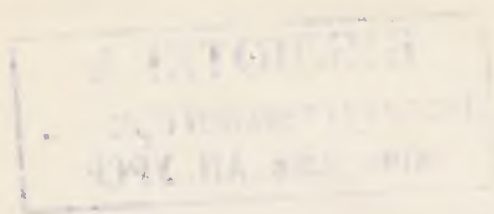


Е. Ф. МАЛЕЕВ



# ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

*Редактор К. Н. РУДИЧ*



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО  
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР  
МОСКВА 1963

## ПРЕДИСЛОВИЕ

В последнее десятилетие ведутся широкие геологические исследования, поиски и разведка месторождений металлов, нерудного сырья, новых видов строительного материала вулканического происхождения. Для успешного изучения этих месторождений нужно в первую очередь точно определить вещественный состав как самих месторождений, так и вмещающих пород, правильно понять их генезис и придерживаться единства в терминологии. Поскольку вулканокластические породы часто служат вмещающей средой для ряда месторождений или же сами являются полезным ископаемым, необходимость в создании книги по вулканокластическим породам становится очевидной.

Вулканокластические образования еще мало изучены. По-видимому, это объясняется тем, что они, занимая промежуточное положение между магматическими и осадочными породами, долгое время не выделялись в самостоятельную группу. Книга Е. Ф. Малеева «Вулканокластические горные породы» в некоторой степени восполняет этот пробел и может служить справочным пособием для широкого круга геологов.

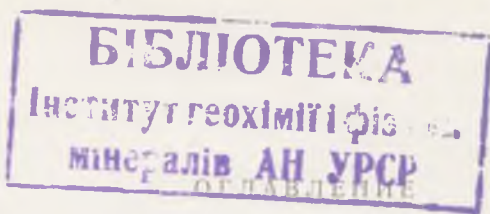
Автор книги почти 25 лет посвятил изучению вулканокластических пород. Еще в 1946 г. он выделил их в самостоятельную группу, указав на ряд специфических, присущих только им признаков, и дал классификацию пирокластических пород. Им же ранее был предложен ряд новых терминов по вулканокластическим породам. Многие из них были приняты геологами-практиками и включены в классификацию вулканогенных обломочных горных пород, разработанную специально созданной для этой цели комиссией (1962 г.), в которую входил и автор книги.

В книге, помимо материала автора, обобщены работы многочисленных исследователей как по вулканическим образованиям, так и по месторождениям полезных ископаемых вулканического происхождения.

Автор в своей книге стремится дать объективные признаки, по которым можно было бы отнести вулканокластические породы к той или иной фации, восстановить характер извержения, создавшего вулканокластический материал, и определить процессы, в результате которых был образован тот или иной тип вулканокластических пород. Все это весьма важно при геологическом картировании древних вулканических областей, особенно необходимого для правильного направления поисков полезных ископаемых.

Несомненно, что книга о вулканокластических породах окажет значительную помощь широкому кругу геологов. Хотя в ней и содержится ряд положений дискуссионного характера, это не лишает её существенных достоинств и практического интереса.

*К. Н. Рудич*



	Стр.
Предисловие . . . . .	3
Введение . . . . .	5
Терминология вулканокластических пород . . . . .	7
Классификация вулканокластических пород . . . . .	16
Основные типы вулканогенных обломочных горных пород . . . . .	44
Эффузивные породы . . . . .	44
Брекчиевые лавы . . . . .	44
Вулканокластические горные породы . . . . .	47
Лавокластические горные породы . . . . .	49
Пирокластические горные породы . . . . .	57
Пирокластические горные породы с примесью чуждого материала . . . . .	85
Осадочно-вулканокластические горные породы . . . . .	90
Вулканоосадочные горные породы . . . . .	94
Вулканокласто-осадочные горные породы . . . . .	94
Вулканотерригенные горные породы . . . . .	96
Текстуры и структуры вулканокластических пород . . . . .	98
Текстуры . . . . .	98
Структуры . . . . .	107
Происхождение вулканокластического материала . . . . .	121
Типы вулканизма . . . . .	122
Типы извержений . . . . .	123
Фации вулканокластических горных пород . . . . .	137
Наземная область . . . . .	141
Околожерловая зона . . . . .	141
Промежуточная зона . . . . .	146
Удаленная зона . . . . .	151
Водная область . . . . .	152
Околожерловая зона . . . . .	153
Промежуточная зона . . . . .	154
Удаленная зона . . . . .	155
Литература . . . . .	161

*Евгений Федотович Малеев*

**ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ**

Редактор *З. А. Смирнова*

Технический редактор *Т. М. Шмакова*

Корректор *Т. Т. Талдыкина*

Сдано в набор 8/IV-63 г.

Подписано к печати 26/VII-63 г.

Формат бумаги 60 × 90<sup>1/16</sup> Бум. л. 5,25

Печ. л. 10,5

Уч.-изд. л. 10,45

Т 09156

Тираж 3000

Зак. 393

Цена 52 коп.

## ВВЕДЕНИЕ

Вулканокластические горные породы играют относительно большую роль в строении земной коры. Они встречаются в древних толщах докембрия, продолжают формироваться и в настоящее время. Наиболее широко эти породы распространены в геосинклинальных областях, где они слагают иногда мощные структурно-фациальные зоны. При извержении вулкана вулканокластический материал рассеивается на значительные расстояния как в наземных, так и в подводных условиях; часто он входит в состав осадочных толщ складчатых областей и платформ. В пределах платформ развивается своеобразный вулканизм платформенного типа, дающий большое количество вулканокластического материала и лав.

Вулканокластические породы сложены преимущественно неустойчивыми компонентами, такими как вулканическое стекло и обломки эффузивных пород. Они быстро изменяются и поэтому с трудом диагностируются, вследствие чего многие вулканогенные толщи, или отдельные их пласты, иногда принимаются за осадочные, метаморфические или изверженные породы, тем самым в какой-то мере уменьшается значение вулканокластических пород в строении литосферы.

Изучение вулканокластических 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. В зависимости от условий формирования вулканогенных толщ образуются те или иные месторождения полезных ископаемых. Сами вулканокластические образования также являются полезными ископаемыми, например, пемза, туф, игнимбрит, кластолава или продукты их изменения: каолин, алузит, бентонитовая глина, минеральные краски и др.

Вулканокластические горные породы весьма разнообразны по составу. Они образуют большую и сложную группу, которая вполне может рассматриваться как самостоятельная.

Изучение вулканокластических пород необходимо для составления прогнозных карт, расшифровки различных геологических структур. При поисковых работах их изучают как вме-

шающие породы полезных ископаемых, водоносные и водопорные горизонты, основания, фундаменты. Но эти породы еще изучены недостаточно. В общей классификации горных пород они даже не имеют определенного места. Одни авторы их относят к изверженным породам, другие — к осадочным. В одних случаях вулканокластические породы (агглютинаты, игнимбриты, кластолавы) формируются, хотя и в поверхностных условиях, но под влиянием эндогенных факторов, в других (туффыты аллохтонного происхождения) — их образование в значительной мере зависит от экзогенных факторов, и только сам пирокластический материал имеет эндогенное происхождение. Поэтому вулканокластические горные породы следует выделить в самостоятельную группу.

Н. М. Страхов (1960), 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.

Задачи петрографии осадочных пород и вулканокластических несколько расходятся. Кроме вопросов об источнике материала, условиях транспортировки, седиментации и диагенеза, важных для обеих групп, при изучении вулканокластических пород приходится решать специфические вопросы: установление типов вулканизма, центров и типов извержений, дифференциации магмы и др.

Предлагаемая работа является итогом изучения геологического строения и состава месторождений полезных ископаемых вулканического происхождения. Для решения практических задач необходимо было разработать классификацию и номенклатуру вулканокластических пород, а также методику их картирования, что и попытался сделать автор в данной работе, которая написана по материалам, собранным автором и другими исследователями в различных частях Советского Союза за период с 1935 по 1961 г. Наиболее важный материал собран в Приморском и Хабаровском краях, Закарпатье, на Камчатке и Курильских островах, где изучались разные по возрасту вулканокластические породы. Кроме того, автор имел возможность познакомиться с вулканическими образованиями Русской платформы, Закавказья, Крыма и Средней Азии.

Для выяснения общих закономерностей был использован обширный материал других исследователей как советских, так и зарубежных. Фотоиллюстрационный материал, приводимый в книге, принадлежит автору.

Кроме консультации академика А. Н. Заварицкого (при его жизни) по вопросам терминологии и классификации, автор пользовался советами В. И. Влодавца, С. И. Набоко, В. П. Петрова и Б. И. Пийпа, детально просмотревших рукопись. Автор приносит им глубокую благодарность.



## ТЕРМИНОЛОГИЯ ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИХ ПОРОД

В применении тех или иных терминов для обозначения вулканокластических пород имеются разногласия. Это объясняется тем, что в одни и те же термины вкладываются различные, порой противоречивые понятия. До сих пор встречаются в литературе давно устаревшие, излишние термины. Дискуссия по терминологии вулканокластических пород, начатая в Советском Союзе в конце тридцатых годов XX в. помогла уточнить многие понятия, вкладываемые в те или иные термины. Были оставлены лишь наиболее укоренившиеся и рациональные термины, проверенные многочисленными и разнообразными геологическими работами.

В терминологии вулканокластических 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 вулканокластических пород по крупности материала, различные авторы для одних и тех же разновидностей пород принимают различные границы крупности материала. Все согласны с тем, что следует выделять наряду с туфами и туффиты — вулканокластические породы, содержащие примесь осадочного материала. Но с каким количеством примесей считать породу туффитом, имеется много противоречивых мнений. Кроме того, отдельные авторы вкладывают в эти термины не петрографическое, а генетическое понятие. Они подразумевают под туффитом не осадочно-пирокластическую породу, а чисто пирокластическую, но сформировавшуюся в водных условиях, в отличие от туфов, которые, как они полагают, имеют наземное происхождение.

Чаще всего споры возникают при определении недостаточно изученных вулканогенных образований, таких как туфолавы (кластолавы) и спекшиеся туфы (игнимбриты). Иногда эти термины рассматривались как синонимы, и породам, обозначенным ими, приписывалось одними авторами лавовое происхождение, а другими — пирокластическое. Некоторые авторы

разграничивали эти породы, относя туфолавы к лавовым образованиям, а игнимбриты к пирокластическим. Спорным является вопрос о границах пирокластических пород с эффузивными и нормально-осадочными породами, поскольку они занимают промежуточное положение между двумя этими группами.

Здесь рассмотрены только самые основные термины вулканокластических пород, без уточнения понятий которых было бы трудно ориентироваться в изложенном материале. При рассмотрении каждого из терминов учитывались его приоритет, четкость и ясность вкладываемых в него понятий и укорененность в литературе. Ниже рассматриваются следующие термины: «туф»<sup>1</sup>, «туффит», «пирокластические породы», «вулканокластические породы», «тефра», «туфогенные отложения», «вулканогенные отложения», «туфолава», «кластолава», «игнимбрит», «агглютинат», термины, характеризующие крупность материала, «ксенотуф», «брекчиевая лава», «туфопесчаник», «туфогравелит», «туфоконгломерат» и «вулканотерригенные породы».

**Туф.** Первоначально к туфам относили обломочные породы различного происхождения: вулканогенного, осадочного и метаморфического. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг в 1888 г. впервые дал четкое определение термина «вулканический туф», под которым 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 гидрхимическим путем» (стр. 137). В «Петрографическом словаре» он уточняет состав рыхлых вулканических продуктов: пепла, песка, бомб и отложений грязевых потоков (Левинсон-Лессинг и Струве, 1937, стр. 348). Как в «Петрографическом словаре», так и в «Геологическом словаре», под редакцией А. Н. Криштофовича (1955), 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 (1937) . . . . .	2
Н. И. Наковник (1955) . . . . .	2
Г. М. Саранчина (1952) . . . . .	10
В. А. Прокин (1953) . . . . .	20
С. К. Оникиенко (1958) . . . . .	30
Ч. К. Винтворт и Х. Вильямс (1932) . . . . .	32
М. С. Лурье и С. В. Обручев (1955) . . . . .	100

Как видно из приведенных данных, очень трудно ограничивать туфы определенной крупностью материала; и практика показала, что в этом нет необходимости. Более грубые туфы указанные исследователи предлагают называть «туфобрекжией»

<sup>1</sup> Везде под термином «туф» подразумевается вулканический туф.



или «вулканической брекчией». Эти термины постепенно отмирают, но еще употребляются как синонимы агломератового (грубообломочного) туфа.

Литификация вулканокластического материала происходит главным образом за счет разложения мелких обломков стекла и превращения их в различные водные алюмосиликаты и опал. В основных породах большую роль в цементации туфов играют карбонаты. В кислых туфах, состоящих преимущественно из остроугольных обломков стекла, под воздействием пластового давления происходит уплотнение породы и слабая ее цементация или точнее прессование обломков.

Транспортировка вулканокластического материала может осуществляться по воздуху, временными водными потоками, ручьями, грязевыми потоками, ледниками и раскаленными лавинами. При транспортировке обломки подвергаются обработке (раскалыванию, скалыванию углов и пр.). При обработке и переработке вулканокластического материала в условиях водной среды (окачивание, дифференциация) он превращается в вулканогенно-осадочную породу (вулканомиктовый конгломерат, вулканомиктовый песок и пр.).

Итак, вулканический туф — это горная порода, образованная путем цементирования гидрохимическими процессами или путем уплотнения рыхлого вулканокластического материала независимо от крупности обломков и фациальных условий их накопления.

**Туффит.** Термин введен Мюгге в 1893 г. Под этим термином он подразумевал горную породу, состоящую из смеси рыхлых вулканических продуктов и осадочного материала.

Такое же понятие вложено в этот термин в «Петрографическом словаре» (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и Э. А. Струве, 1937) и в «Геологическом словаре» (ред. А. Н. Криштофович, 1955). Позднее предлагались следующие пределы количества примеси осадочного материала в туффите: Е. Т. Шаталовым (1937) 25—75%; Л. Б. Рухиным (1955) 85—90%; В. Н. Киркинской (1958) 10—70%; Г. М. Фремд (1959) 10—20%; Е. Ф. Малевым (1946, 1959) до 50%. В последнее время большинство авторов стали к туффитам относить породы с примесью осадочного материала до 50%; если в породе осадочный материал превышает 50%, то порода приближается к осадочной.

Учитывая все сказанное выше, к туффитам следует относить вулканокластические породы с примесью осадочного материала до 50%, 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 смешанными. Вещественный их состав определяется по вулканокластическому материалу.

На практике в термин «туффит», кроме этого, вкладывают 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 показано было выше, большинство исследователей пришли к выводу, что для туффита характерно преобладание вулканокластического материала над осадочным.

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

**Вулканокластические породы.** Термин предложен В. И. Влодавцем (1959) и независимо от него Е. Ф. Малеевым (1959). 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, туфолавы, или точнее кластолавы, и др.

**Тэфра.** Это рыхлый, не связанный пирокластический материал. Термин введен Аристотелем. После работ Тсораринсона (Thorarinsson, 1944) и А. Риттманна (Rittmann, 1960) стал снова широко применяться вулканологами.

**Туфогенные отложения.** Термин введен в литературу Е. Рейером (Reyer, 1881) и широко применяется для обозначения вулканогенных толщ, горизонтов, свит, состоящих из вулканоло-

кластического материала или с преобладанием вулканокластического материала над осадочным. Этот термин не рекомендуется применять для осадочных пород с примесью вулканокластического материала, например, туфогенный песчаник и др. (Малеев, 1958).

**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. Абихом (Abich, 1882, 1899). Так именовал он породу, представляющую собой пористую лаву, переполненную обломками пирокластического материала, имеющую большое распространение в Армении, в районе вулкана Арагац. А. А. Иванчин-Писарев и П. И. Лебедев (1931), Б. В. Залесский и В. П. Петров (1931) и др. 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 термин «туфолава» и «игнимбрик». Последние исследования А. А. Адамян (1951, 1961), В. П. Петрова (1957, 1961), К. Г. Шириняна (1959, 1961) и др. доказали лавовое происхождение туфолав вулкана Арагац.

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

**Кластолава.** Термин был предложен Е. Ф. Малеевым (1959) и быстро получил распространение. «Кластолава» — это лавокластическая порода, состоящая из обломков ранее застывшей лавы, сцементированной лавой же, но отличающейся от обломков по составу, структуре или текстуре. В термин «кластолава» вкладывается часто петрографическое понятие.

**Игнимбрик.** Термин введен П. Маршаллом (Marshall, 1932) для горных пород, образовавшихся из раскаленного обломочного материала, выброшенного вулканом и впоследствии спекшегося в плотную массу. Для игнимбриков характерно сплавление обломков мелкого вулканического стекла в небольшие линзовидные тела, в разрезе по форме напоминающие языки пламени (фьямме). В качестве примеров указывалось на образование таких пород при извержении вулканов Мон-Пеле (о. Мартиника) в 1902 г. и Катмаи на Аляске в 1912 г. Однако во время извержения Мон-Пеле игнимбрики не образовывались, не наблюдается образование их и в областях современного вулканизма в таких масштабах, как предполагал П. Маршалл.

Поэтому была вообще поставлена под сомнение возможность образования игнимбритов (Влодавец, 1957). Многочисленные исследования как в Советском Союзе, так и за рубежом позволяют сделать вывод, что образование игнимбритов обычно связано с вулканизмом орогенной стадии геосинклинального развития, в период завершения фаз вулканизма, характеризующихся кислыми вязкими дифференциатами, а следовательно, это связано с грандиозными взрывами и выбросами раскаленных лавин, часто сопровождающихся образованием кальдер. Формирование толщ игнимбритов связано с извержением раскаленных лавин Катмайского типа и последующего сплавления обломочного материала.

**Агглютинат.** Термин введен Тиррелем (1934) для спекшихся в сплошную массу шлаковых пород. Образование агглютинатов наблюдалось во время извержения многих вулканов гавайского и вулканского типов, когда выбрасываемые из вулкана раскаленные куски лавы, падая, спекаются, образуя пористую массу.

Кроме спекшихся туфов основного состава, таким путем могут образоваться спекшиеся туфы среднего состава. Спекшиеся туфы кальдеры Заварицкого на о. Симушир (Курильские о-ва), содержащие 64,6% кремнезема, по мнению Г. С. Горшкова (1961), образовались из обломков, перенесенных по воздуху.

**Термины, характеризующие крупность материала.** Крупность материала в вулканокластических породах — туфах, туффитах, ксенотуфах — определяется прилагательными, которым соответствуют определенные размеры 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».

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 при-



менять 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) термин «агломератовый туф» подавляющим большинством геологов употребляется для обозначения грубообломочных вулканокластических пород. Такое же значение ему придавал и Ляйэль (Lyell, 1855, 1856), подразумевая под ним «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 Ляйэль указывает следующее: «... размер угловатых обломков в некоторых агломератах огромный; их диаметр 2 и 3 ядра»<sup>1</sup>. 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 Е. Ф. Малеевым (1959) для сложных вулканокластических пород, содержащих примеси 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. Джонстон-Левис (Johnston-Lavis, 1886) назвал его случайными продуктами извержений чуждого состава; Ф. Вольф (Wolff, 1914) — ресургентным аллотигенным; Рек (Reck, 1909) — экзогенным (случайным); Лакруа (Lacroix, 1930) — эпалогенным и палеогенным; Вентворз и Вильямс (Wentworth, Williams, 1930) — акцессорным; А. Н. Заварицкий (1945) — эруптивным и М. Л. Лурье и С. В. Обручев (1955) — эксплозивным.

Г. В. Тиррель (1934) разделяет обломочный материал в зависимости от его происхождения на следующие группы:

1. Родственные обломки, образовавшиеся в результате дробления свежей раскаленной лавы.

2. Акцессорные родственные обломки, состоящие из ранее затвердевшей лавы (лавовая пробка).

3. Плутонические родственные обломки, образовавшиеся за счет раскристаллизованных 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.

<sup>1</sup> Ярд = 0,914 м.



Первые три группы 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 (Reynolds, 1928) предложил название «эксплозивная брекчия». И. М. Сперанская (1959) грубообломочные породы предлагает называть «эруптивной брекчией», а тонкообломочные — «эруптивным туфом».

Из всех перечисленных терминов «чуждый» наиболее распространен в советской литературе. Этот термин является наиболее удачным, поскольку характеризует материал, отличный от пирокластического, среди которого он находится.

На древнегреческом языке слово «чуждый» (посторонний) будет «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 туфолаву с чуждыми обломками следует называть «ксеноигнимбрит» и «ксенотуфолаву».

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 и вовсе исчезает. (Бобриевич, 1960). В Закарпатье, в пределах Вагорлат-Гутинской гряды, вблизи сел Керецки и Оленево автор наблюдал трубки взрыва, в которых содержание чуждого материала варьировало от 0 до 100%. В. В. Колпаков (1951) описал кратер, расположенный в Патомском нагорье (Бодайбинский район, Иркутской области) и сложенный преимущественно обломками известняка. Вулканический обломочный материал там отсутствует совершенно. Следовательно, кроме ксенотуфов, т. е. пород, содержащих примесь чуждого материала, следует выделять породы, которые полностью или почти полностью состоят из чуждых обломков. Такие породы, состоящие из обломков чуждых горных пород, представляют собой брекчию, или эруптивную брекчию<sup>1</sup>. 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.** Эта порода представляет собой обломочную породу лавового происхождения, в которой обломки лавы

<sup>1</sup> Eruptivus — выброшенный.

цементированы лавой того же состава и одного с ними извержения. Брекчиевая лава является промежуточной породой между лавами и вулканокластическими породами. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1888) эти породы называет первичными брекчиями, вулканическими брекчиями или брекчиями расщепления. С. Г. Рейнольдс (Reynolds, 1928) — поточными лавами, а А. Лакруа (Lacroix, 1930) — 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 др. 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 др. Целесообразность применения этих терминов неоднократно обсуждалась в печати (Криштофович, 1935; Шаталов, 1937; Малеев, 1958) и было доказано, что слова, составляющие термин, указывают: одно — на признак вулканического происхождения, а другое — на признак осадочного происхождения и тем самым находятся в противоречии между собой. Предлагались термины с приставкой не «туфо», а «туффито» (Быковская и др., 1959). Эти термины не получили распространения, поскольку в породах присутствует примесь пирокластического материала, синхронная извержению, а не образовавшаяся за счет туффита.

**Вулканотерригенные горные породы.** Эта группа пород входит в класс осадочных пород. Вулканотерригенные породы состоят из вулканогенного материала, переработанного в водной среде, окатанного и часто дифференцированного по крупности. Они развиваются в наземных условиях — по периферии стратовулканов, а в водных — вокруг островных вулканов. Для обозначения отдельных разновидностей этих пород Е. В. Быковская и др. (1959) предлагают употреблять прилагательное «вулканомиктовый»; например, «вулканомиктовый конгломерат», «вулканомиктовый гравелит» и т. п., а для рыхлых пород — «вулканомиктовый гравий», «вулканомиктовый песок». Нами эти породы рассматриваются потому, что они сопутствуют вулканокластическим и косвенно указывают на определенные вулканические процессы.

## КЛАССИФИКАЦИЯ ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИХ ПОРОД

Первые классификации вулканокластических пород появились в конце прошлого столетия. Однако наибольшее их число было предложено за последние тридцать 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 и платформенный — протекает в определенных фациальных условиях (морской режим, молассы и лагуны, наземный); следовательно, первичный материал будет отличаться целым рядом особенностей. Разнообразные условия формирования вулканокластических пород создали большое количество их разновидностей. Причем, в отдельных районах преобладают определенные разновидности вулканокластических пород. Так, например, в областях развития платформенного вулканизма широко распространены шлаковые конусы вулканов; здесь преобладает грубообломочный литокластический материал основного состава. В областях вулканизма геосинклинального типа, когда формирование осадков происходит в водной среде, к пирокластическому материалу примешивается осадочный. Для этого типа отложений характерно развитие туффигов 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 за основу брались петрографические или генетические признаки, характерные для того района, в котором проводил исследования 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.

В настоящее время геологи пользуются различными классификациями, поэтому необходимо кратко рассмотреть основные из них, по которым можно проследить прогрессивное развитие систематики вулканокластических горных пород. Большую роль в этом отношении сыграли работы Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и А. Н. Заварицкого, которые дали определения основным терминам и уточнили понятия других.

Наиболее раннее генетическое разделение вулканокластических пород было сделано Вальтером и Ширлитцом (Walther, Schirlitz, 1886). Они выделили среди вулканокластических пород по условиям отложения четыре группы: 1) наземные; 2) образовавшиеся при извержениях под водой; 3) сформировавшиеся в воде из материала, выброшенного наземными вулканами; 4) отложенные на суше, но позднее переотложенные проточными водами.

Джонстон-Левис (Johnston-Lavis, 1886) выделял среди пирокластических образований три группы: 1) основные продукты извержений — лавы, шлаки, пемзы, пепел, кристаллы; 2) второстепенные продукты извержений родственного состава — части раздробленной вулканической постройки; 3) случайные продукты извержений чуждого состава — материал фундамента вулкана.

Одна из наиболее полных классификаций вулканокластических пород разработана в 1888 г. Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (1952). Описывая вулканогенные образования олонецкой диабазовой формации, он составил классификацию обломочных пород вулканогенного, осадочного, тектонического и метасоматического происхождения.

#### Опыт классификации обломочных пород (Левинсон-Лессинг, 1888)

I. Туфы (вулканические)	}	1. Агломератовые туфы (наземные)
		2. Туфогенные осадки (подводные туфы)
Туфобрекчии Микробрекчии		Частично грязевые потоки, частично настоящие вторичные образования
II. Брекчии первичные или вулканические	}	1. Брекчии расщепления, или туфовые (и брекчиевидные) лавы
		2. Брекчии трения, или агломератные лавы

В классификации Ф. В. Вольфа (Wolff, 1914) дается первое приближенное разделение вулканокластических пород по составу цемента, крупности материала и наличию осадочного ма-



териала (табл. 1). Ф. В. Вольф выделил также группу пород сцементированных пеплом, что совершенно неверно, так как пепел не может быть цементом, он может только выполнять промежутки между более крупными обломками. Цементом обычно служат продукты разложения мелкого пеплового материала, представляющие собой опалово-глинистую или опалово-карбонатную массу. Это неправильное понятие о пепле как о цементе неоднократно повторялось во многих классификациях (Рухин, 1953; Блохина и др., 1958; Каролусова, 1958 и многие др.).

Таблица 1

Классификация пирокластических пород  
(Вольф, 1914)

Характер цемента	Характер обломков			
	Блоки, глыбы, бомбы, обломки	Лапили, песок	Пепел	
Лава	I. Брекчии	Эвтаксит и атаксит (пипернолава) Вулканическая брекчия Агломератовые лавы Шлаковый агломерат, сваренный	Агломератовые лавы	Туфоагломератовые лавы
Пепел	II. Туфы	Вулканические конгломераты: а) отложения раскаленных туч; б) отложения лавин; в) отложения грязевых потоков	Лапилиевый и шлаковый туфы и обломочный туф Кристаллический туф	Пепловый туф
Смесь пепла с осадочным материалом	III. Туффиты		Туффиты	Туффиты

Л. В. Пирсон (Pirsson, 1915) разработал классификацию туфов, основанную на разделении их по агрегатному состоянию материала. В этой классификации приводятся диагностические признаки разновидностей туфов, благодаря чему классификация до сих пор не утратила своего значения. Л. В. Пирсон на основании микроскопического изучения делит туфы на витрокластические, литокластические и кристаллокластические и дает их подробную характеристику. Кроме того, он отмечает признаки отличия туфов, измененных в результате раскристаллизации, контактового метаморфизма и регионального метаморфизма. Но и эта классификация не охватывает всего разнообразия вулканокластических пород.



А. Лакруа (Lacroix, 1930) предложил генетическую классификацию вулканических образований, в которой выделяет четыре группы пород:

1. Неоген и метаген. Отложения, состоящие из свежей магмы, выброшенные в раскаленном или уже холодном состоянии.
2. Палеоген. Продукты более ранних извержений.
3. Гомоген. Обломки пород, раскристаллизованных на глубине, генетически связанные с магмой.
4. Эпалоген. Обломки фундамента вулкана.

Эта классификация представляет интерес лишь для общего генетического разделения пирокластического материала в районах современного вулканизма.

Ч. К. Винтворт и Х. Вильямс (Wentworth, Williams, 1932) разделяют пирокластические породы по размеру частиц (основная характеристика), форме обломков, происхождению материала, структуре и агрегатному состоянию. Эта классификация удобна главным образом для современных вулканогенных образований, она применялась зарубежными и некоторыми советскими геологами.

Классификация Ч. Винтворта и Х. Вильямса сводится к следующему:

А. Размер обломков более 32 мм

1. Обломки главным образом пластичного материала, образующиеся во время извержения: бомбы, агломерат или агглютинат в зависимости от природы цементирующей массы.
2. Обломки представлены преимущественно неродственным (случайным) материалом: случайная вулканическая брекчия или случайная туфовая брекчия.

Б. Размер обломков от 4 до 32 мм

1. Обломки ювенильного (главного) материала: лапилли, главный лапиллиевый туф (шлаки, пемза, ретикулит).
2. Обломки с примесью акцессорного материала: акцессорный лапиллиевый туф.
3. Обломки главным образом неродственных осадочных и метаморфических пород: случайный лапиллиевый туф.

В. Размер обломков от 0,25 до 4 мм

1. Обломки состоят в основном из ювенильного материала: грубый пепел, грубый главный туф (витрокластический, кристаллокластический и др.).
2. Обломки состоят преимущественно из затвердевшего материала с акцессорной примесью: грубый акцессорный туф.
3. Обломки состоят из чуждых изверженных, осадочных и метаморфических пород: грубый случайный пепел, грубый случайный туф.

Г. Размер обломков меньше 0,25 мм

1. Обломки состоят главным образом из ювенильного материала: главный пепел (пыль), тонкий главный туф (витрокластический, кристаллокластический).
2. Обломки с примесью акцессорного материала: тонкий акцессорный пепел (пыль), тонкий акцессорный туф.
3. Обломки из чуждых пород: тонкий случайный туф.

К недостаткам данной классификации следует отнести то, что авторы не рассматривают туфолавы, спекшиеся туфы и туффиты.

П. П. Гудков (1932) разделяет вулканические породы на рыхлые (агломераты) и сцементированные (брекчии, туфы и туффиты). К брекчиям отнесены грубообломочные породы двух типов: 1) обломки стенок вулкана и материала предыдущих извержений, сцементированные лавой и 2) лапилли и бомбы, сцементированные вулканическим туфом. К туфам он относит породы, состоящие из бомб, лапиллей, обломков кристаллов, стекла и других пород, сцементированных пепловым материалом, а к туффитам — породы такого же состава, как и туфы, но с цементом, состоящим из смеси пепла и осадочного материала.

К недостаткам классификации П. П. Гудкова следует отнести то, что в ней не отражено разделение вулканокластических пород по крупности материала и по характеру обломков, нет четкой разницы между брекчией, сцементированной туфом, и туфом, сцементированным пепловым материалом. Кроме того, сам термин «брекчия, сцементированная туфом» неверен, так как туф и пепел не могут быть цементом.

Е. Т. Шаталов (1937) предложил разделить вулканокластические породы на четыре группы: 1) агломератовые лавы; 2) туфы и туфобрекчии; 3) туффиты и 4) туфогенные породы. Эта классификация являлась первой наиболее полной классификацией и имела положительное значение, так как в ней учтены диагностические признаки. Неудачно в ней разделение пирокластических пород по количеству посторонних примесей — 25% для туфов, 75% для туффитов и 90% для туфогенных пород. Е. Т. Шаталов указывает на нецелесообразность применения терминов «туфогенный песчаник», «туфогенный сланец» и т. п. для пород, состоящих из осадочного материала с примесью пирокластического, но сам не отказался от этих терминов.

Л. Б. Рухин (1953) делит вулканокластические породы лишь на три группы, объединяя туффиты и туфогенные породы в одну группу. В термины, обозначающие эти породы, он вкладывает понятия, отличные от предложенных Е. Т. Шаталовым, и принимает иные допуски примесей осадочного материала. Классификация Л. Б. Рухина выглядит так:

1. Туфы — более 90% пирокластического материала.
2. Туфогенные породы — от 50 до 90% пирокластического материала.
3. Туффиты или туффитовые породы — 10—15% примеси пирокластического материала.

Соотношения пирокластического и осадочного материала, принятые в классификации Л. Б. Рухина, не обоснованы.

Г. М. Саранчина (1952) разделяет пирокластические породы на пять групп: 1) агломератные лавы; 2) туфолавы; 3) туфы (туфобрекчии); 4) туффиты и 5) туфогены.

В первую группу объединены породы, представляющие собой лавы, сцементированные лавами. Вторая группа пород отличается от первой только преобладанием обломков вулканических выбросов. В третью группу входят туфы и туфобрекчии, в которых обломки и цемент представляют собой продукты вулканической деятельности. Они различаются по крупности материала. Туфы состоят из обломков размерами менее 100 мм, а туфобрекчии — крупнее 10 мм. В эту группу включены также и игнимбриты. К четвертой группе — туффитам относятся породы подводных извержений (в отличие от туфов наземного происхождения) с примесью осадочного материала. Содержание пирокластического материала в туффитах принято от 25 до 75%. К пятой группе — туфогенам, отнесены породы, содержащие пирокластический материал от 10 до 25%.

Классификация Г. М. Саранчиной довольно полно охватывает все вулканокластические породы. Нужно лишь отметить, что разделение агломератовых лав и туфолав произведено искусственно. Деление туфов, туффитов и туфогенов по количеству примесей, а туфов и туфобрекчий по крупности материала ничем не обосновано. Утверждение, что туфы — породы наземного происхождения, а туффиты — водного, ошибочно; нередко бывает и наоборот.

В. А. Прокин (1953, 1957) выделяет четыре группы вулканокластических пород: 1) собственно вулканические однородного состава; 2) вулканические смешанного состава; 3) агломератовые и 4) туффиты (табл. 2). Дальнейшее подразделение идет по крупности материала и в зависимости от цементации породы.

Предложенная классификация очень сложна, так как обломки эффузивов, входящие в состав пород второй и третьей групп, практически отличить невозможно. Вместе с тем нужно согласиться с В. А. Прокиным о целесообразности выделения в отдельную группу вулканокластических пород с примесью обломков пород фундамента, но нельзя называть их агломератами, это неверно.

Н. И. Наковник (1955) за основу классификации принимает крупность материала, а дальнейшее деление проводит по характеру обломков (на кристаллокластические и пр.) и по их составу (на мономиктовые и полимиктовые). Он относит игнимбриты и туфолавы к изверженным породам, а туффиты — к осадочным. Классификация Н. И. Наковника не охватывает всего разнообразия вулканокластических пород, в нее не включены туфолавы и спекшиеся туфы.

С. К. Оникиенко (1958) указывает, что при классификации вулканокластических пород разногласия возникают при разде-

**Классификация вулканических обломочных пород**  
(Прокин, 1953)

Происхождение обломков  Величина обломков, в мм	Собственно вулканические однородного состава	Вулканические, смешанного состава (по кислотности)	Агломератовые обломки эффузивных пород и "инородные" обломки осадочных, метаморфических и изверженных пород	Туффиты Обломки эффузивных пород и одновременно образовав- шиеся осадки: химические терригенные и др.
<b>Сцементированные</b>				
Более 20  2—20  0,1—2  Менее 0,1	Вулканическая брек- чия  Крупнообломочный туф  Мелкообломочный туф  Плотный туф а) алевритовый— 0,01—0,1 мм б) пелитовый—менее 0,01 мм	Вулканическая брекчия смешанного состава  Крупнообломочный туф смешанного состава  Мелкообломочный туф смешанного состава  Плотный туф смешанного состава	Агломератовая вулкани- ческая брекчия  Агломератовый крупно- обломочный туф  Агломератовый мелкооб- ломочный туф  Агломератовый плотный туф	Осадочно-вулканическая брекчия  Крупнообломочный туф- фит  Мелкообломочный туф- фит  Плотный туффит
<b>Рыхлые</b>				
Более 20  2—20  0,1—2  Менее 0,1	Вулканические бомбы  Лапилли  Вулканический песок  Вулканический пепел	Вулканические бомбы смешанного состава  Лапилли смешанного со- става  Вулканический песок смешанного состава  Вулканический пепел смешанного состава	Грубообломочный вулка- нический агломерат  Крупнообломочный вул- канический агломерат  Мелкообломочный вул- канический агломерат  Тонкообломочный вулка- нический агломерат	Бомбово-обломочные от- ложения  Туффитовые лапилли  Туффитовый песок  Туффитовый пепел

лении их по крупности материала (табл. 3). Он предлагает выделять среди вулканокластических пород две фации: 1) фацию внешней зоны (мелкообломочные пирокласты) и 2) фацию внутренней зоны (крупнообломочные пирокласты). Границей для этих зон является размер обломков 0,5 мм. В каждой из фаций выделяется по две группы также по крупности материала.

В действительности в зависимости от силы извержения и многих других причин, связанных с транспортировкой материала, наблюдается переслаивание крупнообломочных туфов с тонкообломочными, вследствие чего разделить продукты извержения вулкана на две фации практически невозможно. Спорным является вопрос отнесения витрокластических туфов к «вулканическим брекчиям», так как крупные обломки стекла представляют собой породу со свойственной ей определенной структурой (обсидиан, перлит, витролипарит).

В. Н. Киркинская (1958) основными признаками различия пирокластических пород считает следующие: 1) количество пирокластического материала в породе; 2) размеры пирокластических частиц; 3) их агрегатное состояние; 4) вещественный состав, литологический тип нормально-осадочной породы.

По количеству пирокластического материала В. Н. Киркинская относит к туфам породы, содержащие пирокластического материала более 90%, к туффитам — от 30 до 90% и туфогенным породам — от 10 до 30%, но предлагаемое ею деление ничем не обосновывается. По крупности материала она разделяет пирокластические породы на пелитовые, алевроитовые, псаммитовые и псефитовые. Причем для группы псаммитовых пород устанавливает размеры обломков 0,1—1 мм, вместо 0,1—2 мм, принятых большинством исследователей. Разделение по агрегатному состоянию и вещественному составу обычно принимается всеми и возражений не вызывает. Породы, содержащие от 10 до 30% пирокластического материала, разделяются ею по литологическому типу. В этой группе в зависимости от состава преобладающего осадочного материала выделяются: туфогенные песчаники, туфогенные аргиллиты, туфогенные кремнистые глины, туфогенные диатомиты и др.

Классификацию, предложенную Е. Каролусовой-Кочисчаковой (1958), можно назвать генетической. В ней вулканокластические породы разделяются по условиям осаждения на наземные и водные, по условиям транспортировки на автохтонные и аллохтонные. Учитываются типы извержения и расстояния от центра извержения. Классификация охватывает самые разнообразные вулканокластические породы: агглютинаты, игнимбриты, туфы, туффиты и др. Положительная ее сторона — всесторонний охват разновидностей пирокластических пород; но поскольку главное значение в этой классификации придается не конечному облику горной породы, а условиям, в которых



Типы классификации пирокластов  
(Оникиенко, 1958)

Авторы	Разновидности туфов по крупности материала, размер обломков в мм										
	0,01	0,05	0,1	0,5	2	2,5	4	10	20	30 32 100	
Швецов М. С.	Пелитовые	Алевритовые	Псаммитовые			Псефитовые					
Шаталов Е. Т.	Пелитовые	Алевритовые	Псаммитовые			Псефитовые					
Малеев Е. Ф.	Пелитовые	Алевритовые	Псаммитовые		Псефитовые	Агломератовые					
Трусова И. Ф.	Плотные	Зернистые		Лапиллиевые			Вулканические брекчии				
Саранчина Г. М.	Пепловые			Обломочные			Туфобрекчии				
Прокин В. А.	Плотные			Мелкообломочные		Крупно- обломочные		Вулканическая брекчия			
Вильямс Х.	Туфы					Лапилли		Вулканическая брекчия			
Наковник Н. И.	Туфы					Брекчии			Агломераты		

порода образовывалась, ею трудно пользоваться для разделения и определения горных пород.

Л. М. Блохина, В. С. Коптев-Дворников, М. Г. Ломидзе, М. А. Петрова, Э. И. Тихомирова, Т. И. Фролова, Е. Я. Яковлева (1958, 1959) предложили классификацию вулканогенных осадочных пород, основанную на петрографических признаках (табл. 4).

Эта классификация охватывает различные вулканокластические породы от лавовых брекчий до туфогенно-осадочных пород (более 50% осадочного материала). Она основана на петрографических признаках, благодаря чему может быть применена в древних вулканических областях. Вулканогенно-обломочные породы этими авторами разделяются по количественному соотношению пирокластического и осадочного материала в цементирующей массе, петрографическому составу, гранулометрическому составу, однородности и неоднородности обломочного материала. Второстепенными признаками являются агрегатное состояние и акцессорные примеси.

К недостаткам классификации следует отнести: 1) сложное разделение по крупности материала; 2) отсутствие деления спекшихся туфов по крупности материала; 3) нецелесообразное введение некоторых новых терминов, например «плотный» как синоним «тонкого», «агломерат» как синоним «неоднородного по составу», использование термина «зернистый» для туфов, что неверно, так как туфы сложены обломками, а не зернами.

Г. Панто (Panto, 1959) предложил классификацию вулканокластических пород, в которой он пытался сочетать генетические и петрографические признаки (табл. 5). Несмотря на то что эта классификация охватывает главнейшие группы пирокластических пород, она несколько схематична. Так, например, по крупности материала все пирокластические породы разделены лишь на три группы. Не разделяются по крупности материала туфогенные отложения, туффиты, лахары, игнимбриты и туфолавы. Не отражен вещественный состав и агрегатное состояние обломков.

Автор данной работы неоднократно выступал в печати по вопросам классификации и терминологии вулканокластических пород (Малеев, 1946, 1958, 1959<sub>1,2</sub>, 1961<sub>1,2,3</sub>, 1962<sub>1-4</sub>). В основу предложенной им классификации (табл. 6) положены петрографические принципы: вещественный состав, состав цемента, наличие примесей и их состав, количество, характер обломков и крупность материала. Вулканокластические породы разделяются на литифицированные и рыхлые. Первые разделяются на сцементированные лавой, спекшиеся (без цемента) и сцементированные гидрхимически. Дальнейшее подразделение производится по наличию и количеству примесей: породы с примесью обломков пород фундамента вулкана, без посторонних примесей и с примесью осадочного материала. Причем,

Классификация и номенклатура древних  
(Блохина)

Лавовые брекчии		Пирокластические породы					
Однородный состав	Неоднородный состав	Туфы и вулканические брекчии					
		Туфы	Размер обломков в мм	Однородный состав	Неоднородный состав		
Лавовые брекчии	Агломератовые лавовые брекчии	Спекшиеся туфы (в том числе игнибрииты и агглютинаты)	Вулканические брекчии	> 200	Вулканические брекчии глыбовые	Агломератовые вулканические брекчии глыбовые	
				30—200	Вулканические брекчии	Агломератовые вулканические брекчии	
			Т у ф ы	Зернистые	5—30	Туфы крупнообломочные (в том числе лапиллиевые)	Агломератовые туфы крупнообломочные
					1—5	Туфы среднеобломочные	Агломератовые туфы среднеобломочные
						Туфы мелкообломочные	Агломератовые туфы мелкообломочные
					0,1—1	Туфы тонкообломочные	Плотные
< 0,1	Туфы тонкообломочные	Плотные					

Петрографический состав вводится в название пород

вулканогенных обломочных пород  
и др., 1959)

Существенно-пирокластические породы (туффиты)		Пирокласто-осадочные (туфогенно-осадочные) породы		
Размер обломков в мм	Осадочного материала не более 50%	Размер обломков в мм	Осадочного материала более 50%	
> 30	Туффитовые брекчии	> 200	Туфогенные валунные конгломераты и глыбовые брекчии	
5—30	Туффиты крупнообломочные	100—200	Туфогенные конгломераты и брекчии	
		50—100		Крупногалечные (крупнообломочные) Среднегалечные (среднеобломочные)
1—5	Туффиты среднеобломочные	10—50	Мелкогалечные (мелкообломочные)	
		1—10	Туфогенные гравелиты и дресвяные брекчии	
0,1—1	Туффиты мелкообломочные	0,5—1,0	Туфогенные песчаники	
		0,25—0,5		Крупнозернистые
		0,1—0,25		Среднезернистые
< 0,1	Туффиты тонкообломочные	0,01—0,1	Туфогенные алевролиты	
		< 0,01	Туфогенные аргиллиты	

Петрографический состав пирокластического материала вводится в названия пород или отмечается при их описании

Петрографический состав пирокластического материала отмечается при описании пород

Происхождение материала	>5 см		5 см-1 мм	<1 мм		Процесс формирования	
	Бомбы	Блоки	Лапилли	Пыль			
Вулканический затвердевший	Пирокластические лавы					Роса песч. пыль	Смесь на лавовой поверхности
	Игнимбриты						Паллящие тучи
	Лапилловый туф Агломерат					Накоплен пыль	На суше
	Лахары						В воде
	Вулканический конгломерат			Вулканические песок. глинистые частички		Поре вотлаб эпик. мале	Вулканический грязевой поток
	Туффиты						На суше
Туфогенные осадки					В воде		
					Осаждение		
					Осаждение		

если примеси осадочного материала больше 50%, то порода относится к осадочным (см. табл. 6). Разделение по вещественному составу и характеру обломков производится так же, как всеми авторами, а границы крупности обломков приняты наиболее распространенные: менее 0,01 мм, от 0,01 до 0,1 мм, от 0,1 до 2 мм, от 2 до 10 мм и более 10 мм (табл. 7).

Примеси постороннего материала могут быть четырех видов: 1) обломки фундамента вулкана, 2) терригенный материал, 3) органогенный материал и 4) химические осадки. Если к пирокластическому материалу примешиваются обломки фундамента вулкана, образуются «ксенотуфы», если же других трех видов — «туффиты».

В. И. Влодавец (1959, 1962) положил в основу классификации вулканокластических пород генетические признаки. Он считает, что образование этих пород зависит от типа извержения (табл. 8), состава вулканического материала и от расположения зоны распространения обломочного материала, т. е. удаления от центра извержения. Приведенная табл. 8 содержит большой фактический материал и позволяет производить анализ многих фаций, обусловленных различными типами извержений. Классификация может быть использована для областей современного вулканизма.

Классификация В. П. Петрова (1959) построена на петрографических и генетических принципах. Туфовые и вулканогенно-осадочные породы он делит на три группы, давая им следующую характеристику.

1. Туфы — магматические породы, претерпевшие только одно осаждение после выброса (туфолавы, игнимбриты, спекшиеся туфы, пепловые и пемзовые кристаллотуфы, литокластические и бентонитовые глины).

**Классификация вулканокластических пород**  
(Малеев, 1959)

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%)	



Разделение вулканокластических пород, сцементированных гидрохимически, по гранулометрическому составу и характеру обломков (Малеев, 1959)

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, кластолава, ксенотуф)	Агломератовый смешанный туф (туффит, кластолава, ксенотуф)

\* Агломератовые туфы делятся на три группы: мелкоагломератовые с размером обломков от 10 до 100 мм, среднеагломератовые — от 10 до 300 мм и грубоагломератовые — более 300 мм.

2. Туфогенные породы — туфовые накопления и лавовые обломки, переотложенные на дневной поверхности (агломератовые лавы, туфобрекчии, туфогенные песчаники, кристаллокластические и литокластические туфогенные песчаники).

3. Вулканогенные породы — это обломочные осадочные породы, материалом для которых служат более древние вулканические породы (вулканогенные брекчии, вулканогенные конгломераты, вулканогенные песчаники, серые вакки).

Кроме того, в этой классификации вулканокластические породы разделяются по вещественному составу. Ценность ее заключается в том, что в ней даются диагностические признаки разновидностей, это иногда позволяет определять породу петрографическими методами; но В. П. Петров в группу туфов включает туфолавы, игнимбриды и спекшиеся туфы, а также бентонитовые глины, с чем едва ли можно согласиться. В группе «туфогенных пород» неудачно помещены агломератовые лавы.

Сотрудники ВСЕГЕИ — Е. В. Быковская, Г. М. Гапсева, Е. Н. Горецкая, М. Л. Лурье, В. М. Сергиевский и М. В. Тащи-

**Вулканокластические образования**  
(Влодавец, 1959)

Типы извержений	Зоны распространения	Состав вулканического материала	Название вулканических продуктов
Гавайский	II	Глыбы и обломки лавы	Глыбовая лава типа аа
	I	Глыбы и обломки лавы в лаве	Агломератовая лава
		Комки спаявшейся лавы	Агглютинат
Стромболианский	II	Глыбы и обломки лавы	Глыбовая лава типа аа
	I	Глыбы и обломки лавы в лаве	Агломератовая лава
		Куски пластичного шлака	Лавовая брекчия
		Средней и малой величины глыбы в более мелком обломочном вулканическом материале	Сварившийся шлак
		То же, с бомбами	Агломерат с бомбами
	II	Обломки до 5 см (?) в диаметре, куски шлака	Туфобрекчия
	Лапилли, вулканические песок и пыль	Туфобрекчия	
	III	Слежавшиеся и схватившиеся вулканические песок и пыль	Туф
	IV	Смесь мелкообломочного, вулканического и морского осадочного материала	Туффит

**С обломками чуждых горных пород до 10%**

Вулканский	I	Крупные и мелкие глыбы, иногда бомбы типа хлебной корки и мелкообломочный вулканический материал	Агломерат
	II	Глыбы, окатанные грязевым потоком, в мелкообломочном вулканическом материале	Вулканический конгломерат
		Обломки до 5 см (?) в диаметре в вулканических песке и пыли	Туфобрекчия
	III	Слежавшиеся и схватившиеся вулканические песок и пыль	Туф
	IV	Смесь мелкообломочного вулканического и морского осадочного материала	Туффит

Типы извержений	Зоны распространения	Состав вулканического материала	Название вулканических продуктов
Пелейский	Без ярко выраженных зон	От огромных до мелких глыб и мелкообломочный материал Обломки от 5 см (?) в диаметре и мельче	Гигантоагломерат Туфобрекчия
Катмайский	Без ярко выраженных зон	Пенистая лава Спекшийся вулканический песок с мелкими обломками пемзы Рыхлый вулканический песок с мелкими обломками пемзы	Туфолавы Спекшийся туф, игнибриты Песчаный поток

## С обломками чуждых горных пород до 25%

			При относительном преобладании	
			вулканического материала	чуждых горных пород
Плинианский	I	От огромных до малых глыб и мелкообломочный материал	Гигантоагломерат	Гигантоксеноагломерат*
	II	Глыбы, окатанные грязевым потоком, в мелкообломочном материале Обломки от 5 см (?) в диаметре и мельче	Вулканический конгломерат Туфобрекчия	Вулканический ксеноконгломерат Ксенотуфобрекчия
	III	Слежавшиеся пески вулканических чуждых горных пород	Туф	Ксенотуф
	IV	Смесь мелкообломочного вулканического и морского осадочного материала	Туффит	Ксенотуффит

## С обломками чуждых горных пород от 25 до 75%

Ультравулканский	I	Глыбы и мелкообломочный материал	Агломерат	Ксеноагломерат
	II	Обломки от 5 см (?) в диаметре и мельче	Туфобрекчия	Ксенотуфобрекчия
	III	Песок из вулканических и чуждых горных пород	Туф	Ксенотуф
	IV	Смесь мелкообломочного вулканического и морского осадочного материала	Туффит	Ксенотуффит

\* Для пород с примесью обломков чуждого материала термины «ксенотуф», «ксеноагломерат» и др. В. И. Влодавец применил в 1962 г.

нина (1959) — предложили генетическую классификацию обломочных вулканогенных пород. Эти авторы делят все вулканогенные породы на пирокластические, осадочно-пирокластические, содержащие до 50% примеси осадочного материала, и осадочные породы, содержащие более 50% осадочного материала.

Среди пирокластических пород выделяются три группы фаций: а) жерловые фации, выполняющие подводный канал и сложенные агглютинатами, туфоагломератами и эруптивными брекчиями; б) прижерловые фации, сложенные грубообломочными туфами, переслаивающимися с лавами, а в более удаленных областях — с продуктами отложения грязевых потоков; в) удаленные фации, сложенные менее грубообломочным и более отсортированным материалом, обладающим слоистостью. Дальнейшее подразделение проводится по вещественному составу, крупности материала и характеру обломков.

В группе осадочно-пирокластических пород выделяются: а) туффиты, содержащие от 25 до 75% пирокластического материала и синхронного с ним осадочного; б) туффито-песчаники, туффито-конгломераты и другие разновидности, содержащие пирокластического материала менее 25%.

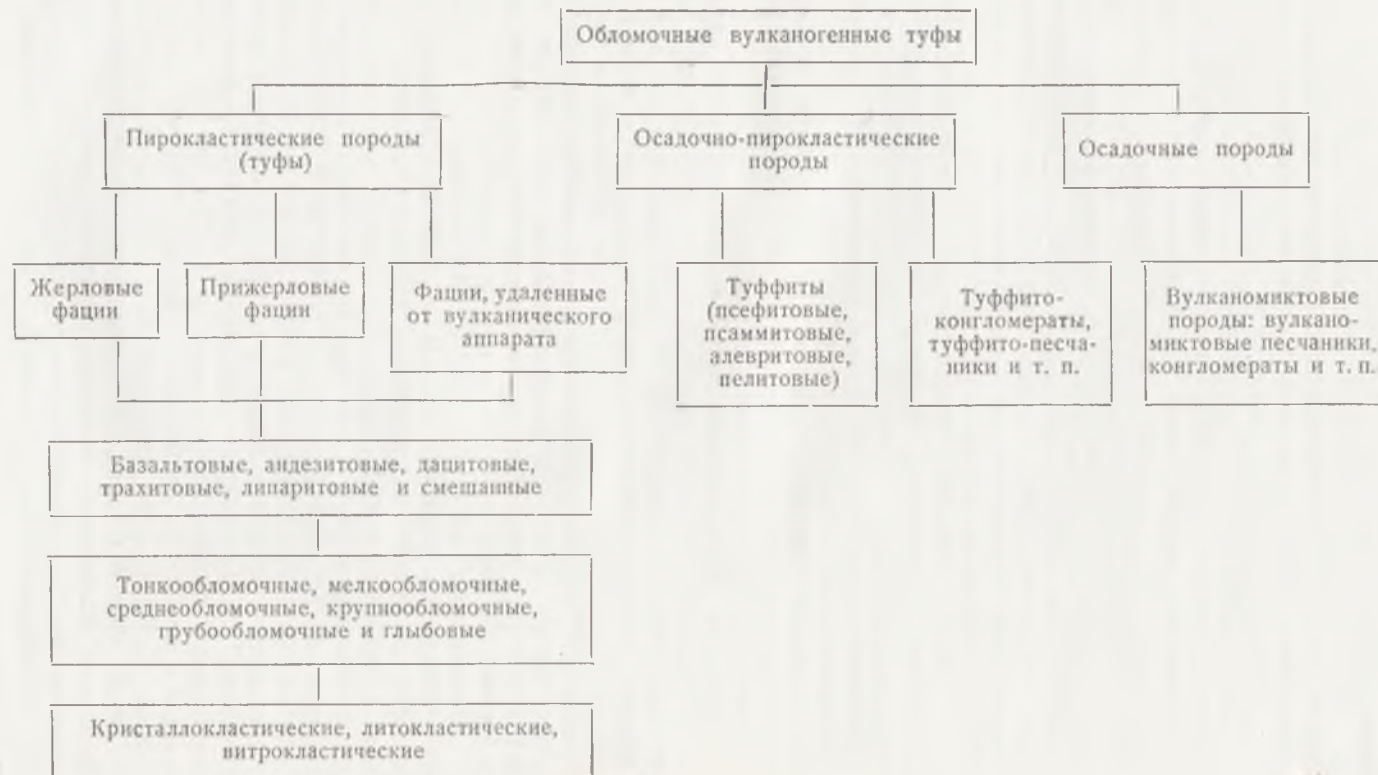
Осадочные породы возникли при разрушении, переносе и переотложении различных вулканогенных образований, сцементированных осадочным материалом.

Существо предлагаемой сотрудниками ВСЕГЕИ классификации сведено в табл. 9. Положительной стороной этой классификации является то, что ею можно пользоваться для определения пород неизвестного генезиса, установив вещественный состав, характер обломков (агрегатное состояние) и крупность материала. Границы разделения по крупности материала приняты наиболее распространенные: менее 0,01 мм; от 0,01 до 0,1 мм; от 0,1 до 2 мм; от 2 мм до 10 см; от 10 до 100 см и свыше 100 см.

Необходимо отметить, что в классификации отсутствуют сваренные (спекшиеся) породы и пирокластические породы с примесью обломков фундамента вулкана (чуждых). Положенные в основу классификации генетические признаки не дают критериев для определения породы, так как в процессе геологических исследований не фации определяют породу, а по горным породам устанавливают фацию. Ничем не обосновывается выделение туффитов с примесью пирокластического материала от 25 до 75%. Предложены неудачные термины в виде туффито-песчаников, туффито-конгломератов и пр., так как в данном случае к породе примешивается туфовый материал, а не туффитовый. Туффит — это уже порода.

Р. В. Фишер (Fisher, 1961) предложил генетическую классификацию вулканических пород, существо которой отражено в табл. 10. Его классификация объединяет три группы пород: 1) автокластических, включающих все типы брекчий, в том

Разделение обломочных вулканогенных пород по генезису, составу, размеру и структуре  
(Быковская и др., 1959)





числе туффизит — породу, выполняющую трубки взрыва; 2) пирокластических, представляющих собой продукты взрывной деятельности; 3) эпикластических, которые представляют собой продукты выветривания вулканических пород. Дальнейшее подразделение производится по крупности материала.

Таблица 10

Классификация вулканических пород  
(Фишер, 1961)

Преобладающий размер в м.м	Преобладающий материал			Эквивалентные негенетические термины
	автокластический	пирокластический	эпикластический	
256	Дислокационная брекчия	Пирокластическая брекчия	Эпикластическая вулканическая брекчия	Вулканическая брекчия
64	Автобрекчия	Агломерат	Эпикластический вулканический конгломерат	Вулканогенный конгломерат
	Интрузивная брекчия	Лапиллиевая порода		
2	Туффизит	Крупный туф	Эпикластический вулканический песчаник	Вулканический песчаник
1		Мелкий туф	Эпикластический вулканический алевролит	Вулканический алевролит
16				
1			Эпикластический вулканический аргиллит	Вулканический аргиллит
256				

В рассматриваемой классификации не выделяются в самостоятельные группы игнимбриты, кластолавы (туфолавы), пирокластические породы с примесью осадочного материала и с примесью обломков пород фундамента вулкана, вследствие чего она не может претендовать на универсальность. Кроме того, в первую и третью группы включены породы, которые только усложняют классификацию. Необходимо отметить, что более ранние американские классификации, например классификация Вентворза и Вильямса, гораздо полнее. Выделение пород трубок взрыва под наименованием туффизитов, следует приветствовать, так как в данное время нет обобщающего термина для этих пород.

Румынский исследователь З. Тэрэк (1962) выделяет среди вулканокластических пород три генетических типа (группы): 1) вулканические туфы; 2) осадочные пирокластиты с двумя подгруппами: а) туфоиды и б) туффиты; 3) псевдопирокластиты.

Вулканокластиты, или вулканические туфы  
(Тэрэк, 1962)

Цементирующий материал	Размеры обломочных частиц; структура и текстура горной породы						Условия образования
	Макро-	Мезо-	Микро-	Псаммитовая структура с литокластической текстурой	Алевритовая	Пелитовая	
	псефитовая структура с литокластической текстурой				структура с кристалло- и питрокластической текстурой		
	Крупные глыбы, осколки и бомбы	Осколки и бомбы	Мелкие осколки, шлаковые обломки, лапилли	Крошки, песок, кристаллы и обломки кристаллов	Вулканический пепел и пыль, кристаллы и обломки кристаллов		
	∅250 мм	∅250—25 мм	∅25—2,5 мм	∅2,5—0,1 мм	∅0,1—0,01 мм	∅0,01 мм	
Лава	Кластолавы	Брекчиелавы, сферопирокластолавы, шлаковые агломераты		Агломератовые лавы		На нижней и верхней поверхностях густых и жидких лав. Скрытые лавовые потоки	
Без цемента	Игнимбриты					Сварившиеся раскаленные бомбы повторных взрывов. Раскаленные туфы (?). На контактной поверхности повторных лавовых валов внутри единого лавового потока	
Химически связанный вулканический пепел, песок, пыль и др.	Туфобрекчии, туфосферопирокластиты			Лапиллиевые пемзовые, шлаковые туфы	Кристаллокластические пепловые туфы		Продукты взрыва густых и жидких лав
	Авенидас или лахар						Вулканические селевые потоки, обвалы (лавы) камней и скал

К вулканическим туфам он относит пирокластические образования автохтонного происхождения, отложившиеся в субаквальных или субаэральных условиях, состоящие из ювенильного материала, иногда содержащего примесь чуждых обломков немагматического происхождения. Дальнейшее деление этих пород З. Тэрэк производит в зависимости от типа цемента и крупности материала (табл. 11).

Осадочные пирокластиты, по его мнению, «формируются при денудации всякого изверженного образования»<sup>1</sup>. К туфоидам относятся породы, содержащие более 90% изверженного материала и менее 10% немагматической примеси. Туффиты содержат от 90 до 10% материала изверженного происхождения и соответственно от 10 до 90% — немагматического. Дальнейшее подразделение туфоидов и туффитов производится по крупности материала.

Группа псевдопирокластитов объединяет две подгруппы: туфоидных тектонитов, образующихся в результате дробления пород при тектонических подвижках, и собственно пирокластитов, образующихся в результате выветривания трещиноватых пирокластических пород. Псевдопирокластиты совершенно не имеют отношения к вулканокластическим породам и здесь нами не рассматриваются.

В предложенной классификации не учтены осадочно-пирокластические породы, образовавшиеся в результате примешивания осадочного материала к синхронному непереотложенному пирокластическому. Эти породы обычно называют туффитами. Вулканические туфы, по З. Тэрэку, образуются из бомб, лапилли, пепла и пыли, которые «пролетая разные расстояния, осаждаются на дневной поверхности». Он не учитывает, что в процессе формирования вулканокластических пород большое количество пирокластического материала транспортируется и дифференцируется после выпадения его, и не включает в классификацию образованные таким путем вулканокластические породы.

Из группы туфов следовало бы выделить породы с примесью чуждого материала (обломков пород фундамента вулкана). Среди пород, сцементированных лавой, З. Тэрэк выделяет агломератовые лавы, состоящие из пирокластических обломков, размерами менее 2,5 мм. Таких пород еще никто не наблюдал, и невозможно представить себе их образование. Но если бы даже такие породы и существовали в природе, то их нельзя называть агломератовыми лавами, так как под этим термином подразумеваются лавы, сложенные глыбами.

Необходимо в первую очередь сделать замечание относительно неточного применения терминов. Туфоидами Ф. Ю. Ле-

<sup>1</sup> Вероятно автор имеет в виду не все изверженные породы, а только вулканические.

## Классификация вулканогенных обломочных горных пород

Размеры поперечников обломков в мм	Эффузивные горные породы	Вулканокластические горные породы								
	Брекчиевые лавы	Лавокластические	Пирокластические							
	Обломки и цемент одного состава	Обломки и цемент различные по составу или по структуре	Пирокластический материал без существенных посторонних примесей				Пирокластический материал с примесью чуждых обломков (примеси менее 50%)			
			Рыхлые	Литифицированные		Рыхлые	Литифицированные			
Сваренные и спекшиеся	Уплотненные и сцементированные	Спекшиеся		Уплотненные и сцементированные						
Более 200	Глыбовая брекчиевая лава	Глыбовая кластолава	Вулканические глыбы и бомбы	Глыбовый вулканический агломерат	Глыбовый агглютинат (глыбовый спекшийся туф)	Глыбовый агломератовый туф	Глыбовый ксеноагломерат	Глыбовый спекшийся агломератовый ксенотуф	Глыбовый агломератовый ксенотуф	
30—200	Брекчиевая лава	Агломератовая кластолава		Вулканический агломерат	Агглютинат спекшийся агломератовый туф	Агломератовый туф (вулканическая брекчия)	Ксеноагломерат	Спекшийся агломератовый ксенотуф	Агломератовый ксенотуф	
10—30				Лапилли	Лапиллиевый агглютинат Лапиллиевый игнимбрит Лапиллиевый спекшийся туф	Лапиллиевый туф	—	Лапиллиевый ксеноигнимбрит Лапиллиевый спекшийся ксенотуф	Лапиллиевый ксенотуф	
2—10		Кластолавы (туфолавы)	Вулканический гравий	Гравийный (крупнообломочный) игнимбрит Гравийный (крупнообломочный) спекшийся туф	Песфитовый	Гравийный (крупнообломочный) туф	—	Гравийный (крупнообломочный) ксеноигнимбрит	Песфитовый	Гравийный (крупнообломочный) ксенотуф
0,1—2	Вулканический песок									
0,01—0,1	Вулканическая пыль		Алевритовый (мелкообломочный) спекшийся туф	Пепловый туф	Алевритовый мелкообломочный туф	Вулканический ксенопепел	Алевритовый (мелкообломочный) спекшийся ксенотуф	Пепловый ксенотуф	Алевритовый (мелкообломочный) ксенотуф	
Менее 0,01				Пелитовый (тонкообломочный) туф	—		—	—	—	

Размеры поперечников обломков в мм	Вулканокластические горные породы		Вулканоосадочные горные породы					
	Осадочно-вулканокластические		Вулканокласто-осадочные			Вулканотерригенные		
	Вулканокластический материал с примесью осадочного (примеси менее 50%)		Осадочный материал с примесью вулканокластического (примеси менее 50%)			Осадочные породы из переотложенного вулканического материала и других примесей		
	Рыхлые	Литифицированные	Рыхлые	Литифицированные		Рыхлые	Литифицированные	
Окатанные				Неокатанные	Окатанные		Неокатанные	
Более 200	Глыбовый туффитовый агломерат	Глыбовый агломератовый туффит (крупноглыбовый туффит)	—	Валунный туфоконгломерат	Глыбовая брекчия с туфовым материалом	Вулканомиктовые валуны Вулканомиктовые глыбы	Валунный вулканомиктовый конгломерат	Глыбовая вулканомиктовая брекчия
30—200	Туффитовый агломерат	Агломератовый туффит (глыбовый туффит)	Туфощебень					
10—30	—	Лапиллиевый туффит	Туфогалечник	Туфоконгломерат	Брекчия с туфовым материалом	Вулканомиктовый галечник	Вулканомиктовый конгломерат	Вулканомиктовая брекчия
2—10	Туффитовый гравий	Псефитовый туффит Гравийный (крупнообломочный) туффит	Туфогравий		Туфогравелит	Вулканомиктовый гравий	Вулканомиктовый гравелит	
0,1—2	Туффитовый песок	Псаммитовый (среднеобломочный) туффит	Туфопесок		Туфопесчаник	Вулканомиктовый песок	Вулканомиктовый песчаник	
0,01—0,1		Пелловый туффит Алевритовый (мелкообломочный) туффит	Туфоалеврит		Туфоалевролит			
Менее 0,01	Туффитовая пыль	Пелитовый (тонкообломочный) туффит	Туфопелит		Туфоаргиллит	Вулканомиктовый алеврит	Вулканомиктовый алевролит	

Примечание. Прочерком отмечены горные породы, для которых пока нет названий,



винсон-Лессинг еще в 1888 г. назвал метаморфизованные туфы, и нет необходимости вкладывать в этот термин новое понятие: Под туффитами также обычно подразумевают породы, состоящие из пирокластического и осадочного материала. По мнению З. Тэрэка, осадочные пирокластиты формируются в результате денудации изверженного материала. Следовательно, это будут не пирокластические породы, а нормально-осадочные. Такие породы в Советском Союзе принято называть «вулканотерригенными».

Отдельные вопросы классификации и номенклатуры вулканокластических горных пород рассматриваются в работах Л. К. Кваша (1959), И. М. Сперанской (1952), Г. М. Фремд (1959).

Вулканокластические горные породы являются аналогами эффузивных пород и при разделении их по вещественному составу приобретают прилагательное, соответствующее той или иной эффузивной породе, поэтому необходимо вкратце остановиться на номенклатуре эффузивных пород.

Е. К. Устиев (1959) указывает, что в современной петрографии имеется два принципа номенклатуры эффузивных пород: 1) деление по возрастному признаку на палеовулканические и неовулканические и 2) деление без учета возраста и степени сохранности лав. Таким образом, в настоящей литературе существует двойная номенклатура эффузивных горных пород.

Предлагая пользоваться неовулканической терминологией, Е. К. Устиев оговаривается, что термин «кварцевые порфиры», может быть, следовало бы оставить за гранит-порфировыми породами с крупными, выделяющимися на фоне тонкозернистой основой массы вкрапленниками кварца. Термин «порфириты» соответственно должен быть оставлен за интрузивными порфировыми породами диоритового и габбрового состава. Термины «диабазы», «спилиты» и «кератофиры» он предлагает применять к породам, сформировавшимся в подводных условиях.

В 1962 г. опубликована классификация вулканогенных обломочных пород, составленная Межведомственной Комиссией<sup>1</sup> Комиссия в течение двух лет вела большую работу по составлению ряда вариантов классификации и организовала обсуждение ее в геологических учреждениях и учебных заведениях СССР, среди коллективов, работающих в вулканических областях. Полученный ценный материал по классификации и терминологии был использован Комиссией.

В апреле 1961 г. Лаборатория вулканологии АН СССР проводила симпозиум по проблеме «Игнимбриты и туфолавы и условия их формирования». На симпозиуме было заслушано тридцать докладов о сложных и спорных вопросах образова-

<sup>1</sup> «Классификация вулканогенных обломочных пород». Госгеолтехиздат, 1962.

ния туфолав и игнимбригов. Вопросам классификации были посвящены доклады В. И. Влодавца, Е. Ф. Малеева, В. П. Петрова и Г. К. Шириняна. Материалы симпозиума также использованы Комиссией при составлении окончательного варианта классификации.

Следует отметить, что основные положения классификации и главнейшие 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 зависимой от фациальных условий образования.

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

При описании основных типов вулканогенных обломочных пород мы будем придерживаться классификации, предложенной Комиссией. Внесенные небольшие дополнения в табл. 12, сводятся к следующему: 1) брекчиевые лавы отнесены к эффузивным горным породам; 2) дано подробное расчленение игнимбригов; 3) отдается предпочтение терминам с греческими корнями (псаммитовый, пелитовый и др.).

---

## **ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБЛОМОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД**

В основу классификации вулканогенных обломочных пород положены петрографические признаки: наличие или отсутствие посторонних примесей, характер примесей, цемент и тип цемента, крупность материала, вещественный состав и агрегатное состояние материала.

Вулканокластические породы образуют большую и сложную группу и занимают промежуточное положение между изверженными и осадочными породами. Между вулканокластическими породами и осадочными имеются переходные разновидности, а именно: осадочно-вулканокластические породы, входящие в группу вулканокластических пород, и вулканокласто-осадочные, которые относятся к осадочным породам. Кроме того, к группе осадочных пород отнесены вулканотерригенные породы, образовавшиеся из вулканогенного материала в результате переработки его в водной среде. Между вулканокластическими и эффузивными породами также имеются промежуточные разновидности. Это — лавокластические породы, входящие в группу вулканокластических пород, и брекчиевые лавы, представляющие собой эффузивные породы. Для того чтобы более точно определить границы группы вулканокластических пород, будут рассмотрены и промежуточные их разновидности. Чтобы показать последовательность перехода от эффузивных пород к вулканокластическим, а затем к осадочным, вначале описываются брекчиевые лавы, затем кластолавы и т. д., согласно расположению групп пород в табл. 12.

### **ЭФФУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ**

#### **Брекчиевые лавы**

Брекчиевые лавы состоят из обломков лавы, сцементированных лавой того же извержения, или (что наблюдается чаще) из обломочного материала, спекшегося, подобно агглютинатам, в результате соприкосновения перегретых обломков. Брекчие-

вые 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 (1888) относит их к первичным, или вулканическим брекчиям расщепления, а А. Лакруа (1930) —



Рис. 1. Брекчиевая лава побочного кратера Туйла Ключевского вулкана, Камчатка

к брекчиям излияния. В советской литературе обычно их называют «брекчиевые лавы».

От кластолав брекчиевые лавы отличаются, как правило, отсутствием цемента, а при наличии последнего тем, что обломки и цемент в них имеют одинаковую текстуру и химический состав. По крупности материала выделяются: 1) глыбовая брекчиевая лава ( $>200$  мм) и 2) брекчиевая лава ( $<200$  мм).

Брекчиевые лавы можно наблюдать на поверхности отдельных участков лавовых потоков побочных кратеров Ключевского и Авачинского вулканов (Камчатка). Глыбы лавы соединены в своеобразный лавовый агглютинат (рис. 1). Это произошло либо в результате воздействия их первичного тепла, когда они были в раскаленном состоянии, либо при вторичном разогреве





Рис. 2. Брекчиевая лава в краевой части купола близ с. Станово, Закарпатье



Рис. 3. Брекчиевая лава в куполе Каран вулкана Шивелуч, Камчатка



обломочного материала как следствие вторичных реакций окисления. В нижних частях лавовых потоков также наблюдаются аналогичные брекчиевые лавы мощностью 2—3 м, иногда 5 м. Их также можно наблюдать в обнаженных ручьях лавовых потоках побочных кратеров Ключевского вулкана (кратер Апанончич и др.).

Наиболее часто брекчиевые лавы встречаются в апикальных 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 г. Мукачево в Закарпатье).

Брекчиевая лава состоит из угловатых обломков андезито-базальта размером преимущественно 10—15 см, редко 1 м в поперечнике (рис. 2). Порода литифицирована без цемента.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и Е. Н. Дьяконова-Савельева (1933) описали брекчиевую лаву липарито-дацита (трасс) из Карадага (Крым). Брекчиевые лавы можно наблюдать на куполах современных вулканов Камчатки. Купола вулкана Швелуч (Суелич, Шероховатый, Каран и др.) выдавливались отдельными блоками, на пограничных частях которых образовались брекчиевые лавы (рис. 3). Дальнейшее разделение брекчиевых лав производится по вещественному составу: на базальтовые, андезитовые, дацитовые и т. д.

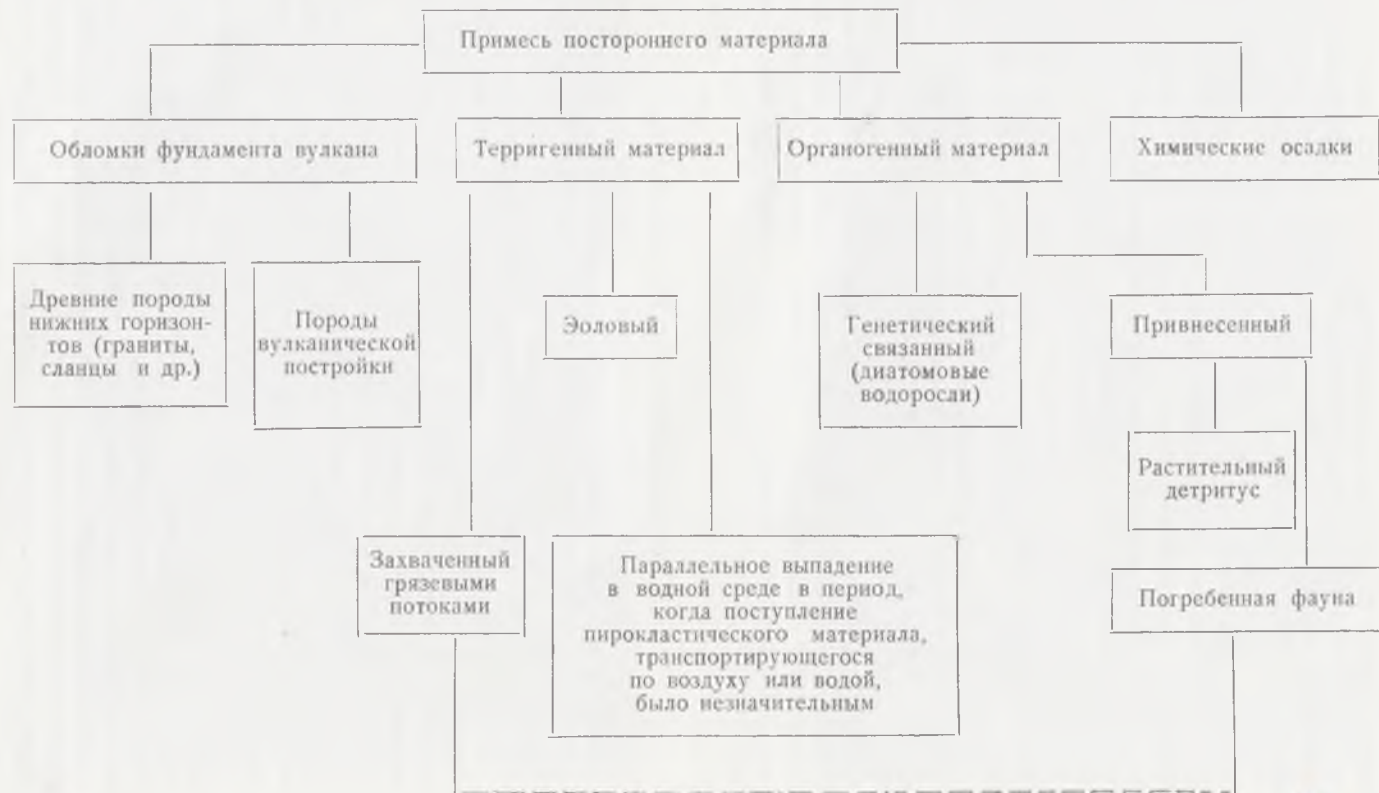
## ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Среди вулканокластических горных пород выделяются три группы: 1) лавокластические, 2) пирокластические, 3) осадочно-вулканокластические.

Лавокластические 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.

Пирокластические горные породы сложены пирокластическим материалом без существенной примеси осадочного или обломков фундамента вулкана. Пирокластические породы с чуждым материалом содержат до 50% примеси обломков фундамента вулкана. При преобладании чуждого материала породы будут относиться к эруптивным брекчиям. Осадочно-вулканокластические горные породы состоят из пирокластического материала с примесью осадочного до 50%. При преобла-

## Классификация примесей постороннего материала в вулканокластических породах



дании осадочного материала порода будет относиться к осадочным и входить в группу вулканокласто-осадочных пород. Классификация примесей постороннего материала в пирокластических породах дается в табл. 13.

### Лавокластические горные породы

Лавокластические горные породы объединяют большую группу пород: разнообразных туфолов, или точнее кластолов, так как вкладываемое в этот термин в настоящее время понятие соответствует кластоловам, а туфоловы представляют собой разновидности кластолов (Малеев, 1959, 1961).

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

1. Глыбовая агломератовая кластолова, состоящая из бомб и глыб . . . . . более 200
2. Агломератовая кластолова . . . . . 30—200
3. Кластолова . . . . . менее 30

По условиям образования можно выделить восемь типов кластолов, которые объединяются в пять групп (табл. 14).

Таблица 14

Генетические типы кластолов  
(Малеев, 1961)

Группа	Название породы по приуроченности к вулканическим формам	Условия образования
I	Кластоловы кратеров	В приповерхностной части кратерного озера (1-й тип) При внедрении в несцементированный материал шлакового конуса (2-й тип)
II	Кластоловы потоков	В поверхностных и близповерхностных условиях (3-й тип) В канале вулкана и излияние ее в виде потока (4-й тип)
III	Кластоловы 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	Кластоловы некков	В верхних частях некков при дроблении взрывами полужидкой лавы (7-й тип)
V	Кластоловы трубок взрыва	В результате цементации обломков основных эффузивов тонкой лавовой пленкой (8-й тип)

Ниже приводится характеристика различных 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. Хабаровска, в с. Святогорье, где расположен шлаковый конус с нечком в кратере<sup>1</sup>.

Верхняя часть нечка (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 нечка обломочный шлаковый материал составляет около 80%. Обломки с поверхности окислены и оплавлены. По мере углубления количество шлакового материала и крупность обломков уменьшается. Возможно, что уменьшение размеров обломков вызвано более сильным оплавлением их. Уменьшение количества обломков в лаве с глубиной и ярко выраженное оплавление их 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 Нирогонго в Конго, к северо-востоку от оз. Киву (Тазиев, 1957).

**Образование кластолав при внедрении в несцементированный материал шлакового конуса (2-й тип).** К породам такого генезиса отнесены образования Барановского вулкана, расположенного в 100 км на север от г. Владивостока. Судя по геологическим данным, в последнюю стадию деятельности 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. 4).

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

---

<sup>1</sup> 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 Сихотэ-Алиня давали жидкие лавы, образующие тонкие плащеобразные потоки.

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 гидroxимическим цементом не обнаружено. Кластолавы такого типа образовались



Рис. 4. Кластолава экструзии Барановского вулкана, район Владивостока

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 (Малеев, 1949).

Аналогичные кластолавы встречены и на других вулканах такого же типа: Иманском, Синдинском и Болоньском. Иногда наблюдаются «ксенолиты» шлакового конуса размерами в десятки и сотни метров в поперечнике, окруженные кольцом кластолавы (в плане), образовавшиеся в результате внедрения последней порции лавы.



**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 (Адамян и Саакян, 1955; Петров, 1957, 1961; Ширинян, 1958; 1961 и многие др.). Туфолава залегает в виде потока мощностью 30 м. Основная масса ее обладает витрофировой структурой. В отличие от туфолав игнибриты, развитые в этом районе, имеют пирокластическую природу. Г. В. Абих (1899) и Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1949) также относили туфолавы к лавам и полагали, что обломочный материал, присутствующий в лаве, является пирокластическим по происхождению.

Необходимо отметить, что, по наблюдениям в областях современного вулканизма, образование туфолав путем погружения пирокластического материала в излившуюся лаву не наблюдалось. По нашему мнению, переполнение лавы обломками произошло 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 (Курильские острова, рис. 5).

В Закарпатье, 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.

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 слабoporистой (рис. 6). Детальное изучение кластолав нижних частей лавовых потоков путем прослеживания постепенных переходов от лав к класто-

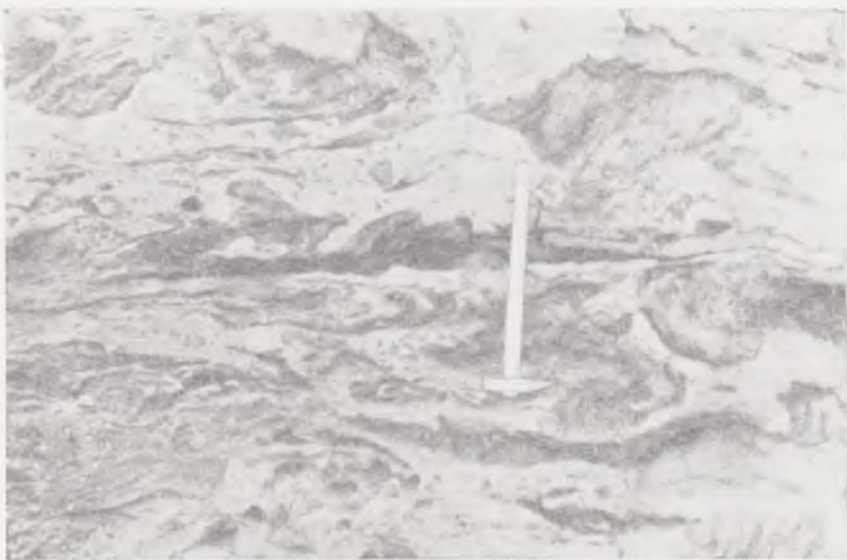


Рис. 5. Кластолава лавового потока вулкана Эбеко, о. Парамушир



Рис. 6. Кластолава потока андезито-дацита близ с. Дилок, Закарпатье

лавам позволило сделать следующий вывод: кластолавы образовались в результате дробления полузастывшей лавы и последующего оплавления 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 такого типа кластолавам можно отнести туфолавы, описанные М. А. Фаворской (1957) и Б. Л. Рыбаловым (1957). Им удалось наблюдать потоки кластолавы, отходящие от некков.

В Южном Приморье большим распространением пользуются вулканические образования верхнемелового и палеогенового возраста, представленные лавами, кластолавами, игнимбритами и туфами. На побережье Японского моря, между бухтой Нерпа и мысом Южным, в 1,5 км к югу от пади Калягина, липаритовый некк олигоценового возраста диаметром около 25 м прорывает толщу порфириров. В пределах некка хорошо видна флюидальная текстура и расположение линзовидных включений порфирита, ориентированных в нижней части некка вертикально, а выше — обтекающих выступы порфирита и переходящих в поток.

Под микроскопом липарит состоит из полос шириною 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 участками микрофельзита. В отношении образования такого типа кластолавы М. А. Фаворская (1957) полагает, что очень вязкая липаритовая магма, поднимаясь под напором из глубины, увлекла за собой крупные глыбы и нагрела более мелкие обломки до пластичного состояния, придавая им линзовидную обтекаемую форму.

В пределах Чаткальского хребта развиты кластолавы, слагающие некки, дайки и потоки. Б. Л. Рыбалов (1957) описал кластолавы липаритового состава верхнекарбонического возраста. Кластолавы переполнены многочисленными обломками и лепешками красно-бурого плотного иногда флюидального фельзита и фельзит-порфира, буро-фиолетовых и красных липарит-порфириров, темных обсидианов и редко зеленых порфириров. Размеры обломков пород часто достигают нескольких сантиметров. Основная масса обладает флюидальной текстурой. Структура ее криптокристаллическая до микрофельзитовой, на отдельных участках — сферолитовая.

## *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 нижнесарматского 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 (Малеев, 1959).

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. Начики на Камчатке. Мощность кластолавы здесь достигает 20—40 м.

**Образование кластолав в куполах на некоторой глубине в канале вулкана в результате смешения 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 (1961), а также купол Суелич вулкана Швелуч извержения 1945 г. Вязкая лава куполов переполнена обломками лавы, слагающей стенки канала вулкана. Иногда наблюдается оплавление и деформация обломков. На отдельных участках количество обломочного материала достигает 30% и редко 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: 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 (Малеев, 1960). 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. 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.

### *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 Керецки 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.

По последним данным, на Сибирской платформе обнаружены трубки взрыва, сложенные материалом как с лавовым, так и с гидрохимическим цементом. В некоторых трубках наблюдаются оба типа цементации. А. П. Бобревич (1960) в кимберлитах Якутии отмечает наличие кластолав. При описании кимберлитов базальтоидного облика он указывает, что эрозия вывела на поверхность различные горизонты глубинных частей трубок, в связи с чем и наблюдаются в одних случаях не сцементированные расплавом части трубок (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 отличной 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 игнимбритов имеют локальное распространение.

### Пирокластические горные породы

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

#### *Рыхлые пирокластические образования без существенных посторонних примесей*

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

1. Глыбовый агломерат . . . . .	более 200
2. Агломерат . . . . .	30—200
3. Лапилли . . . . .	10—30
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 объединяться в группу вулканического пепла, независимо от формы обломков.

Рыхлые вулканические образования в областях современного и новейшего (неогенового) вулканизма пользуются большим распространением. В зависимости от условий транспортировки и седиментации они могут или непосредственно выпадать из воздуха (автохтонные), или отлагаться раскаленными лавинами, грязевыми и временными потоками, ледниками, чем обуславливаются текстуры и структуры этих пород. Вещественный состав магмы также оказывает влияние на текстуры и структуры пирокластического материала. Перегретый пирокластический материал базальтового или андезито-базальтового состава во время выбросов деформируется; образуются бомбы различной формы: шаровые, веретенообразные, грушевидные и др. (рис. 7, а, б, в). Более вязкие лавы андезитового или андезито-базальтового состава дают бомбы преимущественно типа хлебных корок (рис. 8). Поверхность бомб может быть гладкой, шероховатой, составляющая их лава — пористой или плотной.



*a*



*b*



*в*

Рис. 7. Бомбы Ключевского вулкана, Камчатка  
*a* и *б* — из коллекции  
В. И. Влодавца; *в* — из ра-  
боты С. И. Набоко (1947)

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 (черепки).



Рис. 8. Бомба типа хлебной корки, вулкан Эбеко, о. Парамушир

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. Отдельные поры имеют размер 90 мм и более (рис. 9, а). Перегородки между ними тонкопористые, что обнаруживается только под микроскопом (рис. 9, 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, в строительстве, для изготовления туфоблоков и т. п. Пемзы представляют собой ценный звуко- и теплоизолятор, наполнитель, шлифующее вещество и т. п.

Дальнейшее подразделение рыхлого пирокластического материала производится по вещественному составу (базальтовые, андезитовые, дацитовые и др.). В начальную стадию развития геосинклинали и в платформенный период, когда магма поднимается к поверхности по сверхглубоким трещинам, обычно вещественный состав извержений одинаков или близок на значительных территориях. В последнюю, орогенную стадию развития геосинклинали, извержения могут давать материал различного вещественного состава. Так, на Камчатке в современную эпоху вулканы Авача, Толбачик, Ключевской и др. извергают материал базальтового и андезито-базальтового состава (Набоко, 1948; Пийп, 1955) вулканы Швелуч и Безымянный — андезитового состава (Меняйлов, 1956; Горшков, 1957); вулкан Карымский — дацитового состава (Влодавец, 1958).

В Мексике вулкан Парикутин с 20 февраля 1943 г. по 4 марта 1952 г. выбрасывал андезито-базальтовые продукты, а вулкан Барсена с 1 августа 1952 г. по март 1953 г. извергал трахитовые лавы (Mooser, Maldonado-Koerdell, 1959). Вулкан Гунунг Танегамуса, на юге Суматры, извергал вначале оливиновые базальты с авгитом и гиперстеном, а в последние стадии извержения — липарит с порфиrowыми выделениями кварца (Wemmen, Esenwein, 1932).

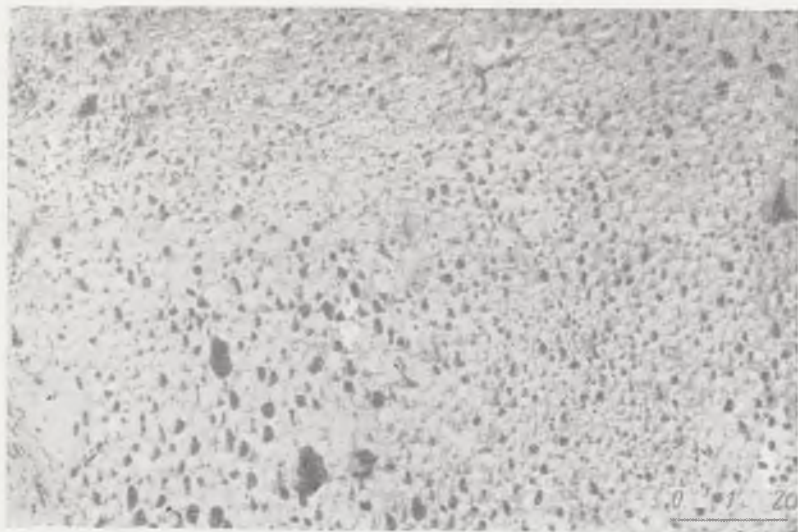
На о. Гавайи, который считается типичным примером щитовидных вулканов, наряду с широким распространением базальтов к северу от вулкана Хуалалаи, у туфовых конусов Пуу-Вааваа и Пуу-Анахулу имеются трахитовые обсидианы и трахиты с большим количеством щелочных полевых шпатов (Washington, 1923). На о. Вознесенье (Атлантика) Р. А. Дели (Daly, 1925) установил следующую последовательность извержения: базальт — трахит — базальт. Таких примеров можно привести очень много.

Одновременное извержение продуктов различного состава обуславливает образование вулканокластических горных пород сложного вещественного состава. Так, в результате излияния лавы из побочных кратеров Апахончич и Заварицкого, Ключевского вулкана, в 1945 и 1946 гг. на поверхности потоков образовался глыбовый материал андезито-базальтового состава, что вообще свойственно лавовым потокам Камчатки<sup>1</sup>. Во время из-

<sup>1</sup> Поверхности глыбовых потоков, состоящие из слоя отдельных глыб лавы, при перекрытии их новыми потоками обычно рассматриваются как горизонты вулканокластического материала (см. гл. «Происхождение вулканокластического материала»).



*a*



*б*

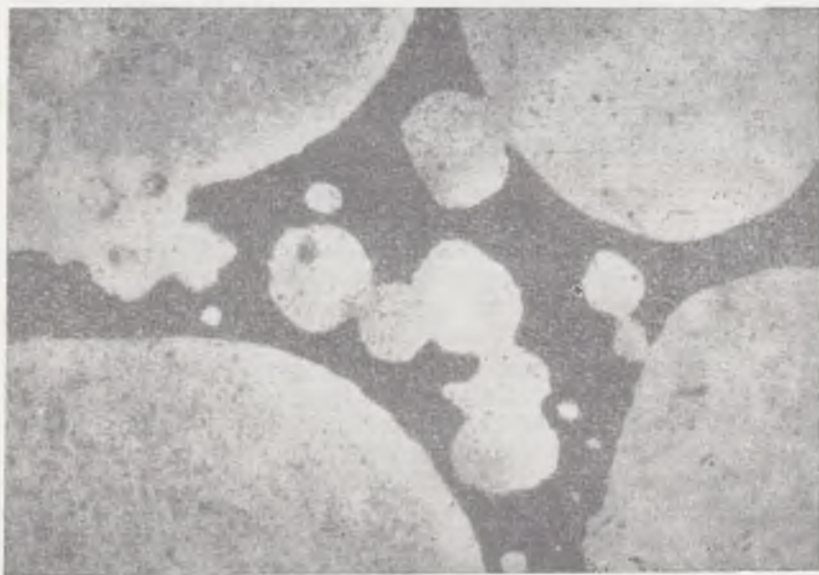


Рис. 9. Пористый андезито-базальт из бомбы Барановского вулкана, Приморский край  
*a* — нат. вел., *б* — под микроскопом,  $\times 30$ , без анализатора



вержения вулкана Безымянного в 1956 г. промежутки между глыбами андезито-базальта на поверхности потоков заполнялись пеплом андезитового состава. Впоследствии эти образования дадут агломератовый туф, состоящий из глыб андезитобазальта, промежутки между которыми будут выполнены пеплом андезитового состава (рис. 10). Во время того же извержения произошло перемешивание вулканокластического мате-



Рис. 10. Обломочный материал андезитобазальтового состава с поверхности потока Апахончич (побочный кратер Ключевского вулкана извержения 1946 г.), покрытый андезитовым вулканическим пеплом вулкана Безымянного извержения 1956 г., Камчатка

риала различного состава временными и грязевыми потоками. Таким путем в современную эпоху формируются сложные вулканогенные образования, состоящие из материала андезитового, андезитобазальтового и базальтового состава.

При извержении вулканов пелейского, катмайского и ультравулканского типов происходит разрушение постройки вулкана и перемешивание ювенильного материала данного извержения с материалом древних извержений. Так, например, при извержении вулкана Акатенанго в Гватемале 12 июня 1925 г. был выброшен ресургентный материал, возникший вследствие дробления затвердевших лав (Gutbier, Brintzinger, 1925).

При определении вещественного состава вулканокластического материала следует учитывать возможность дифференциа-

ции материала во время извержения. При извержениях пелейского, катмайского, плиннианского и ультравулканского типов обычно происходит воздушная сепарация материала. Кроме разделения обломков по крупности, происходит разделение материала по удельному весу. Вблизи вулкана падают обломки кристаллов, лавы, а на значительном удалении — обломки стекла. При извержении вулкана Суфриер (северная часть о. Сант-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 (Нау, 1959).

В обломочном материале описанного извержения вулкана Суфриер 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.

В результате воздушной сепарации происходит также дифференциация пеплов по химическому составу. Вблизи вулкана выпадает более основной материал, вдали — более кислый. Например, вулканические пеплы некоторых районов юго-западной окраины Русской платформы, относящиеся к верхнему тортону и нижнему сармату (Бобровник, 1957) имеют липаритовый и липарито-дацитовый состав. В липаритовых пеплах цветные минералы отсутствуют, в липарито-дацитовых наблюдается небольшая примесь биотита, роговой обманки и очень редко гиперстена. Пеплы перенесены сюда из Закарпатья, где им соответствуют более основные туфы и лавы того же возраста (Малеев, 1960).

Пеплы вулканов Кавказа, отложенные в разных пунктах на Украине, по данным Н. Н. Карлова и А. И. Кравченко (1957), И. С. Романова (1959), В. И. Лебединского и Л. Я. Ходюш (1959), 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 (Али-Заде, Ротко, 1956).

На дне Тихого океана между 11 и 12° ю. ш. в нескольких сотнях километров от берегов Центральной и Южной Америки вулканический пепел белого цвета покрывает площадь 2500 × 500 км. Он состоит лишь из обломков стекла с показателем преломления 1,5. Считают, что этот пепел образовался в результате деятельности вулканов, расположенных на Галапагосском

архипелаге, в Центральной Америке (Ewing, Heezen, Ericson, 1959).

Таким образом, при изучении вещественного состава пирокластического материала необходимо учитывать возможность смещения обломков различного состава и продуктов воздушной сепарации, в результате которой в общем случае 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 дробленую пемзу или шлак. Обломки стекла обладают весьма сложными формами: полумесяцы, выгнутые треугольники, копьевидные, крючковатые, в виде колец, костей, черепков и т. п. В результате распыления незастывшей пластичной лавы получают волосовидные нити, так называемые «волосы Пеле» — каплеобразные бутылкообразные, грушевидные и другие подобные образования. Наиболее полно они изучены на Гавайских островах (Ренк, 1912). В 1962 г. во время извержения вулкана 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.

#### *Литифицированные пирокластические горные породы без существенных посторонних примесей*

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

**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 или при выбросах полужидких кусков лавы, или в результате вторичного разогрева газами шлакового материала. Вторично спекшиеся шлаки, образовавшиеся во время

извержения 1945 г., наблюдались нами в 1960 г. у кратера вулкана Авача на Камчатке (рис. 11). Спекшиеся туфы кислого и среднего состава весьма разнообразны и очень широко распространены.

Впервые спекшиеся туфы описал П. Маршалл (1932, 1935), назвав их игнимбритами. В Советском Союзе первым указал на наличие спекшихся туфов А. Н. Заварицкий (1946, 1947). Из-за сходства игнимбритов с туфолавами возникли дискуссии. Одной из причин дискуссий было и то, что А. Н. Заварицкий ошибочно



Рис. 11. Спекшийся туф андезито-базальта, образовавшийся в результате вторичного перегрева в прикратерной части вулкана Авача во время извержения 1945 г., Камчатка

присоединил к игнимбритам туфолавы вулкана Арагац, имеющие лавовую природу. В настоящее время только опубликованная литература по игнимбритам и туфолавам составляет более 400 наименований. Интерес к игнимбритам был проявлен во всех уголках мира и они стали распознаваться во многих вулканических областях.

После впервые описанных игнимбритов на Северном острове Новой Зеландии (Marshall, 1932) были изучены игнимбриты на Южном острове Новой Зеландии, где они переслаиваются с углями верхнесенонского возраста (Steiner Brown, White, 1959). В Италии, кроме давно известных в районе Неаполя пиперно, представляющих собой игнимбриты, установлены большие площади игнимбритов в районе Среднеитальянских вулканов (Rutten, 1959). По данным Е. Ф. Кука, в Восточной Неваде игнимбриты третичного возраста входят в состав вулканогенных толщ мощностью до 650 м. Широким распространением пользуются третичные и четвертичные игнимбриты



в Японии (Aragaki, 1957) и Индонезии (Wan Bemmelen, 1957). Во многих странах наряду с кайнозойскими и мезозойскими игнимбритами отмечены более древние. В Уэльсе известны ордовикские игнимбриты, слагающие мощные толщи и характеризующиеся большим разнообразием. Здесь встречаются все разновидности игнимбритов от пылевидных до грубых агломератовых (Rast, Beavon, Fitch, 1958). На юге Марокко развиты мощные толщи докембрийских игнимбритов липаритового и дацитового состава (Bouladon, Jouravsky, 1954).

Игнимбриты Японии были изучены С. Арамаки (Aragaki, 1957), а затем группой геологов: Т. Ишикава, М. Минато, и др. (Ishikawa, Minato atc., 1957). Японские геологи описывают 64 области развития спекшихся туфов, относящихся по возрасту к периоду от миоцена до четвертичного времени. Вещественный состав этих туфов изменяется от риолитов до андезитов. Среди игнимбритов они выделяют спекшиеся туфы, нью-ардент и пемзовые потоки. Преобладают толщи спекшихся туфов мощностью 50—100 м, но иногда они достигают мощности 300 и даже 500 м. Площади, покрытые этими туфами, измеряются от нескольких квадратных километров до нескольких тысяч квадратных километров, а объем — от долей кубического километра до нескольких десятков кубических километров и редко более 100 км<sup>3</sup> (155—175 км<sup>3</sup>).

Большая работа по изучению игнимбритов проведена советскими геологами. Кроме Армении, эти породы известны на Большом Кавказе. В областях современного вулканизма игнимбриты встречаются на юге Камчатки, на Курильских островах. Игнимбрифы мелового и третичного возраста наблюдались около г. Благовещенска, на Хингане, в Приморском крае, на северном побережье Охотского моря, на Урале, в Казахстане, в Средней Азии и во многих других областях<sup>1</sup>.

Накопленный огромный материал по спекшимся туфам позволяет произвести их разделение и установить характерные для них признаки. Главным признаком, который взят за основу при определении их места в классификации вулканокластических пород, является характер цементации. Обломки литифицированы путем сплавления или спекания. Степень спекания может быть различной. Они могут быть сплавлены в общую массу без особой деформации. Такие спекшиеся туфы липаритового состава можно наблюдать в 24 км к западу от пристани Тетюхе (Приморский край), где они залегают в нижней части арзамазовской свиты (рис. 12). Выше по разрезу спекание материала более сильное, и порода переходит в типичный игнимбрит с фьямме.

Иногда наблюдается частичное спекание мелких обломков лавы. Так, например, на 11 км в районе Петропавловска на

<sup>1</sup> Труды Лаборатории вулканологии АН СССР, вып. 20, 1961.





Рис. 12. Спекшийся агломератовый туф из Арзамазовской свиты ( $Cg_2$ ), Приморский край. В породе не произошло деформации обломков



Рис. 13. Спекшийся туф в древнем агломератовом потоке вулкана Авача, Камчатка

Камчатке нами установлено частичное спекание в древнем андезитовом агломератовом потоке вулкана Авача. Здесь произошло спекание материала, заключенного между глыбами андезита, размером 1—2 м. Крупные глыбы были носителями первичного тепла, способствовавшего процессу вторичного спекания. На этих участках наблюдается полное переплавление пеплового и гравийного материала, в сплошную пористую массу,



Рис. 14. Игнимбит, юг Камчатки

в которой наблюдаются постепенные переходы от несплавленного обломочного материала к полностью переплавленному (рис. 13). При удалении от крупных глыб спекания не наблюдается.

В типичных игнимбритах процесс спекания настолько сильно развит, что наряду со спеканием стекловатых пепловых частиц в отдельных участках наблюдается их полное расплавление в стекло с образованием линзообразных форм, обычно с расщепленными краями (фьямме).

Изучение игнимбитов юга Камчатки позволило проследить постепенные переходы от обычных туфов, сцементированных гидрохимическим путем, к типичным игнимбритам (Малеев, 1961). Так, в 8 км к юго-востоку от пос. Озерная горизонт игнимбитов мощностью около 80 м обладает столбчатой отдель-

ностью. 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 (рис. 14). В основной массе присутствует 50—60% обломков кристаллов, а в фьямме — 30—35%. Среди них встречаются зерна кварца до 7 мм в диаметре с хорошо сохранившимися кристаллографическими формами. В породе присутствует около 10% чуждого материала (обломков пород фундамента). Под микроскопом легко устанавливается пирокластическая природа основной массы игнимбрита по наличию обломков стекла и минералов.

Цементирующая породу 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. 15). 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 флюидалность. Таким образом, фьямме представляет 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. 16).

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

Иногда процессы сплавления в игнимбритах заходят настолько далеко, что по образцу ни макроскопически, ни под микроскопом сделать определение породы невозможно. В этом случае для определения породы необходимо привлекать геологические признаки<sup>1</sup>, характеризующие данную породу.

Спекшиеся туфы, полностью или частично утратившие клас- тическую структуру, содержащие фьямме и стекло, обычно называют игнимбритами. Таким образом, игнимбрит — это раз-

<sup>1</sup> Геологические признаки даны в гл. «Фации вулканокластических горных пород».

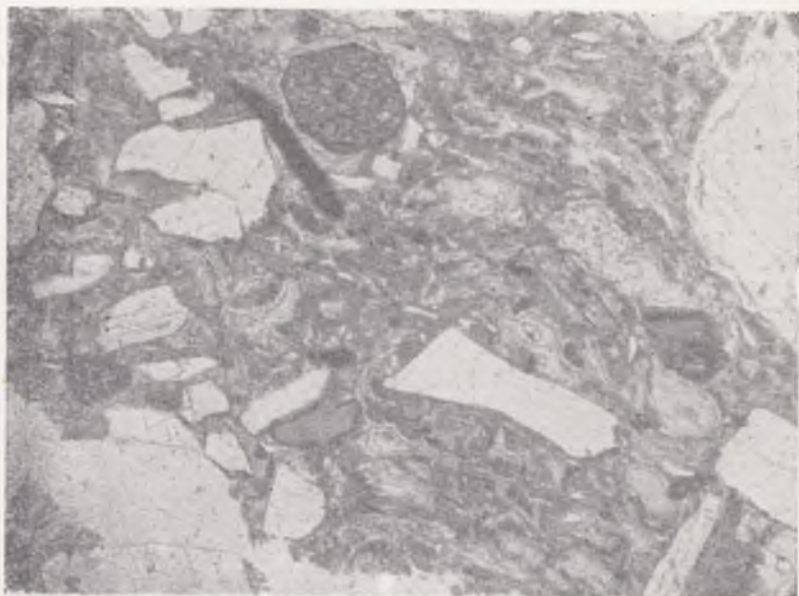


Рис. 15. Реликты пещловой структуры в основной массе игнимбрита, юг Камчатки.  $\times 30$ , без анализатора

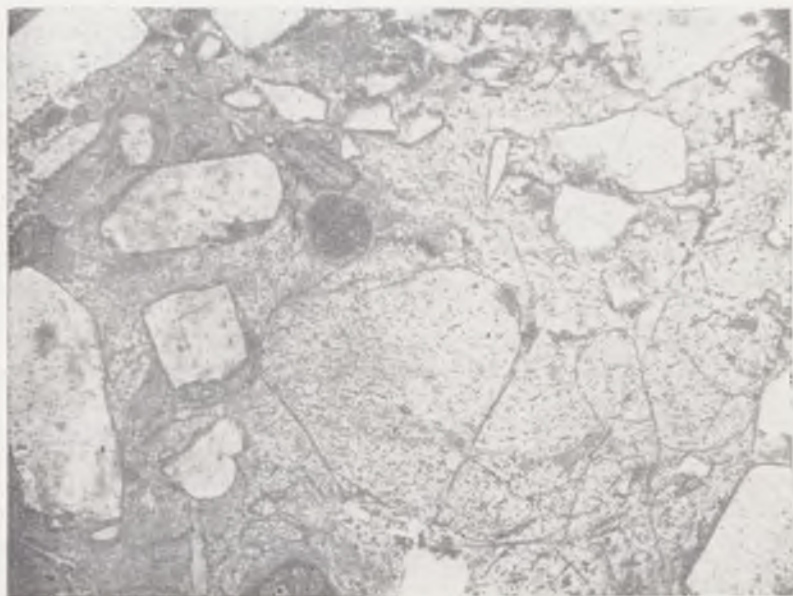


Рис. 16. Фьямме игнимбрита под микроскопом, юг Камчатки.  $\times 30$ , без анализатора



новидность спекшегося туфа, в котором процесс переплавления настолько сильно развит, что появляется фьямме и иногда флюидальная структура. По вещественному составу игнимбриды могут быть липаритовые, дацитовые и андезитовые, по характеру обломков они разделяются на литокластические, витрокластические и смешанные. Многие игнимбриды переполнены обломками кристаллов.

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

1. Глыбовый агглютинат или глыбовый спекшийся туф	более 200
2. Агглютинат или спекшийся агломератовый туф . . . . .	30—200
3. Лапиллиевый агглютинат, лапиллиевый спекшийся туф или лапиллиевый игнимбрид . . . . .	10—30
4. Гравийный (крупнообломочный) спекшийся туф или гравийный (крупнообломочный) игнимбрид . . . . .	2—10
5. Псаммитовый (среднеобломочный) спекшийся туф или псаммитовый (среднеобломочный) игнимбрид . . . . .	0,1—2
6. Алевритовый (мелкообломочный) спекшийся туф или мелкообломочный игнимбрид . . . . .	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 веса 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). В настоящее время агглютинаты образуются на Гавайских островах. В ископаемом состоянии они встречаются довольно часто, но только среди базальтовых и андезитовых лав.

Наиболее широко распространены разновидности спекшихся туфов и типичных игнимбридов, сложенные материалом средней крупности, от псаммитовых до лапиллиевых. Однако С. Арамаки (Aramaki, 1957) и Ван Беммелен (Bemmelen, 1957), Н. Раст и др. (Rast etc., 1958) указывают, что возможно спекание и более грубого материала. Просмотр шлифов псаммитовых игнимбридов показал, что в них обычно находится некоторое количество



алевроитового материала, в значительной мере переплавленного. Присутствие мощных толщ алевроитовых спекшихся туфов маловероятно, потому что тонкий материал обычно переносится по воздуху на значительные расстояния и вследствие этого быстро охлаждается. Извержение тонкого материала в виде раскаленного потока также маловероятно, так как в этом случае отложится недифференцированный материал, и он неминуемо будет содержать значительную примесь псаммитовых обломков. Образование небольшой мощности горизонта алевроитового материала возможно только в том случае, если мелкий материал заключен между двумя агломератовыми потоками, в которых развиваются окислительные процессы, связанные с вторичным перегревом.

Спекшиеся туфы алевроитового состава помещены в классификацию потому, что И. Раст, Р. Бевон и Ф. Фитч (1958) упоминают о наличии игнимбритов, сложенных пылевидным материалом.

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

**Уплотненные и цементированные туфы.** 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 гидрхимическое 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 принесенными химическими осадками и при большом количестве этого материала переходят в туффиты.

А. Лакруа (Lacroix, 1905) 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, цементировавших 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 (Лобанова, 1959). Вероятно, цементом могут служить также и другие химические осадки (сера, кремнезем, 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 выпадает либо из воздуха, либо отлагается временными потоками, ледниками, ручьями, грязевыми потоками, раскаленными лавинами и т. п.

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

1. Глыбовый агломератовый туф . . . . .	более 200
2. Агломератовый туф . . . . .	30—200
3. Лапиллиевый туф . . . . .	10—30
4. Гравийный (крупнообломочный) туф <sup>1</sup> . . . . .	2—10
5. Псаммитовый (среднеобломочный) туф . . . . .	0,1—2
6. Алевитовый (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: золовым, временными потоками, агломератовыми потоками, грязевыми потоками (лаха-рами) и ледниками. В зависимости от условий накопления пирокластического материала порода приобретает те или иные особенности, которые важны для определения фаций, особенно в древних вулканических областях. Иногда грубообломочные породы находятся на значительном удалении от вулкана. Это отложения грязевых потоков, которые протягиваются на десятки километров, как например, грязевые потоки вулкана Мерапи имеют протяженность 25—30 км, а Раунга (Индонезия) — 40 км (Van Bemmelen, 1957), Безымянного — 85 км (Горшков, 1957). Грязевой поток 1877 г. вулкана Котопаху имел длину 240 км.

Грубообломочные туфы автохтонной фации обладают грубой слоистостью, связанной с изменением интенсивности вулканической деятельности. Обломки и глыбы не несут следов транспортировки. Форма их угловатая, если они образовались при дроблении твердой пробки нека. Если же материал был выброшен в полупластичном состоянии, 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

<sup>1</sup> Лапиллиевый и гравийный туф могут быть объединены в группу псефитового туфа.



Рис. 17. Агломератовый туф с незаполненными промежутками между крупными обломками. Вулкан Швелуч, Камчатка



Рис. 18. Глыбовый агломератовый туф из вулканической постройки вулкана Камень. Глыба Амбон, Камчатка

мелким обломочным материалом (рис. 17). Впоследствии эти пустоты заполняются продуктами разложения пирокластического материала. Для автохтонных туфов, слагающих вулканическую постройку, характерно наличие обломочного материала различной крупности, значительное количество грубого материала и угловатая форма глыб и обломков (рис. 18)<sup>1</sup>.

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 присутствуют глыбы, образовавшиеся 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 неотличимы от глыб, выброшенных вулканом.

В туфах, образованных раскаленными лавинами, слоистость отсутствует, обломки неодинаковы по размеру. Петрографический состав их сравнительно однородный. Крупные глыбы приобретают округлость в результате скалывания углов во время движения потока, но поверхность глыб неокатанная и неотполированная, шероховатая (рис. 19). В агломератовых потоках камчатских вулканов Безымянного, Швелуч, сомма Авачи обломки и глыбы андезита обладают пористостью. Раскалывание обломков идет по контактам стекла и кристаллов. Иногда наблюдаются участки спекшихся туфов, следы вторичных фумарол и покраснение тонкого пеплового материала в результате вторичного перегрева.

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. 20).

Туфы, образованные грязевыми потоками, возникшими в результате таяния снега, очень напоминают отложения агломератового потока, но отличаются едва заметной грубой почти горизонтальной слоистостью, прослеживающейся всего на несколько десятков метров, присутствием небольшого количества примеси

<sup>1</sup> Ван Беммелен и др. (1957) называют золовыми туфы, материал которых после извержения выпадал из воздуха. Правильнее называть их автохтонными, так как к золовым могут быть отнесены туфы, сложенные материалом ранее выпавшим, а затем перенесенным по воздуху.





Рис. 19. Отложения агломератового потока вулкана Безымянного извержения 1956 г., Камчатка. В разрезе хорошо видна округлость глыб; тонкий материал выдут фумаролой



Рис. 20. Глыбы андезито-базальта, образовавшиеся в результате извержений раскаленных лавин вулкана Авача в 1938 г., Камчатка



обломков предыдущих извержений, относительно меньшим количеством грубого материала, большей уплотненностью тонкого обломочного материала и наличием перемятой (часто крученой) древесины в лесных областях (рис. 21 и 22).

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 Шевелуч, Камень, Авача, Зимина Сопка и др. можно заключить, что материал, слагающий туфы, отложенные этими ледниками, характеризуется обломками различного размера. В нем наряду с угловатыми и остроугольными обломками присутствуют полуокатанные и даже окатанные обломки. Многие из них расколоты по более или менее ровным плоскостям, рассекающим минералы. Обломки обладают различной текстурой (плотные, слабопористые, пористые, пемзы) и принадлежат разным извержениям (рис. 23).

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. Лакруа (Lacroix, 1905) 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 откальвались 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 и подушечные лавы. В течение длительного времени дискутировался вопрос о происхождении подобного рода лав. Одни геологи полагали, что шары и подушки представляют собой текстуру лавы, образовавшуюся в специфических условиях при охлаждении, но большинство исследователей придерживались того мнения, что шары и подушки образуются, когда лава находится еще в полужидком состоянии, в процессе ее излияния.

Лава, извергаясь в подводных условиях, находится под большим давлением и под воздействием вулканических взрывов обособляется в каплеобразные тела, которые, будучи обильно насы-



Рис. 21. Отложения древнего грязевого потока вулкана Шивелуч, Камчатка



Рис. 22. Отложения грязевого потока вулкана Безымянного извержения 1956 г., содержащих большое количество дробленной древесины, Камчатка

шенными газами, имеют небольшой (1,4—1,45) объемный вес (Reid и Dewey, 1908) и поэтому легко перемещаются в воде. Наблюдения Дж. Г. Гендерсона (Henderson, 1953) над четвертичными лавами Исландии показали, что взвешенные в воде лавовые подушки приобретают большую подвижность, в результате чего образуются горизонты шаровых лав, занимающие большие площади и при малых мощностях. Промежутки между



Рис. 23. Современные ледниковые отложения вулкана Авача, Камчатка

шаровыми лавами обычно выполнены вулканокластическим материалом того же состава или осадочным материалом.

Анализ опубликованного материала позволяет сделать вывод, что шаровые и подушечные лавы имеют не только лавовую, но и пирокластическую природу. Образование их, вероятно, связано с обычными подводными извержениями<sup>1</sup>. В том случае, когда извергаются большие массы полужидкой лавы, образуются шары или подушки размерами от 0,3 до 1,5 м, а одновременно извергающийся более мелкий материал выполняет промежутки между подушками или образует пласты и горизонты (Шилов, Калишева, 1958; Кудряшова, 1958; Кашкай, Бабаев, 1958 и многие другие).

Таким образом, шаровые и подушечные лавы можно отнести к своеобразным вулканокластическим подводным образова-

<sup>1</sup> Образование подушечных лав возможно и в наземных условиях. Вулкан Карымский (Камчатка) в феврале 1963 г. дал поток типичных подушечных лав.

ниям. По размеру обломков они относятся к глыбовым агломератам.

Крупнообломочный, или гравийный, туф пользуется распространением преимущественно на некотором удалении от эруптивного центра, но при слабых 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, и витрокластические, состоящие из обломков вулканического стекла, и смешанные. К последним относятся такие туфы, которые состоят почти из равного количества обломков разного





Рис. 24. Псаммитовый витрокластический туф линарита из суйфунской свиты, с. Галенки, Приморский край.  $\times 30$ , без анализатора

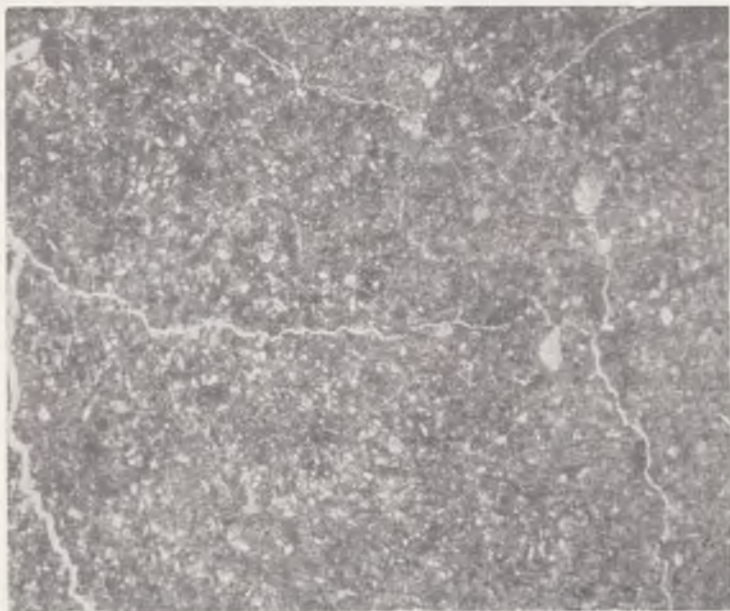


Рис. 25. Алевроитовый витрокластический туф с примесью обломков кристаллов из суйфунской свиты, Приморский край.  $\times 30$ , без анализатора



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 липаритовой и дацитовой магм характерно образование витрокластических туфов, для андезитовой — 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. 24).

В алевритовых и пелитовых туфах, состоящих из более мелких обломков пемзы, таких причудливых форм не наблюдается, частицы стекла имеют угловатые и остроугольные формы (рис. 25). Тонкие прослойки 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 (1958) приводит следующие данные по вулканическим стеклам:

Показатель преломления	Удельный вес	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)	Лейцито-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. Джекет (Jaquet, 1900) 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. Они могут отлагаться как в наземных, так и водных условиях. Извержения типа направленных взрывов особенно часто создают условия для накопления таких туфов. Л. П. Пирсон (Pirsson, 1915) отмечает, что кристаллокластические туфы являются 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 незастигнувшей 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. Л. Лебединский и Т. И. Добровольская (1961), изучавшие минералогию туффитов и вулканокласто-осадочных пород мелового возраста, 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.

При изучении минерального состава туфов необходимо иметь в виду возможные ассоциации минералов. Так, например, совместное нахождение обломков кварца и оливина указывает на наличие посторонней примеси. Однако необходимо 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 кристаллов следует определить, какими образованиями они являются — вулканокластическими данного извержения или более раннего, чуждыми (обломки фундамента) или терригенными.

В литокластических туфах, определив 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 метаморфических 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. 26).

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. п. 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 поро-

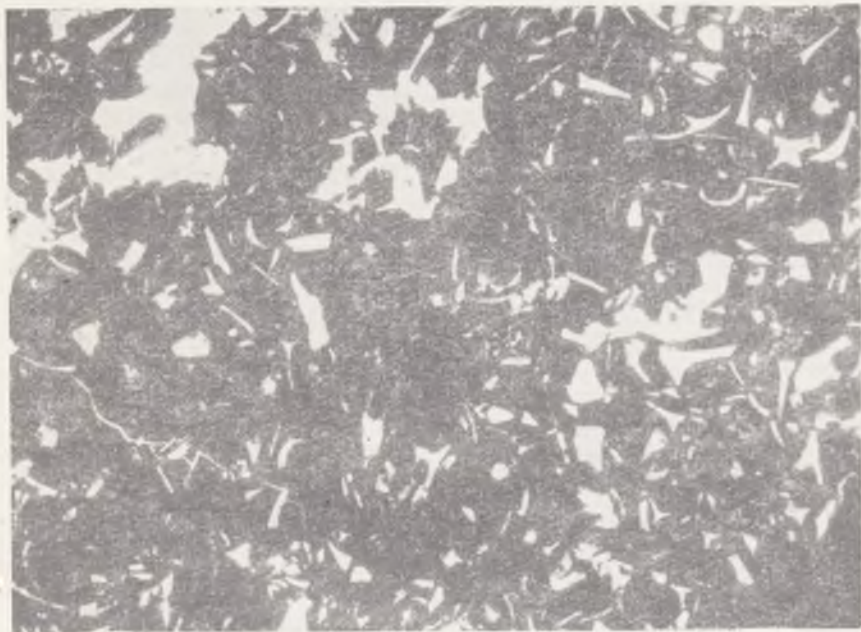


Рис. 26. Полуразрушенный псаммитовый витрокластический туф, в котором тонкий пепловый материал превращен в монтмориллонит.  $\times 30$ , без анализатора

дой (обсидиан, перлит, витролипарит). Если туф затронут процессом разложения, то следует указать характер изменения: монтмориллонитизированный, окремненный 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 образо-



ваний 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 (1951) 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 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 предварительно 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 (эктогитовые и перидотитовые горные породы). В дальнейшем этот материал может подразделяться более детально по вещественному составу или происхождению (лавы, пемзы и др.).

Для трапповых образований Сибирской платформы М. Л. Лурье и С. В. Обручев (1953) 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, известны трубки взрыва и продукты криптовулканических взрывов типа Риса (Cotton, 1944), 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 различной степени изменения. Ф. Г. Пог (Pough, 1951) проводил исследования обломков гранита, выброшенных вулканом Парикутин, 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 Иманском вулкане, расположенном возле г. Иман, 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. Примесь обломков гранита достигает 20% и более. На Болоньском вулкане, расположенном на оз. Болонь, между Хабаровском и Комсомольском, 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 с поверхности коркой толщиной до 1 см, окрашенной в розовый и красный цвет.

Иногда чуждый материал находится не в виде отдельных обломков среди вулканокластического материала, а в очень тонкораспыленном состоянии в стекле. Р. Обердофер (Oberdorfer, 1905) описал тонкораспыленный чуждый материал в вулканических «туфах» Риса. «Туфы» сложены разнородным материалом, главным образом, чуждым. Содержащееся в туфе стекло переполнено мельчайшими осколками компонентов кристаллических горных пород фундамента. Особенно много кварца и полевого шпата. Эти посторонние включения полностью или частично резорбированы, вследствие чего стекло вокруг включений окрашено. Кварц и полевой шпат оплавлены. При силь-

ном изменении они становятся изотропными, причем трещинки в них сохраняются. Обломки горных пород претерпевают аналогичные изменения, иногда превращаясь в шлаки и стекла.

Трубки взрыва Швабских Альп выполнены чуждыми обломками кристаллических сланцев, гранита и ювенильными обломками перидотита, пироксенита, базальта и породы, состоящей из авгита и ильменита. В результате воздействия магматического тепла произошло остеклование слюды, гнейса, авгита, роговой обманки и полевого шпата в чуждых обломках (Schwarz, 1905).

Обломки чуждого материала могут быть самого различного петрографического состава. Так, по данным Дегера и Эрвина, во время извержения вулкана Санта Мария, в Гватемале, 22 февраля и 3 ноября 1929 г. выбрасывались куски поваренной соли величиной с кулак из соленосных толщ, слагающих фундамент вулкана.

По трубкам взрыва Сибирской платформы, Африки, Австралии, Северной Америки, Борнео, 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 взрыва уменьшается от периферии к центру. Видимо, есть закономерности и в вертикальном распределении материала. По подсчетам М. Л. Лурье и С. В. Обручева (1955) в трубках взрыва Сибирской платформы 90% обломков относится к горным породам верхних горизонтов. В кимберлитовых трубках Якутии количество магматического материала увеличивается с глубиной (Бобриевич, 1960).

Обломки чуждого материала могут входить в состав как рыхлых вулканокластических пород, так и сцементированных гидрхимически, 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 сцементированные.

### *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 . . . . .            | 30—200    |
| 3. Вулканический ксеногравий . . . . . | 2—30      |
| 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**<sup>1</sup>. 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. 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 (Феннер, 1923). В игнимбритах Армении (Макарашен-Гайдарлинское месторождение) содержится примесь обломков порфиринов и мергалистых известняков (Ширинян, Асланян, 1956). В агломератовом потоке вулкана Безымянного извержения 1956 г. встречается много обломков фундамента вулкана. На юге Камчатки, в районе пос. Озерная, игнимбиты 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 . . . . .	30—200
3. Лапиллиевый ксеноигнимбит, лапиллиевый спекшийся ксенотуф . . . . .	10—30
4. Гравийный (крупнообломочный) ксеноигнимбит, гравийный (крупнообломочный) спекшийся ксенотуф . . . . .	10—2
5. Псаммитовый (среднеобломочный) ксеноигнимбит, псаммитовый (среднеобломочный) спекшийся ксенотуф . . . . .	0,1—2
6. Алевроитовый (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

<sup>1</sup> Для игнимбитов и спекшихся туфов настолько характерна примесь чуждых обломков, что выделение ксеноигнимбитов до некоторой степени является условным. Однако, поскольку в природе существуют игнимбиты и спекшиеся туфы без примеси чуждого материала, возникает необходимость во введении терминов «ксеноигнимбит» и «спекшийся ксенотуф».

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 цементированные вулканокластические породы с примесью чуждых обломков (ксенотуфы).** По крупности материала ксенотуфы разделяются, так же как и туфы, на семь разновидностей (размер компонентов в мм):

1. Крупный агломератовый ксенотуф . . . . .	более 200
2. Агломератовый ксенотуф . . . . .	30—200
3. Лапиллиевый ксенотуф . . . . .	10—30
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, носят 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. (Бобриневич, 1960). В кимберлитах Чехословакии отмечаются пироп, ильменит, моноклинный пироксен, гроссуляр, хромшпинель, рутил, циркон, пирит, апатит, топаз, турмалин и др. (Копецкий, 1960). 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%. Если осадочный материал преобладает, порода будет относиться к осадочной.

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

Из табл. 13, в которой дана классификация примесей постороннего материала, видно, что примеси могут иметь терригенное, органогенное и химическое происхождение. Терригенная примесь в пирокластической породе может образоваться: 1) эоловым путем; 2) захватываться грязевым потоком; 3) вы-



падением в водной среде в период большого и незначительного поступлений пирокластического материала, транспортирующегося по воздуху или водой; 4) при перемешивании материала донными течениями или прибоем; 5) во время подводных вулканических взрывов; 6) при тектонических подвижках дна моря и др.

Примесь эолового материала к вулканокластическому отмечалась неоднократно. Липаритовые пеплы Канзаса залегают линзообразно в лёссе и под ним. Причем, вероятно, после отложения пеплов среди лёссового материала происходило перемешивание их и образовались туффиты (Kennes и Landes, 1928).

В Исландии накопление лёсса и пеплового материала происходит также одновременно (Emillson, 1931). 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 эолового происхождения (Geveges, 1929; Дю-Тойт, 1957).

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 выделяется 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) прослой, обогащенные песчаными зёрнами эолового происхождения. К пепловому материалу примешивается и терригенный песчано-глинистый материал, приносимый мутными потоками из области соседнего подводного поднятия (Norin, 1958).

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 (Straw, 1957), 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 спикулы 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 опала — 1,46, а самый низкий стекла — 1,48.

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

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 . . . . .	30—200
3. Лапилли с примесью осадочного материала . . . . .	10—30
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 пользуются большим распространением, однако изучены они слабо.

## Литифицированные осадочно-вулканокластические образования (туффиты)

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 . . . . .	30—200
3. Лапиллиевый туффит . . . . .	10—30
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 мелкомасштабных 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 дацита или алевритовый витрокластический туффит липарита.

## ВУЛКАНООСАДОЧНЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Вулканокластические горные породы, как было отмечено выше, по мере увеличения количества примеси осадочного материала переходят в осадочные породы. Вулканоосадочные горные породы объединяют две группы пород: 1) промежуточные, вулканокласто-осадочные породы, содержащие до 50% примеси синхронного пирокластического материала, и 2) вулканотерригенные породы, близкие по составу к вулканокластическим. Во вторую группу входят терригенные горные породы, возникшие в результате разрушения и постепенного переотложения вулканогенных толщ. Они могут состоять из переработанных нецементированных обломков пирокластического материала, вулканокластических и эффузивных пород. Эти породы не синхронны извержению и образование их происходит иногда значительно позже накопления вулканогенных образований. Однако наличие вулканотерригенных пород фиксирует определенные вулканические фазы, что очень важно для изучения истории вулканизма.

### Вулканокласто-осадочные горные породы

Вулканокласто-осадочные породы очень редко образуются вблизи центров извержения и пользуются широким распространением на значительном удалении от вулканов. Наглядным примером этого могут служить отложения суйфунской свиты верхнемиоценового возраста, развитые к северу от г. Владивостока. Здесь вулканогенные образования разделяются на ряд зон, причем примесь осадочного материала в зонах возрастает по мере удаления от центра извержения (Малеев, 1957). Поскольку вулканокласто-осадочные породы содержат незначительную часть пирокластического материала, они иногда с трудом поддаются диагностике.

Описываемые породы относятся к осадочным, отдельные их виды именуется терминами, принятыми 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) . . . . .	30—200
3. Туфогравий . . . . .	2—30
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 30 до 200
3. Туфогравелит . . . . .	2—30
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 может быть в виде крупных обломков и глыб и в виде пеплового материала, выполняющего промежутки между глыбами, часто с примесью осадочного материала. Глыбы отличаются от грубого терригенного материала петрографическим составом, свежестью обломков, отсутствием окатанности или текстурой, например, обломки пемзы. 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 указано было 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. При дроблении материала во время взрыва раскалывание идет по контакту стекла с кристаллами, поэтому часто встречаются целые кристаллы пирокласти-

ческого происхождения. Такие кристаллы отличаются от терригенных и по составу: плагиоклазы обладают зональностью и содержат включения стекла, кварц содержит стекло 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 позволяют отнести их к пирокластической примеси.

### Вулканотерригенные горные породы

Осадочные породы из переотложенного вулканического материала и других примесей разделяются на рыхлые и сцементированные. Дальнейшее деление идет по крупности материала. Вулканотерригенные основные псаммитовые породы носят название граувакк. Аналогичные им породы кислого состава специального названия не имели. Е. В. Быковская и др. (1959) предложили для этих пород новый термин «вулканомиктовые», который был принят многими геологами.

Рыхлые вулканотерригенные горные породы по крупности материала разделяются на пять разновидностей (размер компонентов в мм):

1. Вулканомиктовые валуны и вулканомиктовые глыбы (если они не окатаны)	более 200
2. Вулканомиктовый галечник или вулканомиктовая брекчия	10—200
3. Вулканомиктовый гравий	2—10
4. Вулканомиктовый песок	0,1—2
5. Вулканомиктовый алевролит	менее 0,1

Рыхлые вулканотерригенные образования в областях развития современного вулканизма пользуются большим распространением. В прибрежной полосе Камчатки и Курильских островов развиты грубообломочные вулканотерригенные отложения. Как показали исследования осадков в Беринговом море, проводимые в 1959—1960 гг. экспедицией ТИНРО<sup>1</sup> под руководством Д. Е. Гершанович (устное сообщение), на значительном удалении от берега большим развитием пользуются вулканотерригенные отложения, образовавшиеся за счет разрушения вулканов Алеутских островов и Камчатки.

Проведенные нами в 1960 г. исследования в районе Ключевской группы вулканов, на Камчатке, показали, что вулканотер-

<sup>1</sup> ТИНРО — Тихоокеанский институт рыбного хозяйства и океанографии.

ригенные отложения широко распространены и в наземных условиях. Формирование их происходит на пониженных склонах вулканов, где берут начало так называемые сухие речки. Временными потоками этих речек вулканогенный материал перерабатывается и окатывается. В результате деятельности сухих



Рис. 27. Вулканомиктовый галечник, р. Сухая Каменная, в пределах дола вулкана Шевелуч, Камчатка

речек отлагаются мощные горизонты грубообломочных окатанных отложений, обладающих слоистостью (рис. 27).

В отдалении от вулканов на 12—15 км сухие речки, разливаясь, переходят в широкие временные потоки, здесь накапливаются вулканомиктовые пески и гравий.

Сцементированные вулканотерригенные образования разделяются на пять разновидностей (размер компонентов в мм):

- |  |           |
|--|-----------|
| 1. Валунный вулканомиктовый конгломерат и крупная вулканомиктовая брекчия (при неокатанных глыбах) . . . . . | более 200 |
| 2. Вулканомиктовый конгломерат или вулканомиктовая брекчия . . . . .   | 30—200    |
| 3. Вулканомиктовый гравелит . . . . .  | 2—30      |
| 4. Вулканомиктовый песчаник . . . . .  | 0,1—2     |
| 5. Вулканомиктовый алевролит . . . . .   | менее 0,1 |

Литифицированные вулканотерригенные отложения в областях современного, новейшего и древнего вулканизма пользуются большим распространением, слагая толщи мощностью 100 м и более.

## ТЕКСТУРЫ И СТРУКТУРЫ ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИХ ПОРОД

Текстуры и структуры вулканокластических пород до настоящего времени еще не описаны, несмотря на большую потребность в этом.

### ТЕКСТУРЫ

В вулканокластических породах текстура формируется в зависимости от 1) процессов, связанных с физическим состоянием материала во время выброса его из вулкана, 2) условий седиментации и 3) физико-химических процессов, протекающих после отложения осадка.

Иногда на образование текстуры оказывают влияние несколько факторов. Так, например, игнимбритовая, туфолавовая, 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) агглютинатовая; 3) игнимбритовая; 4) кластолавовая; 5) пизолитовая; 6) брекчиевая; 7) шаровая; 8) желваковая; 9) плотная; 10) пористая с разновидностями: а) скрытой пористости, б) шаровых пор основной массы и в) какалообразных пор; 11) массивная; 12) слоистая; 13) подушечная; 14) агломерато-шаровая; 15) призматическая (столбчатая).

**Шлаковая текстура.** Шлаковая текстура характеризует породу, состоящую преимущественно из пористых пирокластических обломков эффузивной породы обычно размером более 10 см в поперечнике, без значительного количества примесей тонкого материала (рис. 28).

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

Побочные кратеры Ключевского вулкана Билюкай, Апахончич, Туйла, Былинкина, Заварицкого, Обручева и др., образо-



вавшиеся в последние годы и детально изученные в процессе формирования, а также кратеры предыдущих извержений (около семидесяти кратеров) сложены шлаковым материалом (Набоко, 1947; Пийп, 1956). Аналогичные шлаковые вулканы развиты в Приморском и Хабаровском краях (Малеев, 1949), в Сибири (Лурье, 1954 и др.), в Армении (Асланян, 1958) и во многих других районах.



Рис. 28. Шлаковая текстура в агломератовом туфе Синдинского вулкана, Хабаровский край

Шлаковые текстуры также образуются в результате спекания тонкообломочного пирокластического материала в пористую массу (см. рис. 11 и 13).

**Агглютинативная текстура.** Эта текстура 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 андезитово-базальтовый. Образование агглютината описано Г. В. Тиррелем (1934). Хорошо отпрепарированные ледником обнажения агглютинатов можно наблюдать у подножия юго-восточного склона вулкана Зимина сопка, на Камчатке.

**Игнимбритовая текстура** 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. 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

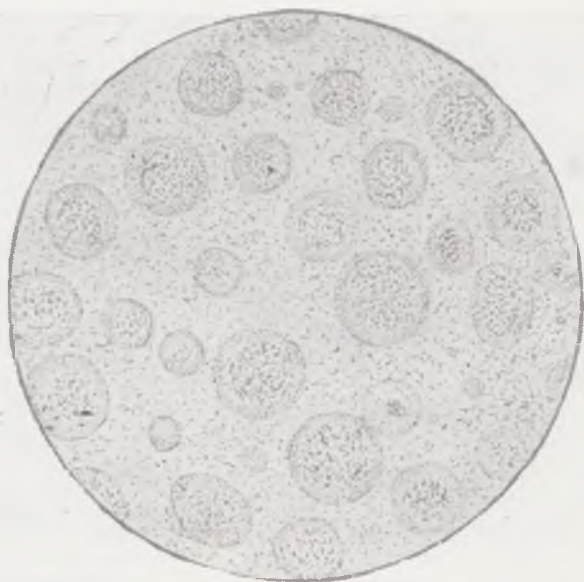


Рис. 29. Пизолитовая текстура в псаммитовом туфе лларито-дацита из ильницкой свиты (верхний плиоцен), Закарпатье

масса породы иногда обладает флюидальной или зернистой текстурой. В плане фьямме имеют почти округлую форму.

**Кластоловая текстура.** Для этой текстуры характерно наличие 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).

**Брекчиевая текстура.** Эта текстура свойственна брекчиевым лавам и характеризуется наличием угловатых обломков лавы, спаявшихся в сплошную массу (см. рис. 1—3). Образование этой текстуры изложено при описании брекчиевой лавы (см. стр. 44—47).

**Пизолитовая текстура** характеризуется наличием 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.

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» (1952).

Псаммитовый туффит липарито-дацита, обладающий пизолитовой текстурой, был встречен автором среди плиоценовых отложений в Закарпатье (рис. 29).

**Шаровая текстура.** Шаровая текстура по своему сложению аналогична пизолитовой, но отличается более крупными стяжениями, достигающими 5 и даже 20 см в диаметре. Эта текстура характерна для липарито-дацитовых туфов торгонского возраста, развитых в пределах Закарпатья, где в псаммитовых витрокластических и смешанных туфах содержатся стяжения круглой, иногда эллипсоидной формы. Преобладающий размер шаров 7—10 см. Шары составляют около 60% объема породы (рис. 30), 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. 31).

Аналогичные пепловые шары описал Ш. Э. Стен (Stehn, 1932) в главных кратерах Тангкубан Праху Папандаяне и Кавах Идьене на о. Ява, где они свободно лежали в кислых кратерных озерах. Диаметр шаров достигает 70—85 мм. Они образуют прослой в затвердевшем сернистом иле до 30 см мощности. В некоторых шарах в центре находятся лапилли; образование их объясняется вихревыми движениями кипящего ила. По данным Дж. К. Ресселя, аналогичные шары, кроме о. Ява, известны на вулкане Джурлло и на Паосе (Коста-Рика). В ископаемом состоянии они встречаются в триасовых отложениях Бризона (Richards, Bryan, 1927).

**Желваковая текстура.** 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 развиться и приобрели неправильную форму (рис. 32).

**Плотная текстура.** Эта текстура характеризуется отсутствием полостей и пор и обычна для окремненных пепловых раз-

новидностей вулканокластических пород. Вследствие окремнения порода приобретает повышенную прочность, большой объемный вес и при ударе образует раковистый или занозистый излом.



Рис. 30. Шаровая текстура в туфах липарито-дацита миоценового возраста, с. Крайниково, Закарпатье



Рис. 31. Шаровая текстура, те же туфы, что на рис. 30. Наблюдаются спаренные шары и желваки

**Пористая текстура.** Можно выделить несколько разновидностей пористой текстуры в зависимости от условий формирования осадка и первичного характера материала.



Текстура скрытой пористости образуется при накоплении тонкого остроредерного материала. При этом, если туф пелитовый или алевроитовый, пор макроскопически не видно, а при прочной цементации породы и заполнении пор цементом пористость исчезает совсем. Туфы, обладающие скрытой пористостью, имеют большое развитие в Приморском крае (Малеев, 1937). В. Т. Быков (1947) при исследовании скрытой пористости суйфунских туфов установил, что в алевроитовых витрокласти-



Рис. 32. Желваковая текстура в туфах липарито-дацита, с. Данилово, Закарпатье

ческих туфах она достигает 20,18%, а в пелитовых — 31,99 и даже 46,62%. Поверхность пор 1 см<sup>3</sup> породы достигает 180 м<sup>2</sup>.

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 сплющиваются и приобретают эллипсоидальные, а при дальнейшем сплющивании линзовидные формы. Такие туфы развиты в Приморье (Малеев, 1937). 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 алевритовым). 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 наполняют пустоты от корней растений. Они занимают от 10 до 20% объема породы. Причина образования каналобразных пор часто не установлена. Вероятно, они связаны с циркуляцией грунтовых вод. Наличие на стенках пор монтмориллонита, который образуется за счет разложения мелкого стекла, подтверждает такое предположение (Малеев, 1937).

**Массивная текстура.** Для этой текстуры характерно массивное сложение, но от плотной текстуры она 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 алевритовых кристаллокластических, смешанных и витрокластических туфах.

**Слоистая текстура** обусловлена переслаиванием вулканокластического материала различной крупности. Слоистость может быть грубой и тонкой. Границы между слоями постепенные и резкие (рис. 33). Характерным признаком слоистой текстуры, образовавшейся при выпадении пирокластического материала из атмосферы, является наличие в основании каждого слоя более грубого материала, соответствующее вулканическим взрывам. При накоплении вулканокластического материала в автохтонных условиях, вблизи центров извержения, слоистость выражена менее ясно (рис. 34). Очень слабо развита (едва заметна) слоистость в грязевых потоках. Наиболее хорошо выражена слоистость 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** характеризуется своеобразным строением вулканогенных образований, 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 взрывной деятельности, но и в результате расщеп-



Рис. 33. Слоистая текстура в аллохтонных туфах водного происхождения неогенового возраста. В 10 км южнее Северо-Курильска, о. Парамушир



Рис. 34. Слоистая текстура в автохтонных туфах наземного происхождения, в шлаковом конусе на Харчинском озере, Камчатка

ления лавового потока при излиянии его в воду (Тиррель, 1934; Шрок, 1950; Заварицкий, 1956). Не исключена возможность образования такой текстуры и вследствие специфики охлаждения лавовых потоков базальта в подводных условиях. Для подушечной текстуры вулканокластического происхождения характерно наличие между подушками пирокластического или осадочного материала, который отсутствует в расщепленном



Рис. 35. Призматическая, или столбчатая, текстура в игнимбритах, вблизи пос. Озерная, Камчатка

лавовом потоке. Для подушек, образовавшихся вследствие специфики охлаждения лавового потока базальта, характерно отсутствие сферической поверхности и закалки по периферии подушек.

**Агломератово-шаровая текстура** представляет собой частный случай подушечной текстуры, когда подушки приобретают шаровую форму.

**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. 35). Впервые столбчатую отдельность в игнимбритах описал П. Маршал (Marshall, 1932, 1935). В СССР столбчатая



отдельность в игнимбритах на территории Армении описана К. Г. Шириняном и А. Г. Асланяном (1956), а на Камчатке — Е. Ф. Малеевым (1961).

## 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 взаимоотношением обломков цемента. Поэтому, прежде чем приступить к описанию структур, необходимо охарактеризовать факторы, определяющие структуру породы.

**Степень кристалличности** изверженных пород обуславливает полнокристаллическую, стекловатую и другие структуры. Для пирокластических пород степень раскристаллизации исходного материала также имеет существенное значение. 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 удельному весу отделяет пемзовидные обломки от обломков кристаллов или пород. Таким образом, по степени кристалличности следует выделять три основных типа структур — витрокластическую, кристаллокластическую и литокластическую (Pirsson, 1915).

**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 . . . . .	30—200
3. Псефитовая . . . . .	2—30
4. Псаммитовая . . . . .	2—0,1
5. Алевроитовая . . . . .	0,1—0,01
6. Пелитовая . . . . .	менее 0,01

Термин «агломерат» введен Ляйэлем (Lyell, 1855, 1856). Под агломератом он подразумевал грубую брекчию, состоящую из обломков горной породы, выброшенной из вулкана и пред-

ставляющей собой главным образом угловатые обломки диаметром 2—3 м (рис. 36).

Термины «псаммит» и «псефит» впервые были введены в литературу Броньяром в 1813 г. как синонимы соответственно песчаника и конгломерата. Науман в 1849 г. применил эти термины



Рис. 36. Глыбовая или блоковая структура туфа андезита, с. Нижняя Грабовница, Закарпатье

как структурные. Он выделил псефитовую и псаммитовую структуры, а для тонкообломочных пород дополнительно ввел термин «пелитовая структура». Применяя указанные термины для определения структур, 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

правомерно применимы и для определения структур вулканокластических пород.

В 1930 г. А. Н. Заварицкий ввел понятие «алевроитовая структура» для обломочных пород, сложенных зернами размером от 0,1 до 0,01 м.

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

Для вулканокластических пород также возникает необходимость в выделении структур, обусловленных относительной величиной обломков. Однако, применение терминов нормально-осадочных пород, таких, как «равномернозернистый», «разнозернистый», «порфириовидный» 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.

Структуры, зависящие от относительной величины обломков для описываемых пород, были предложены автором в 1946 г. Поскольку вулканокластические породы состоят из обломков, то и структуры должны иметь соответствующий корень — «класто»<sup>1</sup>, но для грубообломочных вулканокластических пород, отличающихся от пепловых тем, что они состоят из обломков эффузивов, 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
2. Гетерокластическая
3. Порфирокластическая

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

<sup>1</sup> От греч. *κλαστικός* (кластикос) — ломаю.

В осадочных (обломочных) породах форма составных частей связана со степенью их окатанности и последующих изменений. Л. В. Пустовалов (1940) выделяет шесть структурных 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 кислых и средних лав, 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 остроруберную форму, образуя различные фигуры в виде изогнутых волокон, рогаток, роголек, треугольников с вогнутыми краями. По мере дальнейшего дробления обломки сложных форм распадаются на более простые составные части остроруберной 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 пирокластических пород по форме составных частей отличны от структур остальных пород, что связано с совершенно особенными 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 (1825 г.). Впоследствии волосовидные обломки отмечались многочисленными исследователями.

Структура туфа, состоящего из волосовидных обломков, впервые была описана автором в 1946 г. и получила название «пелекластической». Однако правильнее ее назвать «комекластической»<sup>1</sup>.

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 алевритовых — 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. 15 сведены структуры, выделенные в зависимости от абсолютной величины обломков и их агрегатного состояния.

Таблица 15

**Структуры вулканокластических пород  
в зависимости от величины обломков и агрегатного состояния**

Размер обломков в мм	Фракция	Агрегатное состояние		
		Витрокластическое	Кристаллокластическое	Литокластическое
До 0,01	Пелитовая	Пелитовая витрокластическая		
От 0,01 до 0,1	Алевритовая	Алевритовая витрокластическая	Алевритовая кристаллокластическая	
От 0,1 до 2	Псаммитовая	Псаммитовая витрокластическая	Псаммитовая кристаллокластическая	Псаммитовая литокластическая
От 2 до 30	Псефитовая		Псефитовая кристаллокластическая	Псефитовая литокластическая (пемзокластическая)
От 30 до 200	Агломератовая			Агломератовая литокластическая
Более 200	Глыбовая			Глыбовая литокластическая

<sup>1</sup> От греч. κόμη (коме) — волос.

**Взаимоотношение обломков и цемента** в структурах вулканокластических пород играет такую же важную роль, как и в структурах обломочных осадочных пород. А. Н. Заварицкий (1932) указывает, что структурные признаки кластических пород, зависящие от цемента, определяются: 1) составом цемента, 2) его относительным количеством, 3) величиной неделимых, его образующих, 4) отношением их к цементируемым обломкам.

В вулканокластических породах наблюдается цемент двух типов: 1) образовавшийся за счет 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 хемогенный 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 за счет разложения обломков стекла, входящих в состав самой породы, поэтому структуры вулканокластических пород определяются взаимоотношением обломков и цемента.

Вулканокластическим породам 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, алевроитовая, псаммитовая и кокекластическая);
- 2) кристаллокластические (алевритовая, псаммитовая, псефитовая);
- 3) литокластические (псаммитовая, псефитовая, 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 и клеточного)<sup>1</sup>.

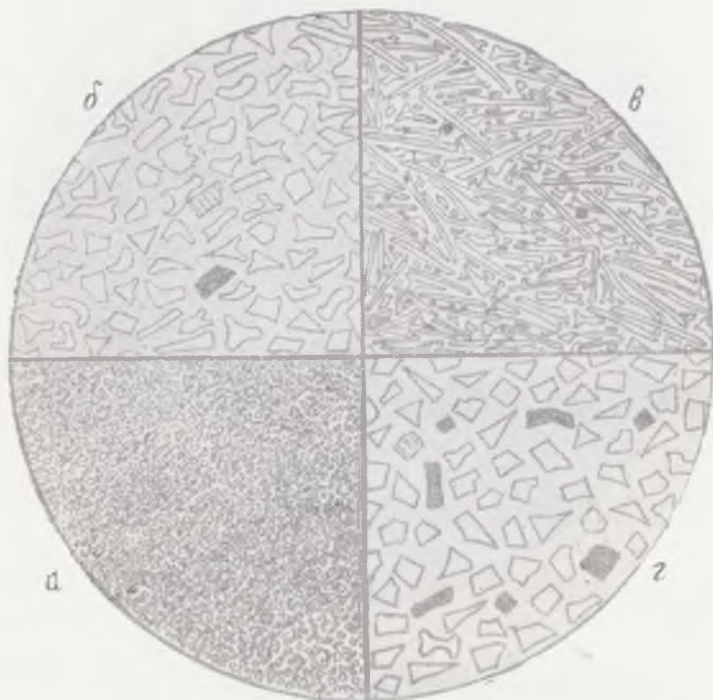


Рис. 37. Структуры вулканокластических пород

*a* — пелитовая витрокластическая, Среднесуфунское месторождение, Приморский край.  $\times 70$ , без анализатора; *b* — алевритовая витрокластическая, Первореченское месторождение, Приморский край.  $\times 70$ , без анализатора; *v* — комекластическая, Геленковское месторождение, Приморский край.  $\times 70$ , без анализатора; *z* — алевритовая кристаллокластическая, Второреченское месторождение, Приморский край.  $\times 70$ , без анализатора

**Витрокластические структуры.** Группа витрокластических структур характеризуется преобладанием обломков вулканиче-

<sup>1</sup> Поскольку цементационные структуры вулканокластических пород аналогичны таким же структурам осадочных пород, описание их не приводится.

ского стекла. Форма обломков, как правило, 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 облом-

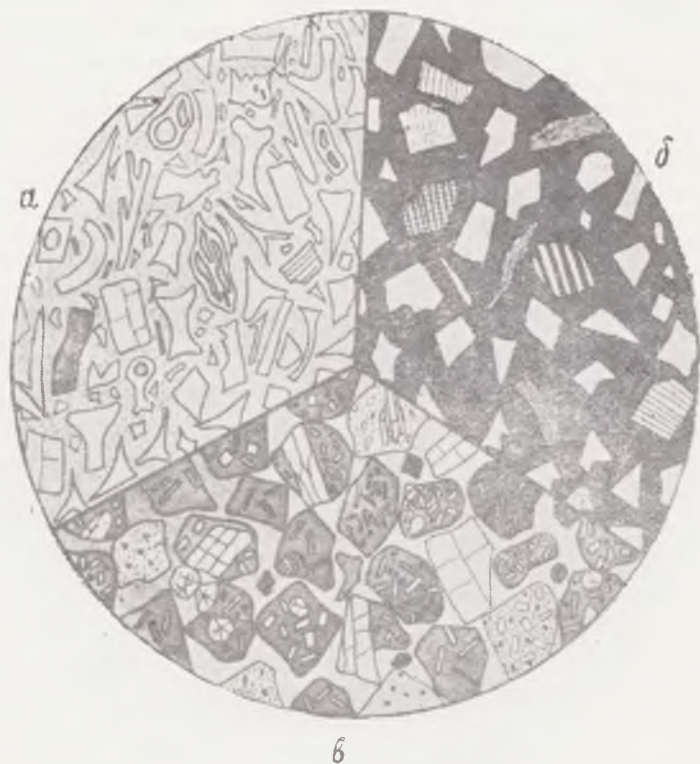


Рис. 38. Структуры вулканокластических пород

*а*—псаммитовая витрокластическая, Второе Кипарисовское месторождение, Приморский край.  $\times 14$ , без анализатора; *б*—псаммитовая кристаллокластическая, Нежинское месторождение, Приморский край.  $\times 14$ , без анализатора; *в*—псаммитовая литокластическая, Мухунское месторождение, Хабаровский край.  $\times 14$ , без анализатора

ков, 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. 37, 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. 37, б).

*Псаммитовая витрокластическая структура* аналогична предыдущим, но отличается размерами обломков стекла, достигаю-

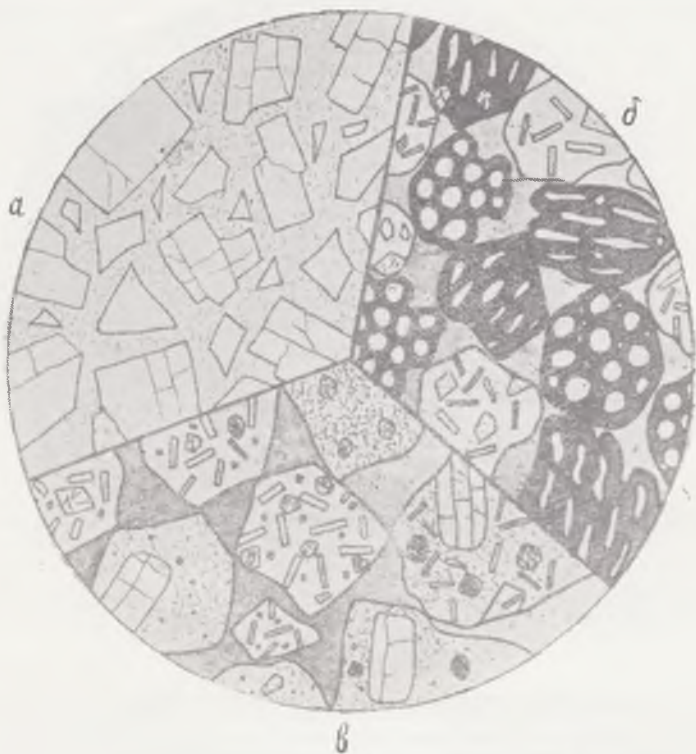


Рис. 39. Структуры вулканокластических пород

*а* — псефитовая кристаллокластическая, Большемихайловское месторождение, Хабаровский край.  $\times 3,5$ , без анализатора; *б* — псефитовая литокластическая структура, Иманское месторождение, Приморский край.  $\times 3,5$ , без анализатора; *в* — псефитовая литокластическая структура, Синдинское месторождение, Хабаровский край.  $\times 3,5$ , без анализатора

щих 2 мм. Обломки стекла дают большое разнообразие остроугольных и угловатых форм (рис. 38, а).

*Комекластическая структура* выделена по форме обломков, которые, как правило, представлены стеклом. Образуется она при раздроблении тонковолокнистых шлаковых корок, в результате чего обломки имеют волосовидную форму (рис. 37, в). Отношение диаметра обломков к их длине 1 : 10 и более.

**Кристаллокластические структуры.** 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.



Рис. 40. Структуры вулканокластических пород

а — гетерокластическая, Устьуйфунское месторождение, Приморский край.  $\times 14$ , без анализатора; б — гомеокластическая, Первореченское месторождение, Приморский край.  $\times 14$ , без анализатора; в — пемзокластическая, Нежинское месторождение, Приморский край.  $\times 14$ , без анализатора; з — порфирокластическая, Большемихайловское месторождение, Хабаровский край.  $\times 14$ , без анализатора

*Алевритовая кристаллокластическая структура* характеризуется преобладанием обломков кристаллов размерами до 0,1 мм (рис. 37, г).

*Псаммитовая кристаллокластическая структура* свойственна туфам и туффитам, состоящим из обломков, главным образом, кристаллов размерами от 0,1 до 2 мм (рис. 38, б).

*Псефитовая кристаллокластическая структура* встречается редко. Она присуща туфам, состоящим из обломков кристаллов размерами более 2 мм в поперечнике (рис. 39, а).

**Литокластические структуры.** Литокластические структуры характеризуются преобладанием обломков эффузивных пород

(рис. 38, в; 39, б, в). Форма обломков округлая, эллипсоидальная или угловатая. Последняя развита в псефитовых литокластических туфах базальта. 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. 40, в).



Рис. 41. Агломератовая равномернообломочная структура туфа андезита, район санатория Синяк, Закарпатье

**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. 41).

*Агломератовая неравномернообломочная макроструктура* характеризует породу, состоящую из обломков, глыб или бомб различных размеров. Она наиболее часто развита в агломератовых туфах (рис. 42).

*Агломератовая порфирокластическая макроструктура* представляет собой частный случай неравномернообломочной текстуры, в которой наряду с основной, более или менее равномернообломочной массой присутствуют крупные глыбы. 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 также часто встречается в отложениях грязевых потоков и ледников (рис. 43).

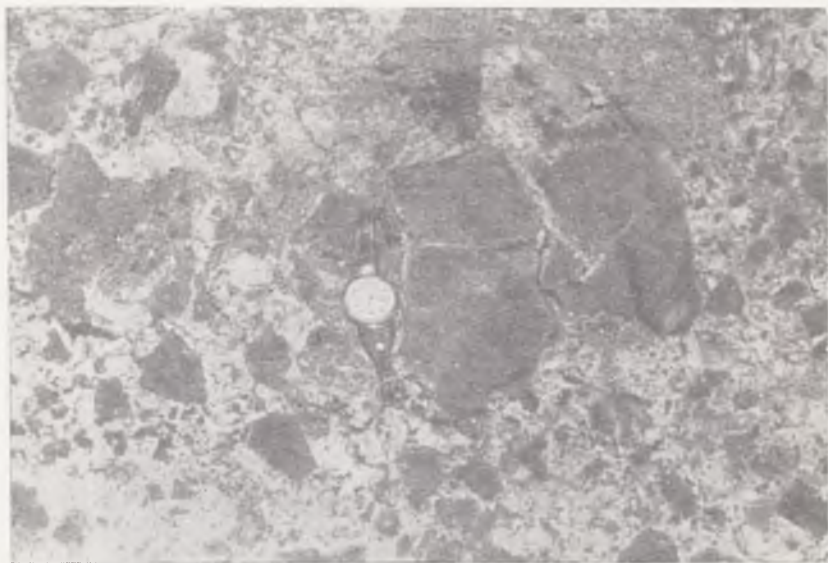


Рис. 42. Агломератовая неравномернообломочная структура туфа базальта, вулкан Синдинский в 135 км северо-восточнее г. Хабаровска



Рис. 43. Агломератовая порфирокластическая структура туфа андезита (ледниковые отложения) вулкана Авача, район г. Петропавловска



*Гомеокластическая структура* свойственна туфам, состоящим из равных по размерам обломков. Наиболее хорошо выражается эта структура в кристаллокластических туфах, в псаммитовых литокластических туфах, в пелитовых и алевритовых витрокластических туфах (см. рис. 40, б).

*Гетерокластическая структура* характеризует вулканокластические породы с различными размерами составных частей. Чаще всего гетерокластическая структура встречается в сме-



Рис. 44. Алевритовая туфодиатомитовая текстура, с. Красный Яр, Приморский край. Без анализатора диаметр поля 0,3 мм

с — стекло, кв — кварц, пл — плагиоклаз, ол — опаловые панцири диатомей



Рис. 45. Пелитовая туфодиатомитовая структура, с. Галенки, Приморский край

с — стекло, кв — кварц, ол — опаловые панцири диатомей; без анализатора, диаметр поля 0,3 мм

шанных туфах, состоящих из обломков стекла, кристаллов и обломков пород (рис. 40, а).

*Порфирукластическая 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 (рис. 40, г).

**Структуры туффигов**, вероятно, также имеют свои особенности, что связано с примесями различного типа. Однако классификация их очень слабо разработана. Здесь приводятся только два типа структур, обусловленные примесью диатомовых водорослей: *алевритовая туфодиатомитовая* (рис. 44) и *пелитовая туфодиатомитовая* (рис. 45). Породы, обладающие такими структурами, были установлены на Дальнем Востоке, в Закарпатье и на Волыни (Малеев, 1953).

*Туфодиатомит* представляет собой породу, состоящую из обломков вулканического стекла и панцирей диатомовых водо-

рослей, примерно в равных количествах. 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 принадлежат кварцу, санидину, плагиоклазу и магнетиту; цемент представлен продуктами разложения стекла.

*Игнимбритовая структура.* Описываемая 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. 15). Наряду с обломками стекла в породе обычно присутствуют обломки кристаллов, иногда в оплавленном виде.

---

## ПРОИСХОЖДЕНИЕ ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

Вулканокластический материал образуется в результате эксплозивной деятельности вулканов, излияния лавовых потоков, экструзии куполов, а также при разрушении вулканических образований.

Формирование вулканокластических горных пород происходит в поверхностных условиях, однако значительная часть материала, слагающего эти породы, магматического происхождения. Он создается при эксплозивной деятельности вулкана, дроблении и распылении материала предыдущих извержений и фундамента вулкана. Обломочный материал образуется также в процессе излияния и движения лавовых потоков (глыбовые лавы), при внедрении лавы во влажные осадки, при течении ее по болотистым местам и мелким озерам. От состава магмы, ее физического состояния и характера извержения вулканов зависит вещественный и гранулометрический состав вулканокластических пород и их агрегатное состояние. Наиболее близки по составу к магме горные породы трубок взрыва, где дробление магматического материала происходит не в поверхностных условиях, а в недрах земной коры.

В настоящее время некоторые данные позволяют судить о глубине магматического очага базальтовой и андезитово-базальтовой магмы. Эта глубина выражается цифрой порядка 50—60 км (Горшков, 1958). Подъему магмы предшествуют ее движения, зарождающиеся в верхней мантии. Эти движения передаются твердой земной оболочке, вызывая в ней разломы, которые служат путями для продвижения магмы к поверхности земли. В процессе подъема базальтовая магма вследствие ассимиляции вышележащего более кислого материала и контаминации меняет свой состав. В последнюю стадию деятельности вулкана магма задерживается в более высоких горизонтах земной коры и при этом дифференцируется: выделяется более кислая часть, дающая при извержении лавы андезитового, дацитового и липаритового состава. Так, во время одного извержения наблюдалось увеличение основности лав вследствие

поступлений новых порций магмы из глубоких частей очага (Набоко, 1947; Пийп, 1956). На протяжении всей жизни вулкана, наоборот, происходит увеличение кислотности лавы, иногда от базальтов или андезитов-базальтов до дацитов или липаритов. Извержения кислых лав сопровождаются грандиозными взрывами, в результате которых накапливается мощная толща своеобразных вулканокластических образований.

## ТИПЫ ВУЛКАНИЗМА

Типы вулканизма, как известно, зависят от тектонического развития земной коры. В первые стадии развития геосинклинали преобладают пластичные деформации, а в последнюю стадию большое значение приобретают резкие дифференциальные движения. В период консолидации региона возникают глубокие трещины. Каждому периоду развития области соответствует определенный тип вулканизма: геосинклинальный, орогенный и платформенный.

**Геосинклинальный тип вулканизма** характеризуется подводными излияниями; причем лавы резко преобладают над пирокластическим материалом. Широко развиты спилиты и кератофиры, очень редко встречаются липариты и породы среднего состава; вообще для этого типа вулканизма характерен однообразный состав горных пород. Широким распространением пользуются шаровые лавы<sup>1</sup>.

**Орогенный тип вулканизма** развивается в последнюю стадию жизни геосинклинали, когда наряду с воздыманием складчатых областей по мощным зонам разлома происходят опускания с образованием прогибов. Такая обстановка способствует подъему по трещинам новых порций магмы. Для этого типа вулканизма характерно развитие стратовулканов и резкое преобладание обломочного материала над лавами, смена в течение жизни вулкана основных вулканических продуктов кислыми и большое разнообразие химизма горных пород с преобладанием андезитов.

Наряду с формированием вулканических образований в орогенный период отмечается проявление малых интрузий, тесно связанных с поверхностным вулканизмом.

**Платформенный тип вулканизма** развивается после консолидации смятых в складки отложений геосинклинали. Во времени этот тип вулканизма иногда почти не отделяется от орогенного (Карпаты) и территориально часто развивается в областях, покрытых вулканическими образованиями орогенного типа. Вулканизм платформенного типа возникает в обстановке блокового дробления консолидированных миссивов глубокими

<sup>1</sup> При детальном исследовании шаровых и подушечных лав безусловно многие из них будут также отнесены к пирокластическим образованиям.



разломами, часто поперечными к оси геосинклинали. Для него характерно излияние основных лав, иногда покрывающих обширные площади (плато-базальты), образование щитовидных вулканов и шлаков конусов, а также трубок взрыва. Последняя фаза платформенного вулканизма характеризуется основными щелочными экструзиями.

Щитовидные вулканы платформенного типа отличаются от гавайских вулканов большим количеством пирокластического материала. По вещественному составу базальты платформ, по сравнению с океанитами, являются более кислыми.

В западной части Русской платформы развиты нижнекембрийские базальты и их туфы, переслаивающиеся между собой (Ушакова, 1959). Вулканизм Сибирской платформы характеризуется наличием значительного количества эксплозивного материала, переслаивающегося с лавами (Кузнецов, 1953; Лурье, Обручев, 1955 и др.). Обширные поля базальтов Приморского края, Исландии, Сирии, Судана (Putzer, 1958) и многих других пунктов земного шара также содержат большое количество пирокластического материала.

Вулканизм платформенного типа разделяется на следующие фазы: 1) массовое излияние лав; 2) образование шлаковых конусов вулканов; 3) экструзии щелочных лав; 4) образование трубок взрыва. Щелочные экструзии и трубки взрыва, вероятно, относятся к заключительным этапам платформенного вулканизма; массовое излияние лав и образование шлаковых конусов — к первому этапу.

### ТИПЫ ИЗВЕРЖЕНИЙ

Один и тот же тип извержения может проявляться в разных типах вулканизма и один и тот же вулкан на протяжении своей жизни может давать извержения разных типов. Даже в период одного извержения иногда проявляются различные формы вулканической деятельности. Так, например, во время извержения Ключевского вулкана (Камчатка) в 1937—1938 гг. преобладали в первый период деятельности вулкана эффузии, и тип извержения был определен как стромболианский, а во второй — эксплозии, характерные для вулканского типа. Во время извержения Везувия в 1905 г. были отмечены следующие формы вулканической деятельности:

- 1) свежие выбросы раскаленной жидкой лавы (стромболианский тип);
- 2) выброс старого и нового застывшего материала (вулканский тип);
- 3) смешанный тип;
- 4) излияние в кратере или на вершине;
- 5) боковые потоки типа 1895 г., т. е. продолжительные и нагромождающиеся;

6) излияния, аналогичные излияниям 1872 г. — быстрые и образующие длинные потоки;

7) образования бокков типа 1760 г. (Mercalli, 1905).

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 (Wolff, 1914) для центральных вулканов в зависимости от происхождения изверженного материала выделяет три типа извержений: 1) эффузивный, 2) эксплозивный и 3) смешанный.

Б. Г. Эшер (Escher, 1931) предлагает классификацию извержений с учетом газового давления и вязкости магмы (табл. 16).

Зондер (Sonder, 1937) классификацию типов извержений дает в виде наглядного графика (рис. 46). Состав и количество

Таблица 16

Классификация типов извержений с учетом газового давления  
(Эшер, 1931)

Лава	Вулканическая деятельность			
	созидающая		разрушающая	
Очень жидкая	Гавайский тип Затяжная деятельность Лавовые озера и фонтаны	Сгроболианский тип Ритмическая деятельность Шлаки и бомбы		Тип Перре (плинианский)
Жидкая		Вулканский тип (слабо) Пепловые облака Бромо, Расенг	Вулканский тип (сильно) 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 Сен-Винсен Раскаленные тучи Суффриер, 1902 г.	Тип Пеле Мон-Пеле, 1902—1903 гг.	
Давление газа	Незначительное	Среднее	Высокое	Очень высокое
Магматический очаг	Приповерхностный	Неглубокий	Глубокий	Очень глубокий

эксплозивного материала — вулканокластики зависит, вероятно, от наличия и состава в магме газов. Дей доказывает, что вулканические газы, почти целиком состоящие из водяного пара, способствуют возникновению низкотемпературных паровых взрывов типа Лассен-Пик, в то время как активные газы вызывают высокотемпературные извержения. В отличие от Дея, Зондер считает, что не химический состав газа, а глубина, на которой расположен магматический очаг вулкана, оказывает

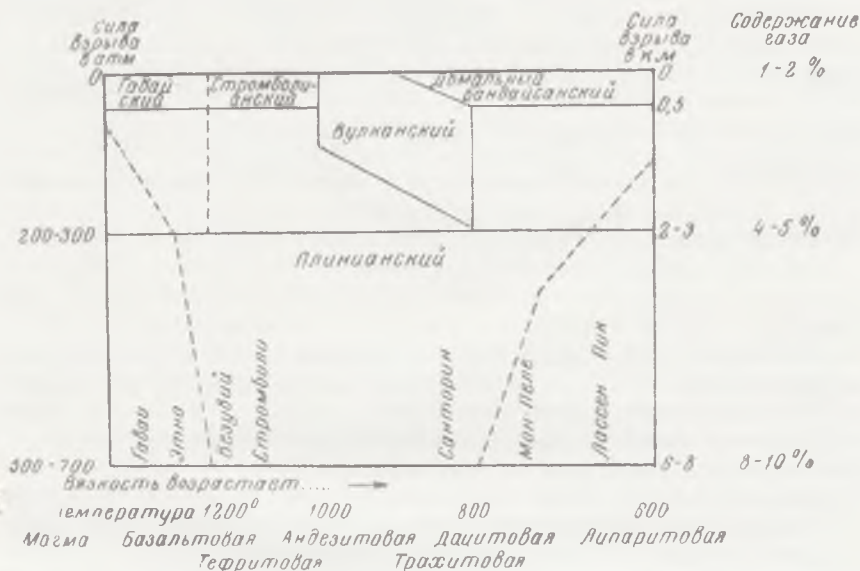


Рис. 46. Типы вулканической деятельности, по Зондеру (1937)

решающее влияние на характер взрыва. Чем глубже расположен очаг, тем больше может раствориться газов в магме и тем сильнее будут взрывы. По мнению Зондера, у вулканов Гавайи и Стромболи не бывает катастрофических извержений только потому, что очаги этих вулканов занимают приповерхностное положение. Вулканы Этна и Везувий имеют очаги на средних глубинах. В. И. Влодавец (1959) 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 300 атм, но в случае сильных извержений достигает 2500—3000 атм.

В историческое время неоднократно наблюдались катастрофические взрывы, сопровождавшиеся выбросами огромных масс взрывчатого материала, что требовало колоссального количества энергии. Сведения о наиболее сильных взрывах вулканов сведены в табл. 17.

Таблица 17

Наиболее сильные взрывы вулканов

Название вулкана	Год извержения	Количество выброшенного материала	Сила взрыва в эргах	Литературный источник
Тамборо . . . . .	1815	30—150 км <sup>3</sup>	3,4×10 <sup>26</sup>	В. И. Влодавец, 1959
Кракатау . . . . .	1883	18 км <sup>3</sup>	2,1×10 <sup>24</sup>	То же
Безымянный . . . . .	1956	2 км <sup>3</sup>	5,0×10 <sup>23</sup>	Г. С. Горшков, 1957
Бандай-Сан . . . . .	1888	1,2 км <sup>3</sup>	4,1×10 <sup>-3</sup>	В. И. Влодавец, 1959

Водяные пары, находящиеся в магматическом очаге, видимо играют решающую роль в создании давления. Е. К. Мархинин (1957) предполагает, что взрыв может произойти, если в лаве содержится паров воды 0,1% (весовых) и выше. По его расчетам энергия взрывной волны, равная 2,6×10<sup>22</sup> эргов, достаточна для выброса 1 км<sup>3</sup> обломочного материала<sup>1</sup>.

Каждый тип извержения обуславливает определенные, своеобразные черты вулканических образований. Следовательно можно определить тип извержений, породивших их.

Для определения природы извержения очень важно установить соотношение между взрывчатыми продуктами и лавами в период извержения. А. Риттманн (1960) предлагает следующую формулу для взрывчатого индекса:

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

где  $E$  — взрывчатый индекс;

$a$  — взрывчатые продукты;

$b$  — общее количество материала, полученного при извержении.

Ниже дается краткая характеристика типов вулканических извержений, поставляющих материал для вулканокластических горных пород.

<sup>1</sup> При сравнении количества пирокластического и лавового материала необходимо учитывать, что, по данным А. Риттманна (Rittmann, 1960), вес единицы объема тефры в 3—5 раз меньше веса единицы объема лавы.



**Гавайский тип извержения** характеризуется низким эксплозивным индексом (обычно менее 10 и в редких случаях до 15). Вследствие излияния большого количества жидких лав, вулканы принимают плоскую, щитовидную форму. Пирокластический материал выбрасывается чаще всего в жидком состоянии, в результате чего он часто спекается в общую массу, образуя агглютинат. Для вулканов Гавайских островов типичны выбросы волосовидного стекла («волосы Пеле» или «стеклянные капли»). Примесь обломков горных пород фундамента обычно отсутствует.

В 1939—1941 гг. на Камчатке наблюдались извержения вулкана Плоский Толбачик, близкие к гавайскому типу. В провальном кратере вулкана появилось озеро жидкой лавы, которая, изливаясь через край, дала характерные потоки волнистой лавы. При взрывах образовались «волосы Пеле». При извержениях гавайского типа лава и переслаивающиеся с ней пласты туфа залегают почти горизонтально, имея углы наклона 2—3° и редко 5°. Даже при значительных выбросах пирокластического материала вулкан не изменяет своей плоской формы. На Килауэа (Гавайские острова) накапливающиеся шлаки и пепловый материал нисколько не изменили плоскую форму вулкана (Perret, 1913). При описании Исландских щитовидных вулканов также отмечается почти горизонтальное залегание потоков лавы, переслаивающейся с пирокластическим материалом.

**Стромболианский тип извержения** характеризуется выбросами раскаленного светящегося обломочного материала. Помимо эксплозивных выбросов наблюдается излияние лав. Эксплозивный индекс порядка 30—50. Состав лав базальтовый и андезитобазальтовый. Обломочный материал весьма разнообразный. Наряду с полупластичным материалом, дающим бомбы, иногда выбрасывается более остывший материал угловатой формы, а также шлак. Крупность материала колеблется в широких пределах: от крупных глыб до вулканической пыли, с явным преобладанием грубообломочного. В пирокластическом материале обнаруживаются обломки горных пород фундамента вулкана, составляющие иногда 10% объема породы.

Стромболианский тип извержения проявляется в различных типах вулканизма. В спилитовых образованиях, характерных для вулканизма геосинклинального типа, встречаются обломки с типичной поверхностью бомб, указывающие на выброс материала в полужидком состоянии. Подушечные и шаровые лавы, вероятно, иногда представляют собой продукты извержения стромболианского типа. Наиболее часто извержения стромболианского типа проявляются при орогенном типе вулканизма. Современные вулканы Стромболи (Италия), Парикутин (Мексика), иногда Везувий (Италия), вулкан Авача, многочисленные побочные кратеры и вершинный кратер Ключевского вулкана кальдера Заварицкого на о. Симушир (СССР), характеризуются

стромболианским типом извержения (Горшков, Набоко, 1962). Для платформенного типа вулканизма характерны гавайский и стромболианский типы извержений. Стромболианские извержения происходят, главным образом, в заключительную стадию вулканизма, когда образуются шлаковые конусы. На территории Советского Союза такой тип извержения проявлялся в четвертичное и верхнеплиоценовое время в Приморском и Хабаровском краях (Малеев, 1949), на Северо-Востоке СССР (Устиев, 1961), в Сибири, в Саянах, в Тувинской области (Гросвальд, 1957) и в Закавказье. Извержения главного кратера Ключевского вулкана 1937—1938 гг. относятся к стромболианскому и вулканскому типам (Меняйлов, 1947). Рыхлые продукты этих извержений детально изучены С. И. Набоко (1947), среди которых она выделяет:

*А. Аутигенные продукты*

I. Ювенильные (магматические):

- 1) выброшенные в пластическом состоянии;
- 2) выброшенные в твердом состоянии.

II. Ресургентные (лавовые):

- 1) одновременного извержения;
- 2) неодновременного извержения.

*Б. Аллотогенные продукты*

К аутигенным относятся продукты главного кратера, а к аллотогенным — чуждый материал (горные породы фундамента). Разделение аутигенных продуктов на ювенильные (магматические) и ресургентные (лавовые) основано как на форме обломков, так и на их составе. В ювенильных пеплах вулканическое стекло зеленое, прозрачное. Наряду со стеклом присутствуют обломки минералов. В ресургентных пеплах стекло буро-коричневое и черное, а вместо обломков минералов преобладают обломки лавы. Цвет стекла, вероятно, обусловлен различными соотношениями закисного и окисного железа.

Механический анализ взрывных продуктов показал, что они относятся к псаммитам и пелито-алевритам; пелиты встречаются в единичных случаях (табл. 18). По форме обломков ювенильные продукты разделяются на две группы: 1) продукты, выброшенные в пластическом состоянии — слезки, волоски, веретенообразные формы и др.; 2) продукты, выброшенные в твердом состоянии — обломки, черепки и др. В общем же вулканические пеплы имеют смешанный состав, где одновременно присутствуют частицы, выброшенные в пластическом, полупластичном и твердом состоянии.

Все вулканические пеплы разделяются на пять групп.

1. Лавовые пески средней пузыристости — это пески небольших взрывов, предшествующих извержению и происходящих в самом начале извержения.

Механический состав взрывчатых продуктов в %  
(Набоко, 1947)

№ обр.	Время извержения	Окраска	Фракции в мм				Формула измельчения			Тип
			0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	0,01	псаммитовая	алевритовая	пелитовая	
	1937									
261	24/IV	Черный	9,02	64,66	21,21	5,11	74	21	5	Существенно псаммитовый
268	27/VIII	Черный с зеленым оттенком	44,64	24,12	21,28	9,96	69	21	10	Псаммитовый
269	2/X	Серый	0,49	17,96	74,13	7,92	18	74	8	Алевритовый
274	21/X	Серый с бурым оттенком	0,46	77,87	7,78	13,89	78	8	14	Псаммитовый
277	19, XII	Серый	5,00	44,27	20,01	10,72	49	40	11	"
	1938									
278	19/1	Черный	0,53	19,06	50,88	9,53	20	51	9	Алевритовый
279	—	"	4,01	55,84	33,32	6,74	60	33	7	Псаммитовый
281	30,1	Черный с зеленым оттенком	19,66	60,55	15,06	7,73	80	15	5	"
282	—	Черный	17,70	78,05	4,01	0,24	96	4	0	"
283	—	Дымчатый	—	40,92	39,95	19,13	41	40	19	Псаммитово-алевритовый
284	6, III	Бурый	0,16	72,03	5,81	22,0	72	6	22	Псаммитовый
285	7/IV	"	0,55	30,95	38,61	3,589	32	33	36	Пелитовый

2. Магматические пески, очень богатые пузырьками периода эффузий.

3. Магматические пески средней пузыристости периодов до кульминации и после кульминации.

4. Смешанные пески средней пузыристости периода эксплозий.

5. Лавовые пески малой пузыристости периода заключительных редких эксплозий.

Таким образом, первые взрывы дробили лавовую пробку и стенки кратера. Дальнейшие взрывы выбрасывали магматические пеплы<sup>1</sup>.

Состав вулканических пеплов Ключевского вулкана андезито-базальтовый. Содержание кремнезема в них колеблется от 53,28 до 54,71%.

Для характеристики стромболианского типа извержения следует отметить, что общее количество материала во время извержения главного кратера Ключевского вулкана 1937—1938 гг. выражается следующими цифрами (Меняйлов, 1947):

1. Пеплы главного, западного и восточного кратеров	180 млн. м <sup>3</sup>
2. Бомбы и лапилли . . . . .	5 " "
3. Лавы главного кратера . . . . .	14 " "

Эксплозивный индекс равен 95,5.

Во время этого же извержения побочный кратер Билюкай, эксплозивный индекс которого равен 1,42, дал лавы 180 млн. м<sup>3</sup> и рыхлых продуктов 2,5 млн. м<sup>3</sup>.

**Вулканский тип извержений** имеет эксплозивный индекс 60—80. При этом типе извержений выбрасывается нагретый, но не пластичный, преимущественно эксплозивный материал, но наблюдается также и излияние лав. Состав вулканических продуктов от андезито-базальтового до липаритового. Потоки сравнительно короткие, поверхность их обычно глыбовая. Эксплозивный материал различен по текстуре, крупности и агрегатному состоянию. Он представлен чаще всего угловатыми обломками дробленной полуставившей лавы и бомбами типа хлебной корки. Размеры фрагментов от тонкой пыли до 1 м и более. Преобладают обломки лавы. В вулканическом песке и более тонком материале, в особенности если состав их андезитовый или более кислый, иногда наблюдается преобладание обломков стекла или кристаллов над обломками лавы.

Примесь чуждых пород при извержениях вулканского типа не превышает 10%.

---

<sup>1</sup> Превращение расплавленной лавы в пепел наблюдал Ф. А. Перрет (Perret, 1912) во время извержения Этны в 1910 г. он сфотографировал вихревые кольца диаметром 150—120 м, состоящие почти целиком из вулканического пепла, происшедшего непосредственно из лавы.



Извержения этого типа неоднократно наблюдались на Камчатке (Ключевской, Жупановский, Карымский, Безымянный и другие вулканы).

Пепловый материал Ключевского вулкана докульминационного извержения 1944—1945 гг. представлен в основном алевритовыми и тонкопсаммитовыми фракциями, т. е. он более раздроблен, чем материал, возникающий при стромболианских извержениях (Пийп, 1956). Пеплы кульминационных извержений Ключевского вулкана отличаются большей крупностью материала и характеризуют стромболианский тип взрыва. В пеплах преобладают обломки стекла, редко встречаются обломки плагиоклаза и еще реже цветных минералов. Форма обломков стекла изометричная; игольчатые или вогнутые обломки, характерные для стромболианского типа, здесь отсутствуют. Стекло большей частью бурое, иногда зелено-бурое, полупрозрачное или непрозрачное.

Извержения вулканского типа наиболее характерны для орогенного вулканизма. По силе взрыва и температуре взрывного материала они занимают промежуточное положение между стромболианским и пелейским типами извержений.

**Плинианский тип извержений (крайний вулканский<sup>1</sup>)** дает взрывной материал различного состава, от базальтового до липаритового. Взрывной индекс равен 90, а иногда и больше. Этот тип извержения очень близко стоит к вулканскому, но отличается от последнего меньшей вязкостью материала и более низкой температурой, вследствие чего здесь и преобладают обломки угловатой формы. Лавы изливаются в незначительном количестве и не характерны для данного типа извержений. Размер обломков колеблется в широких пределах, от огромных глыб до вулканической пыли; они хорошо дифференцированы: крупный материал отлагается вблизи центра извержения, а мелкий — на значительном удалении от него. Иногда при извержениях выбрасывается значительное количество обломков фундамента вулкана: до 10—25% объема пироклаستيкулы. Плинианский тип извержений довольно характерен для современных вулканов и имел большое распространение в древние геологические эпохи. В пределах Камчатско-Курильской дуги плинианский тип наблюдался при извержении внутреннего конуса кальдеры Ксудач в 1907 г. и при взрыве пика Севергина в 1933 г.

**Пелейский тип извержений** характеризуется направленными взрывами, обычно без разрушения вулканической постройки. Взрывная волна и палящая туча дают тонкий раскаленный материал. Состав пирокластического материала при пелейском

<sup>1</sup> Этот тип извержений получил название по фамилии Плиния младшего, описавшего грандиозное извержение Везувия в 79 г., впоследствии вошедшее во все учебники по динамической геологии.

типе извержения от андезитового до липаритового, размер — от крупных глыб до пыли, с преобладанием последней. Форма обломков преимущественно угловатая и остроугольная. Сортировка по крупности материала отсутствует. Для этих извержений характерны экструзии (купола с обелисками) с агломератовой мантией. Иногда извержения сопровождаются грязевыми потоками.

После известного извержения вулкана Мон-Пеле в 1902 г. и почти одновременного с ним извержения Суфриера на о. Сен-Венсен (в группе малых Антильских островов) появилась обширная литература по этому очень интересному типу извержения (Anderson, Flett, 1903; Lacroix, 1903; Hovey, 1903, 1904 и др.).

Извержение пелейского типа вулкана Хибок-Хибок (Филиппинские острова) 4 и 6 декабря 1951 г. было описано Г. Макдональдом и А. Алькарасом (Macdonald, Alcaraz, 1957). Они отмечают, что это извержение характеризуется своеобразными, необычно подвижными саморасширяющимися раскаленными лавинами.

Извержения пелейского типа сопровождаются раскаленными тучами, которые часто смешиваются с раскаленными лавинами, характерными для Катмайского типа, А. Риттманн (Rittmann, 1931) дает классификацию раскаленных туч и огненных лавин (табл. 19).

Таблица 19

Характеристика раскаленных туч и огненных лавин  
(Риттманн, 1931)

Общие признаки	Раскаленные тучи		Огненные лавины	
	скатывающиеся	обратно падающие	первичные	вторичные
Материал	Подвижные, способные к течению, в виде эмульсии глыб, лапиллей, пеплов, или шлаков и горячих газов (100°)			
Место происхождения	Центр извержения (кратер, лавовый купол)		Внешний склон вулкана	
Причина возникновения	Газы, выброшенные наподобие взрыва		Отрыв твердых лавовых или шлаковых масс от лавового потока	
Первичная сила	Эксплозия		Сила тяжести	
Первичное направление	± горизонтально в сторону	± вертикально вверх	Вниз по склону	
Вторичная сила	Сила тяжести		Давление выделяющегося газа и сила тяжести	

На Камчатке пелейский тип извержений наблюдался в 1948—1950 гг. во время извержения вулкана Шевелуч (Меняйлов, 1955) и в 1956 г. вулкана Безымянного (Горшков, 1957).

Извержение вулкана Шевелуч началось в 1944 г. редкими кратковременными взрывами и небольшими пеплопадами (тип Лассен-пик). В конце 1945 г. частота взрывов увеличилась, а весной 1946 г. появился новый андезитовый купол с выжиманием лавы в виде отдельных обелисков, достигавших иногда 100 м высоты. Из трещин купола происходили эксплозии с выбросами пепла. Вокруг купола образовалась мантия за счет его разрушения. Изредка происходило извержение стелящихся и текущих пеплово-глыбовых самовзрывающихся туч. Их начальный взрыв был направлен, как правило, под углом 60—70° к горизонту. За 5—8 мин туча проходила расстояние 2—3 км. Стремительное движение лавины было бесшумным, вероятно, вследствие значительного количества пепла, паров и газов, насыщавших ее. Некоторые глыбы были раскалены до свечения, но температура пепла не превышала 300°. В середине 1949 г. вулкан находился 5 месяцев в покое, после чего произошел гигантский взрыв, выбросивший пепел на высоту 5 тыс. м. В результате извержения вулкана Шевелуч образовался купол андезита высотой 230 м и агломератовый поток длиной около 4 км и мощностью у подножия вулкана до 70 м. Масса пепла рассеялась в окрестностях вулкана. Агломератовый поток состоит из материала различной крупности, среди которого отдельные глыбы достигают в поперечнике 5 м и более. Часть свежих ювенильных глыб в результате окисления окрашена в красный цвет.

Пеплы вулкана Шевелуч извержения 1946—1948 гг. тонкозернистые, коричневого цвета. Во время извержения наблюдалось проявление эоловой дифференциации, вследствие чего тяжелые минералы выпадали ближе к вулкану, а легкие уносились на значительные расстояния от него. Состав эксплозивного материала данного извержения приводится в табл. 20.

Как видно из приведенного анализа, частицы пепла размером менее 0,05 мм составляют 86,19%. Таким образом, для данного типа извержения характерно наличие пелитового и тонкоалевритового материала при малом количестве псаммитового и крупноалевритового.

Во время извержений вулкана Авача в 1827, 1901, 1926, 1938 гг., а возможно и других, образовались своеобразные раскаленные лавины, которые скатывались по склонам вулкана наподобие лавовых потоков. В действительности, они состояли из обломочного материала, напоминающего вулканические бомбы, перемешанные с более мелким материалом. Б. И. Пийп (1946) раскаленные агломератовые потоки Авачи считает родственными лавинам вулканов Суфриера на Сен-Венсене, Мон-Пеле и Мерапи на о. Ява. В приведенной диаграмме (рис. 47)

Состав взрывчатого материала извержений вулкана Швелуч в 1946 г.  
(Меняйлов, 1955)

Порода	Фракции в мм. Содержание в %				
	0,42	0,42—1,2	1,2—1,6	1,6—2,5	2,5—5,0
Гравий первого извержения . . . . .	4,7	16,7	11,5	33,7	33,4
Пепел . . . . .	21,3	72,5	4,2	1,9	0,1
Пепел на камне (апрель, 1946 г.) . . . . .	78,3	20,7	0,5	0,4	0,1
Пепел на снегу (апрель, 1946 г.) . . . . .	88,16	10,1	1,07	0,66	0,07

*Механический состав пепла*

Фракция, мм	Содержание, %
0,25	2,45
от 0,25 до 0,1	2,69
от 0,1 до 0,05	8,67
от 0,05 до 0,01	50,21
0,001	35,98

сравниваются извержения вулкана Авача с извержениями аналогичных вулканов.

**Катмайский тип извержения** характеризуется также направленным взрывом, но в отличие от пелейского с разрушением вулканической постройки и образованием мощных раскаленных лавин. Изверженный материал имеет состав от андезитового до липаритового, крупность обломков — от глыб размером в несколько метров до вулканической пыли. Обломочный материал плотный и пористый, бомбы отсутствуют. Вследствие разрушения вулканической постройки наблюдается значительная примесь взрывчатого материала более ранних извержений. То же самое наблюдалось и при извержении вулкана Безымянного в марте 1956 г.: часть его постройки была разрушена и перемешана с ювенильным материалом.



Рис. 47. Качественная диаграмма типов извержений, по Б. И. Пийпу (1946)

Раскаленные агломератовые потоки движутся по пониженным частям рельефа, заполняя долины. Длина потоков достигает 20—30 км. На потоках проявляются вторичные окислительные процессы, вызывающие локальное спекание обломочного материала. Материал агломератовых потоков разнообломочный,



неотсортированный и неслоистый. Температура их превышает 500—600°.

Извержения сопровождаются экструзиями куполов с нагромождением агломератовой мантии.

В процессе извержения катмайского типа могут образоваться грязевые потоки вследствие таяния снега. Длина таких потоков колеблется от 10—20 до 240 км (извержение вулкана Котопаху 1877 г.). Материал грязевого потока сходен с материалом агломератового потока, но отличается от него включением терригенных и органогенных примесей, захваченных во время движения. Температура грязевых потоков ниже 100°.

**Ультравулканский (бандайсанский) тип извержений** дает только эксплозивный материал, лавы отсутствуют. Материал извергается обычно в холодном состоянии, в единичных случаях в горячем. Характерно наличие большого количества обломков фундамента вулкана — до 75%, а иногда даже 100%.

Г. Вильямс такого типа извержения считает фреатическими, представляющими собой низкотемпературные эксплозии и возникающими при соприкосновении горячих вод с грунтовыми (извержения вулканов Суматры: в 1886 г. вулкана Таранера, в 1923—1924 гг. Парандажена). Второй причиной ультравулканских извержений является опускание лавы в канале вулкана ниже уровня грунтовых вод (извержение вулкана Киловой в 1924 г.) и третьей причиной — адсорбция грунтовых вод и последующая кристаллизация магмы (извержения вулканов Лассен-Пик в 1914—1917 гг. и Бандайсан в 1888 г.).

Одно из последних извержений ультравулканского типа произошло 28 марта 1957 г. в Японии, вблизи г. Иво-Дзима (Корвин, 1959). Оно длилось 65 мин. Выбрасывались пар, песок, блоки песчаника и конгломерата. Высота выбросов достигала 100 м. Было выброшено около 9000 м<sup>3</sup> материала. Размер фрагментов при извержении ультравулканского типа колеблется в широких пределах: от крупных глыб до вулканической пыли. Обломки, как правило, угловатые и остроугольные; бомбы и шлаковый материал отсутствуют.

**Скрытовулканический тип извержений** — это разнообразные трубки взрыва, выполненные материалом магматического происхождения.

Образование трубок взрыва происходит, вероятно, на различных глубинах. Об этом говорит слагающий их материал. Так, трубки взрыва, сформировавшиеся на небольшой глубине, сложены обломочным материалом андезито-базальтового и базальтового состава (Закарпатье). К этому же типу, вероятно, относятся туфовые некки, выполненные туфовым материалом с примесью обломков вмещающих пород, например, некки в восточной части хр. Рез, в Румынии (Lachmann, 1909). Трубки, образовавшиеся в более глубоких условиях и содержащие большое количество кристаллов граната, встречаются в Чехослова-

кии (Копецкий, 1960). И, наконец, алмазные трубки взрыва в Якутии, в которых содержатся обломки эклогита, вероятно образовались в условиях максимальных глубин (Соболев, Бобриевич, 1960). Здесь полупластичные обломки либо литифицированы в результате спекания, либо сцементированы тонкой пленкой лавы или цементом гидрокимического происхождения.

Большинство описанных трубок взрыва связаны с основными щелочными горными породами. Они, вероятно, характеризуют одну из последних стадий вулканизма платформенного типа.

Не исключена возможность нахождения трубок взрыва среди вулканогенных образований орогенного типа.

---

## ФАЦИИ ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД<sup>1</sup>

Фации вулканокластических горных пород, формирующиеся в водных условиях или на удалении от вулканов, близки к фациям осадочных пород, но своеобразие происхождения, физико-химические особенности исходного материала, особенности его транспортировки, быстрота накопления и другие факторы сильно влияют на генезис осадка. В результате формируются черты вулканокластических фаций, в значительной мере отличающие их от осадочных фаций. Дать вулканокластической фации универсальное определение чрезвычайно трудно, хотя оно и близко к понятию фации осадочной (Маркевич, 1957).

Если формулировать кратко, то вулканокластическая фация представляет собой определенный объем вулканокластического материала или горной породы со свойственными им петрографическими, физико-химическими и палеонтологическими признаками, обусловленными типом извержения, вещественным составом исходного материала, тектоническими, физико-химическими, биологическими и географическими условиями образования осадка или горной породы<sup>2</sup>.

Ископаемая вулканокластическая фация может представлять собой пласт, линзу, залежь, если она развита среди осадочных пород или сформировалась в близких к ним условиях. В областях околожерловой зоны вулканокластическая фация слагает отдельные агломератовые потоки, купола или их части. К ним относятся краевые части лавовых потоков, апикальные и краевые части куполов, трубообразные тела некков, трубок взрыва и др.

При характеристике вулканокластических пород возникает необходимость освещать условия их образования, чтобы обосно-

---

<sup>1</sup> В связи с тем, что описание фаций приводится в сильно сокращенном виде, часть фаций объединяется в родственные группы, а некоторые из них не рассматриваются.

<sup>2</sup> Биологические условия образования осадка могут оказывать влияние на формирование вулканокластических фаций в областях развития диатомовой флоры, накопления растительного материала и др.

## Фации вулкано

Область распространения	Околожерловая зона	
	Эффузивно-экструзивная группа фаций	Пирокластическая группа фаций
Наземная	<p><b>Эффузивные</b></p> <p>Кластолавы кратеров вулканов:</p> <p>а) образовавшиеся в приповерхностной части кратерного лавового озера</p> <p>б) образовавшиеся при внедрении в цементированный шлаковый материал шлакового конуса</p> <p>Кластолавы потоков:</p> <p>а) краевых частей потоков</p> <p>б) сформировавшиеся в канале вулкана и излившиеся в виде потоков</p> <p>Кластолава некка</p> <p>Кластолава трубок взрыва</p> <p><b>Экструзивные</b></p> <p>Кластолавы куполов:</p> <p>а) образовавшиеся в краевых и апикальных частях куполов</p> <p>б) образовавшиеся в канале вулкана и затем выжатые на поверхность</p>	<p>Туфовая:</p> <p>а) некковая</p> <p>б) вулканической постройки</p> <p>в) трубок взрыва</p> <p>г) агломератовой мантии</p> <p>Ксенотуфовая</p> <p>Агглютинативная</p> <p>а) первичных агглютинатов</p> <p>б) вторичных агглютинатов</p> <p>Игнимбритовая</p>
	<p>Те же фации, кроме того, среди эффузивных—фация шаровых лав</p>	<p>Те же фации, исключая игнимбритовую и агглютинативную. В областях вулканизма геосинклинального типа—фации шаровых лав</p>
Водная		

## кластических пород

	Промежуточная зона (склоны вулканического конуса)		Удаленная зона	
	Эффузивно-экструзивная группа фаций	Пирокластическая группа фаций	Пирокластическая группа фаций	Пирокластическая группа фаций
	<p><b>Эффузивные</b></p> <p>Кластолавы потоков:</p> <p>а) кластолавы краевых частей потоков</p> <p>б) кластолавы, сформировавшиеся в канале вулкана и излившиеся в виде потоков</p> <p><b>Экструзивные</b></p> <p>Кластолавы куполов:</p> <p>а) образовавшиеся в краевых и апикальных частях куполов</p> <p>б) образовавшиеся в канале вулкана и затем выжатые на поверхность</p>	<p>Туфовая</p> <p>Ксенотуфовая</p>	<p>Туфовая</p>	<p>Туфовая</p>
	<p>Те же фации</p>	<p>Туфовая</p> <p>Ксенотуфовая</p> <p>Агломератовых потоков</p> <p>Игнимбритовая</p> <p>Лахаровая</p> <p>Пизолитовая</p> <p>Ледниковая</p>	<p>Туфовая</p> <p>Туффитовая</p> <p>Эоловая</p> <p>Агломератовых потоков</p> <p>Игнимбритовая</p> <p>Лахаровая</p>	<p>Туфовая</p> <p>Туффитовая</p> <p>Эоловая</p> <p>Агломератовых потоков</p> <p>Игнимбритовая</p> <p>Лахаровая</p>



вать выделение тех или иных разновидностей и указать в каких формах они могут проявляться. Поэтому следует рассмотреть вопрос о генезисе вулканогенных образований и показать особенности их формирования в тех или иных фаціальных условиях.

Выше уже отмечалось, что формирование фаций вулканокластических пород находится в прямой зависимости от тектонического развития земной коры, которое в свою очередь обуславливает типы вулканизма и извержений.

Кроме того, накопление осадков происходит как в наземных, так и в водных условиях, в областях с частыми перемещениями береговых линий — в условиях, где к вулканогенным осадкам примешивается большое количество терригенного и органогенного материала. Наиболее сложная смена фаций наблюдается при развитии орогенного вулканизма, при котором возможны различные типы извержений. Вулканизму орогенного типа свойственно широкое развитие гидротермальных процессов, что влечет за собой вынос и отложение большого количества кремнезема и окислов железа, которые также перемешиваются с пирокластическим материалом и входят в состав хемогенных фаций вулканогенных толщ. С этим же типом вулканизма связано образование таких сложных фаций, как игнимбритовая и лахаровая, в которых наблюдается перемешивание пирокластического материала с терригенным. Взрывы катмайского типа дают большое количество чуждого взрывчатого материала. Поскольку орогенный тип вулканизма образует высокие stratovolcаны, это влечет за собой развитие сложных ледниковых фаций.

Кроме перечисленных факторов, на формирование вулканокластических пород оказывает влияние тип седиментогенеза. В зависимости от типа осадочного процесса — гумидного, ледового или аридного — будут формироваться различные по составу, текстуре и структуре вулканокластические породы.

По признаку, где формируются вулканокластические породы в наземных или водных условиях, и следует провести разделение фаций. Дальнейшее подразделение фаций производится по удаленности областей формирования пород от центра извержения. При этом условно выделяются три зоны: 1) околожерловая зона, 2) зона промежуточная (склоны вулканического конуса) и 3) удаленная зона. В зависимости от типа вулканических извержений, типа вулкана, его размеров и физико-географических условий размеры зон и удаленность их от центров извержения могут быть различными.

В пределах околожерловой зоны и промежуточной зоны формируются эффузивно-экструзивные и пирокластические фации. В удаленной зоне обычно развиты только пирокластические фации. Но иногда грязевые потоки и раскаленные лавины измеряются десятками километров и перекрывают все три

зоны. При катастрофических взрывах происходит резкое перемещение зон в сторону их расширения.

Ниже приводится краткое описание фаций.

Классификация фаций дана в табл. 21. Порядок изложения материала соответствует таблице.

## НАЗЕМНАЯ ОБЛАСТЬ

### Околожерловая зона

#### *Эффузивно-экструзивная группа фаций*

**Эффузивные фации.** Кластолавы кратеров вулканов образуются только из основных лав. Они могут формироваться при извержениях гавайского, стромболианского, частично вулканского типов, а также в шлаковых кратерах вулканов платформенного типа. Обломочный материал, слагающий кластолаву, как правило, оплавленный.

Кластолавы, образовавшиеся в приповерхностных условиях лавового озера, в ископаемом состоянии будут залегать в виде пласта, переходящего в нижней части в лаву. Если внедрение лавы произошло в несцементированный материал, то образуются тела кластолавы неправильной формы; часто кластолава облекает лавовые некки.

Кластолавы потоков свойственны всем типам извержения, сопровождающимся излиянием лав. Лавы могут иметь различный вещественный состав. Кластолавы, образовавшиеся в краевых частях лавовых потоков, постепенно переходят в лавы<sup>1</sup>.

Кластолавы верхней части лавового столба обычно присущи вязким лавам: андезитовым, дацитовым и, возможно, даже липаритовым. Такие кластолавы чаще всего порождаются вулканским и стромболианским типами извержений; залегают они в виде пластовых тел округлой формы и в нижней части постепенно переходят в лаву. Обломочный материал, как правило, имеет угловатую форму.

**Экструзивные фации.** Кластолавы куполов, их краевых и апикальных частей, облекают купола и иногда приближаются к форме потока, в случае, если потоки отходят от купола. Фация свойственна всем типам извержений, сопровождающимся образованием куполов. Кластолавы в виде купола свойственны извержениям пелейского типа.

---

<sup>1</sup> В сентябре 1961 г. на симпозиуме по игнимбрикам и гналокластитам (в Италии) рассматривалась своеобразная фация кластолав, называемая гналокластитами, которая образовалась, как полагают, в результате дробления стекловатой корки лавового потока при подводных излияниях и цементации ее новыми порциями лавы.

Пирокластические фации околожерловой зоны разделяются на две подгруппы: автохтонные и аллохтонные.

**Автохтонные фации.** Среди автохтонных наземных фаций выделяются туфовая, ксенотуфовая агглютинативная и игнибриговая фации.

Туфовая автохтонная фация в свою очередь подразделяется на: а) некковую; б) фацию вулканической постройки; в) фацию трубок взрыва; г) фацию агломеративной мантии. Все эти фации сложены грубообломочным материалом.

*Некковая фация* залегает в виде трубообразного тела, иногда овального сечения и ориентированного в складчатых областях вертикально или наклонно. Для этой фации характерна неотсортированность материала, угловатая форма обломков и отсутствие слоистости. Бомбы с типичными поверхностями остывания отсутствуют, обломки, слагающие некк, часто обладают пористостью. Иногда между обломками наблюдаются пустоты, чаще они выполнены вторичными минералами. Характерно наличие прожилков и гнезд, выполненных вторичными минералами: опалом, водными алюмосиликатами и др. Некковая фация не встречается среди образований гавайского и стромболианского типов извержений, где некки сложены лавой.

*Фация вулканической постройки* располагается вокруг некка и имеет форму конуса. В ископаемом состоянии вершина конуса обычно разрушена. Материал плохо сортирован по крупности и вследствие отсутствия тонких пепловых частиц полости между крупными обломками не заполнены (рис. 48). Туфы этой фации обладают грубой слоистостью; среди преобладающего грубообломочного материала присутствуют псаммитовые прослои. Наряду с обломками и глыбами основного состава встречаются бомбы. Крупность материала и мощность толщи по мере движения от некка к периферии уменьшается и наблюдается вклинивание в нее аллохтонных фаций. Цементом породы могут служить водные алюмосиликаты и опал как гипергенного происхождения (образовавшиеся после прекращения вулканической деятельности), так и образованные термальными растворами в сольфатарную стадию вулкана. В последнем случае наиболее распространенный цемент представлен также водными алюмосиликатами и опалом, изредка такими минералами, как алунит (Ключевской вулкан) или сера (вулкан Эбеко). Описываемая фация редко встречается среди образований вулканов гавайского типа, характеризующегося очень низким взрывным индексом.

*Фация трубок взрыва* так же, как и некковая, обладает трубообразной формой, но отличается от последней присутствием в периферической части примеси чуждого материала и отсутствием зон обжига во вмещающих породах.

Фа́ция агломератово́й ма́нтии имеет широкое распространение в областях современного вулканизма, где ее удобно изучать. Рост куполов во многих современных вулканах сопровождается образованием агломератово́й ма́нтии, представляющей собой нагромождение угловатых глыб, размер которых достигает иногда 10 м в поперечнике. Агломератовая мантия образовалась во время формирования купола Суелич (вулкан Шевелуч)



Рис. 48. Глыбовой агломератовый туф автохтонной фации околожерловой зоны на Черной горе близ г. Виноградово, Закарпатье

в 1946—1948 гг. и побочных куполов вулкана Безымянного в 1956 г.

Мантия имеет форму кольца, располагающегося вокруг купола, реже выступает в виде полукольца. По склону вулкана она может вытягиваться в виде языка. Ширина кольцевой мантии достигает 300 м, мощность 100 м. Форма глыб угловатая, поверхность обломков неровная, шероховатая, часто порода обладает пористостью. Бомбы отсутствуют. Промежутки между глыбами выполнены мелким обломочным материалом, который, частично разлагаясь, образует цемент. Описываемая фация характерна для вулканов пелейского и катмайского типов.

Ксенотуфовая автохтонная фация отличается от описанных туфовых фаций присутствием среди вулканокластического материала значительного количества обломков пород фундамента и стенок жерла вулкана. Она характерна для пелейского, катмайского и ультравулканского типов извержения,



а фация трубок взрыва и для скрытовулканических извержений платформенного типа вулканизма. Обломки чуждого материала и предыдущих извержений хорошо распознаются вследствие температурного воздействия на них во время извержений.

Агглютинатовая фация образуется при извержениях гавайского и стромболианского типов, т. е. при выбросах раскаленных обломков, имеющих базальтовый, андезито-базальтовый, изредка андезитовый состав (кальдера Заварицкого на о. Симушир, Горшков, 1961). Бесформенные обломки спекаются в пористую массу, образуя куполовидные или пластовые тела. Иногда обломочный материал сплавляется в сплошную массу, напоминающую лаву.

Кроме описанной фации первичных агглютинатов, имеются вторичные агглютинаты, как это наблюдается вблизи кратера вулкана Авача, где пласты шлакового материала спеклись в результате вторичного перегрева и последующего обжига газами во время извержения. При спекании порода приобретает ярко-красную окраску, фации вторичных агглютинатов формируются при извержениях гавайского и стромболианского типов.

Игнитовая фация встречается очень редко. Эта фация характерна для промежуточной зоны, где она и описывается.

**Аллохтонные фации.** Аллохтонные фации отличаются от автохтонных некоторой округлостью обломков, более совершенной грубой слоистостью и большим количеством тонкого материала, выполняющего промежутки между крупными глыбами. В околожерловой зоне выделены туфовая, ксенотуфовая и кратерная туффитовая аллохтонные фации.

Туфовая аллохтонная фация в околожерловой зоне пользуется небольшим распространением. Она залегает в виде пластов и линз среди автохтонных фаций. Эта фация образуется в результате осыпей на крутых склонах вулканических конусов и характерна для стромболианского, вулканского и плинианского типов извержений.

Ксенотуфовая аллохтонная фация отличается от вышеописанной фации присутствием чуждых обломков, которые выбрасываются при катмайском, пелейском и ультравулканском типах извержений.

Кратерная туффитовая фация свойственна многим современным вулканам; в период временного прекращения вулканической деятельности образуются кратерные озера, в которых происходит отложение различных осадков, но главным образом вулканокластического материала стенок кратера и хемогенных осадков, которые являются цементом вулканокластических пород. Для этой фации характерно совместное накопление вулканокластического и хемогенного материала, дающего туффиты, иногда образуются отдельные горизонты химических

осадков с небольшим количеством примеси вулканокластического материала.

Для Камчатки и Курильских островов Г. М. Власов (1960) выделяет три типа озер: 1) холодные пресноводные, 2) горячие с сильно минерализованной водой и 3) промежуточные кальдеры опускания, в которые вода стекает из соседних кратерных озер.

В горячих и промежуточных озерах воды сульфатные или сульфатно-хлоридные. В них наряду с пирокластическим мате-



Рис. 49. Слоистые отложения серы в кратерном озере вулкана Эбеко, о. Парамушир

риалом отлагаются сера, черные сульфиды железа, различные сульфаты (главным образом алуниит, гипс), опал, каолинит, барит, окислы железа и др. Вулканокластический материал, подвергаясь коррозии, приобретает округлую форму. У берегов осаждается более грубый материал, а в центре озера более тонкий. По периферии озер отлагается обычно сера, а в центральной части озер — сульфиды железа. В качестве примеров можно указать: 1) на кратерное озеро вулкана Эбеко, в котором отлагаются сернистые туффиты, а иногда и чистая сера (рис. 49); 2) на потухший вулкан Билибина (о. Парамушир), где кратерно-озерные отложения представлены переслаиванием вулканогенного гравия и опала; 3) на Мутновский вулкан, где наблю-

дается ритмичное чередование темных слоев (2—2,5 мм), состоящих из сульфидов железа, и светлых, представленных пирокластическими обломками (около 5 мм) и алунино-гипсовым цементом.

### Промежуточная зона

Промежуточная зона охватывает склоны вулкана и прилегающие к ним площади. Здесь развиты как эффузивно-экструзивные, так и пирокластические фации.

#### *Эффузивно-экструзивная группа фаций*

Фации этой группы аналогичны одноименным фациям околожерловой зоны. Но в промежуточной зоне потоки лав отличаются большей мощностью, а купола обычно меньшими размерами.

#### *Пирокластическая группа фаций*

Пирокластическая группа фаций промежуточной зоны весьма сложная. Здесь переплетаются разнообразные автохтонные и аллохтонные фации (см. табл. 20).

**Автохтонные фации.** В промежуточной зоне наземной области в этой подгруппе объединены туфовая и ксенотуфовая фации.

Туфовая автохтонная фация отличается от такой же фации околожерловой зоны более совершенной сортировкой материала, меньшей его крупностью, более четкой слоистостью, имеющей небольшие углы наклона. В каждом прослое туфа, образованном во время одного взрыва, в нижней части залегает более крупный материал, обогащенный рудными и цветными минералами. При пелейских взрывах часто наблюдается воздушная дифференциация материала по вещественному составу. Вблизи вулкана выпадает литокластический материал, далее преимущественно кристаллокластический и на значительном удалении витрокластический. Характерными примерами этой фации являются извержения вулканов Мон-Пеле и Суфриера в 1902 г.

Ксенотуфовая автохтонная фация промежуточной зоны отличается от описанной выше туфовой фации наличием примеси чуждых обломков, представленных породами фундамента вулкана. Эта фация характерна для ультравулканского, плиннианского и катмайского типов извержения.

**Аллохтонные фации.** В промежуточной зоне наземной области к этой подгруппе относятся следующие фации: туфовая, ксенотуфовая, агломератовых потоков, игнимбритовая, лахавая, пизолитовая и ледниковая.

Туфовая аллохтонная фация формируется у подножий стратовулканов и на их пологих склонах. Обломочный

материал, слагающий постройку вулкана, находится в неустойчивом положении, поскольку он несцементирован и удерживается лишь при определенном угле естественного откоса, который зависит от влажности обломочного материала, таяния льда, скрепляющего обломки, наличия временных потоков и других причин. Вследствие этого происходит постоянный снос материала с крутых склонов вулкана. У подножия вулкана временные потоки транспортируют материал в более пониженные участки. В зависимости от изменения силы потоков изменяется крупность транспортируемого материала. Таким образом накапливаются слоистые толщи, в которых по мере удаления от вулкана крупность материала уменьшается и слоистость становится более совершенной.

Наряду с пирокластическим материалом в состав вулканокластических толщ входят обломки глыбовых лавовых потоков. Для описываемой фации характерны: 1) грубая слоистость при отложении агломератового материала и хорошо выдержанная при отложении пеплов; 2) преобладание средне- и мелкообломочного материала над грубым (рис. 50); 3) некоторая округлость крупнообломочного материала; 4) примесь обломков разного вещественного состава; 5) отсутствие пустот и полостей в общей массе туфа. Туфовая аллохтонная фация характерна для стратовулканов, образующихся в результате преобладания извержений стромболианского и вулканского типов.

Ксенотуфовая аллохтонная фация аналогична вышеописанной туфовой фации, но отличается примесью обломков чуждого материала и поэтому характерна для стратовулканов, образованных при участии извержений плинианского, катмайского и пелейского типов.

Фация агломератовых потоков формируется в результате извержения раскаленных лавин, очень часто сопровождающих извержения пелейского и катмайского типов. Автором в 1959—1960 гг. изучались отложения раскаленных лавин. Вулканы Шевелуч, Безымянный и сомма вулкана Авача дали агломератовые потоки андезитового состава.

Андезитовые агломератовые потоки имеют длину от 2 до 18 км при ширине от нескольких сотен метров до 4 км. Мощность 80 м и более. Вблизи центра извержения такие потоки залегают наклонно и по мере удаления от вулкана выполняют неровности рельефа, а поверхность их становится близкой к горизонтальной. Характерными особенностями агломератовых потоков андезитового состава являются: 1) отсутствие слоистости; 2) преобладание грубообломочного материала; 3) округлость глыб вследствие обламывания краев во время движения потока; 4) раскалывание обломков по контактам между кристаллами и стеклом, в результате чего образуется шероховатая поверхность; 5) следы фумарол в виде столбов измененных пород; 6) бордово-красная окраска тонких обломков вблизи



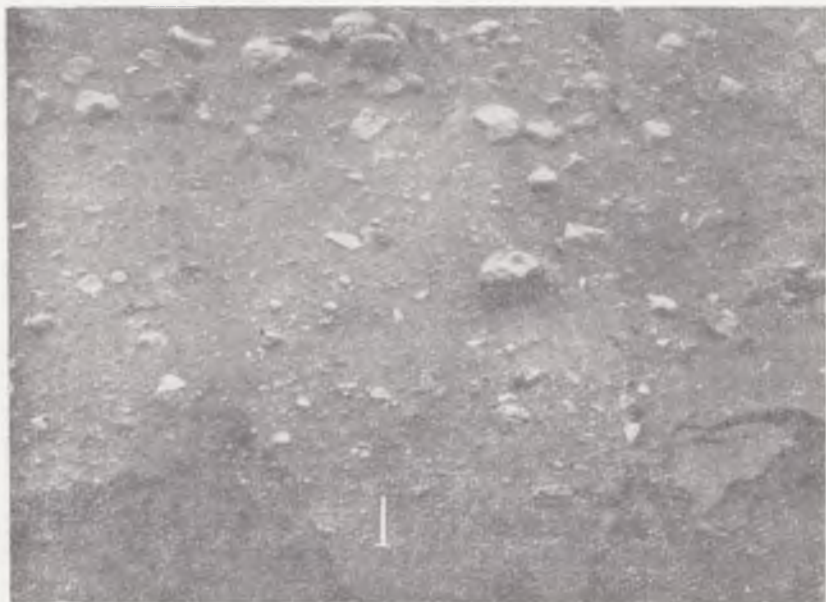


Рис. 50. Накопление аллохтонного туфогенного материала в промежуточной зоне вулкана Ключевского, Камчатка



Рис 51. Агломератовый поток вулкана Авача извержения 1938 г., Камчатка

крупных глыб или спекание их в шлаковые массы; 7) наличие обломков чуждого материала.

Андезито-базальтовые агломератовые потоки вулкана Авача, образовавшиеся в последнее десятилетие, характеризуются извержением раскаленных глыб, вследствие чего поверхность глыб несколько напоминает бомбы. На склонах вулкана поверхность агломератовых потоков не плоская, а в виде валов, ориентированных по склону вулкана (рис. 51).

Такого типа извержения занимают промежуточное положение между извержениями Мон-Пеле, Мерапи, Суфриер, как это видно на рис. 47.

Игнимбритовая фация по условиям образования близка к фации агломератовых потоков. Игнимбриты также образуются в результате грандиозных взрывов, близких к катмайскому типу извержения, но изверженный материал, вероятно, находился в более перегретом состоянии, что вызвало спекание его в сплошную массу. Для игнимбритовой фации характерно большое площадное распространение, выравнивание рельефа, платообразная поверхность, образование столбчатой отдельности, постепенные переходы в верхней и нижней частях толщ в неспекшиеся туфы, наличие фьямме и реликтовой пепловой структуры, спекание обломков стекла в сплошную стекловатую массу, наличие хорошо ограненных кристаллов и примеси чуждого обломочного материала.

Лахаровая фация. Отложение грязевых потоков или лахар в современных условиях — явление весьма распространенное. Оно может быть вызвано тремя причинами: 1) таянием снегов и льдов во время извержения вулкана; 2) обильным выпадением дождей, главным образом во время извержения и 3) излиянием лавы кратерных озер во время извержений или землетрясений при прорыве стенок кратеров. Лахары распространены во многих вулканических областях, в том числе и на Камчатке. Длина лахар измеряется обычно десятками километров, в редких случаях достигает первых сотен километров. Ширина чаще 3—5 км, мощность 10 м, редко больше. Грязевые потоки вулканов Безымянного, Шевелуч и Авача (Камчатка) трудно отличить от отложений агломератовых потоков: видимо, во время извержения раскаленные лавины и выбросы пепла агломератовых потоков перекрываются лахарами и как бы продолжают их, поэтому обломочный материал потоков весьма близок по составу, текстуре и структуре.

Грязевые потоки не обладают слоистостью, но в них наблюдается едва заметное распределение материала по крупности (рис. 52). В грязевом потоке вулкана Безымянного извержения 1956 г. примесь обломков андезито-базальта соседнего вулкана Камень составляет около 10%. Грязевой поток содержит отдельные глыбы размером более 5 м в поперечнике. В отличие от агломератовых потоков здесь преобладают обломки размером менее

5 см и они более плотно уложены. Если потоки проходят по лесам и кустарникам, в них встречаются обломки древесины. Лахаровая фация характерна для стратовулканов и возникает обычно при катастрофических извержениях (катмайский, пелейский, вулканский, плиннианский типы).

Пизолитовая фация имеет относительно широкое распространение среди отложений промежуточной зоны. образова-



Рис. 52. Грязевой поток Авача извержения 1938 г. В верхней части фотографии поток перекрыт вулканотерригенными отложениями, Камчатка

ние пизолитов одни авторы связывают с падением дождевых капель через атмосферу, насыщенную тонкой пылью, а другие — с концентрацией пара вокруг частичек пыли (Pratt, 1916). Среди туфов, покрывающих Помпею, залегает горизонт пизолитовых туфов, образовавшийся во время извержения 79 г. Образование пизолитовых шариков наблюдалось Скропом во время извержения Везувия в 1822 г. В этом случае шарики образовались вследствие выпадения дождя на тончайший вулканический пепел во время извержения. Ф. А. Перрет (Perrett, 1924) наблюдал образование пизолитовых шариков на Везувии в 1906 г. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1952) описал ряд разновидностей пизолитовых туфов порфиритового состава. Пизолитовые туфы известны на Сибирской платформе (Ляхович, 1956), на Северо-Востоке СССР (Кондратенко, Устиев), в миоценовых отложениях на Филиппинах (Pratt, 1916); в триасовых отложениях

Новой Зеландии (Richards, Bryan, 1927) и многих других пунктах.

Пизолитовые туфы залегают в виде маломощных горизонтов, занимая небольшие площади, и, вероятно, характерны для плинианского типа извержения.

**Ледниковая фация.** Вулканокластический материал, переносимый ледниками, довольно быстро перерабатывается и из него формируются вулканогенно-осадочные толщи. Однако при незначительном перемещении он не подвергается окатыванию и из него формируются грубые вулканокластические образования. Наблюдения над ледниковыми отложениями Камчатки на вулканах Шивелуч, Камень, Зимины Сопка и Авача в 1959—1960 гг., позволили установить в них следующие особенности: морены, расположенные на склонах вулканов, имеют форму валов и неправильных залежей с бугристой поверхностью; морены сложены вулканокластическим материалом, выброшенным в период жизни ледника и частично захваченным предыдущими извержениями; слоистость отсутствует или едва заметна и весьма грубая; обломки имеют разные размеры, форма их угловатая, полуокатанная и окатанная; поверхность обломков часто ровная, как результат растрескивания по ровным плоскостям; наличие ледниковых шрамов на некоторых обломках; разнородный литологический состав.

### Удаленная зона

В пределах удаленной зоны развиты только пирокластические фации. Они разделяются на автохтонные, имеющие незначительное распространение, и аллохтонные.

**Автохтонные фации.** Туфовая автохтонная фация хорошо наблюдается в наземных отложениях Камчатки. Она встречается на обширных территориях окрестностей вулканов Ключевской группы и вулкана Шивелуч. Здесь различный пепловый материал пересланывается между собой и с туфогенно-осадочными наземными отложениями. Для этой фации характерно следующее: малая мощность при хорошей выдержанности; наличие более грубого материала в нижней части слоя; волнистое залегание, повторяющее поверхность рельефа. Значительная часть автохтонного материала переносится временными потоками и идет на формирование туфогенно-осадочных континентальных отложений. Суммарный процент автохтонного материала в общей толще колеблется в широких пределах (от 15 до 85%), при среднем количестве 30—40% (Гущенко, 1959).

**Аллохтонные фации.** Для удаленной зоны наиболее характерны две аллохтонные фации: туфовая и туффитовая. Очень редко отмечается золовая фация и во время катастрофических извержений в удаленную зону проникают фации лахаровая,



игнимбритовая и агломератовая. Описание последних трех фаций мало отличается от описания аналогичных фаций промежуточной зоны и поэтому здесь не приводится.

Туфовая аллохтонная фация имеет большое распространение не только в вулканических толщах, она входит в состав различных наземных болотно-озерных отложений, удаленных на значительные расстояния от вулканов. В результате извержения пирокластический материал, выпадая на поверхность земли, тут же сносится в ближайшие водоемы, где отлагается в виде линз и пластов. От автохтонной туфовой фации аллохтонная отличается линзообразным залеганием, более совершенной слоистостью и хорошей сортировкой материала. Пепловый материал также обычно отделен от рудных и цветных минералов, но уменьшение крупности материала от почвы к кровле наблюдается не всегда. Туфовая автохтонная фация, так же как и туфовая аллохтонная, характерна для катастрофических взрывов пелейского, катмайского, вулканического и пинианского типов извержений, дающих выбросы кислого состава.

Туффитовая аллохтонная фация формируется в тех случаях, когда временные потоки в наземных условиях вместе с вулканокластическим материалом переносят терригенный или органогенный материал. Описываемые фации наблюдаются в современных условиях Камчатки и Курильских островов и широко распространены в ископаемом состоянии.

Золовая фация изучена слабо. В Исландии образование лёсса связывается с переносом и отложением продуктов разрушения горных пород и вулканических пеплов (Emillson, 1931). Липаритовые пеплы Канзаса, залегающие в лёссе и под ним, перерабатываются ветром и перемешиваются с терригенным материалом (Kenneth, Landes, 1928). В Южной Африке отмечалась примесь золотого материала к псаммитовому материалу трубок взрыва (Gevers, 1929; Дю-Тойт, 1957).

## ВОДНАЯ ОБЛАСТЬ

Вулканокластические образования, отложенные в водоемах, сохраняются лучше, чем сформировавшиеся в наземных условиях, так как здесь они перекрываются терригенными осадками и входят в состав осадочных толщ; поэтому они и встречаются значительно чаще.

Накопление вулканокластических образований в водной среде накладывает на них особый отпечаток; создаются своеобразные структуры и текстуры пород; кроме того, в них часто присутствует примесь постороннего материала. В водных условиях наблюдается гораздо больший разнос материала, чем в наземных условиях. Однако подводные извержения не дают выбросов пепла в стратосферу и не переносят на большие расстояния.

## Окологерловая зона

### *Эффузивно-экструзивная группа фаций*

Эффузивно-экструзивные фации, образовавшиеся в водной среде, близки наземным и отличаются от них, вероятно, только наличием фации шаровых и подушечных лав, возникшей в результате своеобразного подводного излияния лав.

Фация шаровых и подушечных лав, по мнению большинства авторов, образуется в результате подводных излияний<sup>1</sup>. М. А. Гилярова (1959) полагает, что шаровые лавы возникли вследствие постоянного давления морской воды и меняющегося внутреннего давления вытекающей лавы, что приводит к пульсации и образованию шаров. По наблюдениям Андерсена (1910), на о. Савайи изливающаяся в воду лава при соприкосновении с водой расщеплялась на отдельные шары. Шаровые лавы описываемого типа наиболее свойственны подводным излияниям базальтовой магмы.

### *Пирокластическая группа фаций*

Пирокластическая группа водных фаций окологерловой зоны формируется во многом аналогично наземным фациям этой группы. Исключаются здесь игнимбритовая агглютинатовая и кратерная фации, а некковая фация и фация трубок взрыва, вероятно, сходны с описанными выше. Мало отличаются от наземных автохтонная туфовая и ксенотуфовая фации. В них появляются в небольшом количестве морская фауна, незначительная примесь терригенного материала и минералы морского происхождения типа глауконита. Кроме того, для подводных отложений геосинклиналей характерны наличие халцедона, агата и альбитизация полевых шпатов.

Кроме фаций, описанных в группе пирокластических наземных фаций, следует отметить фацию шаровых лав.

Автохтонная фация шаровых (подушечных) лав обычна для спилитовых формаций и в подавляющем большинстве случаев имеет основной, реже ультраосновной и совсем редко кератофировый состав. Шаровые лавы, залегающие среди осадочных отложений, встречаются во всех геологических эпохах и отмечены на всех континентах. Они сопровождаются лавовыми потоками и большим количеством грубообломочного вулканокластического материала, превышающего по объему во много раз объем шаровых лав.

Шары обычно имеют форму подушек, караваев, веретен, вдавленных друг в друга и обладающих стекловатой или пузы-

<sup>1</sup> При описании текстур и структур в данной книге было отмечено, что шаровые и подушечные лавы могут образоваться и в результате подводных извержений, т. е. могут иметь пирокластическую природу. Такие лавы описаны в группе пирокластических фаций водной области.

ристой коркой с концентрической структурой в поперечном разрезе. Размеры их в поперечнике в среднем от 5 см до 3,5 м, но чаще 0,7—1,5 м. Промежутки между шарами обычно выполнены более мелким вулканокластическим материалом.

Исходя из перечисленных признаков, по-видимому, можно сделать вывод, что в большинстве случаев шаровые лавы имеют пирокластическую природу. Образуются они при обычных извержениях жидких лав. Весьма близки им по условиям образования агломератовые потоки вулкана Авача, состоящие из шаров размером 0,5—1,2 м, с концентрическим строением и корками закалки. Промежутки между шарами выполнены обломочным материалом. Для морских глубоководных вулканогенных образований характерен автометаморфизм, выражающийся в серпентинизации, уралитизации, соссюритизации и хлоритизации. Базальты переходят в спилиты. Этот процесс обусловлен тем, что водяные пары при извержении на глубине 2100 м не могут подниматься со дна океана, и газы ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{HCl}$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{H}_2$  и др.), оставаясь среди вулканогенных образований, воздействуют на них. Выделяющийся при этом кремнезем идет на образование сопутствующих радиоляриевых пород (Rittmann, 1958).

### Промежуточная зона

#### *Эффузивно-экструзивная группа фаций*

Промежуточная зона водной области характеризуется такими же эффузивными и экструзивными фациями, какие отмечены в наземной области, но среди них присутствуют фации шаровых лав. В отличие от околожерловой зоны фации шаровых лав описываемой зоны залегают непосредственно, среди осадочных пород.

#### *Пирокластическая группа фаций*

Пирокластическая группа фаций водной области в промежуточной зоне, как и в других зонах, разделяется на две подгруппы: автохтонные и аллохтонные фации.

Пирокластические фации промежуточной зоны водной области пользуются весьма широким распространением в древних вулканогенных областях. Для них характерна малая доля автохтонных фаций и преобладание аллохтонных; причем значительную часть составляют туффиты.

**Автохтонные фации.** К автохтонным относятся туфовая, ксенотуфовая и туффитовая фации. Они имеют незначительное распространение.

Туфовая и ксенотуфовая автохтонные фации слагают горизонты небольшой мощности, в которых хорошо развита слоистость. Материал в значительной степени отсортирован.

Туффитовая автохтонная фация вклинивается в виде прослоев и линз в туфовую и ксенотуфовую фации.

**Аллохтонные фации.** В промежуточной зоне водной области аллохтонные фации имеют более широкое распространение, чем автохтонные, так как в этих условиях материал обычно быстро перемещается и перемешивается с терригенным.

Туфовая, ксенотуфовая и туффитовая аллохтонные фации описываемой области отличаются от одноименных наземных фаций более совершенной слоистостью, большей плотностью осадков, наличием хорошо выдержанных, тонких вулканокластических прослоев. Кроме того, в них встречаются фауна, примеси и прослой терригенного материала, диатомитов, а в морских фациях — примесь глауконита.

Пизолитовая фация обычно характерна для наземной области, однако в Закарпатье (возле с. Кибляры) среди пресноводных отложений верхнего плиоцена нами выявлены пизолитовые туфы липарито-дацитового состава. Они залегают в виде прослоев до 0,5 м мощности. Пизолиты составляют более 50% породы. Размеры их колеблются от 3 до 15 мм. Форма шаровая или эллипсоидальная, строение концентрическое (см. рис. 29).

В промежуточной зоне среди вулканокластических пород, кроме рассмотренных фаций, широким распространением пользуются вулканокласто-осадочные и вулканотерригенные образования.

### Удаленная зона

Эта зона не имеет эффузивных фаций, не характерны для нее и автохтонные фации. Среди вулканокластических пород описываемой зоны резко преобладают туффиты. Однако в разрезе толщ они иногда составляют незначительный процент среди нормально-осадочных, вулканокласто-осадочных и вулканотерригенных пород.

Автохтонная туфовая фация представлена маломощными прослоями тонкообломочных туфов.

Аллохтонная туфовая фация также представлена прослоями незначительной мощности. Она образуется в тех случаях, когда выпавший тонкий пепловый материал переносится течением.

Аллохтонные туффитовые фации удаленной зоны водной области широко распространены. Среди них выделены пять фаций: а) туфотерригенная; б) известково-агломератовая; в) туфодиатомитовая; г) туфоуглистая; д) туфохомогенная, которая в свою очередь также может быть разделена на ряд фаций; е) фации тектонических впадин.

Туфотерригенная фация образуется в результате синхронного сноса в водный бассейн вулканокластического и терригенного материала и перемыва слоев пепла донными течениями, морским прибоем, цунами, а также в результате тектонических подвижек дна водоемов. Каждый из перечисленных пяти факторов накладывает определенный отпечаток на туффиты.



*Известково-агломератовая фация.* Известково-агломератовая фация описана Д. В. Наливкиным (1956) на примере ее образования у берегов вулкана (острова) Кракатау. Существовавшие до извержения вулкана в 1883 г. рифы были похоронены под массой вулканокластического материала. Через три года вдоль берега снова начали расти рифы, которые разрушались и смешивались с вулканокластическим материалом. Впоследствии в результате землетрясений и вулканических извержений рифовый материал неоднократно разрушался и снова смешивался с пеплом. Таким образом накапливается грубообломочный материал, представленный блоками и глыбами известняка и вулканокластического материала.

В ископаемом состоянии породы описываемой фации развиты на восточном Урале среди силурийских и девонских отложений и в центральных дугах Средней Азии. Они представляют собой агломератовые туффиты, состоящие из угловатых обломков и галек известняка и эффузивных пород, скрепленных известковым или известково-туфовым цементом с фауной того же возраста, что и обломки известняка.

Известково-агломератовая фация может развиваться у подножий островных или береговых вулканов, расположенных в теплых морях. Площади распространения описываемой фации сравнительно невелики, мощность осадков может измеряться сотнями и тысячами метров.

*Туфодиадомитовая фация* изучалась автором в Приморском и Хабаровском краях, на Волини и в Закарпатье (1953). Она приурочена обычно к накоплению тонкого липаритового или дацитового вулканокластического материала, содержащего большое количество обломков вулканического стекла. При небольшом поступлении пепла в озера или лагуны развивается диатомовая флора, разлагающая обломки стекла и усваивающая кремнезем для постройки панцирей. Развитие диатомовой флоры и привнос пеплового материала бывает неравномерный, вследствие чего количество панцирей диатомей в породе колеблется в широких пределах. При поступлении большого количества пеплового материала образуются туфы с незначительной примесью диатомового материала. По мере уменьшения поступления пеплового материала и развития диатомовой флоры в породе увеличивается примесь диатомей и она переходит в диатомовый туффит или диатомит.

*Туфоуглистая фация* обычно развита в вулканических областях, где происходило накопление углистого материала в лагунных или озерных условиях. На Камчатке, в Приморском и Хабаровском краях, в Закарпатье и многих других вулканических областях угленосные отложения неогенового и палеогенового возраста содержат большое количество вулканокластического материала. В отложениях карбона Северного Прибалхашья вулканокластический материал липаритового состава

в различных количествах примешивается как к углям, так и к вмещающим их породам (Богомазов, 1958).

В процессе образования углей аллохтонного происхождения вместе с угленосным материалом сносится и вулканокластический, но последний иногда залегает в виде прослоев, вероятно, автохтонного происхождения, что можно часто наблюдать в Закарпатье на Ильницком и Березинском месторождениях бурого угля.

*Туфохомогенные фации* образуются в водоемах, где происходит отложение различных химических осадков: железа, марганца, кремнезема, карбонатов, солей, серы и др. В период накопления осадков вблизи действующих вулканов в водоемы поступает вулканокластический материал, который, перемешиваясь с осадком, дает туфохомогенные фации. Многие действующие вулканы, находящиеся в фумарольной стадии (как например, вулканы Курильских островов), выделяют различные газы ( $\text{HCl}$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{S}$ , анионы фтора, хлора, брома, йода, азота и др.), которые, растворяясь в грунтовых водах, образуют кислоты. Воды разлагают породы и при низком рН выносят окислы алюминия и железа. Например, впадающая в Охотское море р. Юрьева, стекающая со склона вулкана Эбеко, имеет дебит  $1,8 \text{ м}^3/\text{сек}$ ; ее воды с  $\text{pH}=1,72$  выносят в море растворенное железо и алюминий (65 т окислов алюминия и 35 т окислов железа в сутки). В реках с  $\text{pH} > 3$  происходит разделение железа и алюминия (Зеленов, 1960). Таким образом, вблизи вулканических островов происходит накопление химических осадков — окислов железа<sup>1</sup>. При смещении их с вулканокластическим материалом образуются туффиты.

Кремнистые осадки характерны для вулканизма геосинклинального типа, сопровождающегося подводными излияниями.

Породы типа яшм повсеместно сопровождают подводные вулканогенные образования (Страхов, 1960). Среди кремнистых отложений обычны прослои вулканокластического материала, сцементированные кремнеземом.

Карбонатные туффиты развиты среди палеогеновых отложений на восточном берегу Камчатки.

Среди отложений соляных толщ также иногда встречаются прослои туфогенного материала; например, в Прикаспийской низменности (Западный Азгир) среди соленосных отложений залегают прослои туффита мощностью до 1 м. Туффит состоит из обломков вулканического стекла, полевых шпатов, небольшого количества роговой обманки, турмалина, циркона и апатита. Каменной соли в туффите содержится 15—20%. Аналогичные туффиты залегают среди соленосных отложений тортонского возраста в Закарпатье.

<sup>1</sup> Скопления глинозема пока не наблюдались. Возможно он, соединяясь с кремнеземом, дает каолинит.

Образование туффитов с серой упоминалось при описании кратерно-озерных отложений.

*Фацция тектонических впадин* на Камчатке имеет значительное распространение, но наиболее хорошо изучена Паужетская впадина, расположенная на юге Камчатки (Аверьев, Святловский, 1961). Отложения тектонической впадины образуют мощные горизонты (в сотни или тысячи метров при относительно небольшой занимаемой площади), сложенные грубообломочным, плохо отсортированным материалом. Слоистость грубая, в отдельных горизонтах отсутствует вовсе. Форма обломков угловатая или слабоокатанная. Присутствует примесь обломков различного петрографического состава, поступающих во впадину с окружающих ее возвышенностей.

### *Вулканотерригенные фацции*

Вулканокластические горные породы тесно связаны с вулканотерригенными, которые относятся к осадочным породам, причем наблюдаются переходы вулканокластических пород



Рис. 53. Река Сухая Хапица, берущая начало на склонах вулкана Безымянного

в осадочные. Они образуются как в наземных, так и в водных условиях. В окрестностях современных вулканов Камчатки вулканокластический материал разносится временными потоками или ледниками и в процессе переноса перерабатывается.

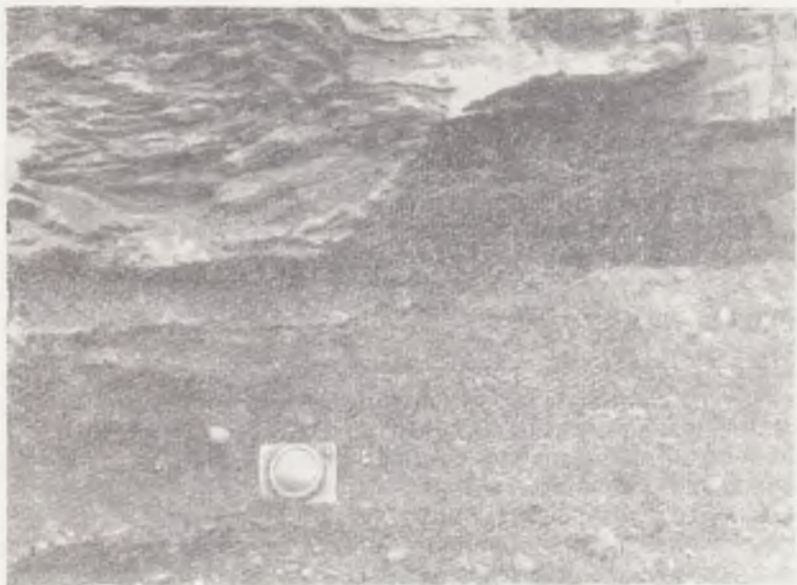


Рис. 54. Вулканомиктовый песок и гравий, отложенный «сухими реками» на северо-восточных склонах Ключевского вулкана в 35 км от кратера, Камчатка



Рис. 55. Ледниковые отложения на западном склоне вулкана Авача, Камчатка. В верхней части обнажения видны слои вулканомиктового гравия, смятые ледником. В нижней части обнажения залегает вулканомиктовый песок



Со склонов вулкана спускаются так называемые «сухие реки», которые текут только летом во время таяния снега. В верхней части склона ширина «сухой реки» измеряется десятками метров, при высоте бортов 50—80 м, здесь они несут крупнообломочный материал (рис. 53). Ниже речка расширяется, борта ее постепенно снижаются и на пологих склонах вулкана они «разливаются» на сотни метров, часто меняя русло. По мере удаления от вулкана крупность материала постепенно уменьшается и в 30—40 км от центров крупных стратовулканов временные потоки отлагают более мелкий, песчано-гравийный материал (рис. 54). Вулканогенный материал хорошо окатан, обладает слоистостью, иногда диагональной.

Кроме временных потоков, вулканогенный материал переносится и обрабатывается ледниками. Грубый материал, отложенный ледником, имеет слабовыраженную слоистость, а в тонкообломочном материале, обычно флювиогляциального происхождения, слоистость выражена хорошо (рис. 55).

В области островных дуг вулканотерригенные образования также пользуются большим распространением. Примером может служить Курильская островная дуга. В результате вулканической деятельности в пределах дуги возникли многочисленные вулканы, воздымающиеся из морских глубин. Продукты вулканической деятельности, переносимые к подножию вулкана, перерабатываются морским прибоем и в результате этого накапливаются толщи вулканотерригенных образований.

## ЛИТЕРАТУРА

Абих Г. В. Геология Армянского нагорья. Зап. Кавказск. отд. русск. геогр. об-ва, 1899.

Адамян А. А. Туфы и туфолавы южных склонов массива г. Арагац. Изв. АН Арм. ССР, т. 4, № 3, 1951.

Адамян А. А., Саакян Н. А. К вопросу происхождения четвертичных туфов приереванского района. Сб. научн. тр. Ерев. политехн. ин-та, № 11, вып. 2, 1955.

Али-Заде А. А., Ротко М. А. Вулканические пеплы юго-западного Туркменистана. Уч. зап. Туркм. ун-та, вып. 6, 1956.

Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван, 1958.

Белянкин Д. С. К вопросу о туфовых лавах Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1952.

Беммелен Р. В. Ван. Геология Индонезии. Изд-во иностр. лит., 1957.

Блохина Л. И., Заравняева В. К., Красивская И. С., Петрова М. А., Тихомирова Э. И., Яковлева Е. Б. Классификация обломочных вулканических и туфогенно-осадочных пород. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. 33, вып. 3, 1958.

Блохина Л. И., Коптев-Дворников В. С., Ломизе М. Г., Петрова М. А., Тихомирова Э. И., Фролова Т. И., Яковлева Е. Б. О принципах классификации и номенклатуре древних вулканогенных обломочных пород. «Сов. геология», № 5, 1959.

Бобривич А. П. Петрография кимберлитов Якутии. Автореферат диссертации, 1960.

Бобровник Д. П. Вулканические туфы некоторых пунктов юго-западной окраины Русской платформы. Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, № 4, 1957.

Богомазов В. М. Вулканогенные фации в угленосном карбоне Северного Прибалхашья. Докл. АН СССР, № 1, 1958.

Богоявленская Г. Е. Вулкан Безымянный и его агломератовый поток. Тр. Лабор. вулканолог. АН СССР, № 18, 1960.

Быковская Е. В., Гапеева Г. М., Горецкая Е. Н., Лурье М. Л., Сергиевский В. М., Ташинина М. В. К вопросу о классификации и терминологии пирокластических и осадочно-пирокластических пород. В кн.: «Проблемы вулканизма», Изд. АН Арм. ССР, 1959.

Власов Г. М. Особенности кратерно-озерных отложений. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. 35, вып. 6, 1960.

Влодавец В. И. Дариганская вулканическая область. Докл. АН СССР, т. 72, № 5, 1950.

Влодавец В. И. О некоторых семейчинских туфолавах и их происхождении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1953.

Влодавец В. И. О происхождении пород, обычно называемых туфолавами и игнимбритами. Тр. Лабор. вулканолог. АН СССР, вып. 14, 1957.

Влодавец В. И. Вулканы и вулканические образования семейчинского района. Тр. Лабор. вулканолог., вып. 15, 1958.

Влодавец В. И. Некоторые факты, которые необходимо учитывать при составлении классификации вулканокластических горных пород. В кн.: «Проблемы вулканизма». Изд. АН Арм. ССР, 1959.

Влодавец В. И. Процессы, порождающие пирокластический материал и его первичное перемещение. В кн.: «Проблемы вулканизма». Изд. АН Арм. ССР, 1959.

Влодавец В. И. Проблема туфолав и игнимбритов. Тр. Лабор. вулканолог. АН СССР, вып. 20, 1961.

Влодавец В. И., Петров В. П., Малеев Е. Ф. и др. Классификация вулканогенных обломочных пород. Госгеолтехиздат, 1962.

Гаккель Я. Я. Признаки современного подводного вулканизма на хр. Ломоносова. «Природа», № 4, 1958.

Гилярова М. А. Шаровые лавы Сиусарского района Южной Карелии и проблема генезиса шаровых лав. Уч. зап. ЛГУ, вып. 10, № 268, 1959.

Горшков Г. С. Извержение сопки Безымянной. Булл. вулканолог. ст., № 26, 1957.

Горшков Г. С. Некоторые вопросы теории вулканологии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1958.

Горшков Г. С. Спекшийся туф кальдеры Заварицкого (о. Симушир, Курильские острова). Тр. лабор. вулканолог. АН СССР, вып. 20, 1961.

Гросвальд М. Г. Новые данные по новейшему вулканизму восточной Тувы. Булл. Моск. об-ва испыт. природы, сер. геол., № 3, 1957.

Грубенман У. и Ниггли Н. Метаморфизм горных пород, 1933.

Гудков П. П. Петрография. Владивосток, 1932.

Гуринова Е. И. Геологические условия формирования шаровых лав среднего течения р. Нижней Тунгуски. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1960.

Гущенко И. И. Особенности стратиграфии и литологии четвертичных и современных вулканических отложений северной Камчатки. В кн.: «Проблемы вулканизма». Изд. АН Арм. ССР, 1959.

Дю-Тойт А. Л. Геология Южной Африки. Изд-во иностр. лит., 1957.

Заварицкий А. Н. Некоторые вулканические породы окрестностей Ключевской сопки на Камчатке. Зап. Росс. минер. об-ва, сер. 2, ч. 60, вып. 2, 1931.

Заварицкий А. Н. Введение в петрографию осадочных пород, 1932.

Заварицкий А. Н. Некоторые черты четвертичного вулканизма Армении. Изв. АН Арм. ССР, Естеств. науки, № 5—6, 1944.

Заварицкий А. Н. Некоторые черты новейшего вулканизма Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1945.

Заварицкий А. Н. О некоторых данных вулканологии в связи с изучением четвертичных туфов и туфолав Армении. Изв. АН Арм. ССР, № 10, 1946.

Заварицкий А. Н. Игнимбриды Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1947.

Заварицкий А. Н. Вулкан Голгат и его продукты. Тр. Лабор. вулканолог. АН СССР, вып. 7, 1953.

Заварицкий А. Н. Заметки о геологической терминологии. Избранные труды, т. I, 1956.

Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы, 1956.

Заварицкий В. А. Спилито-кератофировая формация окрестностей месторождения Блявы на Урале. Тр. ИГН, вып. 71, № 24, 1946.

Залесский Б. В. и Петров В. П. Арктиское месторождение туфовых лав. Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, № 1, 1931.

Зеленов К. К. Перемещение и накопление железа и алюминия в вулканических областях Тихого океана. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1960.

Иванчин-Писарев А. А. Месторождение арктической туфовой лавы. Тр. Ин-та прикладн. минерал., 1930.

Карапетян К. И. Некоторые особенности четвертичного вулканизма Даралагеца. Докл. АН Арм. ССР, т. 27, № 1, 1959.

Карапетян С. Г. Игнимбритовые туфы в палеогеновых вулканогенных образованиях Армении. Изв. АН Арм. ССР, № 1, 1960.

Карлов Н. Н. К истории изучения вулканических пеплов Европейской части СССР. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., № 2, 1957.

Карлов Н. Н., Кравченко А. И. Четвертичные вулканические пеплы окрестностей г. Днепропетровска. Тр. Комиссии по изуч. четверт. периода. Изд. АН СССР, 1957.

Кашкай М. А., Бабаев И. А. О шаровых лавах Азербайджана. Изв. АН Азерб. ССР, сер. геол.-геогр., № 5, 1958.

Кваша Л. Г. О строении вулканического центра Араилер (Армения), Тр. Лабор. вулканолог. АН СССР, вып. 7, 1953.

Кваша Л. Г. Замечания к вопросу о составлении номенклатуры пирокластических и осадочно-вулканических пород и их классификация. В кн.: «Проблемы вулканизма». Изд. АН Арм. ССР, 1959.

Киркинская В. Н. Пирокластические породы. Справочное руководство по петрографии осадочных пород, т. II, 1958.

Колпаков В. В. Загадочный кратер в Патомском нагорье. «Природа», № 2, 1951.

Копецкий Л. Об алмазности Чешского массива. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1960.

Коптев-Дворников В. С., Блохина Л. И., Ломизе М. Г., Петрова М. А., Тихомирова Э. И., Фролова Т. И., Яковлева Е. Б. О принципах классификации и номенклатуре древних вулканогенных обломочных пород. В кн.: «Проблемы вулканизма». Изд. АН Арм. ССР, 1959.

Криштофович А. Н. О геологической терминологии. «Проблемы сов. геологии», № 6, 1935.

Кузнецов М. Ф. Древние вулканы и лавовые потоки на территории Средне-Сибирского плоскогорья. Тр. Иркутск. ун-та, № 1—2, 1953.

Кудряшова В. И. К вопросу об образовании шаровых лав среднего течения р. Нижней Тунгуски. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1958.

Лапин Б. Н. К вопросу о генезисе некоторых девонских пирокластических пород Горного Алтая. Изв. Сиб. отд. АН СССР, № 1, 1958.

Лебедев А. П. Юрская вулканогенная формация центрального Кавказа. Тр. ИГН АН СССР, вып. 113, сер. петрограф. 33, 1950.

Лебедев П. И. Зона строительных туфовых лав Алагеза. Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, вып. 1, 1931.

Лебединский В. И., Ходюш Л. Я. Вулканический пепел в четвертичных отложениях г. Днепропетровска и равнинной части Украинской ССР. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. 34 (3), 1959.

Лебединский В. И., Добровольская Т. И. Новые данные о нижнемеловом вулканизме в горном Крыму. Докл. АН СССР, т. 136, № 4, 1961.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Олонецкая диабазовая формация. Избранные труды, т. III, 1952.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Дьяконова-Савельева Е. Н. Вулканическая группа Карадага в Крыму. Изд. АН СССР, 1933.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Струве Э. А. Петрографический словарь. 1937.

Лобанова В. В. Роль пирокластического материала в формировании соляной толщи поднятия Западный Азгир. Докл. АН СССР, № 5, 1959.

Лодочников В. Н. Полурыхлый туффит трахита, 1935.

Луйк А. А., Конюк А. А. Вопросы возраста и закономерности развития пермской эффузивной свиты Северной Киргизии. Тр. Ин-та геол. АН Кирг. ССР, вып. 9, 1957.

Лурье М. Л. Кайнозойские базальты Восточного Саяна. Вопросы геологии Азии, т. I, 1954.

Лурье М. Л., Обручев С. В. Основные черты эффузивного вулканизма трапповой формации Сибирской платформы. Материалы по геол. Сиб. платформы. Материалы ВСЕГЕИ, вып. 7, 1955.

Ляхович В. В. О пизолитовых туфах на Сибирской платформе. Докл. АН СССР, т. 110, № 1, 1956.

Малеев Е. Ф. Пепловые туфы Суйфунского бассейна. Вестн. Дальневосточн. фил. АН СССР, № 22, 1938.



Малеев Е. Ф. Классификация и главнейшие структуры пирокластических пород. «Сов. геология», № 12, 1946.

Малеев Е. Ф. О Барановском вулкане в Амурско-Уссурийской депрессии. Тр. Лабор. вулканолог. АН СССР, вып. 6, 1949.

Малеев Е. Ф. О методике геологического картирования пирокластических и эффузивных горных пород. «Разведка недр», № 1, 1951.

Малеев Е. Ф. О структуре туфодиазомита. Тр. Львовск. геол. об-ва, сер. геол., вып. 3, 1953.

Малеев Е. Ф. О суйфунской свите и возрасте базальтов Южного Приморья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1957.

Малеев Е. Ф. Туфогенная фацция суйфунской свиты и закономерности распределения в ней полезных ископаемых. Тр. Дальневосточн. фил. АН СССР, сер. хим., вып. 3, 1958а.

Малеев Е. Ф. Еще о классификации пирокластических пород. Зап. Всес. минералог. об-ва, II серия, ч. 87, вып. 1, 1958б.

Малеев Е. Ф. Основные принципы классификации пирокластических пород. Тр. Лабор. вулканолог. АН СССР, сб. 17, 1959а.

Малеев Е. Ф. О туфолавах и игнимбригах в связи с выходом сборника «Туфолавы». Изв. АН СССР, вып. 14, 1959б.

Малеев Е. Ф. Обзор классификаций вулканокластических пород. В кн.: «Проблемы вулканизма». Изд. АН Арм. ССР, 1959в.

Малеев Е. Ф. Перспективы поисков перлита в Закарпатье. «Разведка и охрана недр», № 11, 1959 г.

Малеев Е. Ф. Кучавско-Быстрицкая группа вулканов в Закарпатье. Тр. Лабор. вулканолог. АН СССР, вып. 18, 1960а.

Малеев Е. Ф. Новые данные о фазах вулканизма в Советских Карпатах. Докл. АН СССР, т. 133, № 5, 1960б.

Малеев Е. Ф. Пирокластическая природа игнимбригов юга Камчатки. Тр. Лабор. вулканолог. АН СССР, вып. 20, 1961а.

Малеев Е. Ф. Генетические типы туфолав и отличие их от игнимбригов. Тр. Лабор. вулканолог. АН СССР, вып. 20, 1961б.

Малеев Е. Ф. Обзор классификаций и терминология вулканокластических пород. В кн.: «Вопросы вулканизма». Изд. АН СССР, 1962а.

Малеев Е. Ф. Классификация и фацции вулканологических пород. В кн.: «Вопросы вулканизма». Изд. АН СССР, 1962б.

Малеев Е. Ф. Обобщенная классификация. В кн.: «Вопросы вулканизма». Изд. АН СССР, 1962в.

Маркевич В. П. Понятие «Фацция». Изд. АН СССР, 1957.

Мархинин Е. К. Вулканы острова Кунашир. Тр. Лабор. вулканолог. АН СССР, вып. 17, 1959.

Меняйлов А. А. Динамика и механизм извержений Ключевского вулкана в 1937—1938 гг. Тр. Лабор. вулканолог. АН СССР, вып. 4, 1947.

Меняйлов А. А. Вулкан Швелуч, его геологическое строение, состав и извержения. Тр. Лабор. вулканолог. АН СССР, вып. 9, 1955.

Месронян А. Н. О генезисе четвертичных туфов Армении. Изв. АН Арм. ССР, № 4, 1951.

Мкртчян С. С. Некоторые замечания о генезисе туфов арктического типа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1954.

Набоко С. И. Продукты извержения Ключевского вулкана в 1937—1938 гг. Тр. Лабор. вулканолог. АН СССР, вып. 4, 1947а.

Набоко С. И. Извержение Билуюкая, побочного кратера Ключевского вулкана в 1938 г. Тр. Лабор. вулканолог. АН СССР, 1947б.

Наковник Н. И. Классификация и терминология пирокластических пород. Зап. Всес. минералог. об-ва, ч. 84, вып. 3, 1955.

Наливкин Д. В. Учение о фациях, II. Изд. АН СССР, 1956.

Оникненко С. К. К вопросу о классификации пирокластов. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., № 4, 1958.

Петров В. П. Игнимбриги и туфовые лавы. Еще о природе Арктикуфа. Тр. Лабор. вулканолог. АН СССР, вып. 14, 1957.

Петров В. П. Основы классификации туфовых и вулканогенных пород. В кн.: «Проблемы вулканизма». Изд. АН ССР, 1959.

Петров В. П. Петрографический облик игнимбритов и туфовых лав и их место среди горных пород, промежуточных между лавами и туфами. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 20, 1961.

Пийп Б. И. О раскаленных агломеративных потоках Авачи и о типе извержений этого вулкана. Бюлл. вулканол. ст. на Камчатке, № 12, Изд. АН СССР, 1946.

Пийп Б. И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 11, 1956.

Половинкина Ю. Ир. и др. Структуры горных пород. Т. II, 1948.

Прокин В. А. К вопросу о классификации и номенклатуре вулканических обломочных пород. «Разведка недр», № 1, 1953.

Прокин В. А. К дискуссии о пирокластах. Зап. Всес. минералог. об-ва, ч. 86, вып. 1, 1957.

Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Ч. II, 1940.

Розенбуш Г. Описательная петрография, 1934.

Романов И. С. Четвертичный вулканический пепел бассейна р. Мерлы. «Сов. геология», № 10, 1959.

Рухин Л. Б. Основы литологии, 1953.

Рыбалов Б. Л. О происхождении некоторых туфолав юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 14, 1957.

Саранчина Г. М. Классификация пирокластических пород. Вестн. ЛГУ, № 10, 1952.

Святловский А. Е. О генетической классификации вулканов Камчатки. Бюлл. вулканол. ст. № 27, Изд. АН СССР, 1958.

Ситтер Л. У. Структурная геология. Изд-во иностр. лит., 1960.

Соболев В. С. Генетические понятия структур и текстур. Минералог. сб. Львовск. геол. об-ва, № 4, 1950.

Сперанская И. М. О классификации и номенклатуре туфогенных пород. В кн.: «Проблемы вулканизма». Изд. АН Арм. ССР, 1959.

Сперанская И. М. Игнимбриты в вулканогенных толщах северного побережья Охотского моря и вопросы их происхождения. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 20, 1961.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Изд. АН СССР, 1960.

Тиррель Г. В. Основы петрологии, 1932.

Тиррель Г. В. Вулканы, 1934.

Трегер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов, 1958.

Тэрэк З. Предложение по усовершенствованию классификации и методики изучения пирокластических горных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1962.

Устиев Е. К. Позднечетвертичный вулкан Южно-Анюйского хребта и Восточно-Азиатская вулканологическая провинция. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 13, 1958.

Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. «Сов. геология», № 3, 1959а.

Устиев Е. К. К вопросу о номенклатуре эффузивных горных пород. В кн.: «Проблемы вулканизма». Изд. АН Арм. ССР, 1959б.

Ушакова З. Г. Нижнепалеозойская трапповая формация Русской платформы. Докл. сов. геологов к XXI сессии МГК., Пробл. Изд. АН СССР, 1960.

Фаворская М. А. К вопросу о механизме образования некоторых туфолав. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 14, 1957.

Фрейд Г. М. Вопросы классификации и номенклатуры пирокластических пород. В кн.: «Проблемы вулканизма», Изд. АН Арм. ССР, 1959.

Шаталов Е. Т. К рациональному наименованию некоторых осадочных и пирокластических пород. Материалы по изучению Охотско-Колымского края. сер. 1, вып. 2, 1937.

Швецов М. С. Петрография осадочных пород, 1934.

Ширинян К. Г., Асланян А. Т. Совершенная столчатая отдельность в покровах вулканических туфов Армении в связи с их происхождением (Макарен-Гайдарлинское месторождение). Сб. научн. тр. Ереван. политехн. ин-та, № 13, вып. 3, 1956.

Ширинян К. Г. Игнимбриты и туфолавы (принципы классификации и условия формирования на примере Армении). Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 20, 1961.

Шилов В. Н., Калишевич О. К. К вопросу об условиях образования пород спилито-кератофировой формации. Докл. АН СССР, № 5, 1958.

Шрок Р. Последовательность свит в слоистых породах, 1950.

Abich H. Geologische Forschungen in den Kaukasischen Ländern, II. Geologie des Armenischen Hochlandes, Wien, 1882.

Anderson T., Flett J. S. Reports on the eruptions of the Suofriere, in St. Vinsent, in 1902, and on a visite to Montange Pelee, in Martinique. Pt I. Philos. Trans. Roy. Soc. London, 1903, A, vol. 200.

Aramaki S. The 1783 activity of Asama volcano. Pt II. J. Soc. Geol. and Geogr. 1957, vol. 28, N 13.

Becke F. Über Mineralestand und Struktur der kristallinen Schiefer. Denkschr. Wien. Akad. Wiss., 1903.

Bemmelen R. W. van, Esenwein J. P. De Liparitische eruptie van den bazaltischen Tangganoes vulcaan. Dienst. V. d. Mijnb. in Ned-Indie Wetensche. meded N 22. Batavia, 1932.

Bouladon J., Jouravsky G. Sur la veritable nature de certains laves de la serie volcanique du Precambrien III de Tiouine (Region de Quarzazate, Sud Marocain). Compt. rend. Acad. sci. t. 238, 1954, N 5.

Cook E. F. Stratigraphic study of eastern Nevada Tertiary volcanic rocks. Bull. Geol. Soc. America 1958, N 12, pt. 2.

Corwin G., Foster H., The 1957 explosive eruption on Iwo Jima Volcano Islands. Amer. J. Sci., vol. 257, 1959, N 3.

Cotton P. A. Volcanoes as landscape forms. 1944.

Daly R. A. The geology of Asension Island. Proc. Amer. Acad. Arts and Sci. 1925, vol. 60, N 1.

Emillson S. Lössbildung auf Island. Visendafolag Islandinga Societas Seilntarum Islandica II, Reykjavik, 1931.

Escher B. G. Over het vulcanisme van lava in verbound met de uinbarstng van den Merapi Ing 46. 1931.

Ewing M., Heezen B., Ericson E. Significance of the Worzel deep sea ash. Proc. Nat. Acad. Sci U. S. A., 1959, N 3.

Fenner C. N. The Origin and mode of emplacement of the great tuff deposit. in the Velley of Ten Thousand Smokes-Techn. Paper Nat. Geogr. Soc. America, Katmai Ser., 1923, vol. 1.

Fisher R. Definition of volcanic breccia. Bull. Geol. Soc. America, 1958. N 8.

Fisher R. V. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. Bull. Geol. Soc. America, 1961, vol. 72, N 9.

Geveres T. W. The volcanic vents of thewestern Strömberg. Trans. Geol. Soc. S. Africa. 1929, vol. 31.

Gutbier A., Brintzinger H. Zusammensetzung der bei dem Ausbruch des vulkans Acatenango in Guatemala am 12 Juni 1925 niedergegagene Asche. Z. anorgan. Chem., 1925, Bd 148.

Hay R. Formation of the crystal-rich glowing avalanche deposits of St. Vincent. J. Geol., 1959, vol. 67, N 5.

Henderson J. F. On the formation of pillow lavas and breccias Trans. Roy. Soc. Canada, ser. III, June 1953, vol. 47.

Holmes A. The nomenclature of petrology. 2-d ed., 1928.

Hovey E. O. The new cone of Mont Pelee and the gorge of the Riviere blanche, Martinique. Amer. J. Sci. 1903, (4), 16.

Hovey E. O. The 1902—1903 eruptions of Mont Pelee, Martinique and the Soufriere, St. Vincent. Compt. rend. 9 Internat. Geol. Congr., Wien, 1904.

Ishikawa T., Minato M., Kuno H., Matsumoto T., Jagi K. Welded tuffs and deposits of pumice flow and nuee ardente in Japan. Internat. Geol. Congr., XX Session, 1956. *Vulcanologia del Cenozoico*, 1957.

Jaquet J. B. Notes upon the occurrence of Gold in volcanic glass at Grassy Gully Yalwal District, N. S. Wales. *Rec. Geol. Surv. N. S. Wales*, 1900, № 7.

Johnston-Lavis H. J. On the fragmentary ejection of volcanoes. *Proc. Geologists' Assoc.*, 1886.

Kenneth I., Landes K. Volcanic ash in Kansas. *Bull. Geol. Soc. America*, 1928, vol. 39.

Karolusova-Kočisckova E. Príspevok k Problematike pyroklastik. *Geol. prace Zošit 49*. Bratislava, 1958.

Lacroix A. Observations faites a la Montagne Pelee sur les conditions president a la production de la tridymite dans les roches volcaniques. *Bull. Soc. franc. mineral. et cristallogr.* 1905, t. 28.

Lacroix A. Sur un cas curieux de l'eruption de la Montagne Pelee. *Bull. Soc. franc. mineral. et cristallogr.*, 1905, t. 28.

Lacroix A. Remarques sur les materiaux de projections des volcans et sur la genese des roches pyroclastiques quels constituent. *Livre jubilaire centenaire Soc. Geol. France*, 1930.

Lachmann R. Die systematische Bedeutung eines neuen Vulkan-typs (Hemidiatrema) aus dem Rezgebirge. *Zeitschr. deutsch geol. Ges.*, 1909, Bd 61.

Loewinson-Lessing F. Zur Bildungsweise und Classification der klastischen Gesteine. *Fsoherm Miff. Neuc. Folge*, 1888. Bd 9, N 6.

Lyell Ch. *Manual of elementary geology*, 1855.

Lyell Ch. *Elements of geology*, 1856.

Macdonald G., Alcaraz A. Nuees ardentes of the 1948—1953 eruption of Hibok-hibok. *Bull. Nat. Res. Council Philippins*, 1957, N 41.

Macdonald G., Eaton J. Hawaiian volcanoes during 1954. *Geol. Surv. Bull.*, 1957, № 1061-B.

Marshall P. Notes on some volcanic rocks of the North Island. *J. Sci. and Technol.*, 1932, vol. XIII, N 4.

Marshall P. Acid rocks of the Taupo-Protourua District. *Trans. and Proc. Roy. Soc. N. Z.*, 1935, vol. 64, pt. 3.

Mercalli. *Intorno alla Successione dei fenomeni eruttivi Vesuvio*. J. Congr. Geogr. Ital., e. Sez. 1, Napoli, 1905.

Mooser F., Maldonado-Koerdell M. Mexican national report on volcanology. *Bull. Volcanol.*, 1959. Ser. 2, t. 21.

Neumann van Padang M., Over de Merapi uitbarsting 1930 (een antwoord aan Kemmerling) *Tijdschr. Koninkl. nederl. aardrij. ks Rsund. genotschap*, Leiden, 1932, 49.

Neumann van Padang M. Over jong-vulkanische of zettingen De Mijning, 1930, 11.

Nichols R. L. Mud pellet rains. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 25, 1944.

Norin E. Die sedimente des zentralen Tyrrhenischen Meeres. *Geol. Rundschau*, 1958, Bd 47, N 1.

Oberdorfer R. Die vulkanischen Tuffe des Ries bei Nordbinden. *Jahresh. Ver. F. vaterl. Natur. in Württ. Jahrg.*, 61, 1905

Oinouye Y. «Puff», cones on Mount Usu. *J. Geol.*, 1916, vol. 24.

Pantó G. Vorschläge zur Schaffung einer einheitlichen terminologie für vulkanische gesteine. *Zeitschr. angew. Geol.*, 1959, Heft 9.

Penck W. *Studien am Kilauaea (Hawaii)*. Zeitschr. Ges. Frdk. Berlin, 1912.

Perret F. A. Volcanic Vortex Pings and the direct conversion of lava into ash. *Amer. J. Sci.*, 1912, vol. 184.

Perret F. A. Some Kilanuean Ejectamenta. *Amer. J. Sci.*, vol. 35, 1913.

Perret F. A. The Vesuvius eruption of 1906. *Study of a volcanic cycle* *Publs Carnegie Inst., of Washington*, 1924, vol. 339.

Pirsson L. V. The microscopic characters of volcanic tuffs. *Amer. J. Sci.*, 1915, vol. 40.

Pough F. H. The birth and growth of a volcano. *Endeavour*, 1951, vol. 10, N 37.



- Pratt W. E. An unusual form of volcanic ejecta. *J. Geol.*, 24, 1916, № 3.
- Pratt W. E. An unusual form of volcanic ejecta. *J. Geol.*, 1916, № 3, vol. 24.
- Putzer H. Das vulkanfeld Bir Sani-hosh-ed-Dalam in der Republik Sudan. *Z. Dtsch. geol. Ges.*, Bd 110, 1958, № 1.
- Rast N., Beavon R., Fitch F. Sub-aerial volcanicity an Snowdonia. *Nature*, vol. 181, 1958, N 4607.
- Reck H. Isländische massen eruptionen. *Geol. und paläontol. Abhandl. von Koken*, N. F. 9, 1909.
- Reid C., Dewey H. The origin of the pillow-lava near Port Isaac in Cornwall. *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1908, vol. 64.
- Reyer E. Über tuffe und tuffogene sedimente. *Jahrb. geol. Reichsanstalt*, Wien, 1881, Bd XXX.
- Reynolds S. H. Breccias. *Geol. Mag.* 1928, № 65.
- Richards H. C., Bryan W. H. Volcanic mud balls from the Brisbane tuff. *Roy. Soc. Queensland Proc.*, 1927, vol. 39.
- Rutten M. G. Ignimbrites or fluidised tuff flows on some Mid-Italian volcanoes. *Geol. en. mijnbouw*, N. S. 1959, N 11.
- Rittmann A. Vulkanische Glutwellen und Glutlawinen. *Naturwissenschaften*, 19, 1931.
- Rittmann A., Salvatore E. Contributo allo studio dei tuff verdi della regione flegrea. (*Ls. Vulkanologie* 11), 1928.
- Rittmann A. Geosynclinal volcanism, ophiolites and barramiya rocks Egypt. *J. Geol.*, 1958, vol. 2, № 1.
- Rittmann A. Vulkane und ihre Tätigkeit. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 1960.
- Scherp A. Der Hauptgrünsteinzug im Sauerland zwischen Oberbege und Wehrstapel. *Geol. Jahrb.*, Hannover, 1958, 73.
- Schwarz H. Über die Auswürflinge von kristallinen Schiefern und Tiefengesteinen in den Vulkanembryonen der Schwäbischen Alb. *Jahresh. ver. v. Naturk.* in Württ. 61, 1905.
- Sonder Von R. A. Zur theorie und klassifikation der eruptiven vulkanischen Vorgänge. *Geol. Rundschau Z. allgem. Geol.* 1937, Bd 28, N 6/7.
- Starrabba F. S. Osservazioni morfologiche sugi'inculusi dell lave dell' eruzione Etna del 1669. *Zeitschr. f. Vulkanologie*, 6, 1921/1922.
- Stehn C. E. Schalenkogels van vulcanen op Java. *De Mijning*, 13 Bandoeng, 1932.
- Steiner A., Brown D. A., White J. R. Occurrence of ignibrite in the Shag Valley, Northeast Otago. *N. Z. J. Geol. and Geophys.*, 1959, № 2.
- Stevens N. C. A note on the nomenclature of the pyroclastic rocks Austrl. *J. Sci.*, 1959, vol. 22, № 3.
- Straw P. H. A lurning mounta in came out of the sea at Fayal. *Zodiac*, 1957, N 584.
- Tazieff H. Un phenomene inique au monde: le mysterieux lac de lave du volan Nyiragongo. *Sci. et aven.* 1957, № 154.
- Thorarinsson S. Tefrokronologiska Studier pa Island. *Geogr. ann.* 1944, XXXI.
- Thorarinsson S. Some tephrochronological contributions to the volcanology and glaciology of Iceland. *Geogr. Ann.*, 1949, XXXI.
- Walther J., Schirlitz P. Studien zur Geologie des Golfes von Neapel. *Zeitschr. der Dtsch. Geol.*, 1886.
- Washington H. S. Petrology of the Hawaiian Islands II. Hualalai and Mauna Loa. *Amer. J. 5th ser. Sci.*, 1923, № 6.
- Wentworth C. K., Williams H. The classification and terminology of the pyroclastic rocks. *Rept on Sedimentation 1930—1932*.
- Williams H. Notes on the characters and classification of pyroclastic rocks. *Proc. Liverpool Geol. Soc.* 1926, vol. 14.
- Wolff F. *Der Vulkanismus*, 1914.

13422

## ОПЕЧАТКИ

Стр. 24  
(табл. 3)

Классификация  
Трусовой И. Ф.

Правую вертикальную линию, напеча-  
танную против 20 мм, следует читать  
против 30 мм

Зак. 831/393