемые [38].

Микроструктурный метод. Сущность микроструктурного метода заключается в том, что при движении магматического расплава находящиеся в нем кристаллы, а в лавах и микролиты располагаются преимущественно в направлении движения потока, подобно бревнам в реке во время сплава леса. Для получения данных о направлении течения расплава в какой-либо точке необходимо взять ориентированный образец, сделать шлифы в трех плоскостях, произвести на федоровском столике сотни замеров и построить диаграммы.

Этот метод далеко не всегда применим для вулканитов, поскольку в лавах происходит, как правило, турбулентное движение, а в экзрузиях обычно комбинируется турбулентное движение с ламинарным. При турбулентном движении, для которого характерны завихрения, ориентировка кристаллов на отдельных участках не соответствует общему направлению движения лавы. Микроструктурный метод отличается громоздкостью, а кроме того, в эффузивных и экзрузивных породах направление движения почти всегда можно определить непосредственно по флюидалности, расположению пористости и первичным трещинам растяжения и охлаждения. Исходя из изложенного, метод микроструктурного анализа следует применять как дополнительный к фациальному и только в тех случаях, когда невозможно непосредственно в поле определить структуру лавового тела по флюидалности, пористости и трещиноватости. По всей вероятности, это будут близповерхностные интрузии основного состава, типа силлов.

Геофизические методы широко применяются для реконструкции вулканических построек и при умелой интерпретации дают весьма хорошие результаты.

Магнитная съемка по графикам и изолиниям ΔT дает возможность по положительным аномалиям оконтуривать нежки, сложенные основными породами, лавовые потоки и пр. Отрицательные аномалии хорошо фиксируют нежки, сложенные метаморфизованными породами, кислые экзрузии, поля гидротермально измененных пород. Электрофизические работы также позволяют оконтуривать поля туфов, лав, некков, измененных пород и пр.

Гравиметрическая съемка, проведенная на Камчатке, позволила разделить кальдеры на два типа по отрицательным и положительным аномалиям силы тяжести. Положительные аномалии вызываются наличием в кальдере масс лавового материала, а отрицательные — присутствием рыхлого материала. Применение гравиметрической съемки в древних вулканических областях позволит выявить древние кальдеры, центры извержения, вулcano-тектонические депрессии и пр.

Сейсмические исследования также позволяют выявлять строение вулканических построек. Так, например, сейсмические исследования были применены для изучения строения прорыва побочного кратера Пийпа, образовавшегося в 1966 г., на Ключевском вулкане [6] и для определения положения и строения магматических очагов вулканов Ключевского и Безымянного [110].

Исследования остаточной намагниченности горных пород также позволяет коррелировать отдельные лавовые потоки, горизонты агломератовых туфов, игнимбритов, что помогает при реконструкции вулканических построек. Причем по остаточной намагниченности можно отличать пирокластические потоки и раскаленные лавины от грубообломочных пород, формирующихся при температурах ниже 560°C . В случае образования обломочных вулканитов при температурах свыше 560°C все обломки будут иметь примерно одинаковое направление векторов остаточной намагниченности.

В заключение следует отметить, что перечисленные методы реконструкции вулканических построек требуют дальнейших разработок. Так, например, фациальный метод в первую очередь требует знаний по диагностике вулканических фаций, а критерии определения их еще полностью не разработаны, и этим методом пользуется весьма ограниченный круг специалистов, знакомых с условиями образования вулканических фаций на примерах современных вулканических областей и прошедших специальные вулканологические стажировки.

Геоморфологические методы должны получить дальнейшую разработку определения диагностических признаков за счет как крупномасштабных, так и мелкомасштабных аэрофотосъемок, позволяющих выявлять в том числе и крупные вулканические сооружения, вулкано-тектонические депрессии, кальдеры в древних вулканических областях.

Количественные характеристики вулканических формаций

Изучение вулканогенных образований методом фациального анализа дало большую информацию о закономерностях развития вулканизма многих регионов и позволило открыть ряд месторождений полезных ископаемых вулканического происхождения в Средней Азии, на Урале и в других областях. Вместе с тем детальные исследования потребовали более точных оценок содержания фациальных комплексов вулканических толщ. В предлагаемой главе на основании многолетнего опыта работы в вулканических областях даются некоторые количественные характеристики вулканических формаций.

Химический и петрографо-литологический состав вулканических формаций характеризуется исключительной сложностью. Породы разного вещественного состава входят в аналогичные формации в разных количествах. Широко варьируют соотношения лав, вулканокластических пород, тефроидов, вулканотерригенных пород

и сопутствующих им нормально-осадочных пород. Вулканокластическим породам свойственны широкие вариации в крупности материала от пелитового до блоков, измеряемых метрами и десятками метров. Количественные соотношения вулканитов различной крупности в пределах формаций резко меняются.

Поскольку в различных вулканических формациях отмеченные соотношения различны, рациональное сопоставление вулканических толщ возможно только в том случае, когда определены количественные соотношения их составных частей. В последнее десятилетие вулканологами определяются: взрывной индекс, количественные соотношения пород разного вещественного состава, сочетания пород с различной крупностью обломочного материала и др. Если определение взрывного индекса вошло широко в практику вулканологических исследований, то количественные соотношения остальных характеристик определяются редко, что влечет за собой сокращение информации, необходимой для сравнения вулканических формаций.

За последнее десятилетие в работах уральских, среднеазиатских, сибирских, карельских и других палеовулканологов показано, что не только в палеозойских или платформенных протерозойских, но и в древних докембрийских орогенических областях, где вулканиты значительно метаморфизованы и дислоцированы, в подавляющем большинстве случаев применим фациальный метод изучения вулканических толщ. Многие исследователи считают, что вполне определимы генетические типы вулканитов, вещественный состав, крупность материала и пр. Это позволяет по-новому и более подробно расчленять вулканические толщи и делать количественные оценки.

Взрывной индекс предложен А. Ритманом [99], определяется простой формулой: $E = 100 \frac{a}{b}$, где a — количество взрывных продуктов, b — общее количество изверженного материала (формулу определения см. с. 150). Взрывной индекс не только характеризует количественные соотношения лав и пирокластики, но также указывает на типы извержений. Так, например, взрывной индекс извержения гавайского типа равен 10, стромболианского — 50—70, вулканского — 80—90, а катмайского или направленного взрыва приближается к 100.

Индекс кислотности вулканитов характеризует количества вулканических продуктов кислого и основного состава в вулканической формации. Вулканические формации содержат различные количества вулканитов основного, среднего и кислого состава. Так, например, базальт-андезит-липаритовые формации раннего орогенного вулканизма (островные дуги) содержат в одних случаях пород липаритового состава 10—20%, а в других — доли процента (последнее, вероятно, обусловлено проявлением подкоровой магмы). На поздних этапах орогенного вулканизма, когда земная кора приобретает четко выраженный континентальный характер и значительную мощность (25—40 км), продукты кислого состава будут составлять 60—80%, иногда почти 100%, что характерно для про-

явления коровых магм. Впервые индекс кислотности вулканических формаций Камчатки определил В. И. Влодавец в 1939 г. По его данным, липариты и липарито-дациты составляют 9,6%. Интересные данные получены для вулканических формаций орогенного вулканизма Закарпатья (табл. 14). Произведенные подсчеты позволили высказать предположение, что первые два этапа вулканизма обусловлены проявлением коровой магмы, давшей подавляющее количество вулканитов кислого состава, а последние два — подкоровой, где так же, как и на современных островных дугах, преобладают вулканические продукты основного состава [62]. Очень интересные данные по количеству вулканитов разного состава для Урала получила Т. И. Фролова [120].

Таблица 14

Ориентировочные соотношения вулканитов разного вещественного состава в вулканических формациях орогенного вулканизма Закарпатья

Этапы (фазы) вулканизма	Объем вулканитов			
	кислого состава		основного состава	
	км ³	%	км ³	%
I и II	5000	99,6	20	0,4
III	40	4	1000	96
IV	20	2	1000	98

В настоящее время количественные подсчеты вулканитов различного состава широко применяются при изучении вулканических областей (Урал, Средняя Азия, Дальний Восток и другие вулканические регионы). В зависимости от масштаба исследований определяются методика подсчета и точность результатов. При геологических съемках масштаба 1 : 50 000 и более крупных, где возможно детальное расчленение толщ разного состава, подсчет объемов легко произвести методами, рекомендованными для подсчета полезных ископаемых. При мелкомасштабных исследованиях только ориентировочно можно определить долю участия вулканитов того или иного состава. При региональных исследованиях определяется рассеянный материал на весьма отдаленных территориях путем применения коэффициентов, установленных в областях современного вулканизма. Полученные даже ориентировочные процентные данные позволяют сделать важные выводы о типе магмы.

Количественные подсчеты вулканитов разного состава также необходимы при неравномерном распределении их по разрезу для сопоставления или расчленения толщ. Обычно вулканические продукты кислого состава завершают этапы вулканизма и перекрывают основные вулканиты. Поэтому на геологических картах они иногда занимают значительные площади при незначительном процентном содержании, что при поверхностных исследованиях может привести к неправильным выводам. Вместе с тем определение объемов, хотя бы

путем среднеарифметического метода, возможно при любом масштабе работ.

В процессе геологосъемочных работ подсчет количества вулканитов разного состава не может вызвать затруднений. Для сравнения удобнее количество продуктов кислого состава выражать не в процентах, а в индексах по формуле

$$Z = 100 \frac{q}{b},$$

где Z — индекс кислотности вулканитов; q — количество вулканитов кислого состава; b — общее количество вулканических продуктов.

Вулканокластический индекс характеризует отношение количества пирокластического и лавокластитового материала к общему количеству вулканитов.

Проведенные автором исследования по закономерностям формирования лавовых потоков совместно с Ю. В. Ванде-Кирковым у подножия Ключевского вулкана в области прорыва побочных кратеров позволили установить, что значительная часть глыбового материала лавовых потоков входит в состав формирующейся вулканокластической толщи [80]. Лавовые потоки андезито-базальтового состава в нижней и верхней частях сложены обломочным (глыбовым) материалом, который разносится временными потоками и перемешивается с пирокластикой. Кроме того, к глыбовому материалу непосредственно на лавовых потоках примешивается тефра Ключевского вулкана и его побочных кратеров и тефра андезитового состава соседнего вулкана — Безымянного, а также и вулканокластический аллохтонный материал, сносимый со склона Ключевского вулкана (рис. 76). При образовании побочных кратеров, давших шлаковые конусы и лавовые потоки, количество глыбового материала по отношению к монолитным лавам составляет в среднем $\frac{1}{3}$. Однако, если учесть наряду с глыбовым материалом лавовых потоков и взрывные продукты, то они составят от 33 до 56%; преобладающее количество 45—50%, а среднее — 43%.

В древних вулканических толщах глыбовый материал лавовых потоков часто невозможно отделить от пирокластики. В этом случае весь обломочный материал как пирокластический, так и глыбовый лавового потока входит в рубрику вулканокластического материала. Таким образом, получаются несравнимые данные: в древних толщах при определении взрывного индекса весь обломочный материал между монолитными частями лавовых потоков принимается за пирокластику, а в молодых толщах, где можно отличить лаву от пирокластики, только действительная пирокластика, а глыбовая лава относится к лавовым потокам. Для правильного сравнения взрывной деятельности, протекавшей при формировании древних и молодых толщ, возникает необходимость в подсчете общего количества вулканокластического материала. Полученные данные соотношений монолитных лав и обломочного материала на датированных лавовых потоках помогут сравнивать их с аналогичными древними лавовыми потоками.

Для удобства подсчета соотношения вулканокластического и глыбового материала по отношению к монолитным лавам предлагается пользоваться вулканокластическим индексом K , который определяется по формуле

$$K = 100 \frac{a+c}{b},$$

где a — взрывные продукты; c — глыбовый материал лавовых потоков; b — общее количество материала, полученного при извержении.

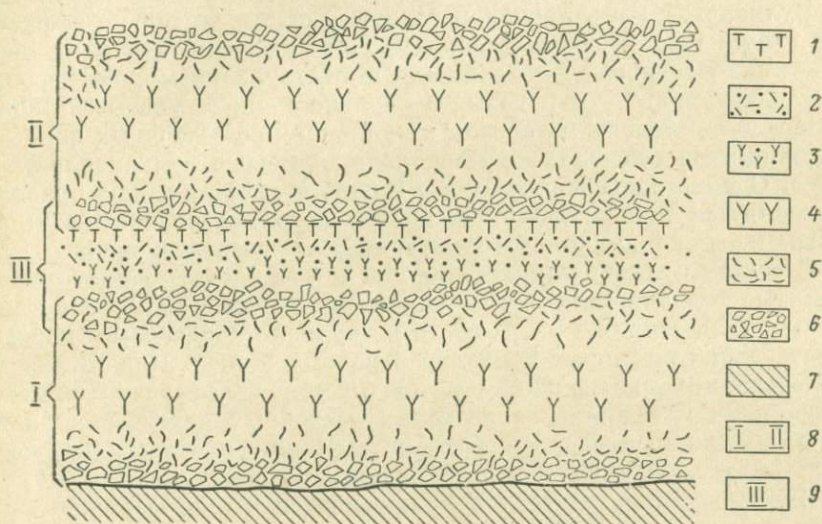


Рис. 76. Модель формирования вулканогенных толщ в областях излияния глыбовых лавовых потоков

1 — вулканокластический материал, сносимый с постройки вулкана; 2 — тephра вулкана Безымянного андезитового состава; 3 — то же, базальтового состава, побочного кратера; 4 — массивный базальт; 5 — трещиноватый базальт; 6 — глыбовая часть лавового потока; 7 — субстрат; 8 — нижний и верхний лавовые потоки; 9 — горизонт вулканокластического материала между лавовыми потоками

В древних вулканических толщах весь обломочный материал составит $a + c = f$, и, таким образом, формула может быть написана так:

$$K = 100 \frac{f}{b}.$$

Индекс вулканогенности характеризует отношение количества вулканических пород к общему количеству отложений формации.

При формировании вулканогенных толщ, как правило, поступает и осадочный материал. В зависимости от геологической обстановки количество его колеблется в широких пределах. Причем в толщах большей мощности абсолютное количество вулканитов может быть меньшим, чем в маломощной толще. Нет смысла приводить

множество примеров, показывающих различные соотношения осадочных и вулканогенных пород, так же как нет необходимости доказывать целесообразность сравнения толщ различной насыщенности вулканитами, но следует указать, что это необходимо для определения интенсивности вулканизма, для подсчета энергии извержения, для определения роли вулканизма в формировании осадочных толщ и т. д. Кроме того, интенсивность вулканизма может служить теоретической основой для прогноза поисков полезных ископаемых. Поэтому для сравнения насыщенности толщ вулканитами возникает необходимость в определении индекса вулканогенности.

Вулканогенным материалом следует считать не только эффузивные и вулканокластические породы, но также и продукты их переработки, относящиеся к данному этапу вулканизма, — тефроиды и вулканотерригенные породы. Несколько сложнее учитывать количество ювенильного материала в вулканогенно-осадочных породах, состоящих из осадочного материала с примесью вулканокластического. Однако благодаря тому что теперь в туффитах, как правило, определяется количество пирокластического материала, приближительная оценка ювенильного материала и здесь возможна.

В состав вулканических формаций могут входить самые разнообразные осадочные породы — терригенные, хемогенные и органические (известняки, угли и др.), вулканотерригенные породы, образовавшиеся за счет вулканитов ранних этапов. При детальном исследовании, возможно, удастся учесть более точно влияние вулканизма на формирование таких осадочных пород, как диатомиты, кремнистые сланцы, фосфориты и др., и отнести какую-то часть объема этих пород к ювенильному материалу.

Индекс вулканогенности V можно подсчитать по формуле

$$V = 100 \frac{d}{z},$$

где d — объем вулканогенного материала (лав, вулканокластических пород, тефроидов, вулканотерригенных пород и др.); z — общий объем пород вулканической формации, включая осадочные породы.

Индекс сохранности вулканитов. В зависимости от интенсивности проявления вулканизма и физико-географических условий формирования вулканических толщ варьирует количество вулканического материала. Объем эффузивных и вулканокластических пород для разных типов вулканизма различен и при аналогичных извержениях, но различных физико-географических условиях, первичное количество вулканитов и переработанного вулканического материала может резко меняться. Так, например, в условиях островных дуг происходит очень интенсивная переработка первичного материала с образованием мощных толщ тефроидов и вулканотерригенных пород, в то время как наземные вулканические постройки позднего этапа орогенного вулканизма, бронированные лавовыми покровами, очень хорошо сохраняются.

Для определения индекса сохранности вулканитов P предлагается формула:

$$P = \frac{a+l}{t+r},$$

где a — объем вулканокластических пород; l — объем эффузивных пород; t — объем тефроидов; r — объем вулканотерригенных пород.

Подсчеты изменения крупности вулканокластического материала. Одним из важнейших факторов определения центра извержения является крупность пирокластического материала, которая, как правило, уменьшается от центра извержения к периферии. При описании разрезов и скважин в полевых условиях возможно разделение вулканокластических пород по крупности (иногда объединяя пелитовые и алевроитовые разновидности). В пределах каждого горизонта туфов рекомендуется определять суммарную мощность отдельных разновидностей вулканитов и выражать их в процентах*. В дальнейшем, располагая большим количеством данных по разрезам, можно составить графики изменения крупности или выделить зоны и определить центры извержения. С помощью предложенной методики нами были установлены центры отдельных извержений в Закарпатье и на Дальнем Востоке.

В Южном Приморье широко развиты миоценовые отложения мощностью около 150 м (давидовская свита и ее аналоги), содержащие горизонты пепловых туфов липарита мощностью до 80—100 м. Состав вулканокластических пород здесь весьма разнообразен. Они представлены туфами и туффитами псаммитовых, алевроитовых, пелитовых и редко псефитовых разновидностей, обладающих мощностями от нескольких сантиметров до метров. Сложность определения центра извержения заключалась в том, что в обнажающихся маломощных пластах и прослоях многочисленных (сотни) разновидностей туфов невозможно уловить, в каком направлении происходило уменьшение крупности материала и мощности пластов.

Для определения центра извержения мною было проведено послойное микроскопическое изучение всех пород, в процессе которого определялись крупность материала и наличие терригенной примеси. Для сопоставления разрезов были определены суммарная мощность каждой разновидности вулканокластических пород и процентное содержание данной разновидности по отношению ко всему разрезу туфов.

Полученные процентные содержания каждой разновидности позволили составить графики изменения крупности материала. С их помощью определились центры извержения**.

* При этом необходимо учитывать такие фации, как пирокластические и грязевые потоки, где не всегда с удалением от центра извержения уменьшается крупность обломочного материала.

** Дополнительно учитывались изменение мощностей и наличие терригенных примесей.

По этой методике были установлены центры извержения в Закарпатье и доказана возможность определения соотношения свит. Так, например, оставалось недоказанным соотношение между гутинской свитой, слагавшей вулканическую гряду, и ильницкой угленосной вулканогенно-осадочной, развитой в котловине. Определенные здесь проценты содержания суммарных мощностей каждой разновидности туфов также показали одновозрастность этих свит [62]. Нет необходимости разъяснять важность определения центров извержения для расшифровки истории развития вулканизма и установления закономерностей размещения полезных ископаемых.

Производство элементарных подсчетов отдельных характеристик вулканических формаций в процессе их изучения не может вызвать особых затруднений, но позволит по-новому осветить закономерности развития вулканизма.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В вулканических областях проводятся широкие научно-исследовательские, геологосъемочные и геологические работы. Это требует детального изучения вулканитов и в первую очередь правильного и единообразного определения вулканогенных обломочных пород. Вследствие этого постоянно возникает необходимость в уточнениях терминов, предложениях новых терминов и дополнениях классификаций. Однако следует иметь в виду, что любые изменения общепринятых терминов следует допускать только в случае крайней необходимости, так как новшества обычно принимаются не всеми и на этой почве возникают недоразумения.

Терминология вулканогенных обломочных горных пород более или менее стабилизировалась: туфы обычно не ограничиваются крупностью материала и термин «туфобрекчия» постепенно отмирает; в термин «туффит» вкладывается петрографическое понятие в отличие от отжившего представления о нем как о породе субаквального происхождения; вулканогенно-осадочные породы с преобладающей примесью осадочного материала повсеместно называют «туфоконгломератами», «туфопесчаниками» и т. п. вместо устаревших и неправильных терминов «туфогенный конгломерат», «туфогенный песчаник» и т. п. Твердо укоренились термины «гиалокластит», «тефра», «тефроид», «кластолава» и другие. Введены и получили распространение термины «псевдоигнимбит», «псевдоагглютинат», «лавокластит» и другие. Дальнейшие исследования, видимо, приведут к тому, что терминология вулканогенных обломочных горных пород еще будет дорабатываться, а отдельные термины — обсуждаться.

Классификация вулканогенных обломочных горных пород, основанная на петрографических принципах, систематически дополняется, без изменения ее структуры. В сороковых и пятидесятых годах в классификацию входили только туфы и туффиты. В шестидесятых годах возникла необходимость во включении в классификацию игнимбитов, кластолав и вулканотерригенных пород. Кроме примеси осадочного материала удалось диагностировать примесь чуждого материала (обломков пород фундамента), что обусловило введение термина «ксенотуф». За последние годы получили признание термины «гиалокластит», «лавокластит», «тефроиды», что вызвало введение в классификацию соответствующих групп пород. Несмотря на введение новых групп пород, классификация не усложнилась, поскольку первоначальные группы — туфы, туффиты и др. — сохранили свои наименования. Таким образом, можно пользоваться любым разделом классификации в зависимости от изучаемых пород. Если возникнет необходимость в ее дальнейшей детализации на основе принятых принципов, она не будет усложняться, так как состоит из отдельных

добавляющихся самостоятельных разделов, которые могут быть сокращены, если в них не будет необходимости в данном регионе.

В описании основных типов вулканогенных обломочных горных пород использованы новейшие данные, полученные мною в областях активного вулканизма и дополненные результатами исследований в молодых и древних вулканических областях, а также по возможности учтены результаты других исследователей. Дальнейшие работы по изучению вулканитов, надо полагать, позволят дополнить диагностические признаки этих сложных и интересных горных пород.

При рассмотрении основных видов текстур и структур вулканогенных обломочных пород неоднократно отмечалось, что типичные пепловые структуры свойственны только кислым вулканитам. В настоящее время на земном шаре проявляется основной подкордовый вулканизм, сопровождающийся незначительным количеством продуктов кислого состава. Поэтому типичные пепловые структуры (дробленая пемза), приводимые во всех учебниках, широко развиты только среди древних пирокластических пород. Пепловые структуры современных вулканитов недостаточно изучены. В ближайшее десятилетие, надо полагать, будут описаны структуры и текстуры пока малоизученных гиалокластитов, лавокластитов, тефроидов и других вулканитов, а также современной пирокластике.

Условия генезиса вулканокластического материала в общих чертах установлены, но условия переработки исходного вулканического материала от его возникновения до седиментации изучены очень слабо. При более или менее детальном изучении даже наиболее всем известного процесса отложения тефры выяснилось, что он сопровождается воздушной дифференциацией по крупности, сепарацией по плотности, иногда полным выносом пелитового материала, привносом резургентного и чуждого материала и т. д. Вопросы литификации вулканогенного материала до сих пор не разработаны. Следует отметить, что литификация вулканокластических пород резко отличается от литификации осадочных пород. Даже диагенез вулканогенно-осадочных пород отличен от диагенеза осадочных пород.

Изложенное позволяет заключить, что вулканогенно-обломочные горные породы находятся в начальной стадии изучения, и здесь открывается широкое поле деятельности для исследователей, работающих как в области активного вулканизма, так и районах развития молодых и древних вулканических формаций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. А б и х Г. В. Геология Армянского нагорья. — «Зап. Кавказск. отд. Русск. географ. о-ва». Т. 2, Тифлис, 1899. 202 с.
2. А да мян А. А., Са а к я н Н. А. К вопросу происхождения четвертичных туфов Приереванского района. — «Сборник научных трудов Ереванского политехн. ин-та. Вып. 2, № 11». Ереван, 1955, с. 41—45.
3. А л и - За де А. А., Р о т к о М. А. Вулканические пещлы Юго-Западного Туркменистана. — «Ученые записки Туркм. ун-та», 1956, вып. 6, с. 49—127.
4. А ф а н а с ь е в Г. Д. Особенности геологического картирования магматических формаций на примере Северного Кавказа. — В кн.: Принципы геологического картирования интрузивных и эффузивных формаций. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 189—269.
5. Б е м м е л е н Р. В. Геология Индонезии. Пер. с англ. Изд-во иностр. лит., 1957. 394 с.
6. Б а л е с т а С. Т., Ф а р б е р о в А. И. Сейсмические исследования прорыва Пийпа. — В кн.: Материалы Первой городской конференции молодых ученых. Петропавловск-Камчатский, Дальневост. книжн. изд-во, 1969, с. 15—16.
7. Б о г о я в л е н с к а я Е. Е., Д у б и к Ю. М., К и р с а н о в И. Т. Кристаллизация андезитов в верхних частях вулканического канала. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., «Наука», 1971, с. 161—162.
8. Б о й д Ф. Р. Спекшиеся туфы и потоки риолитового плато в Йеллоустонском парке, Вайоминг. — В кн.: Проблемы палеовулканизма. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит., 1963, с. 208—263.
9. Б о т в и н к и н а Л. Н. Методическое руководство по изучению слейстости. М., «Наука», 1965. 259 с.
10. Б о т в и н к и н а Л. Н. Генетические типы отложений областей активного вулканизма. М., «Наука», 1954, 318 с.
11. В л а с о в Г. М., П о п к о в а М. И. Генезис, особенности и вторичные изменения гялокластитов различного типа. — В кн.: Вулканогенно-осадочный литогенез. Южно-Сахалинск, Дальневост. книжн. изд-во, 1974, с. 23—25.
12. В л а с о в Г. М., М а р т ы н ю к М. В., П о п к о в а М. И. Классификация вулканических пород. — В кн.: Проблемы минералогии и петрологии. Л., «Наука», 1972, с. 126—137.
13. В л о д а в е ц В. И. О происхождении пород, обычно называемых туфоловами и игнимбритами. — В кн.: Труды Лабор. вулканологии. Вып. 14. М., Изд-во АН СССР, 1957, с. 3—16.
14. В л о д а в е ц В. И. Процессы, порождающие пирокластический материал и его первичное перемещение. — В кн.: Проблемы вулканизма. Ереван, Изд-во АН Арм. ССР, 1959, с. 47—54.
15. В л о д а в е ц В. И. Проблема игнимбитов и гялокластитов на Международном симпозиуме в Италии. — «Бюлл. Вулканол. станции АН СССР», 1962, № 33, с. 80—86.

16. Влодавец В. И. Вулканы Земли. М., «Наука», 1973. 168 с.
17. Геологическая съемка вулканогенных образований. М., «Недра», 1971, 399 с.
18. Гилярова М. А. Шаровые лавы Сиусарского района Южной Карелии и проблема генезиса шаровых лав. — «Ученые записки ЛГУ», 1959, № 268, вып. 10, с. 3—68.
19. Горшков Г. С., Богоявленская Г. Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения (1955—1963 гг.). М., «Наука», 1965. 171 с.
20. Горшков Г. С., Дубик Ю. М. Направленный взрыв на вулкане Шивелуч. — В кн.: Вулканы и извержения. М., «Наука», 1969, с. 3—37.
21. Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Недра», 1969. 344 с.
22. Дзоценидзе Г. С. О некоторых вопросах вулканогенно-осадочного литогенеза. — В кн.: Вулканогенно-осадочный литогенез. Южно-Сахалинск, Дальневост. книжн. изд-во, 1974, с. 9—10.
23. Дзоценидзе Г. С., Хворова И. В. Основные принципы разработки рациональной систематики и номенклатуры вулканогенно-обломочных пород. — В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-обломочных пород. Тбилиси, Изд-во ЦК КП Грузии, 1970, с. 7—22.
24. Дю-Тойт А. Л. Геология Южной Африки. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит., 1957. 290 с.
25. Заварицкий А. Н. Введение в петрографию осадочных пород. М. — Л., Госнаучиздат, 1932. 79 с.
26. Заварицкий А. Н. О некоторых данных вулканологии в связи с изучением четвертичных туфов и туфолав Армении. — «Изв. Арм. ССР», 1946, № 10, с. 31—60.
27. Заварицкий А. Н. Игнимбриты Армении. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1947, № 3, с. 3—18.
28. Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1956. 479 с.
29. Залесский Б. В., Петров В. П. Арктическое месторождение туфовых лав. — «Труды Петрогр. ин-та АН СССР». Вып. 1». М., Изд-во АН СССР, 1934, с. 71—87.
30. Иванов Б. В. Извержение Карымского вулкана в 1962—1965 гг. и вулканы Карымской группы. М., «Наука», 1970. 135 с.
31. К вопросу о классификации и терминологии пирокластических и осадочно-пирокластических пород. — В кн.: Проблемы вулканизма. Ереван, Изд-во АН Арм. ССР, 1959, с. 465—472. Авт.: Е. В. Быковская, Г. М. Гапеева, Е. Н. Горецкая.
32. Карлов Н. Н., Кравченко А. И. Четвертичные вулканические пеплы окрестностей г. Днепропетровска. — «Труды Комиссии по изуч. четверт. периода. Т. 26». М., Изд-во АН СССР, 1957, с. 290—299.
33. Карапетян К. И., Адамян А. А. Новейший вулканизм некоторых районов Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН Арм. ССР, 1973. 164 с.
34. Кашкай М. А. По поводу «Классификации вулканогенных обломочных пород». — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1963, № 9, с. 103—107.
35. Классификация вулканогенных обломочных горных пород.

М., Госгеолтехиздат, 1962. 17 с. Авт.: В. И. Влодавец, Г. С. Дзюценидзе, Е. Ф. Малеев и др.

36. Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси, Изд-во ЦК КП Грузии, 1970. 262 с.

37. Копецкий Л. Об алмазности Чешского массива. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1960, № 12, с. 52—62.

38. Коптев-Дворников В. С., Яковлева Е. Б., Петрова М. А. Вулканогенные породы и методы их изучения. М., «Недра», 1967. 331 с.

39. Коптев-Дворников В. С., Петрова М. А. Петрохимические и генетические типы кислых эффузивов орогенного вулканизма. — В кн.: XV Международный геодезический и геофизический конгресс. Тезисы докладов. М., 1971, с. 48—49.

40. Криштофович А. Н. О геологической терминологии. — «Проблемы советской геологии», 1935, № 6, с. 18—25.

41. Кузнецов М. Ф. Древние вулканы и лавовые потоки на территории Средне-Сибирского плоскогорья. — «Труды Иркутск. ун-та. Сер. геол. Т. 9. № 1—2», 1953, с. 66—77.

42. Лебедев П. И. Вулкан Алагез и его лавы. — В кн.: Алагез — потухший вулкан Армянского нагорья. Т. 1. Л., 1931, с. 117—379.

43. Лебединский В. И., Ходюш Л. Я. Вулканический пепел, в четвертичных отложениях г. Днепропетровска и равнинной части Украинской ССР. «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1959, т. 34, вып. 3, с. 45—60.

44. Лебединский В. И., Добровольская Т. И. Новые данные о нижнемеловом вулканизме в Горном Крыму. — «Докл. АН СССР», 1961, т. 136, № 4, с. 896—899.

45. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Олонеккая диабазовая формация. «Труды С.-Петерб. об-ва естествоисп.». Т. 19, 1888 (Избранные труды. Т. III. М., Изд-во АН СССР, 1952, с. 5—202).

46. Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Дьяконова-Савельева Е. Н. Вулканическая группа Карадага в Крыму. Л., Изд-во АН СССР, 1933, 151 с.

47. Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Струве Э. А. Петрографический словарь. М., Госгеолтехиздат, 1963. 447 с.

48. Лурье М. Л., Обручев С. В. Основные черты эффузивного вулканизма трапповой формации Сибирской платформы. — «Материалы ВСЕГЕИ. Вып. 7», 1955, с. 159—206.

49. Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии. Т. 1. М., «Наука», 1971. 490 с.

50. Мадатов Э. Х. Пирокластические горные породы. Баку, Азерб. гос. изд-во, 1962. 248 с.

51. Малеев Е. Ф. Пепловые туфы Суйфунского бассейна. — «Вестн. ДВФАН», 1938, № 28, с. 37—50.

52. Малеев Е. Ф. Классификация и главнейшие структуры пирокластических пород. — «Советская геология», 1946, № 12, с. 35—44.

53. Малеев Е. Ф. О Барановском вулкане в Амурско-Уссурийской депрессии. — В кн.: Труды Лаборатории вулканологии. Вып. 6. М., Изд-во АН СССР, 1949, с. 23—52.

54. Малеев Е. Ф. О методике геологического картирования пирокла-

стических и эффузивных горных пород. — «Разведка недр», 1951, № 1, с. 11—14.

55. Малеев Е. Ф. О структуре туфодиамиита. — «Труды Львовского геол. об-ва. Сер. геол. Вып. 3». Львов, 1954, с. 140—144.

56. Малеев Е. Ф. Еще о классификации пирокластических пород. — «Зап. Всес. минер. о-ва. Сер. II», 1958, ч. 87, вып. 1, с. 120—125.

57. Малеев Е. Ф. Основные принципы классификации пирокластических пород. — В кн.: Вулканизм Камчатки и Курильских островов. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 183—190.

58. Малеев Е. Ф. Генетические типы туфолав и отличие их от игнимбри-тов. — В кн.: Туфолавы и игнимбриды. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 39—46.

59. Малеев Е. Ф. Пирокластическая природа игнимбридов юга Кам-чатки. — В кн.: Туфолавы и игнимбриды. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 97—101.

60. Малеев Е. Ф. Классификация и фации вулканокластических пород. — В кн.: Вопросы вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 390—398.

61. Малеев Е. Ф. Вулканокластические горные породы. М., Госгеол-техиздат, 1963. 168 с.

62. Малеев Е. Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. М., «Наука», 1964. 251 с.

63. Малеев Е. Ф. Условия накопления вулканотерригенного мате-риала. — В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М., «Наука», 1965, с. 55—62.

64. Малеев Е. Ф. Влияние типов извержений на формирование вулканогенных фаций и формаций. — В кн.: Вулканогенные и вулканоплутонические формации. М., «Наука», 1966, с. 5—13.

65. Малеев Е. Ф. Характер пирокластики вулcano-стромболианских взрывов Карымского вулкана. — «Бюл. вулканол. станций АН СССР», 1968, № 44, с. 45—48.

66. Малеев Е. Ф. Опыт картирования вулканических формаций. — В кн.: Методика картирования вулканических формаций. М., «Наука», 1969, с. 7—41.

67. Малеев Е. Ф. Типы месторождений кислых вулканических стекол и приуроченность их к этапу вулканизма. — В кн.: Закономерности формиро-вания и размещения месторождений вулканического стекла. М., «Наука», 1969 с. 20—26.

68. Малеев Е. Ф. Агломератовые пирокластические потоки. — В кн.: Вулканические фации Камчатки. М., «Наука», 1969, с. 5—33.

69. Малеев Е. Ф. Семьячские игнимбриды и проблема туфолав. — В кн.: Вулканические фации Камчатки. М., «Наука», 1969, с. 91—103.

70. Малеев Е. Ф. Подушечные лавы и подушечные агломераты. — В кн.: Вулканические фации Камчатки. М., «Наука», 1969, с. 110—122.

71. Малеев Е. Ф. Классификация некоторых типов вулканогенно-опа-дочных пород. — «Литология и полезные ископаемые», 1971, № 5, с. 125—129.

72. Малеев Е. Ф. О терминах «кластолава» и других. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 1, с. 134—137.

73. Малеев Е. Ф. Закономерности проявления типов магмы в зависи-мости от геоструктурных условий. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., «Наука», 1971, с. 77—81.

74. Малеев Е. Ф. Фации кислого вулканизма на разных этапах раз-вития островных дуг. — В кн.: Кислый вулканизм. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 135—150.

75. Малеев Е. Ф. Эволюция вулканизма и характер продуктов извержений. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. Владивосток, Дальневост. книжн. изд-во, 1974, с. 57—65.

76. Малеев Е. Ф. Значение актуалистического метода для изучения вулканогенного литогенеза. — «Бюл. вулканол. станций АН СССР», 1974, № 50, с. 81—91.

77. Малеев Е. Ф. Вопросы планетарной эволюции вулканизма. — В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский. Дальневост. книжн. изд-во, 1974, с. 91—103.

78. Малеев Е. Ф. Критерии диагностики фаций и генетических типов вулканитов. М., «Наука», 1975. 257 с.

79. Малеев Е. Ф. Пеплы вулкана Тятя извержения 1973 г. — «Бюл. вулканол. станций АН СССР», 1975, № 51, с. 19—27.

80. Малеев Е. Ф., Ванде-Кирков Ю. В. Некоторые вопросы формирования лавовых потоков побочных кратеров Ключевского вулкана. — «Бюл. вулканол. станций АН СССР», 1973, № 49, с. 70—76.

81. Мелекесцев И. В. Принципы и методы возрастного расчленения и корреляции четвертичных вулканических образований. — В кн.: Методика картирования вулканических формаций. М., «Наука», 1969, с. 50—60.

82. Милановский Е. Е. О соотношениях вулканизма и тектоники в южной части рифтовой зоны Грегори (Восточная Африка). — В кн.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток, Дальневост. книжн. изд-во, 1970, с. 39—64.

83. Милановский Е. Е. Вулканизм и тектоника. — В кн.: Восточно-Африканская рифтовая система. Т. II. М., «Наука», 1974, с. 207—238.

84. Мурдмаа И. О., Петелин В. П., Скорнякова Н. С. Вулканогенный обломочный материал в донных осадках современных морей и океанов. — В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси, Изд-во ЦК КП Грузии, 1970, с. 51—56.

85. Мусатов Д. И., Карпов Г. П., Кутумов Ю. Д. О вулканических центрах в среднем течении р. Подкаменной Тунгуски и происхождении туфогенной серии нижнего триаса. — В кн.: Эксплозивные продукты вулканизма Сибирской платформы. Новосибирск, «Наука», 1969, с. 143—148.

86. Набоко С. И. Извержение Билюкая, побочного кратера Ключевского вулкана в 1938 г. — «Труды Лабор. вулканологии АН СССР. Вып. 3». М., 1947, 135 с.

87. О принципах классификации и номенклатуре древних вулканогенных обломочных пород. — «Сов. геология», 1959, № 5, с. 73—80. Авт.: Л. И. Блохина, В. С. Коптев-Дворников, М. Г. Ломизе и др.

88. Онникиенко С. К. К вопросу классификации пирокластов. — Изв. вузов. Геология и разведка», 1958, № 9, с. 42—46.

89. Оффман П. Е. Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы. — В кн.: Тектоника СССР, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1959. 462 с.

90. Павлидис Ю. А. Некоторые особенности образования современных прибрежных отложений в пределах вулканического архипелага. На примере Курильских островов. М., «Наука», 1968. 112 с.

91. Петров В. П. Игнимбриты и туфовые лавы; еще о природе арктического туфа. — «Труды Лабор. вулканологии АН СССР. Вып. 14». М., 1957, с. 17—25.

92. Петров В. П. Петрографический облик игнимбригов и туфовых лав и их место среди горных пород, промежуточных между лавами и туфами. — В кн.: Туфолавы и игнимбриги. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 24—38.
93. Петров В. П. Магма и генезис магматических горных пород. М., «Недра», 1972. 135 с.
94. Пийп Б. И. О раскаленных агломератовых потоках Авачи и о типе извержений этого вулкана. — «Бюл. Вулканол. станции на Камчатке», 1948, № 12, с. 18—28.
95. Пийп Б. И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом. М., Изд-во АН СССР, 1956. 311 с.
96. Проблемы глобальной тектоники. М., «Наука», 1973. 400 с.
97. Прокин В. А. К дискуссии о пирокластах. — «Зап. Всес. минер. об-ва», 1957, ч. 86, вып. 1, с. 137—141.
98. Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Ч. II. М.—Л., Гостоптехиздат, 1940. 420 с.
99. Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., «Мир», 1964. 437 с.
100. Романов И. С. Четвертичный вулканический пепел бассейна р. Мерлы. — «Сов. геология», 1959, № 10, с. 136—137.
101. Росс К. С., Смит Р. Л. Туфы пеплового потока, их происхождения, геологические отношения и идентификация. — В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., Изд-во иностр. лит., 1963, с. 371—477.
102. Рухин Л. Б. Основы литологии. Гостоптехиздат, 1961. 779 с.
103. Саранчина Г. М. Классификация пирокластических пород. — «Вестн. ЛГУ», 1952, № 10, с. 101—106.
104. Смит Р. Л. Потоки вулканического пепла. — В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., Изд-во иностр. лит., 1963, с. 307—370.
105. Современное состояние терминологии и номенклатуры изверженных пород. М., «Недра», 1969. 27 с.
106. Спекшиеся туфы и отложения пемзовых потоков и раскаленных туф в Японии. — В кн.: Проблемы палеовулканографии. М., Изд-во иностр. лит., 1963, с. 478—489. Авт.: Т. Исикава, Х. Куно, Т. Мацумото и др.
107. Сперанская И. М. Игнимбриги в вулканогенных толщах северного побережья Охотского моря и вопросы их происхождения. — В кн.: Туфолавы и игнимбриги. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 117—131.
108. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Тома I—III. М., Изд-во АН СССР, т. I— 212 с., т. II — 573 с., т. III — 549 с.
109. Тиррель Г. Б. Вулканы. Новосибирск — Грозный, Горгеонефтеиздат, 1934. 220 с.
110. Трехмерная сейсмическая модель Ключевской группы вулканов. — В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский, Дальневост. книжн. изд-во, 1974, с. 41—42. Авт.: Г. И. Аносов, С. Т. Балеста и др.
111. Трёгер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. Пер. с нем. М., «Недра», 1958. 198 с.
112. Трофимов В. С. Закономерности размещения и образования алмазных месторождений. М., «Недра», 1967. 269 с.
113. Устиев Е. К. К вопросу о номенклатуре эффузивных горных пород. — В кн.: Проблемы вулканизма. Ереван, Изд-во АН Арм. ССР, 1959, с. 473—478.

114. Фаворская М. А. К вопросу о механизме образования некоторых туфолав. — В кн.: Туфолавы. М., Изд-во АН СССР, 1957, с. 26—25.

115. Фаворская М. А. Принципы изучения эффузивных образований в процессе их картирования. — В кн.: Принципы геологического картирования интрузивных и эффузивных формаций. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 19—45.

116. Фарберов А. И. Магматические очаги вулканов Камчатки по сейсмическим данным. — Новосибирск, «Наука», 1974. 88 с.

117. Федотов С. А. О связи вулканов с тихоокеанским фокальным слоем, механизме подъема магм и возможном положении мантийных областей питания вулканов. — В кн.: Геодинамика, магообразование и вулканизм. Петроавловск-Камчатский, Дальневост. книжн. изд-во, 1974, с. 9—20.

118. Фирстов П. П., Широков В. А. Локализация корней вулканов Ключевой группы по сейсмологическим данным. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., «Наука», 1973, с. 113—117.

119. Фрейд Г. М. Орогенный вулканизм Южно-Джунгарского и Восточно-Сихотэ-Алинского поясов. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1972. 472 с.

120. Фролова Т. И. Количественная характеристика вулканогенных формаций Магнитогорского мегасинклинория и некоторые вопросы их генезиса. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969, с. 100—111.

121. Хворова И. В. О происхождении подушечных брекчий и связанных с ними туфов. — «Литология и полезные ископаемые», 1966, № 4, с. 51—61.

122. Червяковский Г. Ф. Среднепалеозойский вулканизм восточного склона Урала. М., «Наука», 1972. 258 с.

123. Четвертичные кальдеры Камчатки. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., «Наука», 1971, с. 55—65. Авт.: М. И. Зубин, И. В. Мелекесцев, А. А. Таракановский, Э. Н. Эрлих.

124. Шаталов Е. Т. К рациональному наименованию некоторых осадочных и пирокластических пород. — «Материалы по изучению Охотско-Колымского края. Сер. 1». Вып. 2, 1937, с. 28—36.

125. Шилов В. Н. Об условиях проявления гиаокластического типа вулканических извержений. — В кн.: Вулканогенно-осадочный литогенез. Южно-Сахалинск, Дальневост. книжн. изд-во, 1974, с. 22—23.

126. Ширинян К. Г., Асланян А. Г. Совершенная столбчатая отдельность в покровах вулканических туфов Армении в связи с их происхождением. — В кн.: Сборник научных трудов Ереванск. политехн. ин-та. Вып. 3. № 13, Ереван, 1956, с. 19—32.

127. Ширинян К. Г. К вопросу строения и генезиса туфолаговой толщи Армении. — «Изв. АН Арм. ССР. Сер. геол. и геогр.», 1958, т. 11, № 1, с. 25—34.

128. Ширинян К. Г. Игнимбриты и туфолавы (принципы классификации и условия формирования на примере Армении). — В кн.: Туфолавы и игнимбриты. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 47—58.

129. Ширинян К. Г. Гиаокластиты и условия их образования в Армении. — «Труды Лабор. палеовулканологии». Вып. 2. Алма-Ата, 1963, с. 200—210.

130. Ширинян К. Г., Карапетян К. И. Генетические типы новейших вулканогенно-обломочных пород Армении. — В кн.: Классификация

и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси, Изд-во ЦК КП Грузии, 1970, с. 70—81.

131. Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. М., Изд-во иностр. лит., 1950. 564 с.

132. Эрлих Э. Н., Шандер А. Е., Рутыев Ф. Ш. Меймечиты Восточной Камчатки. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 2, с. 3—9.

133. Abich H. Geologische Forschungen in den kaukasischen Ländern. T. 2, Geologie des Armenischen Hocheandes. Wien, 1882, 478 p.

134. Anderson T., Flett J. S. Reports on the eruptions of the Soufriere, in St. Vincent, in 1902, and on a visit to Martinique Pelie, in Martinique. Part. I. — «Phil. Transact. Roy. Soc.», 1903, Ser. A, N 200, p. 353—354.

135. Aramaki S. The 1783 activity of Asama volcano. — «Japan J. Geol. and Geogr.», 1957, N 1—3, 189—229.

136. Aramaki S., Ui T. Aira and Ata pyroclastic flows and related caldera and depressions in Southern Kyushu, Japan. — «Bull. volcan.», 1966, N 29, p. 27—47.

137. Bemmelen R. W. Driving forces of orogeny, with emphasis on blue-schist facies of metamorphism (test-case III: The Japan Arc). — «Tectonophysics», 1974, N 22, p. 83—125.

138. Branch C. D. Volcanic caldrons, ring complexes, and associated granites of the George-town Inlier, Queensland. Commonwealth Austral. — Bur. Mineral Resources, Geol. and Geophys. Bull., 1966, N 76, vol. XII, **стр. 158—159.**

139. Branch C. D. The source of eruption for pyroclastic flows: caldrons or calderas. — «Bull. volcan.», 1967, vol. 30, p. 41—50.

140. Contribution a l'etude volcanologique du Katmai et de la Vallee des Dix Mille Fumees. (Alaska). — «Soc. Belge Geol., paleontol. et hidrol. Rue de Louvain, 1963, N 7, p. 1—70, Aut.: P. Bordet, G. Marinelli, M. Mittempergher, et H. Tazieff.

141. Carlisle D. Pillow breccias and their aquagene tuffs — Quadra Liand. — «Journ. Geol., Brit. Columbia», 1963, vol. 71, N. 1, p. 48—71.

142. Corwin G., Foster H. The 1957 explosive eruption on Twojima Volcano, Islands. — «Amer. J. Sci.», 1959, No 3, p. 161—172.

143. Dahm Klaus-Peter. Pillowlaven in der Deutschen Demokratischen Republik. Leichnerische Darstellung einiger typischer Beispiele. — «Ber. Deutsch. ges. Geol. Wiss.», 1967, Bd. 12, N 3, S. 257—265.

144. Ellis S. G. Journey of a Tour around Hawaii, Baston, 1825. 186 p.

145. Emillson S. Lössbildung auf Island. Visendafelag Islandinga Societas Seilntarum Islandica II Reykjavik, 1931, 19 p.

146. Escher B. G. Over het vulkanisme van Lava in verbond met de intbarstug van den Merapi «A. Aeg. ged.», 1931, Ing. 46, p. 357—373.

147. Fiala F. Algonkian pillow lavas and voriolites in the Barrandian area. — «Sb. ged. ved.», 1967, Ser. G, N 12, p. 7—66.

148. Fischer R. V. Proposed classification of volcaniclastic sediments and rocks. — «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1961, vol. 72, N 9, p. 1409—1414.

149. Fischer R. V. Rocks composed of volcanic fragment and their classification. — «Earth Sci. Revs.», 1966, vol. 1, N 4, p. 287—297.

150. Geveres T. W. The volcanic vents of the western Stromberg. — Trans. Geol. Soc. S. Africa», 1929, vol. 31, p. 51—67.

151. Glangeaud L. Methods paleovolcanologiques. — In: Rapp. nat. trav. franc. 1963—1966, Paris, 1967, p. 292—294.
152. Hay R. Formation of the crystal-rich glowing avalanche deposits of St. Vincent. — «J. Geol.», 1959, N 5, p. 540—562.
153. Hedervari P. On the energy and magnitude of volcanic eruption. «Bull. Volcanol.», 1963, vol. 25, p. 373—385.
154. Hovey E. O. The new cone of Mont Pelée and the gorge of the Rivière blanche, Martinique. — «Amer. J. Sci.», 1903, N 4, 15 p.
155. Jaquet J. B. Notes upon the occurrence of gold in volcanic glass at Grassy Gully Ialwal District. — «Rec. Geol. Surv.», 1900, N 7, p. 63—68.
156. Kuno H. Lateral variation of basalt magma type across continental margins and Island arcs. — «Bull. volcan.», 1966, N 29, p. 194—221.
157. Lacroix A. Sur un cas Curilux de l'éruption de la Montagne Pelée. — «Bull. Soc. Franc. min.», 1905, N 28, p. 409—415.
158. Lacroix A. Remarques sur les matériaux de projection des volcans et sur la genèse des roches pyroclastiques qu'ils constituent. — In: «Livre jubilaire de la Soc. Geol. de France», 1930, p. 205—211.
159. Lyell Ch. Elements of geology, or the ancient changes of the earth. London. Murray, 1865. 794 p.
160. Macdonald G. A. Hawaiian islands. Catalogue of the active volcanoes of the world. P. III, Int. Volc. Ass. Napoli, 1955, 37 p.
161. Macdonald G. A. Volcanoes Prentice-Hall, JNC., Englewood cliff. New Jersey, 1972, 510 p.
162. Malahoff A., Woolord G. P. Magnetic measurements of the Hawaiian Ridge and their volcanological implications. — «Bull. Volcan.», 1966, vol. 29, p. 735—759.
163. Marchal P. Notes on some volcanic rocks of the North Island of New Zealand. — «New Zealand Journ. Sci. Techn.», 1932, vol. 13, N 4, p. 31—42.
164. Mc Birney A. R., Weill D. F. Rhyolite magmas of Central America. — «Bull. volcan.», 1966, vol. 29, p. 435—445.
165. Mc Birney A. R. Genetic relations of volcanic rocks of the Pacific ocean. — «Geol. Rundschau», 1967, Bd. 57, N 1, p. 21—33.
166. Norin E. Die Sedimente des zentralen Tyrrhenischen Meeres. — «Geol. Rundschau», 1958, Bd. 47, p. 217—218.
167. Panto G. The role of ignimbrites in the volcanism of Hungary. — «Acta geologica a magyor tudomanyos akadémia földtani közlönye». Budapest, 1962, t. 6, fasciculi 3—4, p. 131—135.
168. Panto G. Hauptpunkte zur Kennzeichnung und Klassifizierung der pyroklastischen Gesteine. — «Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss.», B, Miner. Lagerstättenf., 1967, t. 12, N 2, p. 165—171.
169. Pichler H. Neue Erkenntnisse über Art und Genese des Vulkanismus der Aolischen Inseln (Sizilien). — «Geol. Rundschau», 1967, Bd. 57, N 1, p. 102—126.
170. Rast N., Beavon R., Fitch F. Sub-aerial volcanicity in Snowdumia. Nature. Ser. Z, vol. 181, N 4607, 1958, p. 508—509.
171. Reyer H. Über tuffe und tuffogene sedimente. — «Jb. Geol. Reich.», 1881, Bd. 31, p. 57—66.
172. Reynolds S. H. Breccias. — «Geol. Mag.», 1928, N 65, p. 97—107.

173. Richards H. C., Bryan W. H. Volcanic mud balls from the Brisbane tuff. — «Roy. Soc. Queensland Proc.», 1927, vol. 39, p. 72—84.
174. Rutten M. G. Ignimbrites or fluidised tuff flows on some mid-Italian volcanoes. — «Geol. en. mijnbouw.» 1959, N 11, p. 396—399.
175. Schmincke, H. U. Pyroclastic rocks. — In: Fuchtbauer, H. Sediments and sedimentary rocks, 1974, p. 1, p. 160—189.
176. Sonder Von R. A. Zur Theorie und Klassifikation der eruptiven vulkanischen Vorgänge. — «Geol. Rundsch.» Zeitsch. Allgemeine Geologie», 1937, Bd. 28, p. 444—541.
177. Steiner A., Brown D. A., White J. R. Occurrence of ignimbrite in the Shag Valley, Northeast Otago. — «N. Z. J. Geol. and Geophys.», 1959, N 2, p. 380—384.
178. Straw P. H. A lurning mounta in Came out of the Sea at Fayal. — «Zodiac». 1957, N 584, p. 12—13.
179. Tazieff H. Un phénomène unique an monde: le mysterieux lac de lave du volan Nyiragongo. — «Sci. avenir», 1957, N 154, p. 284—289.
180. Thorarinsson S. Tefrokronologiska pa Island. — «Geogr. Ann. Stockh. Arg.», 1944, t. 26, p. 17—22.
181. Walker G. P. L. Acid volcanic rocks in Iceland. — «Bull. volcan», Discuss., 1966, vol. 29, p. 375—402.
182. Wentworth C. K., Williams H. The classification and terminology of the pyroclastic rocks. — «Nat. Acad. Sci., Nat. Bes. Council.», 1932, vol. 89, p. 3—56.
183. Wolff F. Der Vulkanismus, vol. 1, 1914. 711 p.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	С.
От редактора	3
Предисловие	5
Терминологии вулканогенных обломочных горных пород	8
Классификация вулканогенных обломочных горных пород	18
Обзор классификаций	18
Современное состояние классификаций	28
Эффузивные горные породы	30
Вулканокластические горные породы	31
Вулканогенно-осадочные горные породы	41
Основные типы вулканогенных обломочных и эффузивных горных пород	47
Эффузивные породы	47
Лавы	47
Брекчиевые лавы	47
Вулканокластические горные породы	50
Эффузивно-обломочные горные породы	51
Пирокластические горные породы	67
Осадочно-вулканокластические горные породы	106
Вулканогенно-осадочные горные породы	109
Вулканокласто-осадочные горные породы	110
Тефроидные горные породы (тефроиды)	113
Вулканотерригенные горные породы	118
Текстуры и структуры вулканокластических пород	121
Текстуры	121
Структуры	129
Происхождение вулканокластического материала	141
Типы извержений	146
Генетические типы вулканитов	163
О методах изучения и картирования вулканогенных образований	183
Особенности изучения вулканических формаций	183
Методы реконструкции вулканических построек	186
Количественные характеристики вулканических формаций	193
Заключение	201
Список литературы	203

ИБ № 862

Евгений Федотович Малеев

**ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБЛОМОЧНЫЕ
ГОРНЫЕ ПОРОДЫ**

Редактор *К. Н. Рудич*

Редактор издательства *Э. А. Смирнова*

Переплет художника *В. Т. Дружкова*

Художественный редактор *В. В. Евдокимов*

Технический редактор *О. А. Болтунова*

Корректор *Э. А. Ляхова*

Сдано в набор 10/XI 1976 г.

Подписано в печать 14/II 1977 г.

ЛТ-00479. Формат 60 × 90^{1/16}.

Бумага № 2. Печ. л. 13,5. Уч.-изд. л. 14,5.

тираж 3000 экз. Заказ 1353/6085—1.

Цена 2 р. 33 к.

Издательство «Недра», 103833, Москва, К-12

Третьяковский проезд, 1/19

Ленинградская типография № 6

Союзполиграфпрома при Государственном

комитете Совета Министров СССР

по делам издательств, полиграфии

и книжной торговли

196006, Ленинград, Московский пр., 91

В издательстве „Недра“ готовятся к печати
новые книги

ВЫСОЦКИЙ Б. П. Проблемы истории и методологии геологических наук. 25 л. 2 р. 70 к.

В монографии в рамках концепции автора рассмотрены место геологии в естествознании и классификация наук, специфика геологии, ее методы и их классификация, задачи истории геологии, ее детальная периодизация и закономерности развития; проблема актуализма и его история, социальное значение геологии, проблема законов в геологии, проблема антропогенных процессов и т. п. Для обоснования выводов дан обзор истории идей и методов геологии с определением и рассмотрением основных понятий (униформизм, катастрофизм, неокатастрофизм, и т. д.), анализом вопроса о приоритете и т. п. Эта часть книги содержит большой, существенно новый материал и имеет самостоятельное значение.

Книга рассчитана на геологов, географов, включая студентов, а также на всех лиц, интересующихся естествознанием и его историей.

ЕРМАКОВ В. А. Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. 17 л. 1 р. 85 к.

Приводится систематическое описание вулканов Ключевской группы (на Камчатке) и обрамления: их геологическое строение, петрология и эволюция. Составлены геолого-петрографические схемы района в целом и отдельных вулканов. На тектонической основе проведено расчленение на две формации: базальто-андезито-базальтовую и базальто-андезито-дацитовую, различающихся вещественным составом пород, набором включений, тектоническими условиями проявления и связью с различными зонами генерации магмы. С использованием сейсмологических данных ГСЗ показано, что источники магмы пород первой формации располагаются в верхней мантии, а пород второй — в земной коре. С позиций рифтогенеза предложена единая схема тектоно-магматического процесса, в котором извержения базальтов связываются с растяжениями и оживлением глубинного разлома, а чередующиеся с ними извержения пород среднего состава — с эпохами сжатия, вертикальными движениями и палингенезом в земной коре.

Книга рассчитана на вулканологов и геологов, изучающих проблемы связи тектоники с вулканизмом и петрологию вулканических пород.

КРАСНЫЙ Л. И. Проблемы тектонической систематики.
Изд. 2, перераб. и доп. (1 изд. — 1972). 12 л. 1 р. 20 к.

В книге анализируются принципы тектонической систематики и состояние этой проблемы в СССР и за рубежом. Описываются структуры континентов, включающие подвижные пояса, области и системы геосинклинального и негеосинклинального рядов, рассмотрены особенности древних архейских и протерозойских структур и стабильных областей (платформы, шельфовые области и массивы). Существенно дополнены разделы о структурах дна краевых морей, островных дуг и океанов. Большое внимание уделено глыбовым (геоблоковым) структурам, которые сравниваются и, отчасти, противопоставляются «литосферным плитам». Показано соотношение структур всей Земли и пути совершенствования тектонической систематики и терминологии. Подчеркивается важность поднятых проблем в связи с залеганием полезных ископаемых в различного типа тектонических структурах.

Книга рассчитана на геологов разных специальностей, а также на студентов, аспирантов и преподавателей высших учебных заведений.

ОЧЕРКИ структурной геологии сложно дислоцированных толщ.
Под ред. В. В. Белоусова и М. В. Кирилловой. Изд. 2 доп.
(1 изд. — 1973). 26 л. 2 р. 80 к.

Дан анализ специфики сложно деформированных толщ неметаморфизованных и метаморфических пород, описаны встречающиеся в них структурные формы, рассмотрены условия их образования. Книга состоит из десяти глав, каждая из которых имеет своего автора, однако в целом все главы подчинены единому плану, и читатель последовательно переходит от элементов деформации ко все более сложным структурным формам и суммарным сложным результатам процессов деформации толщ в различных горизонтах складчатой зоны на разных этапах ее развития, включая повторные складчатые деформации.

Рассчитана на геологов, занимающихся расшифровкой сложных геологических структур.

*Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел «Книга—почтой» магазинов:
№ 17—199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61
№ 59—127412, Москва, И-412, Коровинское шоссе, 20*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

2 р. 33 в.

18982

НЕДРА