

**Е.Ф. МАЛЕЕВ**

---

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ  
ФОРМИРОВАНИЯ  
ВУЛКАНОГЕННО-  
ОСАДОЧНОГО  
МАТЕРИАЛА**

---

Е. Ф. МАЛЕЕВ

# ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНОГЕННО- ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА

Под редакцией д-ра геол.-минер. наук  
Т. И. Фроловой



МОСКВА «НЕДРА» 1982



**Малеев Е. Ф.** Закономерности формирования вулканогенно-осадочного материала. Под редакцией Т. И. Фроловой М., Недра, 1982. 152 с.

Впервые в литературе освещены закономерности перехода ювенильного вулканического материала в вулканогенно-осадочный. Показаны условия образования вулканогенно-терригенных пород за счет разрушения литифицированных вулканитов и формирования сложных смешанных вулканокласто-осадочных пород. Изучение закономерностей формирования вулканогенно-осадочного материала позволяет производить палеовулканогеологические реконструкции, устанавливать закономерности формирования полезных ископаемых.

Для широкого круга геологов, работающих в вулканических областях.

Табл. 21, ил. 42, список лит. — 53 назв.

Рецензент — канд. геол.-минер. наук М. Н. Щербакова (МГУ)

*Евгений Федотович Малеев*

### **Закономерности формирования вулканогенно-осадочного материала**

Редактор издательства Е. К. Семилеткова

Переплет художника К. В. Голикова

Художественный редактор Е. Л. Юрковская

Технический редактор В. Л. Прозоровская

Корректор М. П. Курылева

ИБ № 4496

---

Сдано в набор 07.07.82 Подписано в печать 24.09.82 Т-17929 Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub> Бумага типографская № 1 Гарнитура «Литературная» Печать высокая Усл.печ. л. 9,5  
Усл. кр.-отг. 9,5 Уч.-изд. л. 10,86 Тираж 770 экз. Заказ 1700/8503-1 Цена 1 р. 90 к.

---

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19  
Московская типография № 6 Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР  
по делам издательства, полиграфии и книжной торговли.  
109088, Москва, Ж-88, Южнопортовая ул., 24.

Предлагаемая читателю книга известного советского вулканолога Е. Ф. Малеева, скончавшегося в 1980 г., посвящена важной проблеме распознавания вулканического материала в осадочных образованиях различных генетических типов, что позволяет правильно датировать возраст извержений как в современных, так и в древних вулканических областях.

Книга состоит из нескольких частей. В первой дается классификация вулканогенно-осадочных пород, в основу которой положен генетический принцип, являющийся весьма важным для вулканологических построений, так как он позволяет датировать вулканические извержения. Недостаток его заключается в возникновении частых затруднений при установлении синхронности образования вулканического материала и времени его захоронения в осадке.

Вулканогенно-обломочные породы, синхронные извержениям, подразделены Е. Ф. Малеевым на вулканокласто-осадочные породы и тефроиды; ко второй группе пород, несинхронных вулканизму, отнесены вулкано-терригенные породы. Наряду с детальной классификацией предлагается вторая, более обобщенная, удобная для применения в областях развития древних толщ, где нельзя установить некоторые элементы состава и строения пород, без которых невозможна их детальная классификация и расшифровка генезиса.

Вторая часть книги посвящена методам выявления особенностей образования пирокластического материала при разных типах извержений. В третьей, самой большой по объему, детально разбираются особенности вещественного состава и структуры тефроидов в связи с условиями их образования. Здесь приведены многочисленные оригинальные наблюдения автора в областях современного вулканизма, главным образом на Камчатке и Курильских островах, относительно скорости и условий формирования тефроидов, специфики слагающего их материала, а также примеры и методы распознавания тефроидов в областях древнего вулканизма. Можно сказать с уверенностью, что этот специфический тип образований впервые столь подробно разобран в литературе.

Внезапная смерть не позволила автору прочитать готовую рукопись и внести некоторые исправления. Стараясь сохранить стиль работы, редактор пошел по пути устранения основных неточностей и ряда стилистических погрешностей, не нарушая основной идеи автора.

Книга будет полезна для широкого круга геологов. Мы надеемся, что эту интересную работу по достоинству оценит геологическая общественность.



Результаты изучения осадочных формаций за последние два десятилетия свидетельствуют о большой роли вулканического материала в их формировании. Многие толщи, считавшиеся прежде типично осадочными, получили наименование вулканогенно-осадочных. Вулканический материал присутствует в породах в различном состоянии: слагает прослои, пласты и горизонты туфов; играет роль примеси к осадочному материалу в различных соотношениях, образуя ортотуффиты и паратуффиты; входит в состав толщ в виде обработанного и отсортированного материала и, наконец, широко развит в переработанном виде, превращаясь в глинистые породы за счет разложения стекла или переработки микроорганизмами.

Выявление вулканического материала в осадочных формациях имеет большое значение. Туфы, туффиты и тефронды синхронны вулканизму и фиксируют проявления вулканических процессов, что облегчает корреляцию осадочных толщ; они помогают определению возраста немых толщ или, наоборот залегая в фаунистически охарактеризованных формациях, позволяют датировать циклы вулканизма; наличие пористого пирокластического материала обуславливает образование коллекторов нефти, газа, воды; горизонты и пласты витрокластических туфов, разлагаясь, формируют залежи бентонитовых глин; по количеству вулканического материала в осадочных толщах можно судить о балансе вулканического вещества, а также об энергии древних вулканических процессов. Все это дает возможность осуществлять палеовулканологические реконструкции.

Диагностика синхронного вулканизму вулканогенного материала еще недостаточно разработана — и в настоящее время уверенно выделяются лишь кислый витрокластический пепел, имеющий рогульчатую форму обломков, и бентонитовые глины, образованные за счет разложения пирокластического материала.

Вместе с тем вулканический материал весьма разнообразен. Например, кислая пирокластика может быть представлена обломками пород и кристаллов или почти полностью состоять из обломков кристаллов. Такие туфы часто принимаются за дресву кислых лав или даже гранитов. Пирокластика основного и среднего состава, которая поставляется почти всеми современными вулканами, не обладает легко диагностируемой рогульчатой формой и поэтому часто пропускается при исследованиях, в особенности в древних толщах. Андезитовые пирокластические потоки поставляют также трудно диагностируемый мелкообломочный материал.

В период активной деятельности стратовулканов с их склонов постоянно сносится ювенильный вулканический материал, который через несколько километров окатывается и сортируется, при-

обретая вид нормально-осадочной породы. Фактически он синхронен проявлению вулканизма, диагностика его сложна и это часто приводит к тому, что мощные толщи тефроидов относятся к отложениям, несинхронным вулканизму.

Вулканический материал, содержащий значительное количество стекла, подвержен быстрому разложению. Под действием грунтовых вод за счет него образуются прослои, пласты, горизонты глин.

В вулканических областях обычно широко развиты поля гидротермально-измененных пород. Вулканические породы превращаются в алуиты, каолины, бентонитовые глины, вторичные кварциты, псевдонггимбриты и др. Их также следует выделять и определять.

Кроме пирокластического в состав осадочных толщ обычно входит и лавокластитовый материал, образующийся в процессе формирования лавовых потоков и куполов. Этот обломочный материал растаскивается, очень быстро окатывается в результате механического и гидрохимического воздействия и входит в осадочные толщи в весьма измененном виде.

Несмотря на сложность установления в древних толщах измененных вулканитов, многие исследователи их все же выделяют и описывают, но некоторые разновидности вулканогенно-осадочных пород еще пропускаются. Процесс изменения вулканического материала в толщах осадочных пород еще очень слабо освещен в специальной литературе. Наша задача — показать процессы, способствующие изменению пирокластического и лавокластитового материала. Надо полагать, что это поможет диагностировать вулканический материал в древних осадочных толщах.

В предлагаемой работе вначале рассмотрены условия образования ювенильного обломочного материала, а затем его изменения до приобретения им «осадочного» облика. При изучении вулканогенно-осадочных толщ некоторые исследователи не учитывают, что формирование их и осадочных толщ значительно различается, поэтому в книге изложены наиболее важные аспекты отличия в образовании этих толщ.

## МЕСТО ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД В КЛАССИФИКАЦИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Вулканогенно-осадочные породы формируются за счет разрушения эффузивных и вулканокластических пород и нелитифицированного вулканокластического материала эффузивно-обломочного и эксплозивно-обломочного. Ниже приведена классификация исходных вулканических пород.

### Классификация вулканических пород

- I. Эффузивные.
  - 1. Лавы.
  - 2. Лавобрекчии.
- II. Вулканокластические.
  - 1. Эффузивно-обломочные:
    - а) кластолавовые (кластолавы);
    - б) лавокластитовые;
    - в) гналокластитовые.
  - 2. Эксплозивно-обломочные (пирокластические):
    - а) пирокластические без посторонних примесей (туфы);
    - б) пирокластические с примесью чуждого материала (ксенотуфы).
  - 3. Осадочно-вулканокластические (ортотуффиты).
- III. Вулканогенно-осадочные.
  - 1. Вулканокласто-осадочные.
  - 2. Тефроидные.
  - 3. Вулкано-терригенные.

Терминология и классификация вулканогенно-осадочных пород в свое время вызывали острые дискуссии. В настоящее время считается целесообразным разделить их на три группы: вулканокласто-осадочные, тефроиды и вулкано-терригенные. Остановимся подробнее на их характеристике.

Вулканокласто-осадочные породы. Ювенильный пирокластический материал, извергнутый в атмосферу и гидросферу, очень редко отлагается и литифицируется без посторонних примесей. Значительная часть его смешивается в различных пропорциях с терригенным, органогенным и хемогенным материалом.

Поскольку основой вулканокласто-осадочных пород является осадочный материал, их названия заимствованы из классификации осадочных пород; примесь вулканического материала отмечается в виде приставки «туфо». Так, для терригенных пород приняты термины: туфогравелит, туфопесчаник, туфоалевролит и др., для карбонатных пород: туфоизвестняк, туфодоломит, туфомергель; для кремнистых: туфосилицит, туфояшма, туфотанит; для галондов и сульфатов: туфогалит, туфогипс, туфоангидрит; для органогенных: туфоднатомит и др. Применяют и более сложные термины: туфовый известняк, туфовый силицит, туфовая каменная соль и др. Но эти термины более громоздкие и не так четко определяют суть горной породы.



Вулканокласто-осадочные породы, по предложению Г. С. Дзюценциса [1970], именуют паратуффитами, а к ортотуффитам относят осадочно-вулканокластические породы (содержащие вулканического материала более 50%), обычно именуемые туффитами.

Тефроидные породы. Эти породы относительно недавно стали выделяться из вулcano-терригенных пород. Поскольку они синхронны проявлению вулканизма, а следовательно, так же как и прослои (пласты) туфов, залегающих среди осадочных пород, позволяют проводить корреляцию, фиксировать вспышки вулканизма и т. п., выделение их для палеовулканологических реконструкций имеет важное значение.

Вначале в термин тефроида, или тефроидные породы, вкладывалось понятие обработанного (окатанной) и отсортированного пирокластического материала. В настоящее время это понятие расширено и выделяются три подтипа тефроидов: пирокластические, лавокластические и вулканокластические. Это вполне оправдано тем, что лавокластитовый материал, так же как и вулканокластический, подвергается обработке и сортировке. Кроме того, к тефроидному материалу может примешиваться терригенный или пирокластический материал, усложняющие их состав.

Тефроида относятся к вулканогенно-осадочным породам. Они преимущественно слоисты, причем слоистость может быть тонкой, сантиметровой и грубой, измеряемой метрами. В наземных и озерных условиях преобладает субпараллельная слоистость, в прибрежных условиях — косая, в подводных — ритмичная. В пределах мощных слоев текстура тефроидов массивная, плотная. Слоистость и другие текстурные особенности аналогичны таковым в других типах осадочных пород [Ботвинкина, 1965], однако вследствие большой скорости формирования тефроидов преобладает грубая слоистость. Структура обычно равномернoзернистая, но в вулканокластических тефроидах встречаются отдельные крупные зерна, что делает структуру сходной с порфировой. В вулканокластических тефроидах имеется также значительное количество обломков с витрофировой структурой, что обусловлено мгновенным охлаждением пеплов в процессе извержения и является одним из признаков, отличающих их от вулcano-терригенных пород. Цемент тефроидов образуется за счет разложения мелкого пеплового материала и обычно представлен водными алюмосиликатами (монтмориллонит, бейделлит и др.) с большим количеством опала, благодаря чему образуются прочные цементы. Для тефроидов характерно отсутствие глинистых прослоев. В вулcano-терригенных породах, наоборот, присутствует большое количество глинистого материала.

Часто названия тефроидов имеют синонимы (см. табл. 1). Так, например, псаммитовый тефرويد именуется «песчаник тефроидный», «песчаник пирокласто-тефроидный», «псаммит пирокласто-тефроидный» и т. д.

Вулcano-терригенные породы. Они формируются за счет литифицированных вулкаников (туфы, лавы) и состоят из



окатанных и отсортированных обломков вулканических пород. По внешнему облику они очень похожи на тефронды, тем не менее их необходимо различать, поскольку тефронды синхронны вулканизму, а вулканотерригенные породы не синхронны и образуются при разрушении литифицированных вулканитов. Опыт изучения многочисленных объектов накопления вулкано-терригенных пород показал возможность их диагностики. Главное их отличие — это разный состав даже в мелкообломочных породах. Всегда наряду с обломками лавы присутствуют обломки туфов. Сам обломочный материал, если он только лавовый (образованный за счет литоидной лавы), обычно отличается от обломочного материала лавокластитов текстурой и структурой. Цемент вулкано-терригенных пород обычно глинистый, с примесью мелкообломочного терригенного материала, в отличие от тефроидов, где, как правило, цемент, образованный за счет разложения мелкообломочного

### Классификация вулканогенно-

Размер обломков, мм	Синхронные вулканизму					
	Вулканокласто-осадочные породы (осадочный материал и примесь пирокластического до 50%)			Тефроидные		
				Тефроиды (обработанная и отсортированная тефра)		Пирокласто- (обработанная и от тефра с примесью чешского материала
	Рыхлые	Литифицированные		Рыхлые	Литифицированные	Рыхлые
		окатанные	неокатанные			
Более 200	Валуны и глыбы с туфовым материалом	Валунный туфоконгломерат	Глыбовая брекчия с туфовым материалом	Валуны и глыбы тефроидные	Валунный (глыбовый) тефроид	Валуны и глыбы пирокласто-тефроидные
10—20	Туфощебень (туфогалечник)				Конгломератовый тефроид	Галечник пирокласто-тефроидный
2—10	Туфогравий	Туфогравелит		Гравий тефроидный	Гравийный тефроид	Гравий пирокласто-тефроидный
0,1—2	Туфопесок	Туфопесчаник		Песок тефроидный	Псаммитовый тефроид	Песок пирокласто-тефроидный
0,01—0,1	Туфоалеврит	Туфоалевролит		Алеврит тефроидный	Алевритовый тефроид	Алеврит пирокласто-тефроидный
Менее 0,01	Туфопелит	Туфоаргиллит		Пелит тефроидный (?)	Пелитовый тефроид (?)	Пелит пирокласто-тефроидный

стекла, превращенного в водные алюмосиликаты с опалом, такой же прочный, как в туфах.

Общая классификация вулканогенно-осадочных пород приведена в табл. 1. В решении 5-го Всесоюзного семинара по вулканогенно-осадочным породам отмечена необходимость разработки упрощенной классификации вулканогенно-осадочных пород для древних, частично метаморфизованных толщ. Из предлагаемой классификации (табл. 2) исключены рыхлые породы, поскольку они в древних толщах практически не встречаются, изъяты также пирокласто-тефроидные и терригенно-тефроидные породы. Наличие в тефроидах примеси осадочного и пирокластического материала может отмечаться при описании пород.

Градации по крупности материала аналогичны тем, которые приняты в классификации табл. 1, поскольку при диагностике древних пород размеры обломков легко определяются.

Таблица 1

осадочных горных пород

породы			Несинхронные вулканизму				Терригенные обломочные породы
тефроидные сортированная пирокласти- менее 50%)	Терригенно-тефроидные (обработанная и отсортирован- ная тефра с примесью терри- генного материала менее 50%)		Вулкано-терригенные породы (осадочные породы из лити- фицированных вулканокласти- ческих и эффузивных пород и других примесей)				
Литифициро- ванные	Рыхлые	Литифициро- ванные	Рыхлые	Литифициро- ванные	Рыхлые	Литифи- цированные	
Валунный (глыбовый) пирокласто- тефроидный конгломерат	Валуны и глы- бы терриген- но-тефроидные	Валунный (глыбовый) терригенно- тефроидный конгломерат	Валуны и глы- бы вулкано- терригенные	Валунный (глыбовый) вулкано-тер- ригенный конгломерат (брекчия)	Валуны и глы- бы	Валунные конгломе- раты, глы- бовые брекчии	
Конгломерат пирокласто- тефроидный	Конгломерат терригенно- тефроидный	Конгломерат терригенно- тефроидный	Галечник вулкано-тер- ригенный	Конгломерат вулкано-тер- ригенный	Галька и ще- бень	Конгломе- рат, брек- чия	
Гравелит пирокласто- тефроидный	Гравий терри- генно-тефро- идный	Гравелит терригенно- тефроидный	Гравий вулкано-тер- ригенный	Гравелит вулкано-тер- ригенный	Гравий и ще- бень	Гравелит, мелкообло- мочная брекчия	
Песчанник пирокласто- тефроидный	Песок терри- генно-тефро- идный	Песчанник терригенно- тефроидный	Песок вулка- но-терриген- ный	Песчанник вулкано-тер- ригенный	Песок	Песчанник	
Алеврит пирокласто- тефроидный	Алеврит терригенно- тефроидный	Алеврит терригенно- тефроидный	Алеврит вулкано-тер- ригенный	Алеврит вулкано-тер- ригенный	Алев- рит	Алеврит	
Аргиллит пирокласто- тефроидный	Пелит терригенно- тефроидный	Аргиллит терригенно- тефроидный	Пелит вулка- но-терриген- ный	Аргиллит вулкано-тер- ригенный	Глина, пелит	Аргиллит	

## Упрощенная классификация вулканогенно-осадочных горных пород

Размер обломков, мм	Синхронные вулканизму		Несинхронные вулканизму
	Вулканокласто-осадочные породы (осадочный материал и примесь пирокластического до 50%)	Тефроидные породы Тефroidы (обработанная и отсортированная тефра)	Вулкано-терригенные породы (осадочные породы из литифицированных вулканокластических и эффузивных пород с примесью невулканических обломков)
Более 200	Глыбовая брекчия (валуны) с туфовым материалом	Валунный (глыбовый) тефроид	Валунный (глыбовый) вулкано-терригенный конгломерат (брекчия)
10—200	Глыбовая брекчия (валуны) с туфовым материалом	Конгломератовый тефроид	Конгломерат вулкано-терригенный
2—10	Туфогравелит	Гравийный тефроид	Гравелит вулкано-терригенный
0,1—2	Туфопесчаник	Псаммитовый тефроид	Песчаник вулкано-терригенный
0,01—0,1	Туфоалевролит	Алевритовый тефроид	Алевролит вулкано-терригенный
Менее 0,01	Туфоаргиллит	Пелитовый тефроид (?)	Аргиллит вулкано-терригенный

Терригенный материал, к которому примешивается пирокластический, может быть различного генезиса: неоднократно отмечалась примесь пирокластического материала в лёссах и почвенно-пирокластических чехлах, развитых в вулканических областях, где значительная часть терригенного материала эолового происхождения; лахары, проходя по долинам рек и спускаясь в водоемы, перемешиваются в различных пропорциях с осадочным материалом; при формировании коллювия и аллювия в вулканических областях к ним постоянно примешивается пирокластика; в озерах, лиманах, заливах и прибрежных областях вулканических регионов пирокластический материал образует прослой, пласты или небольшую примесь; подводные извержения и тектонические подвижки на дне морей вызывают перемешивание пирокластиков с донными осадками; терригенные ледниковые и водно-ледниковые образования на склонах и у подножий вулканов смешиваются с пирокластикой во время извержений, а также при захвате рыхлых пород субстрата.

Примесь пирокластического материала к органогенному происходит при формировании диатомовых толщ, пластов углей, органогенных известняков, кремнистой фауны, при выпадении пеплов на лесные массивы или при прохождении по лесам грязевых потоков и т. д.

В процессе формирования хемогенных толщ также часто к ним примешивается пирокластический материал. Последний в виде примеси отмечался в железорудных, кремнистых, карбонатных, галондных, серных и других толщах.



В вулканических областях иногда трудно отличить пирокластическую примесь от терригенной. Пирокластическая примесь обычно более свежая, чем терригенный материал, и имеет иной состав. Морфология обломков пород и кристаллов может указывать на принадлежность их к пирокластическому материалу. Наиболее легко диагностируется примесь обломков стекла. Кристаллокластический материал может распознаваться по неравновесным ассоциациям обломков или по отсутствию их окатанности.

В органогенных и хемогенных породах очень важно не спутать пирокластическую примесь с терригенной. Пирокластическая примесь может состоять из обломков только одного типа, в то время как в терригенных породах могут быть обломки разного генезиса.



## ОСОБЕННОСТИ ЛИТОГЕНЕЗА И ПЕТРОГЕНЕЗА ВУЛКАНИТОВ

Литогенез вулканогенных обломочных пород резко отличается от осадочного литогенеза особенностями происхождения материала, его накопления, составом и другими факторами, что не всегда учитывается при изучении вулканогенно-осадочных пород. Причем иногда закономерности, установленные при изучении осадочных формаций, используются при картировании вулканических, что приводит к неверным выводам. Ниже рассмотрены некоторые аспекты закономерностей формирования вулканогенных обломочных пород, что имеет прямое отношение к источнику материала вулканогенно-осадочных пород.

### Особенности литогенеза вулканогенно-обломочных пород

Вулканокластические и вулканогенно-осадочные породы отличаются от осадочных большим разнообразием, что обусловлено: 1) разнотипностью ювенильного вулканического материала; 2) разнообразием типов извержений; 3) скоростью поступления, накопления и разрушения вулканического материала; 4) особенностями условий транспортировки материала; 5) своеобразием обработки и сортировки вулканокластического материала; 6) спецификой примесей к ювенильному материалу; 7) фацialsными условиями формирования вулканогенных толщ; 8) ускоренной литификацией и метаморфизмом вулканических пород по сравнению с нормально-осадочным литогенезом.

Перечисленные особенности вулканогенного литогенеза определяют состав, текстуры и структуры. Причем текстуры и структуры вулканитов настолько типичны, что появляется возможность уверенной диагностики их различных генетических типов.

### Разнотипность состава ювенильного вулканического материала

Каждому типу вулканизма свойствен особый химический состав магм, что обуславливает состав пирокластического материала, поступающего для формирования вулканогенных толщ. Океанский тип вулканизма характеризуется толеитовыми и щелочными магмами основного состава и относительно ограниченным проявлением ультраосновных магм. Для геосинклинального типа вулканизма характерны извержения вулканитов различного, преимущественно основного, состава вначале со сменой его на средний и кислый по мере развития геосинклинали. Условия тектонического режима в орогенную стадию развития геосинклинали благоприятны для формирования разнообразных вулканических продуктов, что обусловлено наличием многочисленных промежуточных магма-

тических очагов, находящихся на разной стадии эволюции. Постороженный вулканизм, так же как и платформенный, развивается в условиях консолидированной коры и характеризуется извержением базальтовой (толеитовой) иногда трахибазальтовой подкоревой магмы. Платформенному вулканизму также свойственна базальтовая магма с незначительным количеством кислых дифференциатов.

### Разнообразие типов извержений

Разнообразие типов извержений обусловлено разным составом магмы, ее различной газонасыщенностью и различным положением магматических очагов. Это определяет появление разнообразного пирокластического материала не только по составу, но и по агрегатному состоянию, крупности и форме обломком. Подводные извержения порождают гиадокластиты, подушечные лавы и подушечные агломераты. Наземные извержения более разнообразны и полнее изучены. Гавайский тип извержений наряду с легкими пузыристыми шлаками, фигурными бомбами дает отпрепарированные кристаллы, нитевидное и каплеобразное основное стекло. Для стромболианских извержений характерны преимущественно шлаки и фигурные бомбы, но более плотные, чем при гавайских извержениях. Катастрофические извержения катмайского и пелейского типов создают мощные накопления пемзы, в первом случае в виде пирокластических потоков, во втором — в виде автохтонных покровов. Палящие тучи направленных взрывов дают кристаллы с первичными кристаллографическими формами и обуславливают воздушную сепарацию материала. Подобное извержение было описано еще в 1902 г. на о. Сент-Винсент (вулкан Суфриер), а также в 1964 г. на Камчатке (вулкан Шивелуч). Тогда вблизи вулканов отлагался кристаллокластический материал, а в удалении — витрокластический, что привело к изменению химического состава пирокластики. Раскаленные лавины (короткие пирокластические потоки) из пластичного основного материала вулканов Авача, Ильинский, Карымский (Камчатка) и др. дают наземные подушечные агломераты. Фреатические извержения выбрасывают резургентный материал предыдущих извержений. Таким образом, в зависимости от типа извержений исходный пирокластический материал отличается крупностью, формой и текстурой фрагментов, агрегатным состоянием и химическим составом.

### Скорость поступления, накопления и разрушения вулканического материала

Поступление вулканического материала происходит несоизмеримо быстрее, чем осадочного. Известны извержения вулканов, давшие в историческое время колоссальное количество пирокластики и лав (в км<sup>3</sup>): Тамборо — 180, Катмай — 28, Кракатау — 18, Косевина — 10, Сан-Мари — 5,4, Безымянный — 3. Приведен-

ные объемы материала накопились всего за несколько дней или часов. Для сравнения можно привести годовой вынос материала реками-гигантами: Волга — 25 млн. м<sup>3</sup>, Миссисипи — 360 млн. т, Нил — 62 млн. м<sup>3</sup>, Амазонка — 1 млрд. т. Образование вулканических формаций происходит в относительно малые геологические отрезки времени. Например, второй этап базальтового вулканизма Срединного хребта Камчатки в течение 70—80 тыс. лет дал объем изверженного материала около 1700 км<sup>3</sup> [Огородов и др., 1972]. Игнимбритовые потоки достигают 10 000 км<sup>3</sup> (горы Сан-Хуан, Колорадо, Новая Зеландия); формирование их происходит в относительно короткий срок (десятки, сотни или тысячи лет).

Вулкан Шивелуч от середины межледникового периода дал свыше 500 км<sup>3</sup> ювенильного материала в пересчете на плотный андезит [Гущенко, 1965]. Шлаковые конусы формируются от 1—2 месяцев до 1—2 лет, экструзивные куполы — за 10—15 лет. Во время извержения Кракатау в 1883 г. в течение двух дней в нескольких километрах от центра извержения сформировался слой пемзы мощностью от 40 до 100 м, а за несколько дней вблизи кальдеры Санторина отложился слой пемзы мощностью 20—40 м.

Катастрофические взрывы, вызывающие обезглавливание вулканов, перераспределяют огромные массы материала практически мгновенно. Так, например, катастрофическое извержение вулкана Авача около 10 тыс. лет тому назад обезглавило вулкан, а его материал в объеме 16—20 км<sup>3</sup> был разбросан на площади около 200 км<sup>2</sup>.

Огромные массы вулканитов накапливаются в стратовулканах за короткий срок. Вулкан Ключевской высотой 4850 м и диаметром около 40 км сформировался за 5—10 тыс. лет [Влодавец, 1973; Мелекесцев и др., 1970]; многие стратовулканы Южной и Восточной Камчатки высотой до 2,5—3 км сформировались за первые десятки тысяч лет. Разрушаясь, цепи стратовулканов создают обширные структурно-фациальные зоны мощностью 1—2 км.

Накопление вулканогенного материала неразрывно связано с его поступлением, и эти два процесса, как правило, происходят одновременно. Излияние лав, извержения пирокластических и грязевых потоков, направленных взрывов происходит без дальнейшего перемещения материала, если из него не формируются вулканогенно-осадочные породы. Седиментация тефры пролювиально-коллювиальных, вулкано-терригенных тефроидных отложений осуществляется быстрее, чем осадочных отложений, вследствие сочетания большой крутизны склонов вулканов и огромных масс рыхлого или слабосцементированного материала. Ледниковые морены вулканов имеют мощность в 2—3 раза больше, чем морены невулканических областей, сформированные за те же или более короткие отрезки времени. У подножий вулканов в период их эруптивной деятельности накапливаются толщи вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, измеряемые мощностью



сотни метров. Поскольку срок жизни некоторых вулканов измеряется тысячелетиями, следовательно, и эти толщи накопились за такое же время, тогда как для накопления осадочных толщ такой мощности потребуются миллионы лет. В пойме р. Сухой Хапицы у подножия вулкана Безымянного, питающейся снежниками, нами наблюдалось формирование пласта тефрондного гравия мощностью 1,4 м в течение одного вечера.

Разрушение вулканических построек осуществляется несоизмеримо быстрее, чем горных сооружений. Это определяется сочетанием крутизны склонов, рыхлостью материала и тем, что на вершинах крупных стратовулканов даже в тропических областях обломочный материал часто цементируется снегом и льдом. Пласты пирокластики пересланываются с пластами льда или снега. Во время извержений лед и снег тают и обломочный материал устремляется к подножию вулкана, переносясь отдельными потоками или непрерывно в небольших количествах в течение всего вегетационного периода. Отложения пирокластических потоков и направленных взрывов вулкана Безымянного извержения 1956 г. и вулкана Шивелуч 1964 г. в течение нескольких летних месяцев были прорезаны оврагами на глубину 40—65 м. У подножия Ключевского вулкана русла сухих рек углубляются на 5—6 м в течение одного года. Лавовые потоки, в особенности если они обладают глыбовой поверхностью, в значительной мере разрушаются за 15—30 лет. Большие скорости поступления, накопления и разрушения вулканического материала приводят к формированию своеобразных вулканических горных пород, резко отличающихся от осадочных. В частности, у подножий вулканов, как правило, глинистые отложения отсутствуют или составляют незначительную долю.

#### Своеобразие условий транспортировки материала

Вулканокластический материал от места зарождения до области седиментации транспортируется различными путями: по воздуху силой взрыва и ветра, пирокластическими и грязевыми потоками, коллювиально-пролювиальным перемещением по склону, временными потоками по склону и в руслах сухих рек, реками, морскими течениями, ледниками и флювиогляциальными потоками. Некоторые виды транспортировки свойственны только вулканогенным образованиям, а те виды, которые присущи и осадочному материалу, отличаются большими скоростями и перемещением огромных масс, что обуславливает своеобразие текстур и структур этих пород.

Особенности воздушной транспортировки определяются силой взрыва. Чем сильнее взрыв, тем совершеннее сортировка пирокластики. При направленных взрывах наиболее часто происходит отделение кристаллокластического материала от витрокластического, отлагающегося в десятках километров от извержения. При вертикальных взрывах материал дифференцируется по крупности



и плотности. Чем сильнее взрыв и больше высота выброса пирокластики, тем резче происходит разделение материала: более крупный и более тяжелый концентрируется в основании прослоя, а более тонкий — в верхней его части. Дифференциация осуществляется и по латерали. Воздушная транспортировка пирокластического материала ограничивает до минимума механическую обработку обломков. Эоловая транспортировка, зависящая от силы ветра приводит к линейной дифференциации материала. Чем дальше материал будет отнесен, тем лучше он будет дифференцирован по крупности.

Транспортировка пирокластическими потоками оказывает влияние на обломочный материал и зависит от длины пути потока и физического состояния обломков. Полукластичные глыбы и обломки лавы во время движения по склону округляются. Так, на склонах вулкана Карымского, где материал проходит путь от нескольких сот метров до 1 км, глыбы оказываются менее округлыми, чем на склонах Авачи, где сходные глыбы прошли путь 2—3 км. Твердый, но раскаленный глыбовый материал в пирокластических потоках типа Безымянный, Шивелуч подвергается скалыванию углов. При транспортировке около 10 км глыбы приобретают правильную округлую форму, наподобие валунов, но с шероховатой поверхностью. На такую обработку глыб требуются лишь минуты, в то время как на обработку терригенного валуна до шарообразной формы уходят десятки лет. Среди мелко обломочного материала пирокластических потоков обособляются кристаллы с правильными кристаллографическими формами, поскольку дробление лавы идет по контакту кристаллов и стекла. Однако чем дальше транспортируется материал, тем сильнее скалываются грани кристаллов. В пирокластических потоках едва заметное разделение материала по крупности от подошвы до кровли потока происходит только при прохождении им 10—15 км, а грубая слоистость появляется при накоплении серии мелких потоков.

Транспортировка грязевыми потоками (лахарами) происходит в результате таяния снега и льда во время извержений, сильных ливней, прорыва кратерных озер и ряда других факторов. Здесь много общего с селями, но в отличие от последних в лахарах в одних случаях преобладает ювенильный материал и при захвате примесей терригенного материала или обломков древесины образуются смешанные породы, в других — преобладает резургентный материал. Иногда лахары спускаются в шельфовую часть моря или формируются в подводных условиях на крутых склонах. Все это определяет разнообразие исходного материала.

В вулканических областях весьма развита коллювиально-пролювиальная транспортировка материала. Действующие и недавно потухшие стратовулканы сложены рыхлым вулканокластическим материалом, который по склонам вулкана непрерывно перемещается к подножию временными потоками во время дождей и таяния снега и под действием силы тяжести. При этом происходит

разделение обломочного материала по крупности. В невулканических областях, где массивы сложены литифицированными породами, интенсивность разрушения и сноса обломочного материала гораздо ниже, что отличает транспортировку коллювиально-пролювиального материала в вулканических регионах и определяет ряд особенностей вулканогенно-осадочных отложений. Кроме того, на пологих склонах подножий вулкана формируются сухие речки, меняющие свое русло при извержениях. В них происходят более интенсивный снос, сортировка и обработка материала. Реками, расположенными в вулканических областях, осуществляется неравномерный перенос обломочного материала, что определяется периодически возникающими извержениями, во время которых идет наиболее интенсивный перенос пирокластики.

Морские течения во время извержений переносят огромные массы пирокластического материала. Закрытая пористость обломков (пемза, шлак) снижает их плотность и тем самым способствует переносу пирокластики во взвешенном состоянии, что уменьшает количество примесей и влияет на текстурные особенности породы.

Транспортировка вулканокластического материала ледниками также характеризуется более интенсивным переносом материала вследствие накопления на поверхности ледников периодически выпадающей при извержениях пирокластики. Это приводит к тому, что морены в вулканических областях в три раза крупнее, чем в невулканических, и материал в них более грубый. То же самое можно отметить и в отношении флювиогляциальных отложений. В конечном итоге это приводит к тому, что пирокластический материал менее обработан, чем осадочный, хотя сам по себе он более подвержен обработке. В ледниковых и флювиогляциальных отложениях степень окатанности обломков различная, примесь резургентного материала разнообразная, сортировка материала менее совершенная.

#### Своеобразие обработки и сортировки пирокластического материала

Формирование горизонтов и свит осадочных пород за счет разрушения горных пород по берегам современных водоемов происходит в геологически небольшие отрезки времени. Вулканогенно-осадочные отложения образуются еще быстрее, в отрезки времени, исчисляемые тысячами или десятками тысяч лет. Поэтому нельзя переносить закономерности формирования осадочных пород на вулканогенно-осадочные толщи, сложенные окатанным отсортированным материалом, несинхронны периодам извержения. Однако в областях современного вулканизма установлено, что наряду с вулканотерригенными образованиями, несинхронными извержениям и формирующимися за счет литифицированных вулканитов (лавы, туфы), происходит накопление тефрондных толщ, синхронных извержениям, в результате обработки и сортировки тефры.

Скорость накопления тефроидных толщ изучалась нами в различных условиях в современных вулканических областях. Во время извержения вулкана Алаид (Курильские острова) в 1972 г. за два месяца образовался горизонт тефроидов вдоль берега мощностью 1—2 м и протяженностью около 2 км, а за 40 лет (1933—1972 гг.) сформировался горизонт тефроидов, преимущественно гравийных, мощностью 20—70 м и площадью около 0,8 км<sup>2</sup>, при этом окатывание гравия каждого слоя происходило в течение года. Надо полагать, что и на дне моря в прибрежной части отложился еще более мощный и лучше обработанный горизонт пород. После извержения вулкана Тятя в 1973 г. за один месяц отложился слоистый горизонт тефroidного песка мощностью около 1 м. По периферии стратовулканов Авачинский и Ключевской, действующих 5—10 тыс. лет, накопились толщ тефroidов мощностью до 100 м и более, облекая вулканы плащом шириной 10—15 км. Подобных примеров можно привести множество. Скорость обработки обломочного материала зависит главным образом от пористости обломков, количества легкоразрушающегося вещества (стекло) и интенсивности обработки в условиях крутых склонов, мощного прибоя и быстрых течений рек. Это приводит к тому, что толщ тефroidов формируются в исторические отрезки времени.

#### Своеобразие примесей к ювенильному материалу

В вулканогенно-обломочных породах примеси имеют важное значение, так как по ним определяются разновидности пород. Примесь может быть эруптивного и осадочного происхождения. Среди эруптивной примеси встречаются: 1) ювенильный материал соседнего вулкана иного состава; 2) породы фундамента вулкана, представленные осадочными, изверженными и метаморфическими образованиями; 3) резургентный материал, причем он может относиться к предыдущему извержению («резургентный родственный») и к материалу более ранних извержений («резургентный неродственный»). Ювенильная примесь иного состава указывает на наличие соседнего вулкана с обособленным магматическим очагом, как, например, почти одновременные извержения расположенных рядом Ключевского базальтового и Безымянного андезитового вулканов. Чуждый материал может указывать на глубину залегания магматического очага. Если он находится вблизи кратера в нижних горизонтах постройки, то это связано с прорывом; если — выше по разрезу, это свидетельствует о расширении канала, и, наконец, если чуждая примесь распространена на большой площади, то это указывает на катастрофические взрывы. Таким образом, особенности резургентного материала отражают историю вулкана, его извержений и эволюцию магматического очага. Все эти особенности не рассматриваются при изучении осадочных пород.

Примесь осадочного материала может быть терригенной,



хемогенной и органогенной. Терригенная примесь образуется в результате разрушения осадочных, изверженных и метаморфических пород. Примешивается также тефроидный и вулканотерригенный материал за счет разрушения литифицированных вулканитов. Органогенная примесь может быть представлена панцирями диатомей, известковыми раковинами, углистым материалом и пр. Хемогенная примесь весьма разнообразна: карбонатная, кремнистая, железистая, марганцовистая, галонидная, фосфористая и пр. Изучение примесей осадочного материала дает много интересного для фациального анализа, геохимии седиментационного процесса и позволяет определять источник поступления этого материала.

Фациальные условия формирования вулканогенных толщ наиболее резко отличаются вблизи центров извержения. Здесь образуется несвойственный осадочным породам материал пирокластических потоков (агломератовых, пемзовых, игнимбритовых), отложений направленных взрывов, сейсмостектонических обвалов; в подводных условиях формируются горизонты подушечных агломератов и др. Вулканогенный материал как бы вклинивается в нормально-осадочный литогенез и создает своеобразные фациальные условия. Фациальная обстановка наиболее сложна в условиях орогенного вулканизма, поскольку вулканиты формируются на разных гипсометрических уровнях и здесь могут сосуществовать рядом ледовые, гумидные и аридные зоны. Разнообразие форм вулканических построек обуславливает образование наземных кратерно-озерных, озерных, флювиогляциальных, дельтовых, лагунных и прибрежно-морских толщ. Один и тот же пирокластический материал, попадающий в различные области литогенеза или фациальные условия, превращается в различные вулканокластические горные породы.

#### Особенности литификации и метаморфизма вулканических пород

Наиболее существенная особенность литификации заключается в ускорении этого процесса, а метаморфизм пород обусловлен широким развитием постмагматических явлений. Ускоренная литификация определяется тремя факторами:

- 1) процессами спекания и сваривания во время формирования агглютинативных и игнимбритовых пород;
- 2) неустойчивостью тонкого пирокластического материала, который способен выделять цементирующие компоненты;
- 3) повышенной кислотностью грунтовых вод вулканических областей в периоды после извержений.

Пепел абсорбирует химически активные элементы, которые, попадая в метеорные воды повышают их кислотность. Даже снег в областях развития вулканов имеет рН 3—4. Например, андезитовый пепел вулкана Безымянного извержения 1956 г., выпавший слоем 0,2—0,3 м в непосредственной близости от кратера Былинкиной (побочный кратер Ключевского вулкана), находив-



шегося в фумарольной стадии в 1960 г. (во время нашего посещения кратера Былинкиной), полностью разложился и превратился в вязкую глину. Цементом может служить опалово-глинистая масса, образующаяся за счет разложения тонкого пеплового материала. При определенных гидрогеологических условиях кремнезем, выделившийся за счет разложения пепла, перемещается и цементирует вмещающие породы.

Диagenез в областях современного вулканизма разделяется на два типа — «региональный» и «местный» — в областях действующих гидротермальных систем. Повышенная кислотность среды в вулканических областях вызывает ускоренное разложение стекла витрокластогенных туфов и мелкой пемзы с образованием главным образом бентонитовых глин и кремнезема пород, вплоть до горизонтов чистых опалитов. При метаморфизме вулканитов в пределах гидротермальных систем возникает серия метаморфических пород (вторичные кварциты, монтмориллонитовые и бейделлитовые глины, каолиниты и др.). Одновременно вокруг гидротермальных систем создаются колоссальные ареалы пород со слабыми изменениями, где перерождаются только менее устойчивые компоненты вулканокластических пород, т. е. происходит ускоренный диagenез. Одновременно метаморфизуются горные породы в районах первичных и вторичных фумарол на пирокластических потоках и на шлаковых конусах (вследствие вторичного разогрева).

#### **Влияние вулканизма на осадочный литогенез в результате рассеивания ювенильного материала**

В процессе извержения большое количество тончайшей вулканической пыли рассеивается вокруг вулканов и, мгновенно разлагаясь, входит в состав осадочных толщ. Выпавший более крупный материал сносится реками и, превращаясь в глинистые минералы, входит в осадочные толщи. Значительная часть пепла перерабатывается диатомовыми водорослями и организмами.

## ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОГЕНЕЗА ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД, ДАЮЩИХ ОБЛОМОЧНЫЙ МАТЕРИАЛ

Отличие эффузивных пород от интрузивных в эндогенном процессе заключается главным образом в условиях кристаллизации. Расплавам, формирующим эффузивные породы, свойственны резкие изменения давления и температуры, что определяет более резкие изменения минерального состава по сравнению с интрузивными породами и наличие неравновесных парагенезисов. Возникают зональность плагноклазов и темноцветных минералов, несколько генераций кристаллов с резорбцией более ранних и т. д. При излиянии расплава на поверхность земли образуются сложные текстуры и структуры пород, отличающиеся большим разнообразием, чем таковые интрузивных пород.

При выжимании вязкой лавы по периферии куполов формируются агломератовые мантии (купольные брекчии), кластолавы, такситовые и стекловатые породы, причем стекловатые образования могут быть монолитными и обломочными. В экструзивных телах развиваются трещины растяжения и охлаждения различного типа, создающие своеобразные текстуры и отдельности. По периферии экструзий находят зоны, переполненные ксенолитами.

При излиянии лав возникают сложные текстуры, отражающие особенности физико-химических свойств расплава и условия застывания пород. При подводных излияниях часто образуются подушечные и глыбовые лавы, которые отличаются от наземных глыбовых лав. В зависимости от условий формирования создаются своеобразные текстуры, различного типа трещиноватость и отдельность: блоковая, плитчатая, столбчатая и др.

Лавовые потоки одного и того же состава, например базальтового, могут иметь различные поверхности: волокнистую, типа пахоехое, канатную, типа аа. В наземных лавах установлено, что подобные структуры отражают содержание газов в расплаве. Так, например, сильногазонасыщенные лавы вулкана Карымского в 1963 г. имели подушечные текстуры, в то время как при нормальной газонасыщенности формируются глыбовые лавы санторинского типа. Быстрое охлаждение лавовых потоков обуславливает образование стекловатых структур, особенно распространенных в верхних и нижних частях потоков, — витрофировых, гиалопилитовых. В средней части потоков развиты более раскрытые структуры: интерсертальные, долеритовые, микропойкилитовые.

Лавовые потоки в процессе становления могут приобретать как монолитное, так и обломочное строение. Наибольшее количество обломочного материала содержат глыбовые лавы, обычно не менее одной трети. Он располагается в нижней и верхней частях потока, причем в верхней части его на 30—40% больше, чем в нижней.

Лавовые потоки, изливающиеся на влажную поверхность, в мелководье и в воду, иногда полностью дробятся. При их дроблении под воздействием вскипающей воды происходит закалка лавы с образованием гналокластитового стекла, отличающегося от стекол, образованных в наземных лавовых потоках, большим содержанием воды и закисного железа.

В прибрежно-морских условиях лавокластитовый материал, слагающий верхние части потоков, быстро смывается и окатывается. На суше этот процесс происходит медленнее, однако на склонах более  $10^\circ$  происходят интенсивное растаскивание обломочного материала, его обработка и сортировка.

Экструзивные тела в виде андезитовых и более кислых куполов при выжимании дают по периферии и на поверхности обломочный материал. На крутых склонах он также растаскивается временными потоками, быстро обрабатывается и сортируется по крупности, а чаще входит в состав коллювиально-пролювиальных отложений.

Лавовые потоки и литифицированные вулканогенно-обломочные породы с прекращением вулканической деятельности разрушаются и служат источником для формирования вулканогенно-осадочных пород, главным образом вулканогенно-терригенных.

### **Условия образования вулканогенно-обломочного материала**

Вулканический материал, слагающий вулканогенно-осадочные породы, весьма разнообразен. Он представлен нелитифицированным пирокластическим материалом, разрушающимися лавовыми потоками, литифицированными вулканитами, лавокластитами и сложным вулканокластическим материалом.

Литифицированные вулканокластические породы и лавовые потоки (литоидные) при разрушении дают обломочный материал, из которого формируются вулканогенно-терригенные породы.

Пирокластический, лавокластитовый и вулканокластический материал после его обработки и сортировки идет преимущественно на образование тефроидов. Обломочный вулканический материал в процессе формирования осадочных пород, примешиваясь к ним, дает вулканокласто-осадочные породы.

Для более точной диагностики вулканического материала в вулканогенно-осадочных породах необходимо знать его происхождение, первичный облик и видоизменения в процессе перерождения. Это позволит не только определить его вулканическую природу, но и судить о генезисе исходного материала и, в частности, о порождающих его вулканических процессах.

Появление вулканического материала на поверхности планеты обусловлено подъемом магматического вещества из верхней мантии и коровых магматических очагов. Он проявляется в виде взрывных продуктов, лавовых потоков и экструзивных куполов.

По современным данным, глубины очагов, откуда поступают



магматические расплавы, достаточно разнообразны и варьируют от нескольких до 150—200 км.

### Условия образования пирокластического материала

Большое разнообразие пирокластического материала обуславливается типом извержений, который зависит от химического состава магмы, ее газонасыщенности, вязкости, температуры и глубины залегания магматического очага. На перечисленных факторах основываются известные классификации типов извержений.

В процессе извержения расходуются огромные массы энергии. В табл. 3 приведены данные об энергии некоторых извержений вулканов мира (табл. 3).

Таблица 3

Количественные оценки извергнутого материала и энергия извержений, по данным В. И. Влодавца [1973] и И. И. Гуценко [1979]

Вулканы	Местонахождение материала	Год извержения	Объем извергнутого материала, км <sup>3</sup>	Энергия извержения, Дж
Халемаумау	о. Гавайи	1924	0,00024	$8,82 \times 10^{14}$
То же	То же	1927	0,00242	$8,9 \times 10^{15}$
Этна	о. Сицилия	1955	0,00371	$1,36 \times 10^{16}$
Ключевской	Камчатка	1937—1938	0,174	$1,98 \times 10^{17}$
Этна	о. Сицилия	1669	1,5	$3,37 \times 10^{18}$
Шивелуч	Камчатка	1964	1,5	$2,50 \times 10^{18}$
Кракатау	Индонезия	1883	18	$1,81 \times 10^{19}$
Тамбора	Малые Зондские о-ва	1812		
		(1815)	150	$1,44 \times 10^{20}$

Ниже дается краткая характеристика основных типов извержения и порождаемой ими пирокластики.

#### Гавайский тип извержений

Этот тип извержений получил название по вулканам о. Гавайи, где гигантские щитовые вулканы извергают жидкие лавовые потоки с небольшим количеством пирокластики — до 10—15%. Аналогичные или близкие к ним извержения характерны для вулкана Нирагонго (Африка), для вулканов Исландии и трещинного извержения на Камчатке в районе вулкана Плоский Толбачик (1975—1976 гг.).

Для гавайского типа извержения характерны обильное излияние лавовых потоков, чаще изометричной формы, и слабые взрывы, распыляющие жидкую лаву (рис. 1). Эксплозивный индекс обычно около 10.

Гавайские извержения дают весьма своеобразную пирокластику: она извергается обычно в жидком состоянии и сильногазонасыщена. Преобладают пористые шлаки, формирующие в прикра-

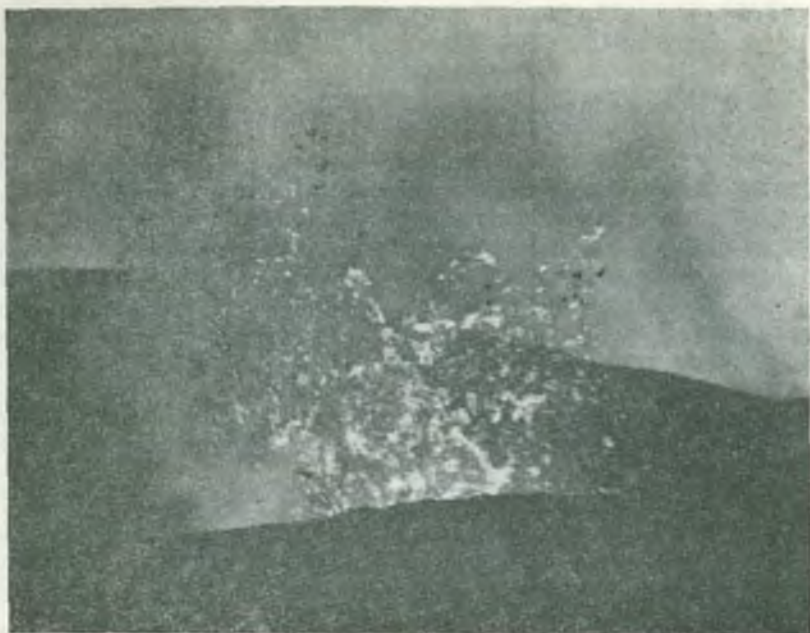


Рис. 1. Гавайский тип извержения на Южном прорыве БТТИ в 1976 г.  
Фото Н. П. Смелова.

терной части агглютинаты. Весьма разнообразна и фигурная пирокластика.

Бомбам, лапиллям и пепловому материалу присущи своеобразные формы. Бомбы обычно с гладкой поверхностью и имеют шаровую, эллипсоидальную, грушевидную, дисковую, ленточную, цилиндрическую, стержнеобразную и другие формы (рис. 2, а). Корка бомб плотная или слабopористая. Центральная часть их пористая, поры обычно шаровой формы. Лапилли повторяют формы бомб, кроме того встречаются каплеобразные, серповидные, булавообразные и др. (рис. 2, б). При этом типе извержений происходят выбросы крупных кристаллов в виде хорошо отпрепарированных сростков пластинок плагиоклаза (рис. 2, в). Они неоднократно выбрасывались при извержении вершинного кратера Плоского Толбачика и наиболее детально изучались в 1948 г. А. А. Меняйловым, а в 1966 и 1970 гг. И. Т. Кирсановым [1974]. В 1976 г. при Южном прорыве БТТИ также выбрасывались кристаллы плагиоклаза. Размеры сростков их достигали 5 см в поперечнике; преобладающие размеры 2—3 см. В районе кратера Плоского Толбачика в 1966 г. плагиоклазовые лапилли составляли 1%, а в 1970 г. — 3% от изверженного материала. Они состояли из 5—10 пластинок плагиоклаза — лабрадора, сросшихся под углами, близкими к 90, 60 и 45°. Пластины плагиоклаза толщиной 2—4 мм, состояли из таблиц плагиоклаза до 1 мм толщи-

ной, иногда сцементированных прозрачным и светло-бурым стеклом. Пластины плагиоклаза обычно покрыты тончайшей пленкой стекла. Кристаллы с большим количеством пластин имеют округлую форму, напоминая грецкие орехи. Липиды плагиоклаза БТТИ в общей массе отличались меньшим количеством пластин. Иногда они состояли из одной пластины толщиной около 1 мм или двух, из которых меньшая, едва развитая, ориентирована перпендикулярно крупной и расположена посредине.

Вместе с фигурными бомбами при извержениях выбрасывается шлак, представляющий собой весьма пористый (пенистый) базальт. Форма обломков шлака резко угловатая; поверхность неровная, рваная, шероховатая; объемная масса 0,5—1,0 г/см<sup>3</sup>. К шлаку примешано небольшое количество плотных обломков пирокластического происхождения (см. рис. 2, г).

Пепловый материал обычно двух видов: бесформенный и фигурный. Бесформенный материал представляет собой обломочки округлой, угловатой или остроугольной формы или фрагменты, образовавшиеся из распыленной жидкой лавы, округлившейся в полете (рис. 3, а). По мере уменьшения размеров обломков возрастает их угловатость (рис. 3, б). В небольшом количестве присутствуют зерна плагиоклаза, темноцветных и рудных минералов.

Фигурный материал также различен. Он может быть в виде иголок, гантелей, булав, капель и нитевидных фрагментов — «волосы Пеле» (рис. 3, в).

Весьма разнообразны пирокластические образования — так называемые «волосы Пеле». Впервые они были описаны при извержениях гавайских вулканов. Извержения Плоского Толбачика часто давали такого же типа образования, когда в кратере находилась жидкая лава. Наибольшее количество «волос Пеле» наблюдалось в 1970 г. [Кирсанов, Пономарев, 1974]. Эти образования вместе с более мелким материалом в виде базальтовой ваты покрывали сплошным чехлом мощностью до 0,3 м южный сектор вершины Плоского Толбачика на расстоянии 200—250 м от кратера. Отдельные нити «волос Пеле» встречались на склонах вулкана на расстоянии 1,5—2 км. Длина нитей до 1,5 см, толщина от 0,005 до 2 мм. На концах их наблюдаются утолщения до 3 мм в поперечнике. Каждая нить в поперечном разрезе обладает трещиноватостью и расщепляется на более тонкие нити многоугольного сечения, подобно столбчатой отдельности базальтов. Такого же типа образования встречались и на Южном прорыве БТТИ. Однако образование нитевидного материала не наблюдалось, но некоторые полужидкие глыбы при падении раскалывались и в зияющих полостях их возникали волосовидные стекла. Это позволяет предполагать, что в период возникновения «волос Пеле» в кратере находился особо жидкий расплав; во время взрывов за выбрасываемыми комками лавы вытягивались волосовидные образования. Впоследствии они, видимо, отламывались от комков. Об этом говорит утолщение на концах таких длинных нитей. Наряду с пепловым в пирокластике присутствует более



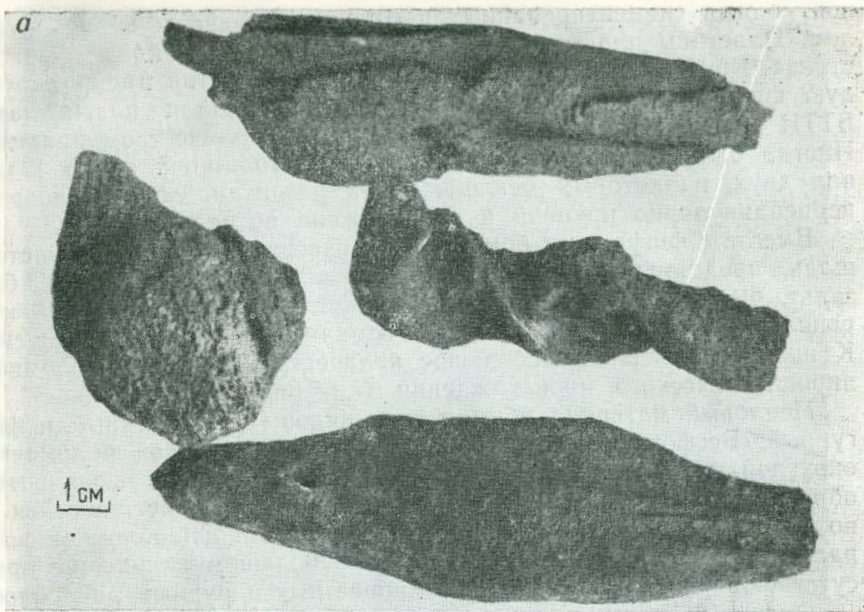
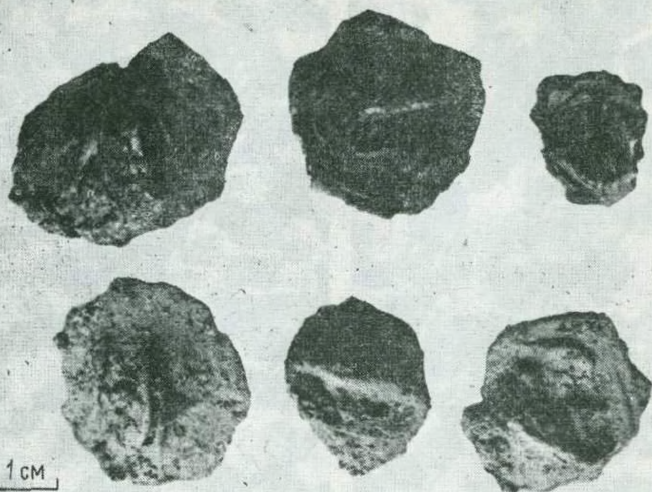
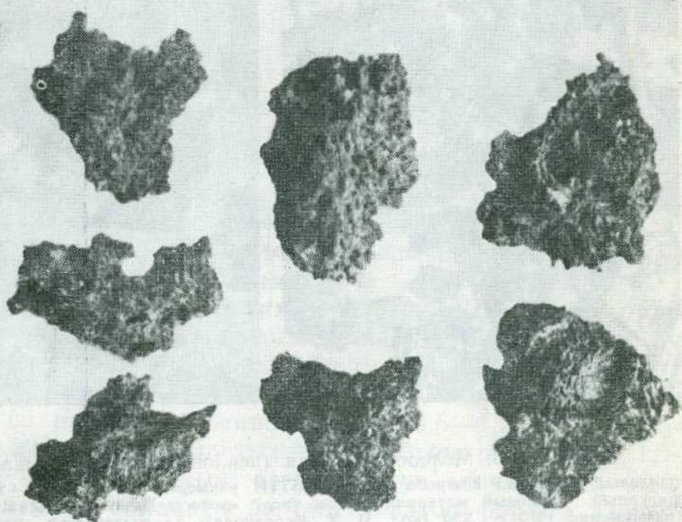


Рис. 2. Крупнообломочная пирокластика, порождаемая гавайским типом  
а — мелкие бомбы; б — лавовые лапилли; в — плагиоклазовые лапилли; г — шлак

8



2



извержений:



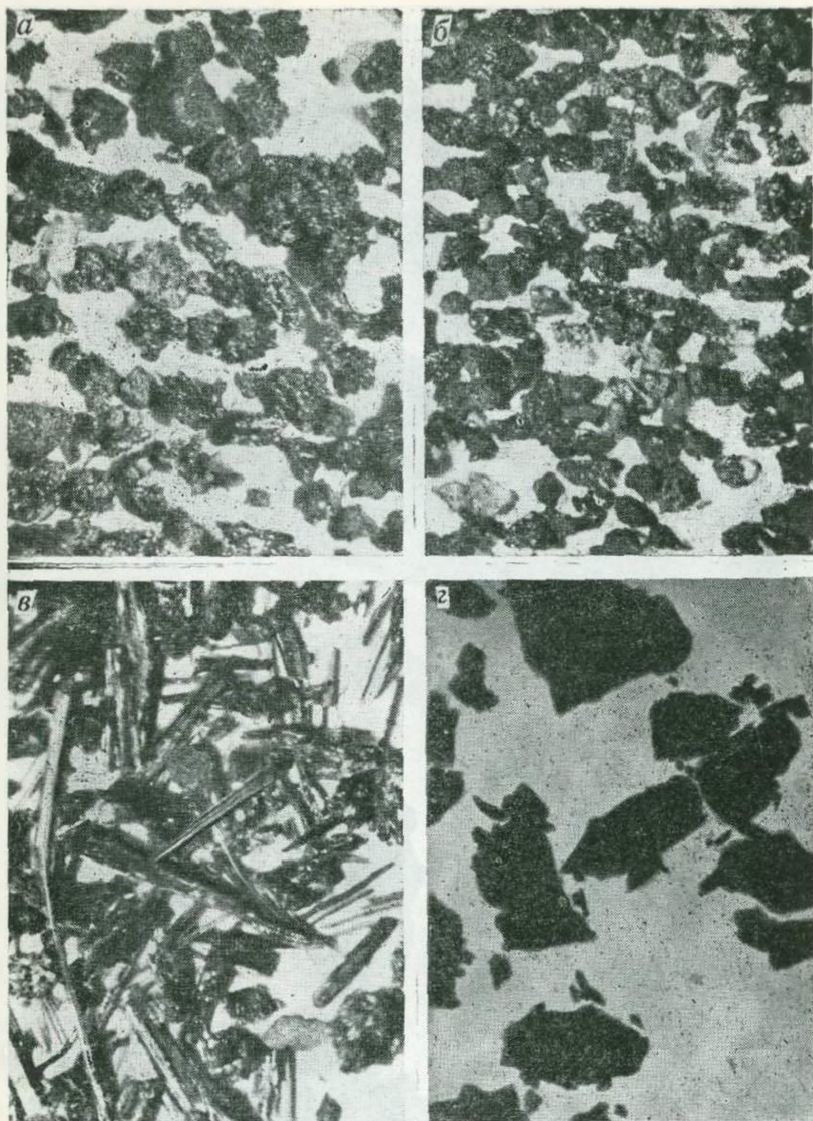


Рис. 3. Мелкообломочная (пепловая) пирокластика:

а — пепловый материал Южного прорыва БТТИ размером 2—1 мм; б — то же, 1—0,5 мм;  
в — фигурный пепловый материал, в том числе «волосы Пеле», вулкана Плоский Толбачик извержения 1970 г., X20 (кол. Н. Т. Кирсанова); г — пылеватый пепел Южного прорыва БТТИ под электронным микроскопом, X1000

тонкий материал. На снимках пеплов БТТИ под электронным микроскопом при увеличении в 1000 раз видно, что обломки стекла и частично минералов имеют угловатые и остроугольные формы, рваные края или выступы на гранях. Создается впечатление,



что этот тончайший материал образовался при дроблении лавы в холодном состоянии, видимо уже при остывании и выпадении пепла (см. рис. 3, в)

Гранулометрический состав пеплов Южного прорыва БТТИ, где проявлялись извержения гавайского типа, проведенный по шести пробам, взятым на расстояниях от 0,2 до 1,7 км от кратера, показал преобладающую размерность от 0,1 до 1 мм (рис. 4) [Будников и др., 1979].

#### Стромболианский тип извержений

Этот тип извержений наиболее распространен, поскольку происходит извержение базальтовой, андезито-базальтовой и андезитовой магмы, которая в современную эпоху преобладает на земном шаре. Для стромболианских извержений характерны сильные взрывы и выбросы раскаленного светящегося материала с излиянием более вязких, чем при гавайских извержениях, лавовых потоков, чаще ленточной формы. Эксплозивный индекс колеблется в широких пределах — от 30 до 50, иногда до 100, как, например на первом этапе извержения БТТИ в 1975 г. и вулкана Тятя на Курильских островах в 1973 г. (рис. 5). Состав вулканических продуктов базальтовый, андезито-базальтовый и редко дацитовый. Вязкость расплава колеблется в широких пределах, и обломочный материал выбрасывается в пластичном состоянии, что обуславливает большое разнообразие эксплозивного материала с присущими для него особенностями.

Пирокластика стромболианских извержений изучалась нами на побочных прорывах Ключевского вулкана, Аланда, Тяти, Авачи, БТТИ и др. В сравнении с гавайским типом извержений при стромболианском отмечается меньшее количество фигурных бомб, наряду со шлаком объемной массой 0,6—1,2 г/см<sup>3</sup> присутствует около 20% слабопористых глыб объемной массой 1,5—2 г/см<sup>3</sup>, шлак менее пористый, агглютинатов значительно меньше, лапилли и пепел обладают более угловатой формой. Поверхность фигурных бомб и лапиллей шероховатая в отличие от гладкой в бомбах гавайских извержений.

Крупнообломочная пирокластика представлена фигурными бомбами и лапиллями, а также материалом неправильной формы.

Бомбы имеют шарообразную, эллипсоидальную или близкую к округлой форму, размеры их могут достигать в поперечнике 2 м

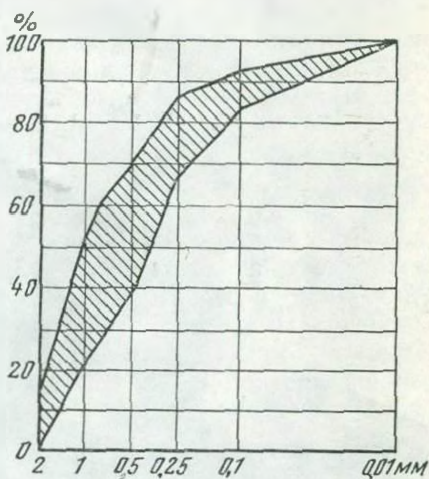


Рис. 4. График механического анализа тонкой пирокластики гавайского типа Южного прорыва БТТИ извержения 1976 г.

и более. Поверхность бугристая. Поры размерами до 1—2 см чаще плоские или неправильной формы. В шаровых бомбах и близким к ним формам пористость распределяется неравномерно, с образованием более и менее пористых зон, повторяющих форму бомб. Наряду с бомбами присутствуют глыбы базальта неправильной формы (рис. 6, а).



Рис. 5. Стромболианский тип извержения на Северном прорыве БТТИ в августе 1975 г.

углов увеличивается. Поры мелкие (до 1 мм), шаровой и неправильной формы. Объемная плотность шлака стромболианских извержений большая, чем гавайских (рис. 6, г).

Мелкообломочная (пепловая) пирокластика извержений стромболианского типа, базальтового или андезито-базальтового состава, при размерности обычно менее 0,25 мм угловатая и остроугольная, а при размерности более 0,25 мм приобретает округлость. Подобные округлые фрагменты имеют размеры до 2 мм. Пепловый материал базальтового состава вулкана Тятя, 1973 г., представлен преимущественно стеклом бурого и черного цвета с показателем преломления  $1,561 \pm 0,002$  и единичными зернами плагиоклаза, моноклинного пироксена и магнетита. Бо-

Крупнопсефитовый шлак, слагающий конусы, имеет угловатую, неправильную форму, иногда округлую. Поры шаровой или неправильной формы, распределены они неравномерно (рис. 6, б). Наряду со шлаком присутствуют бомбы и глыбы слабопористые и плотные.

Мелкие фигурные бомбы также имеют форму близкую к шаровой, представляя округлые комковатые куски лавы; иногда они плоские в виде лепешек и корок.

Поверхность их бугристая, сморщенная. Поры мелкие, округлые, до 1 мм (рис. 6, в).

Лапилли имеют угловатую и округлую форму. Углы у них более сглажены.

Иногда они представляют собой куски лавы со сморщенной и рваной поверхностью. При чем по мере уменьшения крупности обломков (2—5 мм) сглаженность



лее крупные обломки частично представлены базальтом; обломки пород фундамента, представленные кварцем, андезитом, кислым стеклом, встречаются очень редко. Ювенильные обломки базальта размером 1—2 мм имеют округлую и угловатую форму со сглаженными углами. По мере уменьшения крупности пепла до алевритового и пелитового форма его становится угловатой, а затем остроугольной (рис. 7, а, б, в) [Малеев, 1975]. Пепловый материал в крупных фракциях представлен преимущественно округлыми обломками (рис. 7, г), а в мелких — более угловатыми (рис. 7, д). Под электронным микроскопом (Х8300) обломки имеют округлую, изометрическую, угловатую, остроугольную и сложную, причудливую формы (рис. 7, е). Крупность пирокластического материала вулкана Тятя и Северного прорыва БТТИ дана на рис. 8 и 9.

Как видно из графиков (рис. 4, 8 и 9), пепловый материал стромболианских извержений отличается от гавайских большим содержанием крупных фракций, несмотря на то что пробы гавайских пеплов были взяты гораздо ближе к центрам извержений, чем стромболианских. Пробы гавайских пеплов Южного прорыва БТТИ были взяты на расстояниях 0,2—1,7 км от кратера; пробы стромболианских пеплов вулкана Тятя — в 4—5 км, а пробы Северного прорыва БТТИ — от 2,5 до 17 км.

Многочисленные опубликованные химические анализы пирокластического материала стромболианского типа извержений Ключевского вулкана, вулканов Алаид, Тятя, Северного прорыва БТТИ свидетельствуют о базальтовом и андезитовом его составе.

### Вулканский тип извержений

Характерен для андезитовых и дацитовых вулканов и реже для более кислых; он также сочетается со стромболианскими извержениями во время ослабления эксплозивной деятельности и образования эксплозивных пробок. Вулканский тип извержений характеризуется выбросами раскаленного, но не светящегося обломочного материала, в среднем имеющего 600°С, и сопровождается короткими лавовыми потоками, обычно с глыбовой поверхностью. Глыбы гораздо крупнее, чем в базальтовых и андезито-базальтовых потоках стромболианских извержений и тем более лавы гавайских вулканов. Эксплозивный индекс равен 60—80.

Наиболее типичные вулканские извержения свойственны вулканам Карымскому (Камчатка), Эбеко (о. Парамушир); отдельным взрывам Безымянного и Шивелуча (рис. 10). Как было сказано выше, при ослаблении вулканической деятельности базальтовых вулканов также происходят взрывы вулканского типа.

Пирокластика вулканских извержений весьма своеобразна. Бомбы и лапилли имеют поверхность, известную под названием «хлебной корки». Это фрагменты с гладкой поверхностью, сильно потрескивающие. Глубина и ширина трещин, видимо, определя-



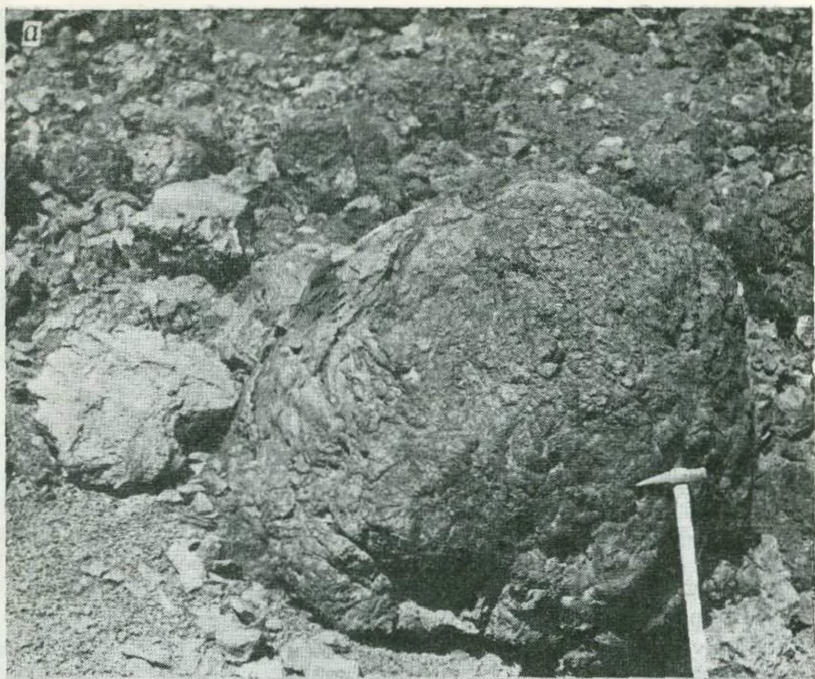
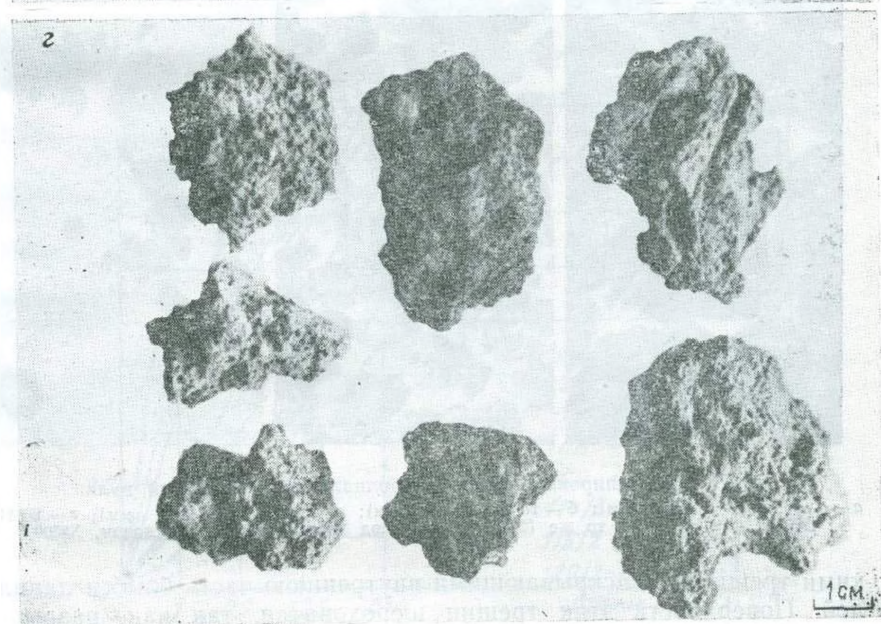
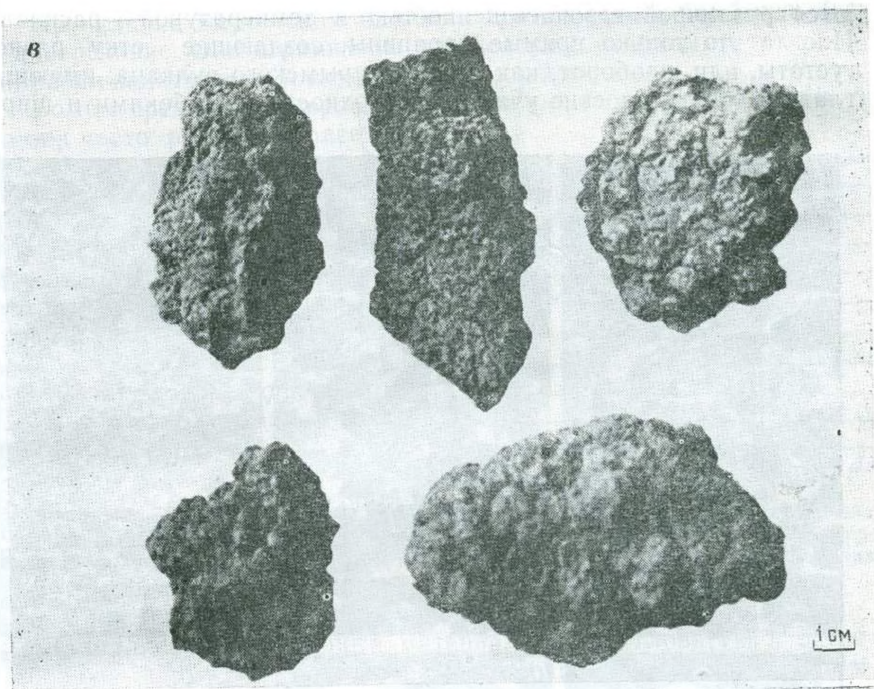


Рис. 6. Крупнообломочная пирокластика стромболианских извержений:  
 а — шаровая бомба и бесформенная пирокластика у II конуса БТТИ; б — то же, у кра-  
 Тия, 1972, 1973 гг. и Северного прорыва БТТИ, 1975 г.; г — лапилли тех же вулканов





тера вулкана Тятя извержения 1973 г.; в — мелкие бомбы извержений вулканов Алайд,

ются различной газонасыщенностью и температурой расплава. Иногда это только прямые царапины, создающие сетку разной густоты, или, наоборот, как бомбы Карымского вулкана, имеющие гладкие, почти плоские участки поверхности с глубокими и широ-

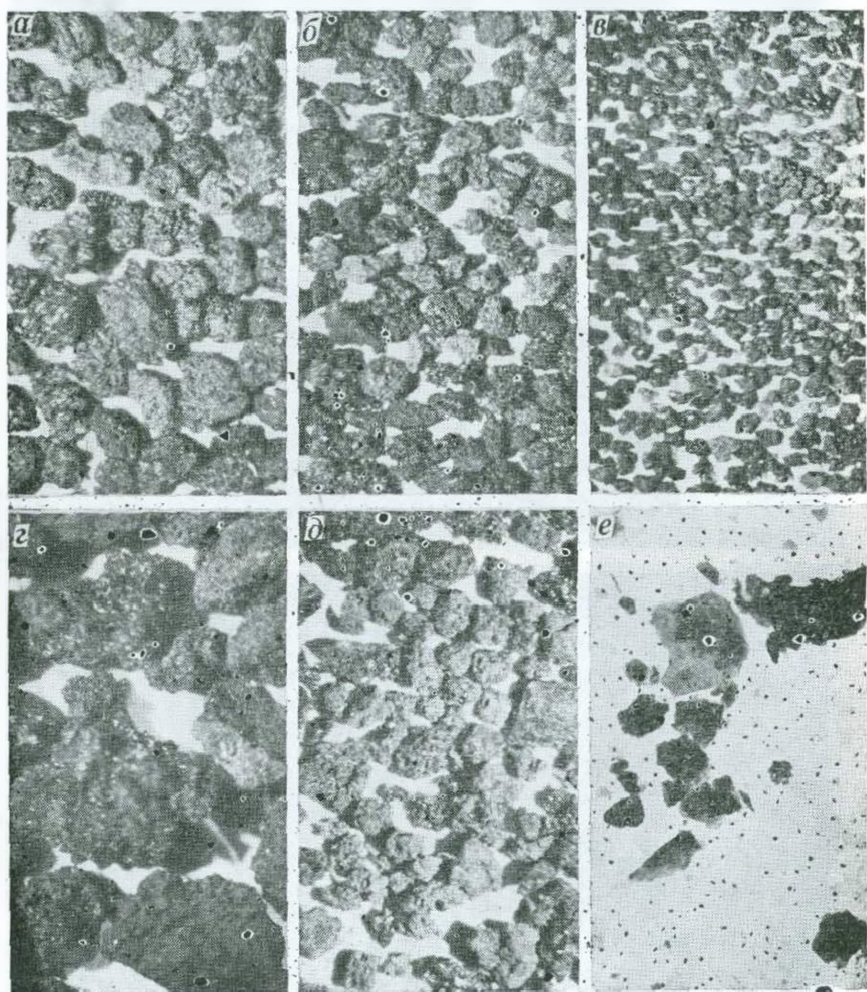


Рис. 7. Пепловая пирокластика стромболианских извержений вулканов: а — Тятя, 1973 г. (2—1 мм); б — то же (1—0,5 мм); в — то же (0,5—0,25 мм); г — БТН, 1975 г. (>2 мм); д — то же (2—1 мм); е — под электронным микроскопом, X8300.

кими трещинами, вскрывающими внутреннюю часть бомб и лапиллей. Поверхность этих трещин шероховатая, так как разрывы происходили по контактам стекла и кристаллов, которыми насыщены такие породы; чем глубже трещины, тем шероховатее их поверхности.



На вулкане Карымском наблюдались фигурные бомбы до 4 м в поперечнике. Они ограничены плоскостями, разбитыми трещинами различной густоты и глубины (рис. 11, а).

Бомбы средних размеров и лапилли имеют такую же огранку, но они часто разбиты более глубокими трещинами, вскрывающими внутреннюю часть бомб, имеющих обычно шероховатую поверхность. Плоскости, ограничивающие бомбы, с гладкой поверхностью, и секут кристаллы, в то время как трещины ниже корки заковки обладают неровной поверхностью, так как они проходят по контактам кристаллов и стекла (см. рис. 11, б).

Нефигурная пирокластика вулканических извержений обычно представлена угловатыми обломками лавы, иногда слабопористыми (рис. 11, в). Шлаки, как правило, отсутствуют.

Лапиллиевый нефигурный материал имеет угловатую и остроугольную форму. Он широко развит среди пирокластики Карым-

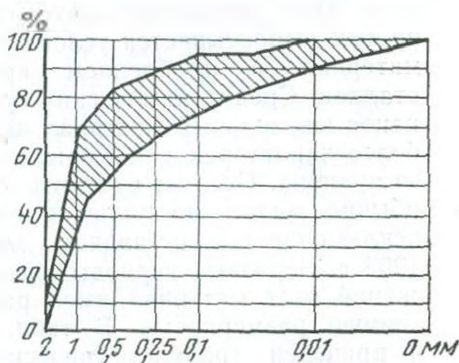


Рис. 8. График гранулометрических анализов пеплов вулкана Тятя извержения 1973 г., взятые на расстоянии от 0,2 до 5 км от кратера

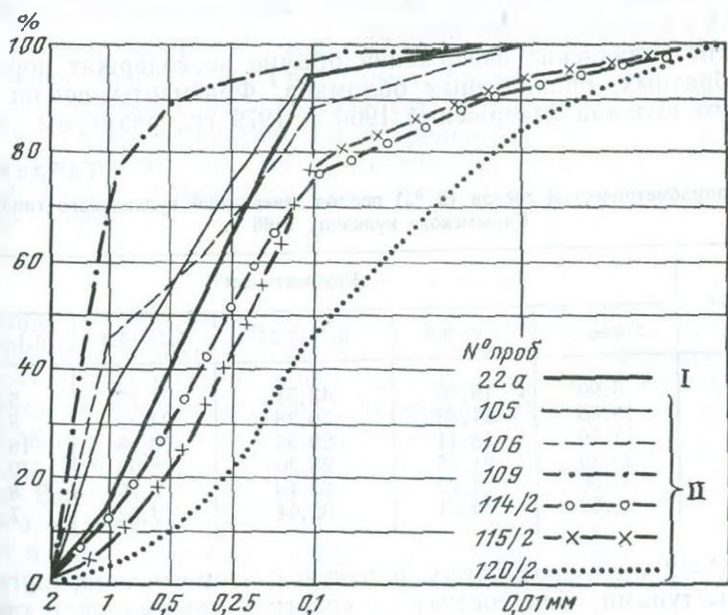


Рис. 9. График гранулометрических анализов пеплов вулкана Аланд извержения 1972 г.

I — тефронд (проба 22а); II — пеплы из разных слоев

ского вулкана и в окрестностях вулкана Безымянного извержения 1956 г.

Пепловый ювенильный материал вулканических извержений резко отличается от стромболианских. При дроблении кратерных пробок выбрасывается угловатый материал с дроблением кристаллов. Среди камчатских вулканов ювенильный материал наиболее характерен для Карымского вулкана. Следует отметить необычно малое поступление его, исключение составляет май 1963 г. В разные периоды извержений этот материал имел различную размерность. В табл. 4 приведен гранулометрический

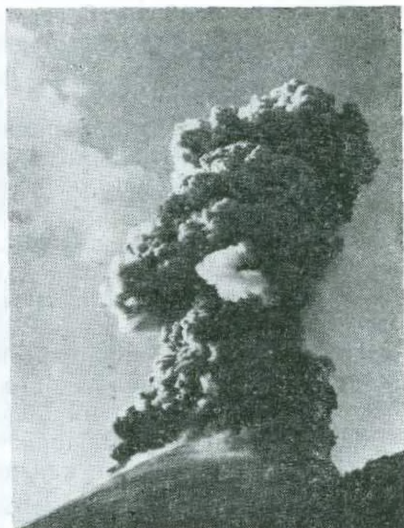


Рис. 10. Вулканический тип извержений вулкана Карымского в августе 1966 г.

состав пеплов Карымского вулкана, анализы взяты в разные годы в 1,5 км к югу от его кратера.

Пеплы вулканических извержений обычно не содержат пористых каплеобразных, оплавленных обломков. Фрагменты пеплов Карымского вулкана извержений 1966 и 1979 гг., размером более

Таблица 4

Гранулометрический состав (в %) пеплов извержений вулканического типа Карымского вулкана, 1966 г.

№ пробы	Крупность, мм				
	2,0—1,0	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,01
1а/66	6,99	19,06	43,51	24,75	5,69
14/66	15,86	21,52	30,28	23,38	8,96
15/66	12,59	18,41	29,95	20,95	18,10
16/66	20,89	21,35	28,20	18,95	10,61
17/66	36,00	24,72	23,48	7,79	8,06
29/66	21,62	19,54	32,64	19,02	7,18

2 мм и 1—2 мм имеют форму, близкую к изометричной, с угловатыми выступами. Они состоят из сростков кристаллов и стекла. Расколы происходили по их контактам, что и обусловило неровности. По мере уменьшения крупности материала обломки стекла приобретают более округлые формы, а кристаллы, наоборот, —

угловатую и затем в более мелких обломках слабоостроугольную. Однако в общей массе резкоугловатые формы не наблюдаются.

В целом по мере уменьшения крупности пепла пористость уменьшается; обломки менее 0,5 мм представлены преимущественно минералами и плотным стеклом. Пеплы вулкана Безымянного извержения 1956 г., несмотря на более основной состав, аналогичны по морфологии кристаллов пеплам Карымского вулкана извержения 1979 г. (рис. 12). Минеральный состав пеплов по мере увеличения размерности частиц изменяется. В крупных фракциях количество кристаллов составляет 10—15%, а в мелких — 40—50%, что, вероятно, объясняется отделением стекла и выносом его на отдаленные участки. В пеплах около 10% резургентных и ретрокластических обломков; видимо, после слабых взрывов пеплы опять попадали в кратер и, подвергаясь неоднократным разогревам, приобрели красный цвет. Оригинальным вулканическим извержением завершилась деятельность конуса 1 Северного прорыва БТТИ после длительных стромболианских взрывов — 8—9/VIII 1975 г. В 1,2 км от кратера пелитовый и алевролитовый материал составил 58%. Извержение началось выбросом светло-серого пепла, по характеру обломков типичного для вулканических извержений. Это были угловатые обломки — резургентные, ювенильные и обломки пород фундамента вулкана. Завершилось извержение ювенильным черным тончайшим пеплом. В специальных препаратах нами были обнаружены каплеобразные, крючкато-округлые, нитевидные частички светло-зеленого стекла размерами менее 0,001 мм, свойственные скорее гавайскому типу извержения (рис. 12, з). Гранулометрические анализы представлены на графике (рис. 13). Следует подчеркнуть, что пирокластика не только основного, но и среднего состава не содержит рогульчатых обломков стекла (черепков), свойственных кислым пеплам. Пеплы вулканических извержений имеют состав от основного до среднего.

#### Плинианский тип извержений

Назван по катастрофическому извержению Везувия 79 г. н. э., описанному Плинием Младшим. Грандиозные извержения характеризуются сильногазонасыщенной магмой разного состава — от базальтового до липаритового. Эксплозивный индекс 90 и более. Вследствие высокого содержания летучих магмы обломочный материал приобретает пористость и подвергается сильному дроблению. Вместе с ювенильным материалом выносятся до 25% чуждого материала. Взрывы обычно вертикальные, что обуславливает в зависимости от направления и силы ветра форму залегающих пирокластиков и оловую дифференциацию по размерам и плотности обломков.

Извержение Везувия 79 г. н. э. хорошо известно. Переданная А. А. Меняйловым тефра этого извержения взята с южного склона вулкана и была просмотрена нами. Поскольку материал был взят в непосредственной близости от центра извержения, более



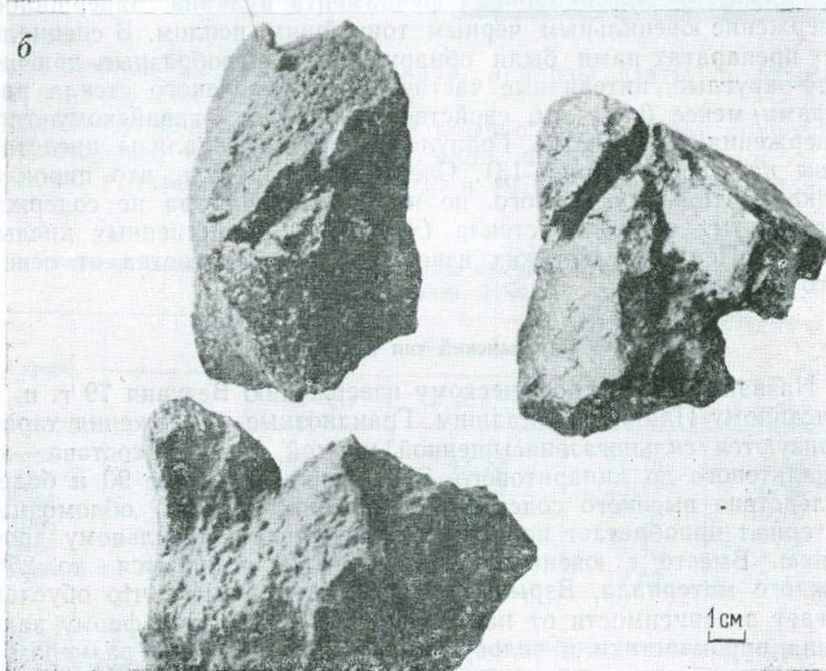


Рис. 11. Крупнообломочная пирокластика вулканического типа извержений:  
 а — бомба вулкана Карымского извержения 1966 г. (длина молотка около 1 м); б —  
 кана; в — лапиллиевая пирокластика вулкана Безымянного извержения 1956 г. в 4 км



мелкие бомбы вулкана Карымского; в — среднеломочная пирокластика того же вулкана юго-восток от кратера



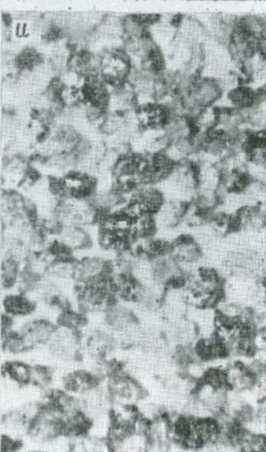
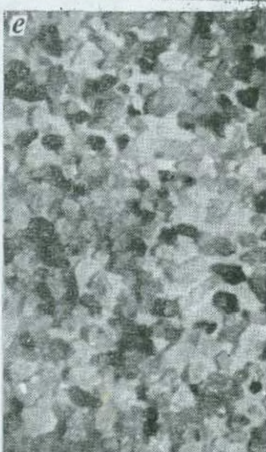
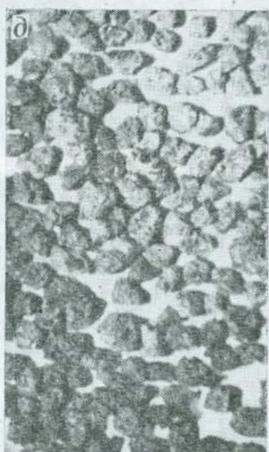
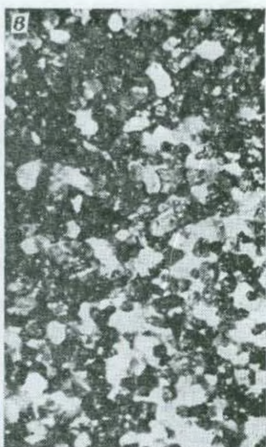
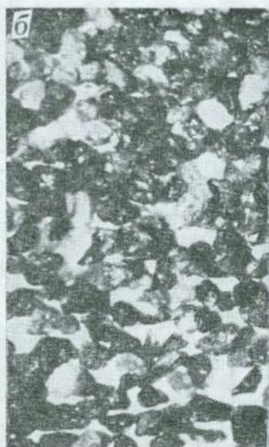




Рис. 12. Мелкообломочная пирокластика (размеры в мм) вулканических извержений: а — вулкана Карымского, 1966 г. (2—1); б — то же (1—0,5); в — то же (0,5—0,25); г — вулкана Карымского, 1979 г. (>0,5); д — то же (0,5—0,25); е — то же (<0,25); ж — вулкана Безымянного (2—1); з — то же (1—0,5); и — то же (0,5—0,25)

мелкая и легкая фракция отсутствуют. Обломки размером в поперечнике 1—2 см и менее имеют преимущественно угловатую форму с примесью округлых обломков до 25%. Цвет обломков серый, реже темно-серый и черный. Обломки серого цвета, тонкопористые. Размеры пор обычно менее 1 мм. Темно-серые обломки плотные, более угловатые и даже остроугольные. Обломки черного цвета, вероятно, чуждые, тонкопористые, округлые (рис. 14, а).

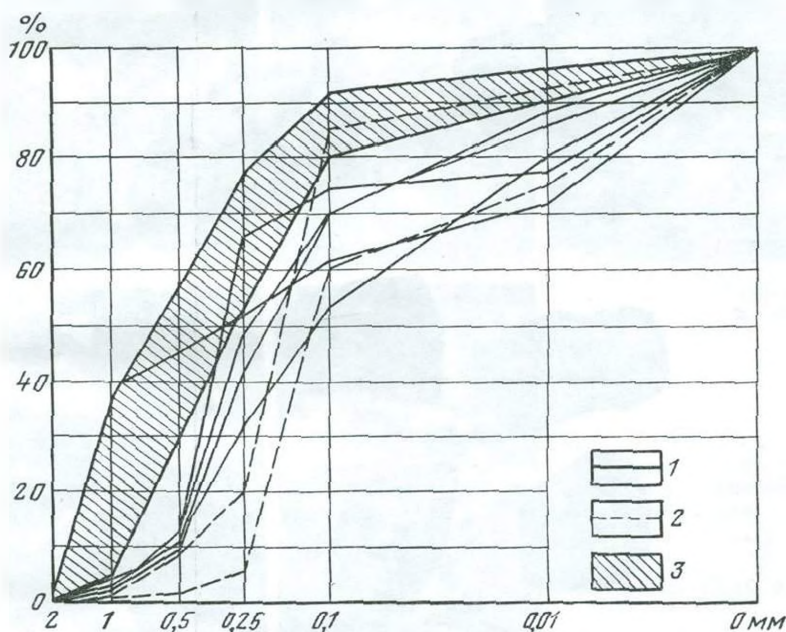


Рис. 13. График гранулометрических анализов пеллов вулканических извержений: 1 — серые пеллы I конуса БТТИ, 1975 г.; 2 — пеллы Безымянного, 1979 г.; 3 — пеллы Карымского, 1966 г.

Ниже приводится механический анализ наполнителя (менее 2 мм).

Размер фракций, мм	Содержание, %
2—1	29,40
1—0,5	29,51
0,5—0,25	16,60
0,25—0,1	15,71
0,1—0,01	4,94
0,01	3,84

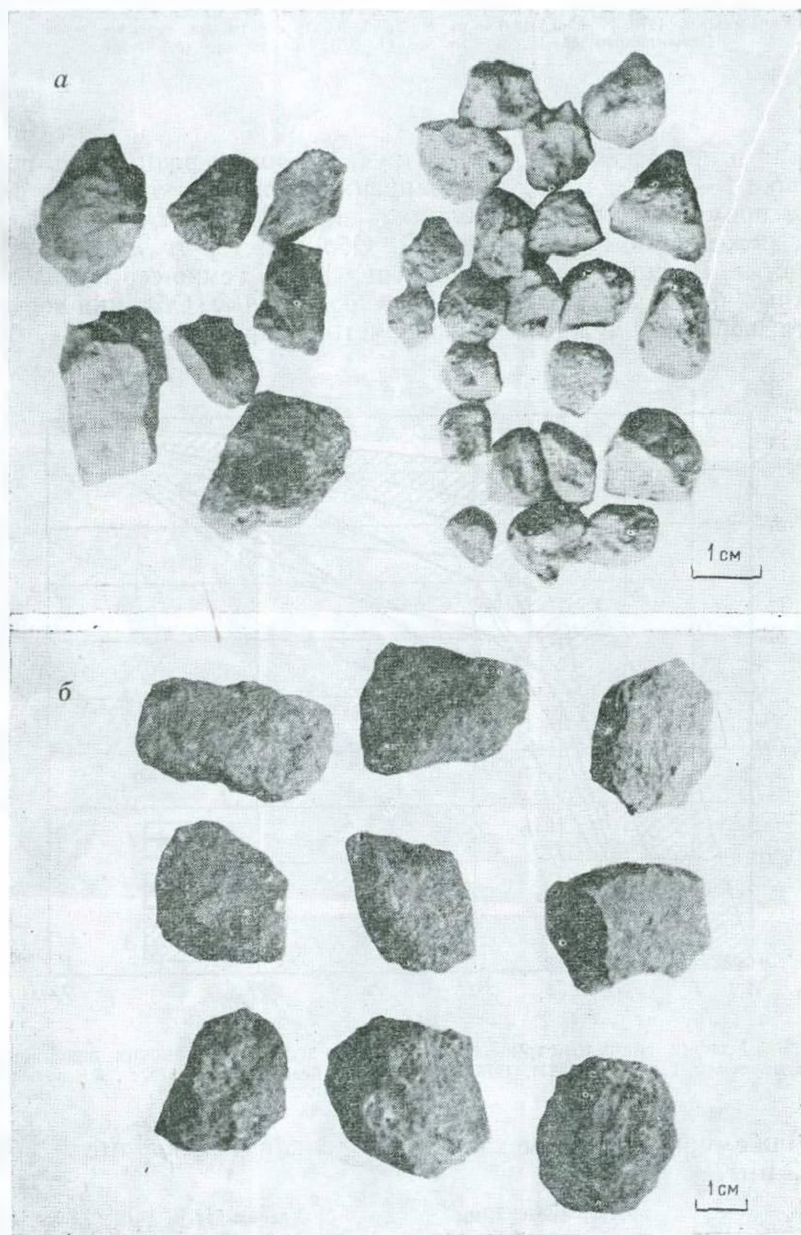


Рис. 14. Пирокластика плинианских извержений:  
*а* — пирокластика вулкана Везувия извержения 79 г. (кол. А. А. Меняйлова); *б* — пирокла-  
 стика вулкана Ксудач (Камчатка) извержения 1907 г. (кол. Ю. М. Дубика)



Под бинокулярной лупой наполнитель пирокластики Везувия извержения 79 г. состоит преимущественно из обломков тонкопористого стекла (микропемзы) светло-серого цвета. Форма обломков (2—1 мм) округлая, по мере уменьшения обломков они приобретают остроугольную форму с рваной поверхностью. Поры шаровой формы, диаметром в десятые и сотые доли миллиметра.

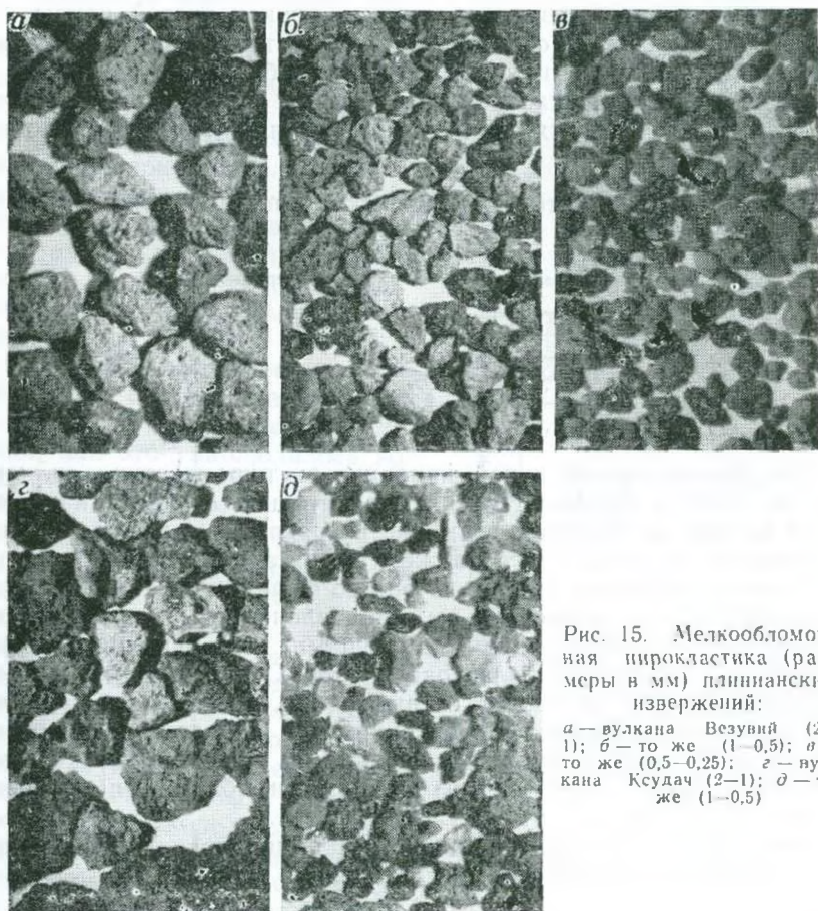


Рис. 15. Мелкообломочная пирокластика (размеры в мм) плинианских извержений:

а — вулкана Везувий (2—1); б — то же (1—0,5); в — то же (0,5—0,25); г — вулкана Ксудач (2—1); д — то же (1—0,5)

Обломки минералов иногда сохраняют первичные кристаллографические формы и представлены лейцитом, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, пироксеном, щелочной роговой обманкой, оливином, биотитом и магнетитом. В небольшом количестве присутствуют, вероятно, чуждые обломки пород темно-серого цвета, слабопористой текстуры (рис. 15, а, б, в, г).

Обломочный материал плинианского извержения 1907 г. вулкана Ксудач (Камчатка) взят в 3 км от центра извержения Ю. М. Дубиком. Пепел сложен мелкопесфитовыми частичками от



4 см в поперечнике и менее и состоит примерно наполовину из ювенильного дацитового материала и резургентного разного состава. Ювенильный материал представлен угловатыми обломками плотного и редко слабопористого дацита, ограниченных слабоволнистыми поверхностями с высотой неровностей 1—2 мм. Они имеют пять-семь ограничивающих поверхностей (сколов). Обломки размером около 2 см имеют более округлую форму. Резургентный материал представлен обломками тонкопористой пемзы округлой формы серого, светло-серого и желтого цвета, базальтового тонкопористого шлака, округлых обломков андезита и редких обломков обожженного аргиллита. Интересно отметить, что формы ювенильных обломков Везувия и Ксудача сходны (см. рис. 14, б).

Крупность наполнителя (менее 2 мм) пирокластики вулкана Ксудач следующая:

Размер фракции, мм	Содержание, %
2—1	23,02
1—0,5	33,50
0,5—0,25	18,49
0,2—0,1	9,57
0,1—0,01	3,88
<0,01	11,54

Под бинокулярной лупой наполнитель пирокластики вулкана Ксудач, 1907 г. морфологически поразительно сходен с наполнителем материала Везувия, несмотря на различие в минеральном и химическом составе. Здесь также преобладают тонкопористые светло-серые обломки стекла, но они во фракции 2—1 мм не обладают округлостью, остроугольны, придавлены рваными обломками микропемзы с пикообразными выступами; во фракциях менее 0,1 мм они становятся более округлыми. Обломки минералов во фракциях 0,5—0,1 мм имеют острые ребра, а местами и правильные кристаллографические очертания. Они представлены плагиоклазом, пироксеном и рудным минералом, а чуждые обломки (около 10 %) — метаморфическими сланцами и обломками эффузивных пород (см. рис. 15, д).

Химические анализы пирокластики плинианских извержений вулканов Везувий и Ксудач представлены в табл. 5.

#### Катмайский тип извержений

Характеризуется этот тип извержением раскаленных пирокластических потоков, имеющих температуры от 600 до 800 °С. Состав лав изменчив, от базальтового до липаритового.

Механизм образования пирокластических потоков освещался в литературе неоднократно. Надо полагать, что главная особенность этого типа извержения заключается в расположении эпицентра взрыва на значительной глубине. Газы не в состоянии раздробить и выбросить мощную колонну материала в атмосферу и подни-

мают его только к кромке кра-тера, где он, будучи сильногазо-насыщен, изливается, подобно жидкому потоку. Иногда эти взрывы следуют непрерывно и при однородности обломочного материала не возникает слоисто-сти: создается впечатление из-ливания одного мощного потока, как это наблюдалось В. Н. Андре-евым во время извержения вул-кана Безымянного 14 февраля 1979 г. Наряду с этим можно на-блюдать и слоистые толщи пирокла-стических потоков, отделен-ные прослоями пепловых туфов с различной крупностью обло-мочного материала, возникаю-щих в связи с неравномерностью силы взрывов.

Катмайские извержения в од-них случаях сопровождаются раз-рушением вулканической пост-ройки, как это наблюдалось во время извержения Безымянного в 1956 г. и Шивелуча в 1964 г., в других случаях — без разруше-ния, подобно извержениям Авачи в 1926, 1938 гг. и Крымского в 1963 г.

Благодаря различному соста-ву вулканических продуктов и состоянию магматического очага формируются различного типа отложения пирокластических по-токов. Они могут быть консоли-дированными вскоре после извер-жения, как игнимбритовые и иг-ниспумитовые, или оставаться рыхлыми. Ниже приводится клас-сификация разных типов пирокла-стических потоков и дается их краткая характеристика.

Пирокластические потоки де-лятся на: 1) игнимбритовые; 2) пепловые; 3) пемзовые; 4) агломератовые.

Игнимбритовые пирокла-стические потоки, подобно лаво-вым потокам и литифицирован-

Таблица 5

Химический состав пирокластики извержений плинианского типа

Материал	Номер пробы	Оксиды													Сумма
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O+	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	
Пирокластика Везувия, 1979 г. . . . .	М-79	52,04	0,68	17,21	4,20	2,77	0,17	5,65	8,73	3,98	2,48	0,51	1,56	0,34	100,32
Пирокластика Ксудача, 1907 г. (Камчатка)	Д-79	55,50	1,02	15,83	2,59	6,30	0,25	4,50	8,44	3,34	1,53	0,26	0,33	0,16	100,05
Туф Помпеи . . . . .		57,60	0,42	17,87	1,01	2,56	0,16	1,44	4,27	2,78	9,67	0,48	1,60	0,12	99,96
Фонолит Соммы . . . . .		50,88	0,78	21,60	2,08	4,11	0,16	3,10	7,91	3,08	5,57	0,13	0,27	0,44	100,11

Примечание. М-79 — коллекция А. А. Меньшова; Д-79 — коллекция Ю. М. Дубика, анализ Н. Р. Гусакова. Туф Помпей и фонолит Сом-мы по Г. Имбо (1965 г.).

ным туфам, разрушаясь, формируют несинхронные вулканотерригенные образования. Они образуются, как правило, при извержениях кислой магмы. Среди них выделяются потоки: 1) переплавленные, с образованием фьямме или без них; 2) с переплавлением материала (игниспумиты).

Пепловые пирокластические потоки обычно дацитового или липаритового состава. Они, как правило, ассоциируются с игнибризовыми и пемзовыми потоками, приурочиваясь к периферии кальдер. Среди них выделяются: 1) неспекшиеся (наземные и подводные) потоки; 2) спекшиеся потоки. Неспекшиеся потоки в процессе своего формирования выполняют речные долины или, насыщаясь водой от дождей и талого снега или льда, образуют грязевые потоки. Они, захватывая в разных количествах терригенный или органический материал (например, при прохождении по лесу), одновременно формируют вулканокласто-осадочные породы.

Обломочный материал пепловых пирокластических потоков сложен рогульчатым вулканическим стеклом, преимущественно липаритового или дацитового состава, представляющим собой раздробленную пемзу; мельчайшими угловатыми и изометричными обломками стекла; мелкими обломками пемзы; не вспученной родственной лавой; минералами, обычно с первичными кристаллографическими формами. Примесь обломков пород фундамента колеблется в пределах 5—10 %, редко больше.

На юге о. Кунашир (Курильские острова) пепловые пирокластические потоки, спустившиеся в море, образуют монолитные толщи (рис. 16, а). При перемыве и смешении с терригенным материалом они образуют разнообразные туффы. Размываясь в наземных условиях, материал потоков сползся в мелководный шельф, где формировались слоистые вулканотерригенные образования (рис. 16, б).

Пемзовые пирокластические потоки формируют наиболее крупные месторождения пемзы. Они часто состоят из серии нагромождающихся почти горизонтальных потоков, как это можно видеть в карьере на о. Липари (Италия) (рис. 17, а). Среди них выделяются потоки: 1) наземные и 2) подводные потоки.

На Камчатке в Кроноцком заливе на берегу океана обнажен горизонт тяжелых дацитовых пемз мощностью 10—15 м. Основная масса пемзы мелкообломочная. Обломки более 5 см в поперечнике составляют 10—20 %. Форма обломков округлая вследствие скалывания углов, но поверхность шероховатая (рис. 17, б). Слабосцементированные отложения пемзовых потоков разрушаются береговой абразией. При этом более тонкий материал уносится в море, а крупный, округлой формы, быстро приобретает полированную поверхность, превращаясь в тефронды.

К югу от г. Южно-Курильска (о. Кунашир) пемзовые наземные дацитовые потоки мощностью более 8 м состоят из обломков пемзы (около 70—80 %) и наполнителя, сложенного ювенильным мелкообломочным материалом (менее 2 мм), представленным стеклом, пемзой, дацитом, кристаллами плагиоклаза, пироксена,



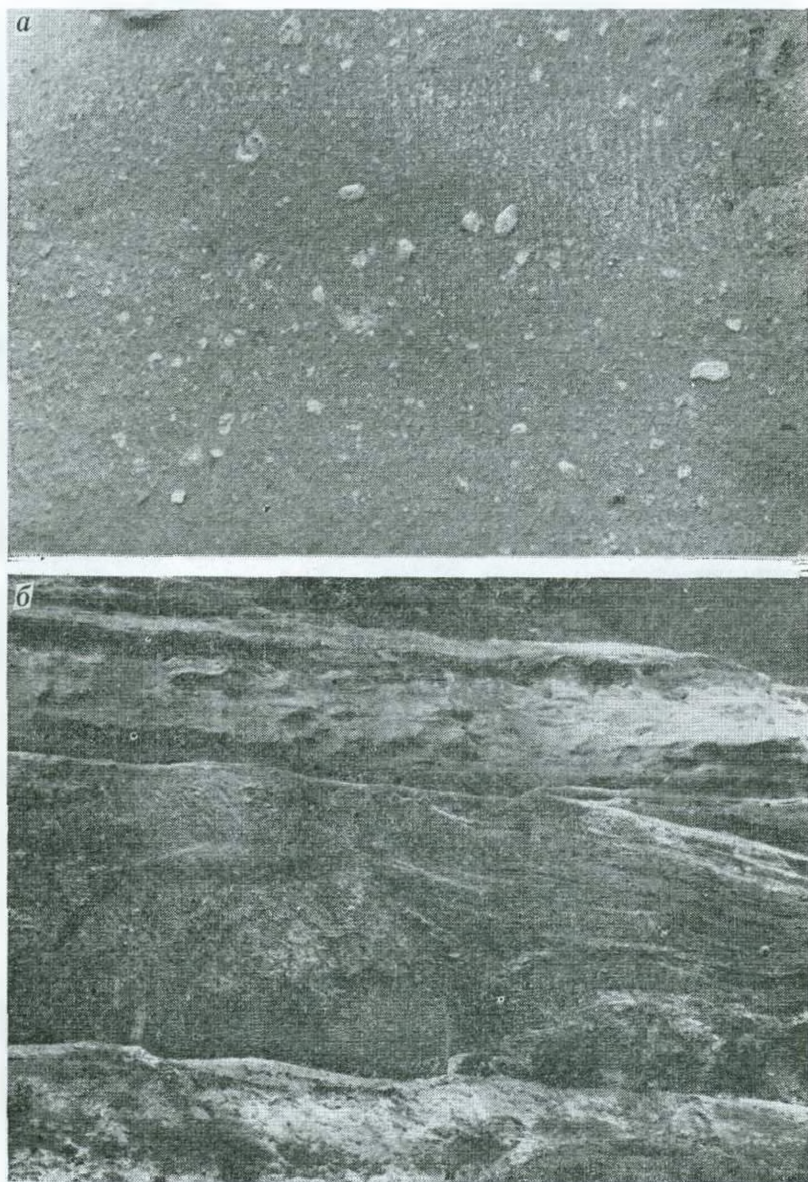


Рис. 16. Отложения пепловых пирокластических потоков на юге о. Кунашир (Курильские острова):

*а* — подводный пепловый пирокластический поток с обломками пемзы до 3 см в поперечнике; *б* — пережитый пепловый пирокластический поток.

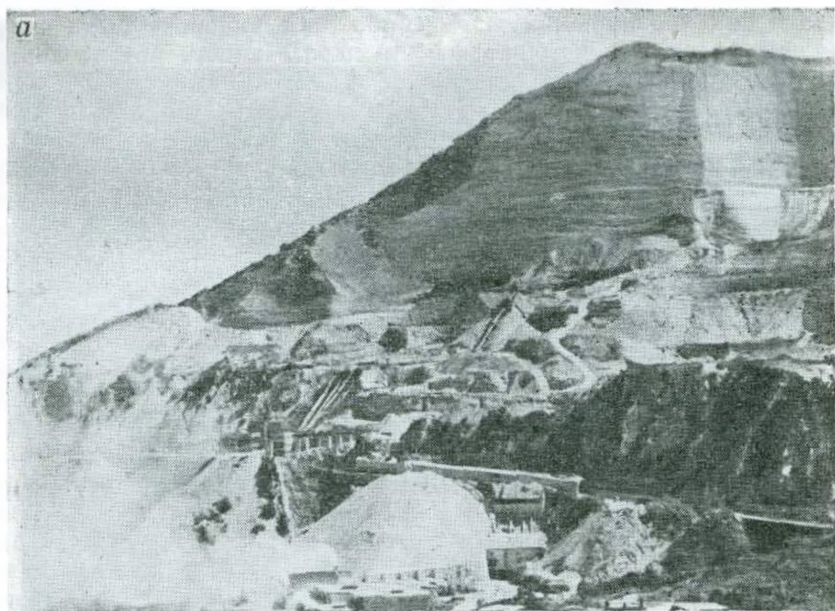


Рис. 17. Пемзовые пирокластические потоки:

а — карьер пемзовых разработок на о. Липари (Италия), вскрывающий серию почти цитовых пемзы в Кроноцком заливе (Камчатка), высота обнажения около 15 м; б — (обнажением вскрыто около 10 пирокластических потоков); г — то же, в более крупном





горизонтальных пемзовых пирокластических потоков (фото В. М. Сугробова); б — да-  
подводные пемзовые пирокластические потоки в р-не пос. Сериеводск на о. Кунашир  
плане, мощность потоков 1,5-2 м



роговой обманки. Чуждый материал в виде обломков размерами 2—5 см сложен основными породами.

Размер обломков пемзы колеблется от 1 до 15 см и редко больше. Преобладают обломки 5—10 см. Обломки размерами менее 5 см имеют угловатую форму, а более крупные — округлую, которую они приобрели, вероятно, во время движения пемзового потока.

Здесь же к северу от пос. Серноводск в многочисленных береговых обнажениях высотой около 20 м видны подводные липарито-дацитовые пемзовые потоки, иногда перемытые. Максимальный размер глыб 0,2—0,3 м. Здесь также наиболее крупный материал имеет округлую форму (см. рис. 17, в, г). Наполнитель этого по-

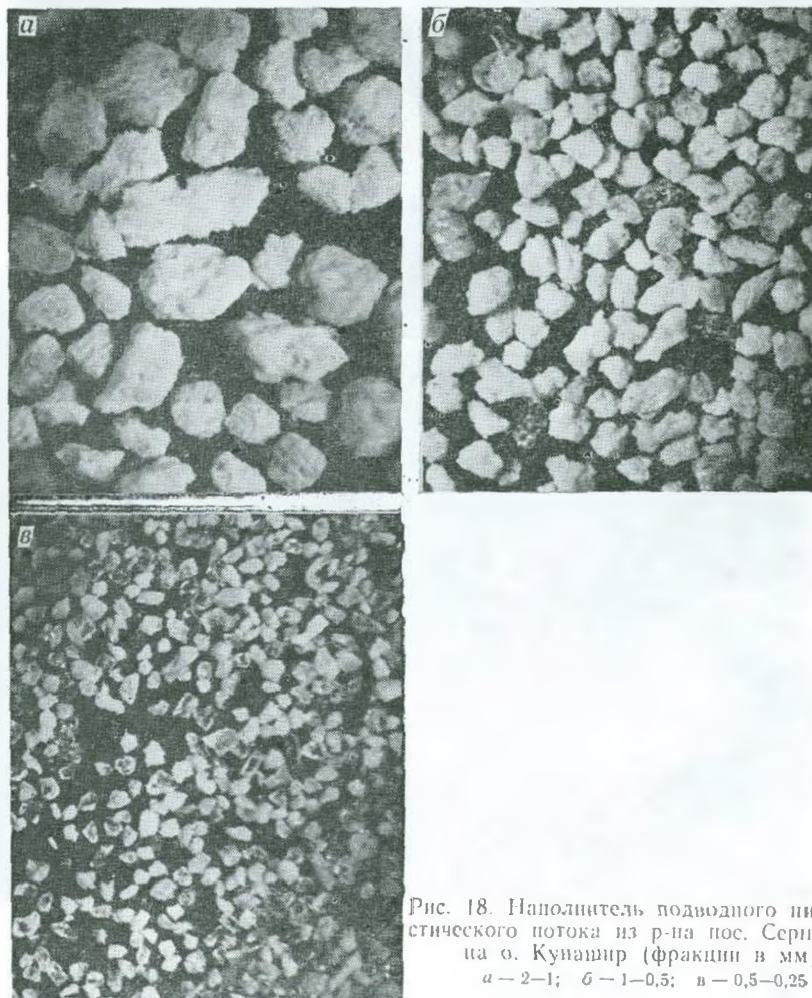


Рис. 18. Наполнитель подводного пирокластического потока из р-из пос. Серноводск на о. Кунашир (фракции в мм):  
а — 2—1; б — 1—0,5; в — 0,5—0,25

тока в фракции 2—1 мм представлен обломками мелкопористой пемзы с рваными краями и небольшим количеством кристаллов кварца, полевого шпата, роговой обманки, магнетита, с сохранившимися первичными кристаллографическими формами. В более мелких фракциях количество кристаллов достигает 10 %, а обломки пемзы здесь более округлые. В фракции 0,5—0,25 мм количество кристаллов достигает 40—50 %, форма обломков — преимущественно угловатая (рис. 18, а б, в).

Агломеритовые пирокластические потоки подразделяются на четыре разновидности: 1) с твердым «самовзрывающимся» материалом, обычно андезитового или дацитового состава, при повышенной пористости которых образуются пемзы (в процессе движения потока происходят сколы углов и глыбы приобретают округлую форму); эти потоки получили название безымянно-шивелучского типа; 2) с пластическим грубообломочным материалом, деформирующимся в округлые шары — «бомбоиды», обычно базальтового или андезито-базальтового, редко андезито-дацитового состава, названные авачинским типом потоков; 3) с твердым плотным материалом, раскалывающимся по гладким плоскостям, не дающим «бомбоидов» или обколотых шаров, названных типом потоков соммы Авачи; 4) смешанные, — содержащие как «бомбоиды» андезитового или андезито-базальтового состава, так и глыбы угловатой формы, получившие название кунаширский тип потоков. Формы слагающего их пирокластического материала весьма разнообразны, и эти особенности могут иметь диагностические признаки как для фиксации вулканического материала, так и для определения типов потоков по глыбам, находящимся в осадочных формациях. Описываемые агломератовые потоки изучались нами на активных вулканах Камчатки и Курильских островов.

Безымянно-шивелучский тип пирокластических потоков выявлен на андезитовых вулканах Безымянный и Шивелуч. Во время извержения в крупных глыбах слабопористого андезита под напором внутренних газов и вследствие трения при движении отделялись острые углы, а иногда и полусферы. В результате глыбы приобретали шаровую или близкую к ней форму. Температура таких потоков около 600 °С. Сколы или, вернее, отрывы лавы происходят по контактам стекла и кристаллов, вследствие чего глыбы приобретают шероховатую поверхность. Материал агломератовых пирокластических потоков вулкана Шивелуч имеет более округлую форму, часто приближающуюся к шаровой (рис. 19, а), в то время как у глыб пирокластических потоков вулкана Безымянного, часто наблюдается полуугловатая форма (рис. 19, б). Раскаленные пирокластические потоки, проходя по кустарнику или по лесу, захватывают и обугливают древесину. Иногда примешивается столько древесины, что породу следует относить к туффитам. Так, например, у пос. Анавгай (Камчатка) в породах анавгайской серии неогенового возраста скважина пересекала отложения пирокластических потоков безымянно-шивелучского типа, переполненные обугленной древесиной (рис. 19, в).



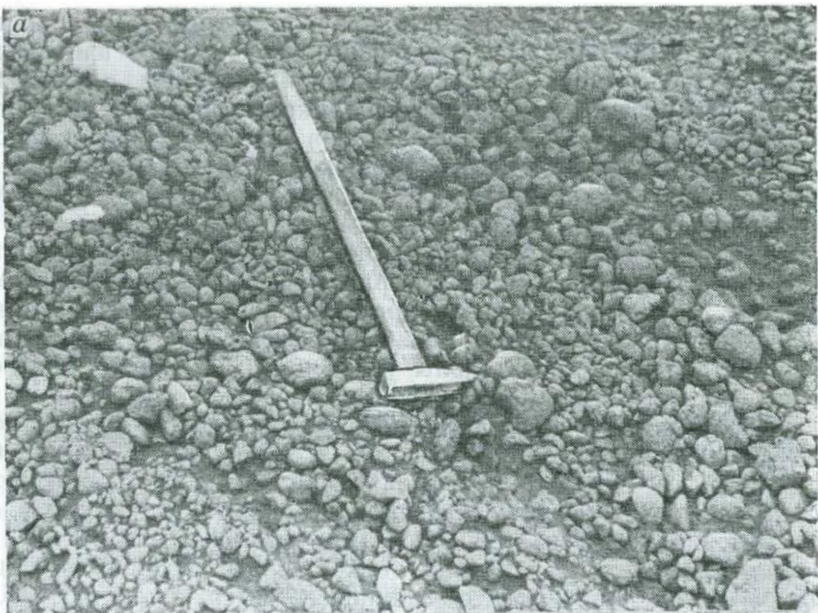
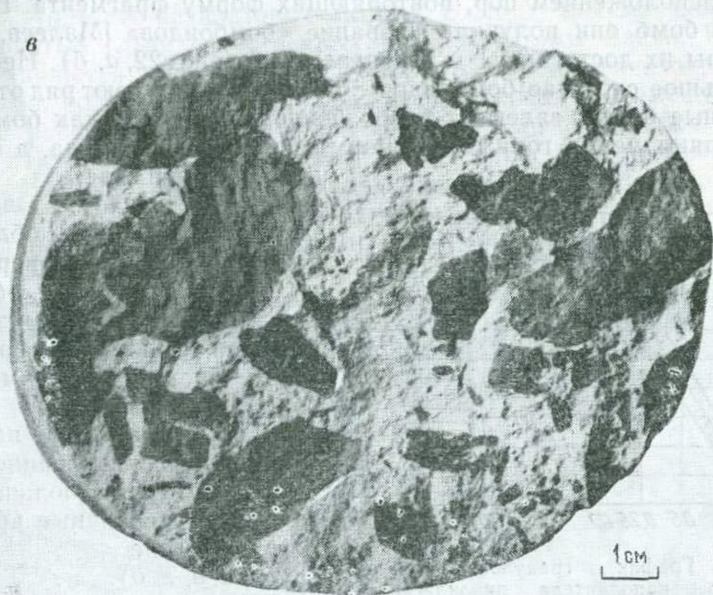


Рис. 19. Отложения агломератовых пирокластических потоков безымянно-шивелучского типа:

*а* — поверхность пирокластического потока вулкана Шивелуч, 1964 г. (фото Ю. М. Дубика); *б* — разрез пирокластического потока вулкана Безымянного, 1956 г. (в центральной части снимка — вторичная фумарола с вынесенным на поверхность тонкообломочным материалом); *в* — отложения пирокластического потока анавайской серии пос. Ацавгай (Камчатка) неогенового возраста (кол. С. И. Набоко)



Гранулометрический состав наполнителя пирокластических потоков разного времени дан на рис. 20.

При повышенной пористости глыб дацитовых потоков образуются толщи пемзы; обломки пемзы также имеют округлую форму. Глыбовый материал андезитовых и дацитовых пирокластических потоков легко отличается от глыб лавовых потоков равномерным расположением пор, отсутствием флюиальности и корок закаливания.

В процессе обработки крупных глыб образуется мелкообломочный материал. Он состоит из сростков стекла и кристаллов, обломков стекла угловатой и остроугольной формы и кристаллов плагиоклаза, пироксена, роговой обманки, сохранивших свои первичные формы (рис. 21). При движении пирокластических потоков происходит скалывание граней кристаллов.

Авачинский тип потоков можно сравнить с раскаленными лавинами, так как длина их не более 3 км. Они изучались нами на вулканах Авачинском (извержения 1926, 1938 гг.), Карымском (1962 г.), Ильинском на юге Камчатки на молодом Сидинском вулкане, находящемся в Хабаровском крае. На Авачинском и Ильинском вулканах пирокластические потоки имеют основной состав, на Карымском — андезито-дацитовый. В процессе извержения такого типа потоков вулканическая постройка не разрушается. Поток состоит из фрагментов пластичной лавы, которые в процессе движения потока окатываются и приобретают шаровую форму, по внешнему виду напоминая бомбы с коркой закалки. Поверхность корки бугристая комковатая, морщинистая, окисленная, с зональ-



ным расположением пор, повторяющих форму фрагмента. В отличие от бомб они получили название «бомбоидов» [Малеев, 1975]. Размеры их достигают 1 м в поперечнике (рис. 22, а, б). Несмотря на большое сходство бомбоидов с бомбами, они имеют ряд отличий. Фигурные бомбы залегают разрозненно, в то время как бомбоиды составляют целые горизонты. Форма бомб разнообразна, а бомбоиды в общей массе имеют преимущественно шаровые формы. Бомбоиды обладают бугристостью и в поверхность их часто вплавлены обломки лавы. Промежутки между бомбоидами выполнены наполнителем, представляющим собой обломки лавы, стекла и кристаллов плагиоклаза, пироксена и аксессуарных минералов. Минералы в большинстве сохраняют первичные кристаллографические формы (рис. 22, в, г, д).

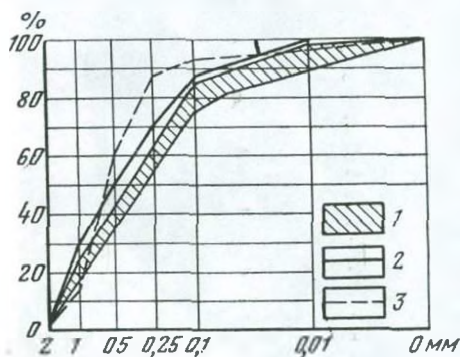


Рис. 20. График гранулометрических анализов наполнителя пирокластических потоков вулкана Безымянного извержения:

1 — 1956 г.; 2 — 1964 г.; 3 — 1979 г.

ма. Эти потоки детально изучены нами у подножия Авачи, где они образованы во время формирования ее соммы.

Наиболее крупные глыбы имеют поперечник до 2 м и более, однако преобладают глыбы размером 0,2—0,8 м. Глыбы ограничены почти плоскими, гладкими сколами, придающими им изометричную форму; иногда они расколоты на части. Наиболее мелкий материал имеет угловатую форму. Скалывание или раскалывание глыб происходило во время движения пирокластического потока (рис. 23, а). Кроме того, наблюдаются глыбы размерами 1 м и более, дробленные на угловатые обломки 5—15 см в поперечнике после прекращения движения потока. Об этом свидетельствует периферия глыб спекание или красная оторочка обжига вмещающего ее мелкообломочного пирокластического материала. Первичная форма глыбы до прекращения движения полностью сохраняется. При прекращении движения глыбы, выделяя тепло, подвергают обжигу или даже спеканию вмещающий их мелкообломочный материал, а затем вся глыба растрескивается на мелкие угловатые обломки. Основная масса пирокластического потока представлена угловатым мелкообломочным материалом (рис. 23, б). Наполнитель (менее 2 мм) состоит из угловатых частичек андезита, кристаллов плагиоклаза и пироксена и небольшого количества минералов с первичной кристаллографической огранкой, а также угловатых обломков стекла (рис. 23, в, г, д).

Кунаширский тип пирокластических потоков также широко

распространен. Нами он изучен на о. Кунашир у пос. Горячий Пляж. Андезито-базальтовые потоки состоят там из бомбондов и угловатых глыб, свойственных потокам соммы Авачи. Бомбонды отличаются менее развитой бугристостью и менее округлыми формами, но они также обладают коркой закалки и имеют сферическое расположение пор. Размеры глыб до 1 м, редко больше (рис. 24). Наряду с бомбондами присутствует глыбовый материал близкой к округлой форме, образовавшийся в результате скалывания углов (в отличие от шивелучских, имеющих форму правильных шаров). Часто округлые глыбы разбиты пополам или на три

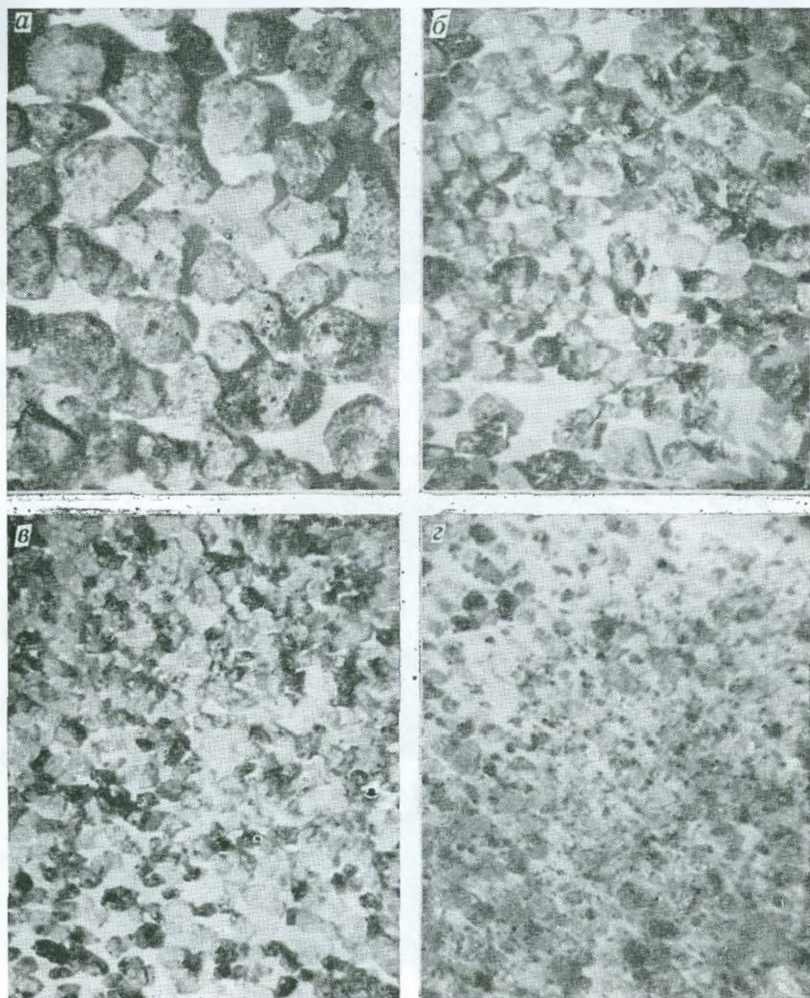


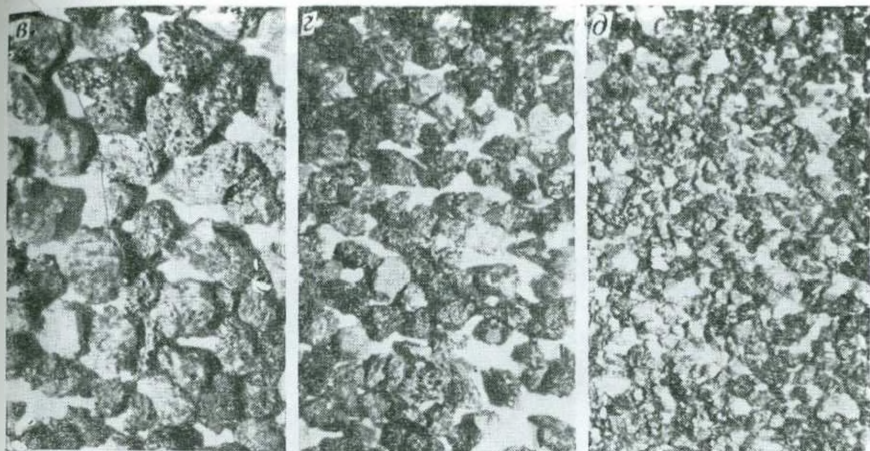
Рис. 21. Материал наполнителя пирокластического потока вулканов Шивелуч извержения 14/II 1979 г. и Безымянного (фракции в мм):  
 а — 2—1; б — 1—0,5; в — 0,5—0,25; г — 0,25—0,1





Рис. 22. Отложения агломератовых пирокластических потоков авачинского типа:

а — на вулкане Авачинском; б — на вулкане Карымском. Наполнитель пирокластического потока Карымского извержения 1962 г. (фракции в мм): а — 2—1; б — 1—0,5; в — 0,5—0,25



части. Сколы имеют шероховатую поверхность, свидетельствующую о раскалывании глыб, когда они находились еще в полупластичном состоянии. Мелкопсефитовый материал имеет угловатые формы, но поверхность обломков также преимущественно шероховатая.

Таким образом, материал пирокластических потоков кунаширского типа, хотя он и является промежуточным между авачинским и соммы Авачи, все же отличается как структурой бомбондов, так и формой глыбового материала.

Все выделенные пирокластические потоки, как это видно из изложенного, обладают своеобразным литологическим составом и структурой. Материал их, входя в осадочные толщи, может диагностироваться и при весьма сильной переработке.

Игнимбритовые, игниспумитовые и пепловые спекшиеся потоки при любом разрушении и обработке дают обломки, по которым можно безошибочно определять исходный материал. Рыхлые пирокластические потоки, разрушаясь, позволяют судить об их природе только по отдельным фрагментам.

#### **Пелейский тип извержения и направленные взрывы**

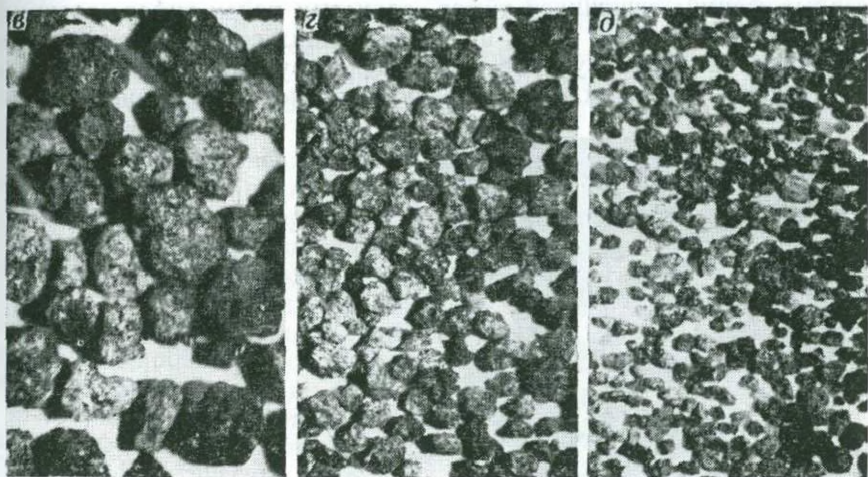
Этот тип извержения хорошо известен по катастрофическому извержению 1902 г. вулкана Мон-Пеле на о. Мартиника. В СССР отложения подобного типа изучались во время извержения андезитовых вулканов Безымянного в 1956 г. и Шивелуча в 1964 г.

Продукты пелейских извержений разнообразны и меняются от андезитов до липаритов. Палящие тучи направленного взрыва при температуре 400—600 °С несут в основном мелкообломочный ювечильный материал с небольшой примесью резургентного и покрывают площадь от 500 км<sup>2</sup> (Безымянный, 1956 г.) до 1000 км<sup>2</sup> (Мон-Пеле, 1902 г.). Мощность отложений материала направленного взрыва определяется сантиметрами или дециметрами, с обжигом





Рис. 23. Агломератовые пирокластические потоки соммы Авачи:  
 а — крупные глыбы, извлеченные из потока; б — общий вид материала пирокластического потока соммы Авачи из 12-километрового кратера (фракции в мм): а — 2—1; б — 1—0,5; в — 0,5—0,25



древесины, но без спекания пирокластики. При извержении Безымянного в 1956 г. на протяжении ближайших 10—12 км мощность менялась от 50 до 3 см, а затем снижалась до 0,5 см. По мере удаления от центра извержения крупность материала уменьшалась. Если в центральной части отложений направленного взрыва количество обломков более 3 мм составляло 44,59 %, а менее 0,01—16,48 %, то во фронтальной части количество обломков размером от 0,5 до 2 мм составляло всего 0,72 %, а менее 0,01 мм — 82,97 %. Форма обломков угловатая и остроугольная. Минеральный состав изменчив: по мере удаления от центра извержения снижается количество тяжелых минералов и увеличивается количество стекла.

При сильных извержениях целейского типа происходит сепарация пирокластического материала. Вблизи центра извержения концентрируются ювенильные обломки пород, далее — хорошо отпрепарированные кристаллы темноцветных минералов и плагиоклаза, а за десятки или первые сотни километров — обломки вулканического стекла, которые во многих областях образуют прослои и пласты витрокластических туфов. Наряду с этим ближе к центру извержения формируются пласты кристаллокластических туфов, в которых присутствует большое количество кристаллов с первичной кристаллографической огранкой.

#### Безымянный тип извержений

Характеризуется этот тип частичным разрушением вулканической постройки и выбросом резургентного материала. Такие катастрофические взрывы обезглавливают вулканическую постройку и разбрасывают обломочный материал на десятки километров, покрывая площади мощным слоем в сотни квадратных километров. При этом глыбы диаметром до 10 м в поперечнике перемещаются на 10 км и более. Отложения состоят преимущественно из прикра-



терных фаций: спекшихся туфов, слоистых пачек туфов, ледниковых отложений, глыб лавы, представляющих собой фрагменты лавовых потоков или куполов. Разрушение вулканических построек предшествует пелейским извержениям, после чего обычно следуют



Рис. 24. Серия маломощных пирокластических потоков на о. Кунашир у пос. Горячий Пляж. Наряду с бомбами присутствуют угловатые глыбы

катмайские. Таким образом, этот тип извержения дает только резургентный материал.

#### Ультравулканский фреатический тип извержений

Этот тип извержений также дает резургентный материал. В 1972 г. во время побочного Олимпийского прорыва на вулкане Алаид из верхних воронок был выброшен резургентный материал, а пирокластический и лава — из нижних воронок взрыва. В 1973 г. во время извержения вулкана Тятя на о. Кунашир в северо-западной части вулкана произошли косые фреатические взрывы, а в юго-восточной — извержение пирокластики. В 1965 г. на вулкане Эбеко на о. Парамушир вода кратерного озера проникла вглубь и вызвала фреатический взрыв.

Фреатические взрывы обусловлены различными процессами. На вулканах Алаид и Тятя взрыв произошел под действием ювенильных газов, сопряженных с извержением вулкана, а на Эбеко, вероятно, в результате проникновения вод кратерного озера в область перегретых пород, где водные массы превратились в пар и произвели взрыв.

Фреатические извержения и извержения безымянного типа, обезглавливающие вулканы, выбрасывают колоссальные массы грубообломочного материала прикратерных фаций в пониженные части рельефа. В древних вулканических толщах такие мощные скопления создают ложное представление о центрах извержения. Резургентный материал прикратерных зон при его перемещении определяет сложные смеси пород, однако глыбы и блоки туфов с разноориентированной слоистостью позволяют правильно диагностировать эти отложения.

Извержения направленных взрывов безымянного типа отличаются от фреатических тем, что после направленных взрывов следуют пирокластические потоки из ювенильного материала или мощные отложения тефры, фреатические же извержения, как правило, не сопровождаются выбросом ювенильного материала.

При разрушении перемещенных резургентных толщ формируются весьма сложные вулканогенные осадочные отложения, однако их материал имеет признаки различных типов извержений.

### **Условия образования лавокластитового материала**

В процессе излияния лавовых потоков или становления экструдий наряду с литондной лавой образуется обломочный материал, который впоследствии в значительных количествах перемещается и входит в состав вулканокластических или вулканогенно-осадочных пород. Лавокластитовый материал широко распространен в вулканических формациях разных возрастов и различных геоструктурных зон. Однако он далеко не всегда правильно диагностируется и принимается за пирокластический или вулcano-терригенный.

Следует особо подчеркнуть, что к лавокластитовому материалу не относятся разрушенные лавовые потоки и купола после их формирования под действием атмосферных агентов, тектонических процессов и пр.

#### **Лавокластитовый материал лавовых потоков**

Поверхность лавовых потоков бывает волнистая и глыбовая. При волнистой поверхности практически не образуется обломочный материал, при глыбовой — он составляет значительную часть потоков.

Глыбовый материал в наземных потоках образуется в верхней и нижней частях, составляя примерно  $\frac{1}{3}$  или  $\frac{1}{5}$  мощности потока в верхней части и  $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{6}$  в нижней. При излиянии лавовых потоков на влажную поверхность, болотистую, в озеро, море или в подледных условиях они обычно полностью подвергаются дроблению.



По крупности лавокластитового материала лавовые потоки разделяются на три группы: лавы — аа с размерами глыб преимущественно 10—30 см в поперечнике, лавы ключевского типа — 0,3—1 м и санторинского типа — 0,5—3 м и более. Кроме того, образуется плоскоглыбовый лавокластитовый материал [Малеев, 1980].

Механизм образования лавокластитового материала рассматривался во многих работах [Лучицкий (1971); Макдональд, 1975; Малеев, 1975; Пийп, 1966; Ритман, 1964 г.]. В жидких лавовых потоках образуется твердая корка толщиной 5—15 см, которая при движении лавы, подобно льду, взламывается и часто образует торосы. Более вязкие лавы образуют шлаковую корку толщиной 10—20 см, которая дробится на глыбы с формой близкой к изометричной. В лавах средней вязкости и вязких лавах на поверхности и у подошвы лавовых потоков образуются вертикальные трещины, пересекающие верхнюю часть потока на глубину 0,5—1,5 м и более. При движении такого потока появляются горизонтальные трещины, что способствует отделению глыб. В дальнейшем обломочный материал в фронтальной части сваливается вниз, подобно движению гусеничных лент трактора. Следует отметить, что обломочный материал кроме лавокластита состоит из кластолавы и лавобрекчии. Однако главную роль играет все же лавокластитовый материал.

В жидких лавовых потоках количество обломочного материала составляет примерно  $\frac{1}{10}$  часть (например, на Южном прорыве БТТИ). В потоках средней вязкости лавокластиты составляют  $\frac{1}{3}$  или  $\frac{1}{4}$  и более от общей массы потока (например, лавовые потоки вулканов Ключевского, Алайд, Северного прорыва БТТИ и др.). Вязкие лавовые потоки содержат обломочного материала до 50 % и более (андезито-дацитовые лавы Карымского вулкана). Иногда на крутых склонах Карымского вулкана потоки состояли полностью из обломочного материала. В 1978—1979 гг. кратер Ключевского вулкана, расположенный на высоте около 4850 м, наполнился относительно жидкой лавой, которая начала изливаться в шарру вулкана. При излиянии лава охлаждалась и при движении по крутому склону полностью дробилась, превращаясь в лавокластит. Во время излияния лавовых потоков Северного прорыва БТТИ на крутых склонах жидкая лава из внутренних частей потока полностью вытекала в пониженные части рельефа, а на склонах оставались бортовые валы и глыбовый материал из нижних и верхних частей потока.

Во время излияния базальтовых лав Южного прорыва БТТИ и более ранних лавовых потоков в этом же районе формировался различный глыбовый материал с размерами глыб от 0,1—0,2 до 1—1,5 м. Вязкость лавы у истоков в 1976 г. варьировала в пределах  $10^3$ — $10^4$  Па·с, в 2—3 км от конуса при вторичных прорывах лавового покрова вязкость лав достигала уже  $10^5$ — $10^6$  Па·с, а температура 1050—1070 °С. Мелкоглыбовый материал представлял собой угловатые комки пористой лавы с рваной поверхностью. Поры в глыбах имели неправильную форму. При излиянии наибо-

лее жидкой лавы поверхность ее застывала с образованием корки толщиной 5—25 см, которая взламывалась под напором новых порций лавы с образованием пластин площадью 1—1,5 м<sup>2</sup>, образующих торосы. Иногда возникали плиты толщиной 1,5—2 м, площадью 2—10 м<sup>2</sup> и более.

На поверхности волнистой лавы иногда образуются вторичные шары, подушки, улитки, баллоны, рукавообразные тела и пр.

Лавовые потоки средней вязкости дают более крупный материал. Сюда можно отнести базальтовые и андезито-базальтовые лавовые потоки побочных прорывов Ключевского вулкана. Северного прорыва БТТИ, Алаида и др., формирование которых произошло на глазах исследователей.

Вязкость 15 лавовых потоков Северного прорыва БТТИ от  $10^5$  до  $10^9$  Па·с. При этом первые лавовые потоки имели вязкость  $10^5$ — $10^7$  Па·с, в пятом потоке вязкость достигала  $10^7$ — $10^9$  Па·с, а затем опять снизилась до  $10^3$ — $10^6$  Па·с; в 15-м потоке зафиксирована вязкость  $10^3$ — $10^6$  Па·с [Ванде-Кирков, 1979]. Температура лав колебалась в пределах 940—1000 °С. В соответствии с увеличением вязкости возрастали размеры глыб, которые имели в поперечнике 0,2—0,4 м, иногда достигая 1,5 м.

Обломочный материал на поверхности иногда отставал в своем движении от среднего жидкого слоя лавы потока. Во фронтальной части потока возникали трещины и из них выдавливалась лава, образуя баллоны, шары, лепешкообразные тела. Шарообразные тела имели размеры от 0,5 до 3 м, преимущественно 1—2 м. При дальнейшем движении лавы эти обособления пререкрывались лавовым потоком [Ванде-Кирков, Андреев, Гусев, 1979]. В лавовых потоках 13 побочных прорывов Ключевского вулкана обломочный материал (140 млн. м<sup>3</sup>) по отношению к общей массе лав (394,2 млн. м<sup>3</sup>) составлял 35 % [Малеев, Ванде-Кирков, 1973]. Поверхность лавовых потоков представляет собой хаотические нагромождения обломочного материала: размеры глыб колеблются от 0,1 до 1,5 м, при преобладающих размерах 0,2—0,5 м (рис. 25, а). Обломочный материал на поверхности потоков располагается в виде дуг, направленных в сторону течения, и образует валы высотой до 1,5 м. Гребни валов обычно венчаются наиболее крупноглыбовым материалом. Глыбы слабопористые, с рваными краями, обычно со шлаковой оторочкой и редко представлены шлаком. Поверхность глыб шероховатая, иногда гладкая. Между глыбами или на их поверхности за счет дробления обломков образуется спекшийся псаммито-алевритовый материал. В процессе спекания стекло пропитывается бурыми окислами железа, плагиоклаз замещается железисто-глинистой массой, темноцветные минералы остаются свежими.

Обломочный материал лавовых потоков растаскивается временными водными потоками и быстро подвергается обработке.

В качестве примера крупноглыбовых лав санторинского типа можно привести андезито-дацитовые лавы вулкана Карымского. Он является наиболее активным вулканом Камчатки, и формиро-





Рис. 25. Лавокластиты:

а — среднеглыбовый лавокластит побочного кратера Анахонич Ключевского вулкана; размер глыб от 0,1 до 1,5 м в поперечнике; б — лавокластит вулкана Карымского извержения 1963 г.

вание его лав наблюдалось многократно. Температура лавы 600—800 °С; скорость движения потоков от 1 м/ч до 3 м/сут. Вязкость лав колебалась в широких пределах — от  $2,5 \cdot 10^6$  до  $4 \cdot 10^6$  Па·с в зависимости от газонасыщенности. Большинство потоков имеют глыбовую поверхность. Так, например, при наиболее длительном извержении с 1962 по 1965 г. образовалось 11 лавовых потоков из

которых 8 с глыбовой, 2 с волнистой и 1 с подушечной (наземной) лавой. Поверхность лавовых потоков сложена примерно на  $\frac{1}{3}$  глыбовым материалом. Причем по мере движения потоков вниз по склону количество жидкой (литонидной) лавы возрастало. Размер глыб достигал 3—6 м в поперечнике. Лавовые потоки извержения 1973, 1976 и 1979 гг. также имели глыбовую поверхность и аналогичное строение. Глыбы размером 6 м и менее имеют неправильную форму, но приближаются к изометричной, шаровой. Иногда наблюдается округлость глыб с оплавленной бугристой поверхностью. Но в основном глыбы имеют рваные поверхности и представляют собой комки отщепленной лавы (см. рис. 25, б).

Во время извержения Олимпийского прорыва вулкана Алаид в 1972 г. в море изливались типичные глыбовые базальтовые лавовые потоки. Можно было наблюдать образование глыбовой поверхности на потоках. Размеры глыб варьировали в широких пределах. Отдельные глыбы достигали 2—3 м в поперечнике; преобладали глыбы 0,3—0,8 м.

### Подушечные лавы

Подушечные лавы так же, как и глыбовые, относятся к расщепленным, образующим лавокластитовый материал. Генетически они разделяются на две неравноценные группы: подводные и наземные. Механизм образования подводных лав объяснялся многими авторами и описывался очевидцами на о. Гавайи [Макдональд, 1975]. Ранее Г. Андерсону [Anderson, 1910] удалось наблюдать на архипелаге Саома, на о. Саван, во время извержения вулкана Матевану образование подушек, отделившихся при излиянии лавы в море. В процессе расщепления лавового потока на фрагменты образуются разнообразные, преимущественно округлые тела, носящие общее название подушек: шары, эллипсоиды, баллоны, подушки, мешки, караван и пр. В подводных условиях часть подушек раскалывается или расщепляется, образуя более мелкий материал, который иногда, приобретая закалку, гидратируется и возникает гналокластит.

Уникальные наземные подушечные лавы описаны пока только на Крымском вулкане. В 1963 г. на снег излился андезитодацитовый лавовый поток, который в фронтальной своей части расщепился на сложные «подушечные» фрагменты: шары, подушки, караван, эллипсоиды, баллоны и тела неправильной формы. Размеры подушек варьировали в широких пределах, от 1 до 8 м по длинной оси, при толщине 0,3—1, редко 1,5 м. Преобладали подушки размером 3—5 м по длинной оси и толщиной 0,8—1,2 м. Подушки были обособлены и имели собственную поверхность охлаждения в виде корки закалики толщиной до 1 см. Поверхность их шероховатая, слабоволнистая, часто с радиальными трещинами. Андезитодацит сильнопористый; пористость его меняется от 54,9 до 56,7 %. Размеры пор на отдельных участках различны 1—2 мм; 1—1,5; 5—10 и до 15 см; объемная плотность 1,1 г/см<sup>3</sup>. Большая





Рис. 26. Глыбы лавокластита:

*а* — глыбы лавокластита потока Заварицкого (1945 г.), за 15 лет подвергшиеся скалыванию углов; *б* — обработанный лавокластитовый материал у подножия конуса Такстоми вулкана Алаид

подвижность лавого потока, видимо, объясняется сильной газонасыщенностью расплава: конденсаты газов, вторичных фумарол на потоке подушечных лав содержали до 70 мг/л фтора, что особенно способствовало низкой вязкости и подвижности лавы [Иванов, 1970; Малеев, 1969].

В наземных условиях лавокластитовый материал вследствие его пористости и стекловатого сложения основной массы быстро подвергается разрушению. Даже не перемещенные глыбы лавовых потоков за короткий промежуток времени (3—5 лет) постепенно округлялись. Лавокластиты лавого потока кратера Заварицкого 1945 г. на Ключевском вулкане за 15 лет без перемещения сгладились до исчезновения острых углов (рис. 26, а).

Еще быстрее это происходит в прибрежных условиях. Лавовые потоки вулкана Алаид извержений 1934 и 1972 гг., излившиеся в воду, подверглись морской абразии в течение 2—3 лет. Глыбовый материал во время штормов растаскивался с поверхности потоков и подвергался окатыванию, обнажая слабоволнистую поверхность монолитной лавы. Лавокластитовый материал, сносимый прибоем в пониженные части рельефа, обрабатывается обычно в течение одного сезона осенне-зимних штормов и затем перемещается в море (рис. 26, б).

Наряду с лавовыми потоками лавокластиты формируются и на куполах. В период выжимания вязких андезитовых и более кислых лав происходит дробление изверженного материала по периферии и на поверхностях куполов. При этом вокруг куполов образуется оторочка лавокластитового материала. Со склонов глыбы постепенно сползают, и образуется своеобразная агломератовая мантия. Лавокластит куполов легко отличается от лавокластита потоков тем, что в нем нет шлаковых образований, корок застывания и флюидалности, свойственной потокам. Но зато обломки на куполах часто переполнены ксенолитами, поры имеют неправильную форму и распределены в породе более или менее равномерно. Обломки и глыбы имеют угловатую форму.

Лавокластиты образуются также в подледных условиях. Наиболее распространены они в Исландии. На вулканах, покрытых ледяным панцирем, в период извержения у кратера плавится лед и образуется озеро. При излиянии лавовых потоков в эти озера происходит дробление лавы, так же как и в морских условиях.

Гиалокластиты, имеющие широкое развитие, также являются материалом для образования вулканогенно-осадочных толщ. Они формируются на дне океанов, в геосинклинальных областях, молассах, озерах и в подледных условиях [Малеев, 1980]. Основой для них служат лавовые потоки главным образом основного состава, но в небольшом количестве они образуются и за счет пород среднего состава.

Накопление гиалокластитового материала происходит за счет дробления в водной и подледной среде лавовых потоков с гидратацией стекла. Образующееся при этом стекло содержит воды до 5 % и более. Кроме того, для них характерно окисление железа.



Гналокластиты легко диагностируются в молодых и древних толщах. В настоящее время они установлены на континентах в вулканических формациях разного возраста.

### Условия образования вулканокластического материала

Вулканокластический материал образуется на стратовулканах, а также на сложно построенных (полигенных, двойных и др.) вулканах, где в процессе длительного формирования вулканической постройки менялся генетический тип вулкана. Это можно наблюдать на Ключевской, Авачинской группах вулканов, вулкане Шивелуч и многих других.

На таких вулканах проявляются различного типа извержения, дающие разнообразный материал. Так, например, на двойном вулкане Авача в прикратерной части его переслаиваются шлаки, агглютилаты, тефра, аргиллизированные породы и лавовые потоки андезито-базальта. Молодой конус сложен тефрой, отложениями пирокластических потоков авачинского типа и раскаленных лавин, иногда спекшихся. В области атрио залегают ледники, и здесь формируются ледниковые отложения. Сомма Авачи имеет еще более сложный состав. В обнажениях вскрыты пласты и горизонты рыхлой тефры, туфов различной крупности андезитового состава, отложений андезитовых пирокластических потоков типа соммы Авачи, отложений пемзы, перемытой пемзы и далее к периферии — пласты, линзы и горизонты тефрондов, а также отложения грязевых потоков.

В пределах соммы Авачи находится множество эсктрузий андезита, которые в процессе формирования давали некоторое количество лавокластитового материала.

В периоды покоя вулкана, которые в прошлом длились в среднем 12—15 лет, максимум 23 года (теперь вулкан находится в покое 35 лет, 1980 г.), обломочный недифференцированный материал, слагающий вулкан в вегетативный период, непрерывно передвигается к его подножию. В процессе перемещения под влиянием силы тяжести, временными потоками от дождей и талых вод, ручьями в сухих реках и ледниками обломочный вулканический материал перемешивается, иногда частично сортируется и приобретает незначительную окатанность. Таким образом формируется сложный вулканокластический материал. Он впоследствии входит в состав вулканокластических туфов или продолжает движение к подножию, и из него формируются тефронды и вулканогенно-осадочные породы.

На вулкане Ключевском в среднем через 7 лет на его склонах возникают побочные кратеры (прорывы). В первый этап извержений примерно на высоту 10 км выбрасывается обломочный резургентный материал постройки вулкана. Его состав может быть различным: тефра, дробленые лавовые потоки, лавокластитовый материал, отложения раскаленных лавин, тефронды сухих рек, обломки пород фундамента вулкана и пр. Этот материал расцен-

вается по периферии прорыва. Затем следует накопление пирокластики. Вокруг жерла вырастает шлаковый конус, сложенный рыхлой грубообломочной пирокластикой и агглютинатами, а по периферии накапливается мелкообломочная пирокластика, перекрывая резургентный материал. В конце извержения изливается лавовый поток, который дает значительное количество лавокластитового материала. Частая повторяемость побочных извержений приводит к переслаиванию разнообразного вулканокластического материала. Весь этот сложный комплекс пород, слагающий склоны вулкана, ежегодно перемешиваясь, создает смешанные коллювиально-продювиальные толщи вулканокластического материала. При несущественной обработке обломков формируются вулканокластические туфы, а по периферии вулкана — тефроида.

В непосредственной близости от базальтового Ключевского вулкана расположен андезитовый вулкан Безымянный, питающийся периферическим коровым магматическим очагом, расположенным на глубине 15—20 км. На стыке этих вулканов формируется сложная пирокластика, состоящая из обломков базальта черного цвета Ключевского вулкана и серого андезита Безымянного. Соотношения базальтового и андезитового материала различны.

Во время катастрофического извержения вулкана Безымянного в 1956 г. было выброшено около 0,5 км<sup>3</sup> пирокластического материала, который покрыл поверхность глыбовых лавовых потоков Юбилейного прорыва, Апахончича Ключевского вулкана и др. Андезитовый пепловый материал заполнил промежутки между базальтовым лавокластитом, создав породу сложного состава.

При прорывах кратеров в области развития ледников на склонах Ключевского вулкана образуются сложные грязевые потоки: так, в 1974 г. на высотах 3400 и 3600 м образовались побочные кратеры, давшие лавовые потоки. Потоки, изливаясь на лед, плавили его и одновременно дробились, образуя лавокластиты. В октябре 1974 г. лавовый поток покрыл ледник на протяжении 700 м. Лед расплавился — и произошел фреатический взрыв, в результате которого лавовый поток был раздроблен и выброшен на высоту 500—600 м. Обломочный лавокластитовый материал при этом покрыл прилегающие участки, что привело к некоторому смешению лавокластита и тефры [Виноградов, Иванов, Чирков, 1977].

Ключевской вулкан имеет многочисленные ледники, которые, спускаясь, захватывают разнообразный обломочный материал и транспортируют его, обрабатывая при этом. Кроме того, ледники периодически покрываются тефрой. Это приводит к тому, что формируется слоистая толща из прослоев льда и тефры. При отступании ледников материал, снесенный ледником, и тефра перемешивается, образуя сложные комплексы вулканокластического материала.

На вулканах безымянно-шивелучского типа извержения периодически сопровождаются излиянием пирокластических потоков. Пирокластические потоки, двигаясь по пониженным частям релье-



фа (обычно это речные долины), захватывают терригенный материал, а проходя по лесу, «перемалывают» и обугливают древесину. При излиянии пирокластических потоков в речные системы или на мощный покров снега образуются грязевые потоки, которые содержат значительную часть терригенного материала.

Пирокластический поток Шивелуча извержения 1964 г. покрыл значительную часть леса, который был смят и в нижних частях перемешан с ювенильным материалом пирокластического потока.

Пирокластический поток Безымянного извержения 1956 г. во время движения по руслу р. Сухой Хапицы, в том месте, где он ушел дальше материала направленного взрыва, захватил значительное количество окатанного галечно-валунного материала аллювия.

Агломератовые пирокластические потоки Авачи 1926 и 1938 гг., спускаясь по конусу вулкана, расплавили большое количество снега и образовали мощные грязевые потоки, которые частично зародились на склонах вулкана. В процессе движения лахары наполнялись главным образом материалом пирокластического потока, но в значительной мере они захватывали вулканокластический материал конуса, тефру, ледниковые отложения и пр.

Таким образом, в пределах вулканов и их подножий пирокластические потоки формируют сложный вулканокластический материал.

Грязевые потоки, которые зарождаются на вулканах, уносят на большое расстояние вулканокластический материал, но в пределах вулканической постройки также задерживается его значительная часть. Грязевые потоки возникают под действием вулканических и невулканических процессов. К вулканическим процессам относятся: таяние льда и снега от раскаленной тефры и лавовых потоков, излияние лавовых потоков в реку и пирокластических потоков в долины рек, таяние льда и снега от пирокластических потоков и раскаленных лавин на склонах вулканов, выброс взрывом воды кратерных озер. На островных вулканах грязевые потоки иногда спускаются в воду.

Грязевые потоки могут быть образованы и невулканическими процессами в результате обильного выпадения осадков, таяния снега и льда, резкого потепления, разрушения стенок кратерных озер и при образовании оползней, вызванных сейсмическими явлениями водонасыщенной тефры, как это наблюдалось в 1968 г. на вулкане Мауна-Лоа на о. Гавайи [Малеев, 1980].

Каждый тип грязевых потоков формирует свойственный ему состав вулканокластического материала: ювенильный пирокластический или лавокластитовый, резургентный или с примесью вулканогенно-осадочного кратерных озер. Материал грязевых потоков, частично отложенный в пределах вулканической постройки, делает вулканогенные образования, слагающие вулканы, более разнообразными.

Таким образом, вулканическая постройка имеет в своем строении весьма разнородный рыхлый вулканический материал, кото-

рый находится в относительно неустойчивом (насыпном) состоянии.

Под действием различных факторов он транспортируется вниз к подножию вулкана. Вначале на склонах его образуются сложные коллювиально-пролювиальные отложения с неизменным вулканическим материалом, а затем ниже отсортированным и в разной степени окатышим. У подножия стратовулканов формируются тефроида. Вокруг Ключевской и Авачинской групп вулканов они образуют шлейф шириной 10—15 км и мощностью около 100 м. В сухих реках тефроидные отложения поднимаются до крутых склонов вулканов.

По периферии области развития тефроидов появляются смешанные вулканокласто-осадочные образования, которые при удалении от центра извержения увеличиваются в объеме и переходят в преобладающие.

К ним относятся водно-ледниковые отложения, почвенно-пирокластические отложения, туфопесчаники, туфоалевролиты и др., выполняющие мелкие водоемы.

Закономерности формирования вулканитов в подводных условиях, к сожалению, мало изучены. Следует отметить, что в подводных условиях образуются вулканы преимущественно основного состава. Пирокластика в процессе быстрого охлаждения в значительной степени представлена стеклом. Подводные пирокластические потоки авачинского типа здесь дают не «бомбонды», а тела в виде «подушек» и в отличие от подушечных лав возникают подушечные агломераты. Они отличаются также наличием большого количества мелкообломочного материала, который часто является гналокластитом. Обломочный материал в подводных условиях быстро разносится течениями, вследствие чего подводные вулканы обычно имеют более плоскую форму.

Вместе с тем лавовые потоки быстро застывают, образуя крутые вулканические постройки. Быстрое охлаждение лавы способствует образованию большого количества лавокластитового материала. В подводных условиях к вулканическому материалу примешиваются терригенный, органогенный и хемогенный. Он располагается преимущественно по периферии вулканов.



## Выделение тефроидов

Тефрои́ды начали обособлять только в конце 60-х годов. Прежде все вулканогенные породы, подвергнутые обработке и сортировке, именовались вулкано-терригенными. На VI Всесоюзном литологическом совещании в г. Тбилиси автором [Малеев, 1963, 1965] было предложено разделить вулкано-терригенные образования на два типа: синхронные и несинхронные вулканизму, причем образования, синхронные вулканизму, более распространены и являются реперами этапов вулканизма. Окатанные и отсортированные вулканогенно-осадочные породы, образованные за счет нелитифицированного вулканического материала, синхронного вулканизму, залегают в виде мощных толщ, образующих широкие пояса вокруг крупных стратовулканов, таких, как, например, Ключевской, Авача и др.

Впоследствии возник вопрос о термине для этих пород. Г. С. Дзюценидзе предложил именовать эти породы тефроидами, что и было принято [Дзюценидзе, Хворова, 1970].

Вначале предполагалось, что обработке и сортировке подвергается главным образом нелитифицированная тефра, отсюда и возник термин тефроид. Дальнейшие исследования показали, что наряду с тефрой обработке подвергается лавокластитовый и вулканокластический материал, слагающий стратовулканы. Однако термин тефроид прочно вошел в литературу и его не имеет смысла менять. Одновременно И. В. Хворовой [1970] предложен термин «тефрогенный» и некоторые авторы его применяют.

С прекращением активности деятельности вулканов рыхлый материал не успевает литифицироваться и продолжается его разнос и образование тефроидов. В геологическом отношении этот отрезок времени относительно невелик, и следует считать формирование тефроидов синхронным вулканизму, тем более, что после окончания выброса пирокластики продолжается поствулканический процесс. При длительном поствулканическом процессе рыхлые вулканы могут литифицироваться и тогда формируются вулкано-терригенные породы. Следовательно, формирование тефроидов может прекратиться и до окончания эруптивной деятельности.

После полной нивелировки вулканов образуется кольцевая зональность. Это хорошо можно наблюдать на Сибирской платформе, где прежде возвышавшиеся на 1000 м и более рассредоточенные вулканы разрушились и на их месте образовалась вулканогенно-осадочная толща мощностью 300—400 м. В пределах этой стратифицированной толщи наблюдаются кольцевые структуры. В центре находится некк, окруженный кольцом вулканитов прикратерной и затем промежуточной зоны, за ним следует кольцо удаленной зоны тефроидов и осадочных пород. Кроме того, теф-

бонды могут залегать среди осадочных, фаунистически охарактеризованных пород, удаленных от центра извержения, и в этом случае они будут не только фиксировать проявления вулканизма, но и определять его возраст.

### Скорость формирования тефроидов

Главная особенность тефроидов — это образование их в короткий отрезок времени; тем самым они являются геологическим репером проявления вулканизма. Вулкано-терригенные породы могут формироваться после прекращения вулканических процессов. Образование их может прерываться и возникать снова через десятки миллионов лет, вследствие чего они не могут датировать проявления вулканизма.

В областях современного вулканизма тефроиды в зависимости от генезиса имеют разные скорости образования. Тефра, выпадающая на склоны вулкана, в процессе сноса к подножию иногда сортируется в течение года, а отдельные фрагменты даже окатываются. При выпадении тефры на морской пляж она сортируется и окатывается прибоем в течение 1—2 мес. Таким образом, в данном случае обработка и сортировка тефры происходят в геологическом смысле молниеносно.

Вулканокластический материал превращается в тефру в более длительное время, пока он под влиянием силы тяжести или временными потоками после дождей и таяния снега переместится к подножию вулкана. Этот процесс может занять время от одного вегетационного периода до нескольких десятков лет\*.

На участках действия сухих рек вулканокластический материал обычно в течение вегетационного периода успевает превратиться в тефرويد и спуститься с вершины к подножию вулкана. В верховьях рек Сухой Елизовой и Сухой Халактырки Авачинского вулкана наблюдается ежегодное отложение тефроидного материала в оврагах соммы Авачи. В период ливней или весеннего таяния снега происходят его быстрый снос по долине реки и отложение в удельной зоне.

Образование тефроидов за счет лавокластитового материала также в зависимости от условий его обработки происходит с разной скоростью. Лавовые потоки, расположенные на пологих склонах наземных стратовулканов, теряют лавокластитовый покров относительно медленно. Он, растаскиваясь, входит в состав коллювиально-пролювиальных отложений. Но глыбовые лавовые потоки островных вулканов, спускающиеся в море, разрушаются катастрофически быстро.

На островных вулканах образование тефроидов происходит за счет быстрой переработки выбрасываемой тефры и абразии нелитифицированного вулканокластического материала. В первом слу-

---

\* Пока получены только приближенные данные о скорости прохождения вулканокластического материала по склону вулкана к подножию.



чае тефра обрабатывается в течение месяцев, во втором — при переносе и отложении тефры прибоем намечаются годовые ритмы. Для Курильских островов максимальный период абразии берега и обработки тефры приходится на осенне-зимний период, т. е. на период сильных штормов. На островных вулканах может происходить синхронное накопление тефроидов и вулканотерригенных пород, поскольку прибоем одновременно обрабатывается и тефра, и нелитифицированный вулканокластический и лавокластитовый материал; одновременно морской абразией разрушаются и литифицированные вулканы, формирующие вулканотерригенные породы. В результате происходит переслаивание тефроидов и вулканотерригенных пород. Эти два типа пород отличаются не только генезисом, но и литологически.

Таким образом, тефроиды в период активной жизни вулканов создают толщи значительной мощности. За десятки лет образуются толщи тефроидов в несколько десятков метров, как, например, на побочном конусе Такетоми вулкана Алаид, или за тысячи лет — в сотни метров, как, например, по периферии Ключевской, Аватинской и других групп вулканов.

### Распространение тефроидов

В зависимости от химического состава магмы и типов извержений вулканогенный обломочный материал в различной степени подвергается обработке и сортировке. Изучение вулканогенно-кремнистых формаций Камчатки показало, что при подводных извержениях формируются плоские вулканы, в которых крупность материала уменьшается от центра извержения к периферии. Вулканическую постройку слагают лавы и обломочный материал, далее залегают карбонатно-кремнистые породы, а еще дальше — тефроиды и туффы. Как правило, такого типа вулканические постройки окружены алевролитами и аргиллитами, обычно относимыми к нормально-осадочным породам. Надо полагать, что значительная часть (если не преобладающая) этого тонкого материала представляет собой продукты изменения вулканического материала. В настоящее время такие осадочные толщи изучаются во многих регионах Советского Союза и, очевидно, будут получены интересные данные по количественной оценке переработки вулканического материала в периоды проявления вулканизма.

Исследования последних лет показали, что в период извержения вулканов формируются большие массы грубообломочного вулканогенно-осадочного материала, генезис которых не вызывает сомнения. К ним относятся мощные толщи тефроидов из грубообломочного до алевроитового материала, сформированные в раннегеосинклинальные этапы вулканизма. В орогенный этап развития геосинклинали на разных стадиях островных дуг наряду с тефроидами возникает большое количество вулканотерригенного материала. В процессе развития платформенного вулканизма большое количество тефроидов формируется по периферии вулканов,

Постороженный вулканизм, обычно протекающий в наземных условиях, определяет незначительное количество тефроидов. Образование тефроидов происходит в широком возрастном диапазоне, начиная от раннего докембрия до современного периода. Учитывая массовое распространение тефроидов в различных вулканических формациях широкого возрастного диапазона, возникает необходимость в выявлении и изучении их в этих формациях.

Можно констатировать, что там, где в той или иной мере проявлялся вулканизм, одновременно с его проявлением формировались и тефроиды.

### Формирование тефроидов в процессе извержения

В областях современного вулканизма нами изучался процесс образования тефроидов за счет пирокластического материала на вулканах Алаид, Тятя, непосредственно вслед за извержением, после извержения пирокластических потоков на ряде вулканов, а также образования тефроидов за счет обработки лавокластитового материала.

#### Образование тефроидов в 1972 г. на вулкане Алаид ,

Наиболее интересные данные по скоростям формирования тефроидов получены на вулкане Алаид — самом северном и самом высоком вулкане (2239 м) в Курильской островной дуге [Малеев, Будников 1975]. Здесь тефроиды образовались за счет тефры и лавокластитового материала лавового потока. Состав вулканических продуктов был преимущественно базальтовый. По строению вулкан Алаид относится к стратовулканам, имея форму правильного усеченного конуса, со взрывной кальдерой на вершине. На нижних склонах вулкана насчитывается около 40 побочных кратеров со шлаковыми конусами, часто нарушенными изливавшимися лавовыми потоками и затем разрушенными эрозией или абразией моря. Предпоследнее извержение Алаида произошло в 1933—1934 гг., последнее — в 1972 г. \*.

18 июня 1972 г. в северо-западной части вулкана Алаид произошел прорыв из шести воронок взрыва на трещине длиной 2 км, названный Олимпийским. Извержение вначале было взрывным, вулканического типа, а с 24 июня приобрело эффузивно-взрывной характер стромболианского типа. К концу июня лавовый поток спустился в море на 300 м и общая протяженность его составила 1 км.

К концу июля взрывная деятельность прекратилась, а 11 сентября закончилось и излияние лавовых потоков. Лавовый поток, излившийся в море, образовал полуостров площадью 0,72 км<sup>2</sup> и толщиной от 35 до 60 м. Мощность лавового потока вблизи бокки была всего 10—18 м.

\* Весной 1981 г. вновь произошло извержение вулкана Алаид (Прим. ред.).



В результате извержения Олимпийского прорыва в течение почти 3 мес. были получены следующие данные. Объем материала фундамента вулкана, выброшенного первым взрывом, оценивается в 20 млн. м<sup>3</sup>. Он представлен обломками и глыбами дробленых старых лавовых потоков и пирокластики, слагавших основную постройку Алаида. Объем базальтовых лавовых потоков  $45 \pm 5$  млн. м<sup>3</sup>; из них  $1,8 \pm 0,2$  м<sup>3</sup> излилось из бокки. Объем возникшего шлакового конуса определен в 1 млн. м<sup>3</sup>, а общий объем пирокластики составил 100 млн. м<sup>3</sup>.

Несмотря на то что в начале извержения пепел выпал в районе пос. Паужетка, расположенного в 110 км от извержения, в количестве 25 г/м<sup>2</sup>, основная масса его осела к северо-востоку от прорыва. Вблизи конуса мощность пепла достигала 3—4 м, иногда 5 м, а в 5 км от него она уже снизилась до 5 см.

Шлаковый конус имеет усеченную форму. Высота его 70—80 м, диаметр у основания 400—500 м, в верхней части 100 м. Северная часть его открыта, и оттуда изливался лавовый поток.

Конус сложен шлаком в виде фигурных бомб и обломочного материала неправильной формы. Наиболее крупные обломки имеют размеры 0,2 м, постепенно снижаясь до псаммитового материала. Более крупные бомбы до 1 м в поперечнике встречаются редко; у подножия шлакового конуса их больше.

Особенно большое количество фигурных бомб сосредоточено в западной части конуса. Размеры бомб достигают 1 м в поперечнике, а иногда 2 м в длину при диаметре 0,5 м, напоминая обломки бревен. Вообще же форма бомб самая разнообразная: округлая, верстенообразная, грушевидная, подушечная и неправильная. Поверхность бомб часто гладкая, иногда с системой пересекающихся мелких трещин, образующих ромбы и напоминающих увеличенную поверхность змеиной кожи.

Пористый обломочный материал, слагающий шлаковый конус, в значительной мере представлен фигурными бомбами и лапиллями. Форма фигурных бомб преимущественно округлая; поверхность бугристая, сморщенная, иногда волнистая, слабошероховатая. Под слабопористой коркой в бомбах обнаруживается более пористая базальтовая масса. Однако значительная часть материала почти массивная; плотность более 2 г/см<sup>3</sup>. Шлаковый материал обладает более или менее равномерной пористостью в пределах всего обломка, без плотной корки.

Среди резургентного материала присутствуют обломки пород фундамента вулкана: андезиты, дациты, липариты. Эти обломки часто обнаруживаются в центре крупных бомб, приобретая там пористость пемз.

Под микроскопом базальт бомб обладает порфировой структурой. Порфировые выделения представлены зональными фенокристаллами плагиоклаза — от анортита до лабрадора, моноклинового пироксена, оливина и очень редко амфибола; микролиты плагиоклаза представлены лабрадором. В пределах кратера и верхней части конуса наблюдалось интенсивное парение фумарол. Выде-

ляющиеся в 1972 г. газы оставляли желтый и зеленовато-желтый налет хлористого железа. В результате воздействия фумарол обломочный материал подвергся окислению и частично разложению.

Прилегающие к конусу пеплово-лапиллиевые отложения мощностью 2—3 м сложены слабопористым обломочным материалом. В местах скопления крупных бомб наблюдались вторичные фумаролы. Преобладающая масса обломков имеет размеры менее 2 см в поперечнике. Форма обломков угловатая, округлая, плоская, вытянутая. Материал тонкопористый: форма пор главным образом округлая; размеры менее 1 мм, чаще 0,5 мм; объемная плотность обломков менее 1 г/см<sup>2</sup>. Более крупные обломки имеют уплотненную, слабошероховатую, сморщенную поверхность.

К востоку от прорыва площадь, покрытая слоем пепла, равнялась примерно 15 км<sup>2</sup>. На расстоянии 1,5 км от центра извержения ольховый кустарник высотой около 2—2,5 м был полностью погребен под пеплом, далее стали появляться вершины кустов. Следовательно, до 1,5 км мощность пепла превышала 2,5 м, а затем уменьшилась примерно до 1,5—2 м. В небольших распадках, прорезанных ручьями, мощность пепла составляла 1,5—2 м. Отложения его состоят из нескольких слоев, в которых псефитовая фракция составляла около 60 %, а псаммитовая и более мелкая — около 40 % [Будников, Малеев, 1975].

В разрезах продуктов извержений выделены четыре слоя (сверху вниз).

1. Верхний слой от 5 до 10 см — наносный эоловый слой тонкого алевропелитового материала.

2. Мелколапиллиевый шлаковый материал от темно-серого до черного цвета с размерами обломков до 5 см; псефитовый и псаммитовый материалы находятся почти в равных количествах; иногда преобладает псефитовый (до 60 %) материал. Мелколапиллиевый и шлаковый материал тефры во втором слое аналогичен описанному с самого шлакового конуса. Он также сильнопористый с круглыми мелкими порами. Среди обломков преобладают угловатые, однако большое количество обломков имеет округлую форму. Более мелкий материал (1—2 мм) при округлой форме имеет резко зазубренные края. Часто встречаются лапилли и бомбы размерами до 15—20 см в поперечнике (10—15 бомб на площади 100 м<sup>2</sup>). Мощность слоя от 1,2—1,5 м вблизи прорыва до 0,1—0,2 м на расстоянии 1,5 км от прорыва.

3. Пепловый тонкозернистый материал псаммито-алевролитовой размерности, серого, пепельно-серого цвета. Материал обработан, перебит временными талыми и дождевыми водами, что приводит к округленности обломков, в которых исчезает зазубренность поверхности. Материал несколько сортирован по крупности и приобрел слабо выраженную слоистость.

4. Крупнозернистый песок с материалом гравийной размерности. В слое содержатся угловатые обломки и глыбы (нефигурные бомбы) размером до 10—15 см. Мощность слоя около 1 м.



Материал весьма слабо обработан временными потоками. В пепле изредка встречаются слабопористые угловатые обломки базальта размером до 10—15 см в поперечнике. По данным гранулометрического анализа пеплов, на северо-восток от конуса вдоль берега на протяжении 1 км от прорыва отсутствует пелитовая фракция. Далее она появляется и постепенно увеличивается за счет снижения количества крупного материала (рис. 27).

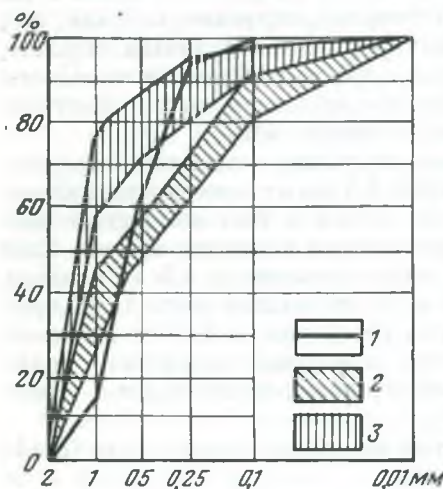


Рис. 27. График гранулометрического анализа пепла Олимпийского прорыва вулкана Алянд:

1 — тефронд; пеплы, взятые на расстоянии: 2 — 0,02—0,8 км от кратера; 3 — 0,8—2,0 км от кратера

Пеплы второго слоя вблизи шлакового конуса (пробы 105—109) представлены преимущественно вулканическим стеклом, составляющим 85—90 % и относящимся к двум разновидностям: зеленому, дымчато-зеленому и бурому, темно-серому, иногда шлакоподобному.

Все обломки совершенно неокатаны и не отсортированы. Обломки стекла зеленого цвета имеют удлиненную форму с острыми режущими краями и с тонкими острыми концами; с уменьшением их размерности они становятся более остроугольными и несколько преобладают над стеклом бурого цвета. По мере увеличения размеров обломков зеленое стекло становится как бы оплавленным. Обломки стекла бурого цвета обычно имеют острые края, но иногда и оплавлены, а по мере увеличения размерности они

становятся пористо-пузыристыми. В более крупных фракциях (2,0—1,0 мм) преобладает стекло бурое, шлакоподобное.

Чем дальше от конуса (или от правого края основного потока), тем больше в пробах увеличивается содержание шлакоподобного стекла бурого цвета и уменьшается количество зеленого стекла. На долю других обломков помимо стекла приходится 10—15 %: это обломки плагиоклаза и измененные окисленные обломки лавы красно-бурого цвета.

Обломки плагиоклаза чаще прозрачные, бесформенные, остроугольной формы, иногда встречаются таблитчатые удлиненные кристаллы. В крупных фракциях количество обломков (плагиоклаза и измененных пород) уменьшается до единичных значений.

Дифференциации минералов на расстоянии до 2,5 км от прорыва в мантийной, электромагнитной и тяжелой фракциях не наблюдалось (табл. 6).

## Минеральный состав пеплов Олимпийского прорыва и тефроидов

Минералы	Пепел извержения 1972 г.			Тефроид		
	Номера проб					
	114	115	122	216	21в	21г
Магнитная фракция						
Магнетит . . . . .	—	—	—	3	2	4
Стекло зеленое . . . . .	10	—	—	—	—	—
Стекло бурое . . . . .	90	99	100	—	—	—
Плагиоклаз . . . . .	—	Ед.	Ед.	3	2	2
Пироксен . . . . .	—	—	—	1	Ед.	Ед.
Оливин . . . . .	—	—	—	Ед.	Ед.	—
Обломки эффузивных пород	1	1	Ед.	90	92	90
Измененные обломки . . . . .	—	—	—	3	5	4
Электромагнитная фракция						
Стекло зеленое . . . . .	40	—	10	—	—	—
Стекло бурое . . . . .	59	74	84	—	—	—
Плагиоклаз . . . . .	Ед.	1	1	15	10	5
Амфибол . . . . .	—	—	—	15	10	23
Пироксен . . . . .	—	—	Ед.	10	5	2
Оливин . . . . .	—	—	Ед.	5	3	5
Обломки эффузивных пород	1	25	5	35	45	50
Измененные обломки . . . . .	—	—	—	20	25	15
Тяжелая фракция						
Сульфиды . . . . .	—	—	—	1	1	Ед.
Стекло зеленое . . . . .	82	60	30	—	—	Ед.
Плагиоклаз . . . . .	15	39	35	30	55	40
Амфибол . . . . .	—	—	—	—	—	10
Пироксен . . . . .	Ед.	Ед.	—	5	10	5
Оливин . . . . .	Ед.	Ед.	Ед.	1	1	5
Обломки эффузивных пород	2	1	35	30	19	20
Измененные обломки . . . . .	1	—	—	30	15	20

Отличие содержания минералов в магнитной и электромагнитной фракциях проявилось в различном количестве бурого и зеленого вулканического стекла, в тяжелой фракции присутствует лишь зеленое вулканическое стекло и значительное количество зерен плагиноклаза.

Таким образом, второй слой пепла, мощность которого с удалением от прорыва уменьшается от 1,2—1,5 м до 10—20 см на расстоянии около 2,5 км, характеризуется проявлением лишь гравитационной дифференциации. Он сложен исключительно ювенильным материалом, и образование его произошло в последнюю стадию активности извержения.

Иная картина наблюдается в третьем (сверху) пепловом слое, который после своего образования, т. е. после выпадения пепла,



был перекрыт дождевыми и тальными водами. По составу и количеству минералов этот слой, мощность которого от 30 см вблизи прорыва до 10—15 см на расстоянии 2 км, резко отличается от верхнего слоя. Здесь во всех фракциях — магнитной, электромагнитной, тяжелой — отсутствуют обломки стекла как зеленого, так и бурого; преобладают обломки эффузивных пород (от 30 до 80 %); они имеют различную угловатую форму, преимущественно различных оттенков серого цвета; слабосцементированы и состоят из стекла, плагиоклазов и темно-серой основной массы; часто поверхность их присыпана мелкой вулканической пылью. По мере удаления от прорыва форма обломков меняется: они становятся полуокатанными и окатанными; в электромагнитной и тяжелой фракциях присутствуют обломки измененных пород красно-бурого цвета (до 10 %). Во всех фракциях присутствуют плагиоклаз (до 40 % в тяжелой фракции), авгит (до 10 % в тяжелой и электромагнитной фракциях), единичные зерна оливина, амфибола и до 1—2 % магнетита (в магнитной фракции) в мелких кристаллах октаэдрической формы. В электромагнитной и особенно в тяжелой фракции обнаружены сульфиды (пирит). Ю. А. Павлидис [1968] отмечает, что пирит в современных прибрежных отложениях архипелага (Курильские острова) чрезвычайно редок и встречается лишь в алевритовых илах Южно-Курильского залива. Вероятно, образование пирита, обнаруженного нами, происходит в толще отложений самой постройки вулкана Алаид, и в результате размыва этих отложений пирит был вынесен в прибрежную полосу.

В результате проведенных исследований можно сделать следующие выводы.

1. Ювенильный материал пепла извержения 1972 г. Олимпийского прорыва представлен зеленым и бурым вулканическим стеклом, химический состав которого одинаков.

2. Гравитационная дифференциация ювенильного материала на расстоянии до 3 км от центра эрупции выражена слабо; четко наблюдается лишь отсутствие пелитовой фракции на расстоянии до 1 км и постепенное увеличение содержания ее за счет более крупных фракций.

3. Минералогической дифференциации в ювенильном материале на расстоянии 3 км не проявилось.

4. Слой пепла (третий), перекрытый тальными и дождевыми водами, резко отличается от второго слоя, сложенного ювенильным материалом последней стадии активности: а) по минералогии — отсутствием вулканического стекла и присутствием единичных знаков сульфидов; б) по гранулометрии — большей степенью сортировки материала; в) по химическому составу — увеличением содержания  $\text{SiO}_2$  от 49 % (во втором слое) до 52 %. Третий слой пепла сложен преимущественно материалом основной постройки Алаида, поступившего на поверхность в результате взрывов, образовавших эксплозивные кратеры.

После прекращения извержения пирокластический и лавовый материал подвергался интенсивной обработке и сортировке; в ре-

зультате на Олимпийском прорыве сформировались два типа тефроидов: пирокластические тефроиды и лавокластитовые тефроиды. Первые образовались за счет нелитифицированной тефры, а вторые — вследствие обработки лавокластитового материала, слагающего поверхность и борта лавовых потоков.

Наиболее интенсивно свежая тефра обрабатывалась в пляжной зоне, к северо-востоку от Олимпийского прорыва. Через месяц после прекращения выброса пирокластики и через два месяца после начала извержения в прибрежной части, где мощность тефры 1—3 м, обломочный материал в значительной мере оказался перекрытым, окатанным и отсортированным, т. е. он уже превращен в тефроидный песок и гравий.

В 300 м северо-восточнее лавового потока, где он мог перекрыться только во время штормов в 30-метровом береговом уступе, можно наблюдать следующий разрез (сверху вниз, в м).

1. Золотой пепел . . . . .	0,1—0,3
2. Гравий тефроидный, полуугловатой и полуокатанной формы, слоистый, представленный весьма пористыми обломками базальта . . . . .	до 0,02
3. Тефroidный песок с примесью алевритового материала, состоящий из слабоокатанного пеплового материала. Слоистость (1—3 см) обусловлена изменением крупности материала . . . . .	0,4
4. Пеплово-лапиллиевая тефра, состоящая из угловатого пористого вулканического пепла, размером 1—2 см в поперечнике с примесью лапиллиевой размерами до 3—4 см . . . . .	0,1—0,3
5. Переслаивание перекрытого пеплово-лапиллиевого материала в виде прослоев 1—5 см, слабообработанного до полуугловатой формы обломков . . . . .	0,1

Далее вдоль берега в обнажениях высотой около 2 м можно наблюдать неравномерно перекрытые отложения тефры. В одних пунктах материал перекрыт на всю мощность, в других только частично. Обычно он сформирован в виде прослоев мощностью 1—3 см (рис. 28, а). Ширина полосы тефroidов вдоль берега около 20—40 м. Надо полагать, что в подводной части вдоль берега отложился горизонт тефroidов с еще более хорошо обработанным материалом и, возможно, с более совершенной сортировкой. Следовательно, в течение 1—2 месяцев в наземных условиях сформировалась слоистая пачка тефroidов мощностью 1—3 м, состоящая из полуокатанного и полуугловатого материала.

Даже во время слабого прибоя берег, сложенный только что образовавшимися тефroidами, интенсивно размывался, обломочный материал подвергался дополнительной обработке и уносился в море. Прибрежная полоса воды оказалась окрашенной в темно-коричневый цвет вследствие присутствия мелкого тефroidного материала. Видимо, здесь происходит его осаждение и образование тефroidов в морских условиях. В осенне-зимний период штормов прибой (судя по обнажениям) продвигается далее в глубь берега на 30—40 м. Это способствует более интенсивному размыву, переработке лапиллиево-пеплового материала и образованию более мощных, слоистых пластов тефroidов.



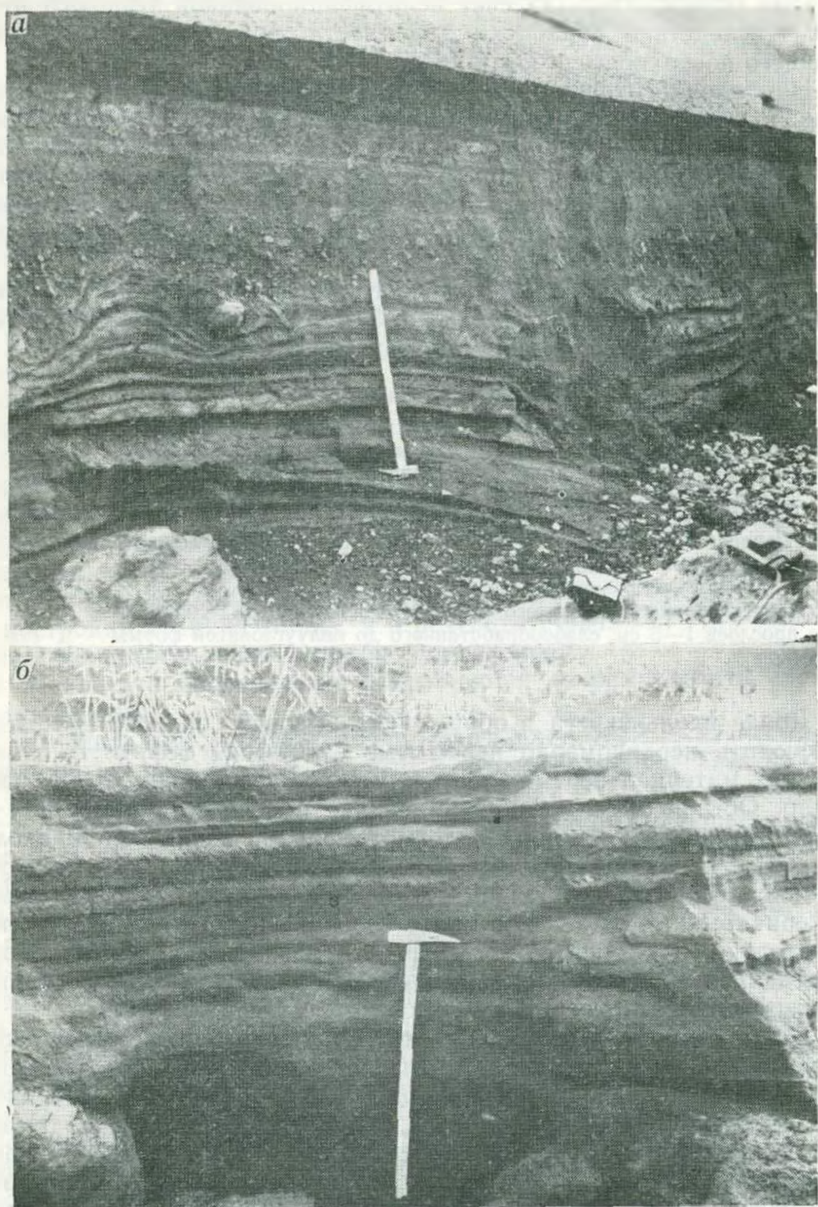


Рис. 28. Тефроиды:

*а* — переслаивание тесфы и тефроидов в береговом обнажении в 0,3 км от кратера Олимпийского прорыва вулкана Алаид; *б* — слоистая пачка тефроидов в береговом обнажении у подножия вулкана Тятя, образованная в течение 15 дней



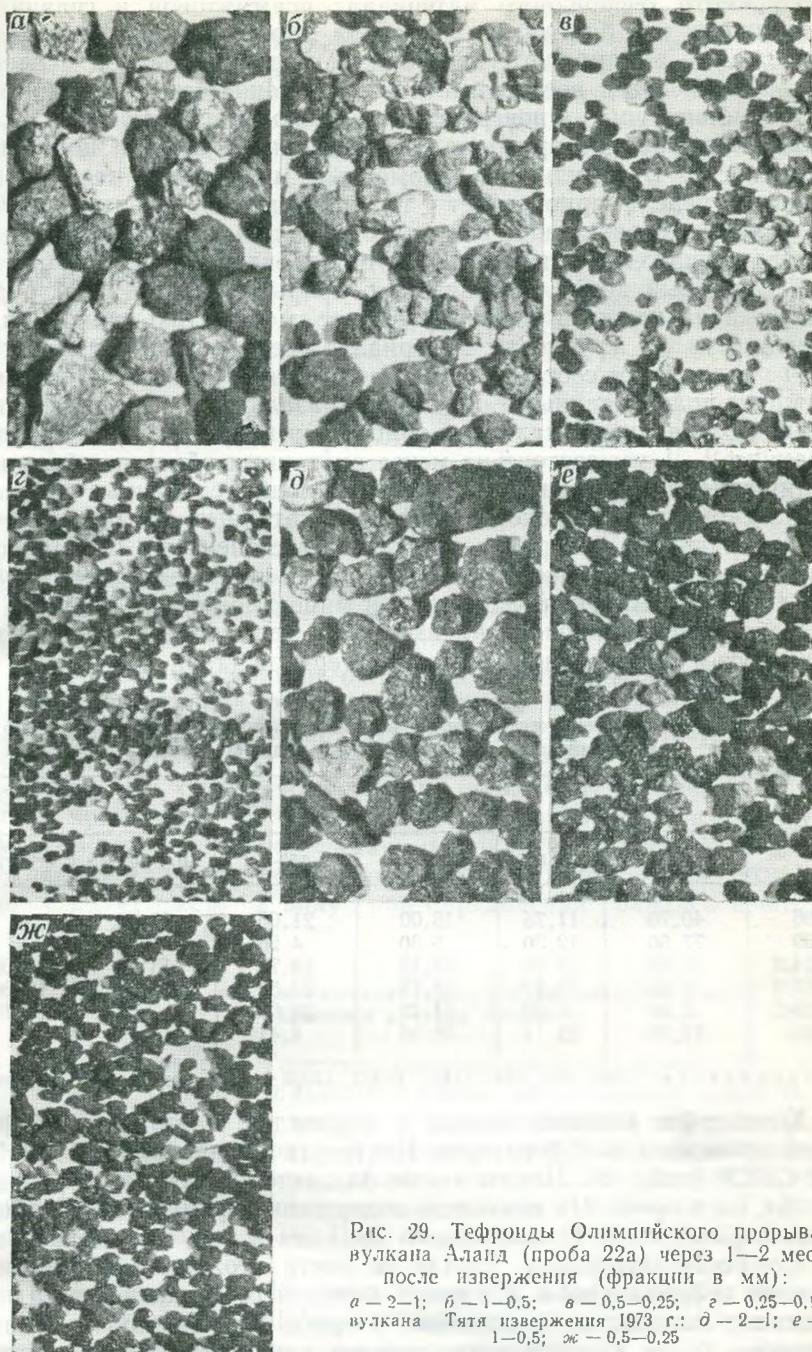


Рис. 29. Тэфронды Олимпийского прорыва вулкана Алаид (проба 22а) через 1—2 мес. после извержения (фракции в мм):  
 а — 2—1; б — 1—0,5; в — 0,5—0,25; г — 0,25—0,1;  
 вулкана Тятя извержения 1973 г.: д — 2—1; е — 1—0,5; ж — 0,5—0,25



Просмотр тефронидного материала псаммитовой и гравийной размерности под биноклем показал, что вследствие пористости ювенильного обломочного материала с неровной рваной поверхностью происходит весьма быстрое окатывание его в зоне прибора. Пористые выступы на поверхности обломков скалываются, и дальнейшее шлифование приводит к сглаживанию углов и полировке поверхности. В результате обломочный материал в течение нескольких недель приобретает полуокатанную и полуугловатую форму. При сравнении его с неокатанным материалом видно, что углы сглажены, а поверхность отполирована (рис. 29, а, б, в, г).

Тефронидный песок Олимпийского прорыва (проба 22а). обработанный на пляже в течение 1—2 мес. мощностью около 2 м, в зависимости от крупности материала имеет различный состав. Зерна более 2 мм составляют незначительную примесь. Они представлены полуокатанными обломками базальтового (ювенильного) шлака и единичными чуждыми обломками пород среднего состава. Фракция 2—1 мм состоит из менее окатанных обломков базальта с единичными неокатанными. Присутствующие единичные кристаллы плагиоклаза и пироксена почти не окатанные. По мере уменьшения крупности материала уменьшается степень его окатанности и увеличивается количество минералов. В наиболее тонкой фракции (0,25—0,1 мм) количество зерен минералов около 40 %.

Одновременно происходит изменение гранулометрического химического и минерального состава материала (табл. 7).

Таблица 7

**Гранулометрический состав пеплов и тефроида (в %) Олимпийского прорыва (1972 г.) вулкана Алаид**

№ пробы	Размеры фракций, мм					
	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	< 0,01
106	40,70	11,75	16,00	21,05	10,60	—
109	77,50	12,30	5,30	4,25	0,65	—
114/2	13,20	16,00	23,15	24,70	13,35	9,60
115/2	6,65	13,40	25,75	23,50	14,90	16,30
120/2	3,00	5,00	14,25	26,00	37,65	14,10
22а	13,39	52,14	30,06	4,41	—	—

Примечание. Пробы 106, 109, 114/2, 115/2, 120/2 — пеплы; проба 22а — тефронд.

Химические анализы пеплов и тефрондов Олимпийского прорыва проведены в лаборатории Института вулканологии ДВНЦ АН СССР (табл. 8). Пеплы имеют базальтовый состав; тефроида так же, но в пробе 21а повышено содержание кремнезема. Особенность пирокластики Олимпийского прорыва в том, что независимо от крупности материала состав ее почти тождествен. Видимо, поэтому тефронд пробы 22а имеет близкий состав к пеплу, а повышенное количество кремнезема в пробе 21а можно объяснить примесью более кислого резургентного или даже чуждого материала.

## Химический состав пеплов и тефроидов (в %) Олимпийского прорыва (1972 г.) вулкана Алайд

Компоненты	№ пробы			
	106	109	21a	22a
SiO <sub>2</sub>	48,97	49,50	51,02	49,32
TiO <sub>2</sub>	0,88	1,01	0,93	1,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,43	18,79	18,39	18,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,73	4,73	4,28	5,33
FeO	5,03	5,74	4,85	4,94
MnO	0,16	0,21	0,18	1,18
MgO	5,30	5,10	4,65	5,05
CaO	9,82	9,55	8,75	10,25
Na <sub>2</sub> O	2,62	3,10	3,15	2,84
K <sub>2</sub> O	1,54	1,88	1,84	1,76
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,08	—	0,22	0,10
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,62	0,20	1,00	0,42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,37	0,28	0,30	0,40
Сумма	99,56	100,11	99,56	99,68

Примечание. Проба пепла 106 взята в 120 м от кратера; проба пепла 109 — в 420 м; проба тефроида 21a — в 300 м; проба тефроида 22a — в 1,5 км.

Аналитики проб 106, 109, 21a — Л. Карташова, 22a — Г. В. Лец.

Изменение морфологии обломочного материала при переходе от пеплов в тефرويد сводится в основном к сглаживанию острых углов. Гранулометрический состав тефроидов отличается от пеплов сокращением мелких фракций (менее 0,1 мм) и крупных (2—1 мм). По химическому составу происходит увеличение содержания кремнезема за счет уменьшения главным образом глинозема. Минералогический состав изменялся за счет уменьшения стекла и увеличения обломков минералов в тефроидах. Эти данные следует иметь в виду при определении баланса вещества продуктов вулканизма.

Образование пирокластических тефроидов на побочном конусе  
Такетомн вулкана Алайд

Побочный прорыв Такетомн расположен в западной части вулкана Алайд. Останец шлакового конуса представляет собой полуостров, вдающийся в море на 1,4 км от основной постройки Алайда. Шлаковый конус размыт примерно на 2/3 и соединен с островом скоплением пеплово-шлакового материала современного перемыва — тефроидами. Извержение Такетомн описывалось Г. Танакадате [Tanakadate, 1934], Г. С. Горшковым [1967] и Е. К. Мархиным [1967].

Побочный прорыв Такетомн возник 17 ноября 1933 г. По данным Г. Танакадате и Г. Куно с 20 октября по 10 ноября извержению предшествовали сильные землетрясения, ощущавшиеся в северной части о. Парамушир и о. Шумшу. 26 ноября изверже-



ние было замечено капитаном Е. Такетони со шхуны «Хакухо-Мару».

Извержение началось на дне моря в 1200 м от берега, где глубина достигала 20—50 м. На поверхности вершина кратера высотой 20 м появилась 14 января 1934 г. В результате стромболианских извержений с высотой эруптивного облака до 3 км, происходивших через 1—2 ч, пеплово-шлаковый материал образовал конус правильной формы, постепенно увеличивающийся в размерах. В апреле конус возвышался уже на 130 м над уровнем моря. Взрывы участились до минутного интервала; высота эруптивного облака достигла 1 км. В июне в северной части конуса открылась бокка и излился лавовый поток, образовалось плоское лавовое плато с глыбовой поверхностью высотой 10—15 м над уровнем моря и площадью  $200 \times 250$  м.

Таким образом, первичная форма вулканического сооружения — типичный усеченный пеплово-шлаковый конус, осложненный лавовым потоком, излившимся в море в северном направлении. Первичный диаметр конуса 800 м, диаметр верхней части около 400 м, первичная высота 145 м. Кратер, заполненный лавой, имеет диаметр 250 м, и он полностью сохранился до настоящего времени. В нем находится семь шлаковых холмов высотой около 15 м. На некоторых холмах шлак частично спекся в агглютинат. Лавовый поток в подводной части имел размеры  $500 \times (250-300)$  м.

Объем извергнутого материала различными исследователями выражался в разных цифрах. Г. Танакадате [1934] определил объем конуса в 36 млн. м<sup>3</sup>, объем пепла, отнесенного от конуса, — в 1 млн. м<sup>3</sup>, объем лавы — в 4 млн. м<sup>3</sup>. По Е. К. Мархинину [1967], объем пеплового конуса 28 млн. м<sup>3</sup>, объем лавы 17,5 млн. м<sup>3</sup>, а объем всего материала с учетом разноса пепла он оценивает в 30—40 млн. м<sup>3</sup>.

В период наших исследований (1972 г.) останец шлакового конуса имел максимальную высоту 126 м, диаметр  $700 \times 450$  м. Длина лавовых потоков от кратера по трем выступам равнялась 450, 600 и 700 м.

Шлаково-пепловый конус в северо-восточной и юго-западной частях значительно эродирован, благодаря чему доступно изучению его внутреннее строение. Ритмичное выпадение пирокластиков обусловило хорошо выдержанную слоистость, выраженную различной крупностью материала. Непосредственно возле кратера слои имеют падение к центру конуса под углом 20—30°. Приблизительно в 50 м от кратера слои резко изламываются и приобретают обратное падение. На конусе вначале углы падения достигают 40°, а к периферии постепенно вынолаживаются, приобретая у подножия конуса почти горизонтальное залегание (в средней части 20—25°, затем 8—15°).

Мощность прослоев пеплово-лапиллинового материала, вблизи кратера достигает 10—20 см. По мере удаления к периферии, в 100—200 м от кратера, она снижается до 8—12 см, а в 400 м — до 2 см и менее, причем прослой, сложенные псаммито-алеври-

товым материалом, имеют мощность 3 см, а мелкопсефитовым — 6—8 см. Одновременно уменьшается и крупность материала, что собственно и обуславливает уменьшение мощности прослоев.

Крупность пирокластического материала, слагающего конус, преимущественно псаммитово-мелкопсефитовая. Пелитовый и алевроитовый материал присутствует в незначительном количестве. По периферии конуса основную массу составляют обломки диаметром 1—3 мм, в то время как у кратера — от 5 до 20 см. В пределах прослоев разделение пирокластики по крупности отсутствует, вероятно, вследствие небольшой высоты эруптивного облака, что исключило воздушную дифференциацию материала.

Фигурные бомбы в прикратерной части имеют размеры до 20 см, в средней части склона конуса до 10—12 см, а по периферии редко до 5—10 см. Количество их увеличивается от периферии к кратеру и колеблется от 2—3 до 5—8 % от общего объема пирокластики. Между бомбами и глыбами изредка встречаются чуждые обломки пород угловатой формы фундамента вулкана, представленные плотным андезитом-базальтом, иногда окисленные до красного цвета.

Среди пеплово-лапиллинового материала фигурные фрагменты отсутствуют. Лапилли и вулканический гравий представляют собой угловатые и округлые обломки весьма пористой лавы с равными краями. Поверхность обломочного материала черного цвета, с редкими порфировыми выделениями плагиоклаза и редко темно-цветных минералов. Пористость придает породе губчатую текстуру; преобладающий размер пор 0,3—1,0 мм. Стенки между порами имеют толщину измеряемую десятками долями миллиметров, причем сами стенки также испещрены тончайшими порами.

Пробы, отобранные из слоев различной мощности и на разном удалении от центра извержения, проанализированы и изучены под биноклем. Отличия между пробами незначительны. Обломки фракции размером 1—2 мм имеют преимущественно округлую форму, иногда в них выдаются острые углы, зазубренные и крючковатые тонкие выступы; поверхность обломков рваная, неоплавленная. Состав фракций — обломки базальта, стекла и небольшое количество плагиоклаза. Цвет стекла преимущественно черный и темно-бурый, почти черный. Около 30 % обломков представлены стеклом желтого цвета. Обломки фракции 0,5—1 мм имеют большую угловатость. Среди них резко преобладают обломки стекла и кристаллов плагиоклаза, причем некоторые кристаллы обладают первичной огранкой. Во фракциях 0,1—0,25 и 0,1—0,01 мм угловатость обломков еще более возрастает, одновременно увеличивается количество как плагиоклаза в виде обломков кристаллов, так и желтых, и светлых стекол.

Шлаковый конус Такетони и его лавовый поток подверглись интенсивной абразии и одновременному переносу тефры ветром. В процессе разрушения шлакового конуса происходило формирование пирокластических тефрондов, а разрушение глыбовых лав сопровождалось образованием лавокластитовых тефрондов.



Сразу после возникновения конуса Такетоми он начал разрушаться с образованием тефроидов. Вначале от конуса почти перпендикулярно к берегу протянулась узкая коса. Затем в юго-западном направлении стала формироваться вторая коса, которая, не дойдя до берега, образовала бухту, удобную для стоянок малогабаритных судов. К 1945 г. площадь косы достаточно расширилась и здесь были построены поселок и рыбный комбинат Атласово. К периоду наших исследований, в 1972 г., на месте бухты остались два почти разобщенных мелководных озера общей площадью около 0,25 км. В 1980 г. по аэроснимкам составлена новая схема площади наращивания тефроидов (рис. 30).

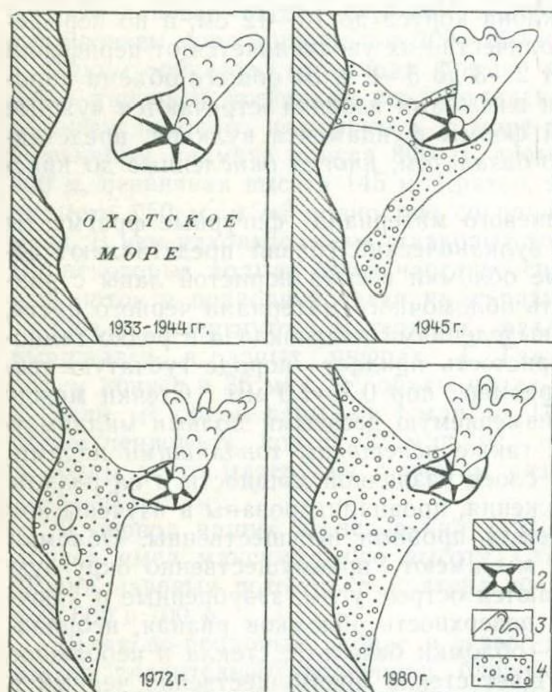


Рис. 30. Площадное развитие тефроидов за 45 лет:

В результате разрушения и переноса пирокластического материала образовалась хорошо стратифицированная толща псаммитогравийных тефроидов, по форме близкая к неравнобедренному треугольнику с основанием более 2 км и высотой около 1 км. Мощность толщи тефроидов, судя по глубинам дна моря, колеблется от 20 м у берега до 70—80 м вблизи прорыва, объем ее около 50 млн. м<sup>3</sup>. На ранее образовавшихся участках суши, сложенных тефроидами, в пределах поселка и комбината, начал формироваться растительный слой — трава и ольховый кустарник высотой до 2 м. У отвесных бортов конуса, удаленных от береговой линии на 10 м, можно наблюдать хорошо окатанный гравий. Прибой в летнее время не достает берегового обрыва и окатыва-

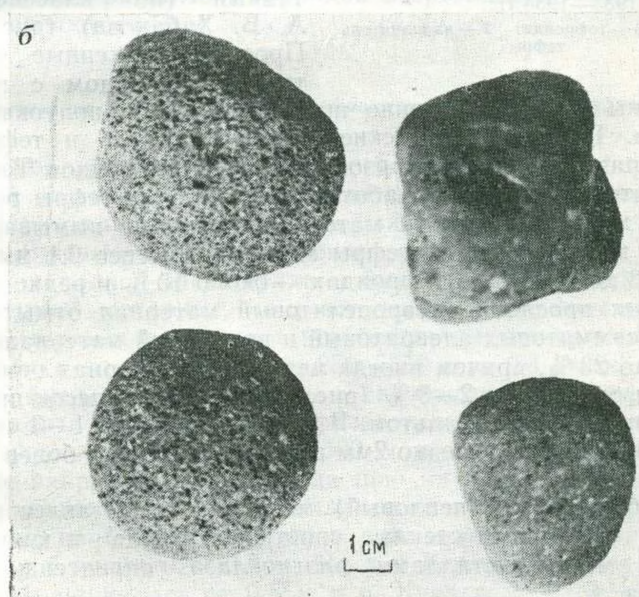
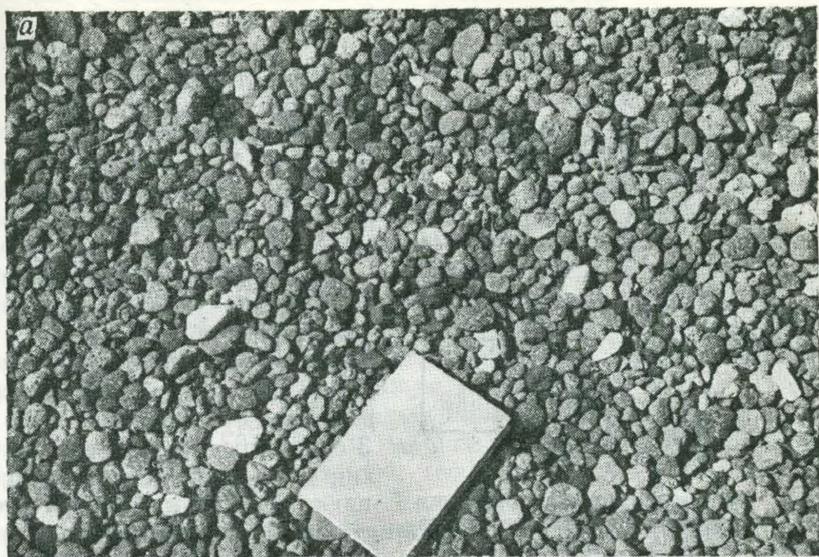


Рис. 31. Тефроиды вулкана Аланд:

а — тефроидный гравий конуса Такетомки; б — тефроидный галечник Олимпийского прорыва, окатанный в течение года



ние гравия могло произойти только во время зимних штормов. Учитывая, что ежегодно береговые обнажения размываются и береговая линия перемещается, окатывание материала у берегового обрыва, очевидно, происходит в течение года.

В небольших береговых обнажениях наблюдается слоистое строение толщи, где тефронидный песок переслаивается с гравием. Мощность прослоев 5—10 см. Уменьшения крупности тефронидов по мере удаления от конуса не наблюдается и даже, наоборот, отмечено увеличение крупности гравия в наиболее удаленных участках от конуса.

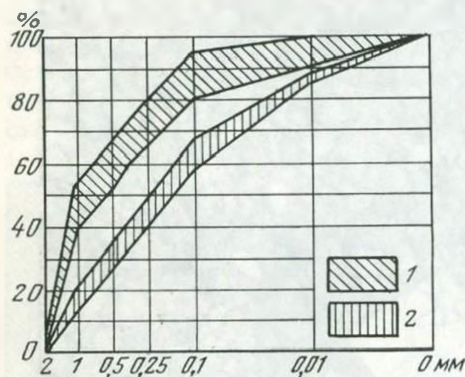


Рис. 32. График гранулометрического состава наполнителя вулканитов конуса Такетоми вулкана Аланд извержения 1933—1934 гг:

1 — наполнитель тефроида; 2 — наполнитель тефры

Прослой тефронидного гравия сложен гравием размером преимущественно от 0,5 до 3 см. Форма отдельных гравелин от полуугловатой до хорошо окатанной, преобладает гравий полуокатанный и окатанный (по классификации А. В. Хабакова) (рис. 31, а). Прослой, сложенный псаммитовым тефронидом с гравием,

представлены преимущественно полуугловатым и полуокатанным материалом. Гранулометрические анализы тефры и тефронидов, взятые из разных мест и горизонтов толщи тефронидов Такетоми, показали, что в процессе обработки и сортировки тефры резко сокращается мелкообломочный материал, который вымывается и уносится в море. В пеплах тефры материала менее 0,1 мм содержится от 33 до 40 %, а в тефрондах — около 10 % и редко больше. В гравийных прослоях алевропелитовый материал отмыт полностью, а в псаммитовых алевритовый и пелитовый материал составляет от 3 до 23 %, причем иногда пелитовый материал отмыт полностью или составляет 2—3 % (рис. 32). Гравий и песок представлены слабопористым базальтом. В гравии размером 1—3 см встречаются поры до 1 мм и редко 2 мм в поперечнике, а в более мелком материале менее 1 мм.

Мелкообломочный (пепловый) материал представлен преимущественно обломками стекла, сростками стекла и кристаллов, в меньшей мере кристаллами плагноклаза, пироксена, оливина и магнетита.

Химический состав пепла (в %) конуса Такетоми следующий:

SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO <sup>+</sup>
49,42	0,15	20,14	3,30	6,20	0,17	4,26
CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма
9,98	3,00	1,77	0,30	0,36	0,37	99,62

Химический состав тефрондов аналогичен крупнообломочному базальту, поскольку пепловая часть обычно вымыта.

При неоднократных посещениях конуса Такетом и пос. Атласово мы постоянно отмечали хорошую окатанность вулканогенного материала, слагающего конус. Это говорит о том, что вся толща сложена тефроидами, а также о постоянной обработке материала разрушающегося конуса. У отвесных бортов конуса, удаленных от береговой линии на 10 м, залегает хорошо окатанный гравий. В летнее время прибой не достигает берегового обрыва, окатывание гравия могло произойти только в осенне-зимнее время, т. е. в течение года или менее. Следует также учесть, что ежегодно береговые обнажения размываются прибоем и береговая линия перемещается, однако у обрывов залегает хорошо окатанный тефроидный гравий. Это также подтверждает ежегодную обработку пирокластики.

Степень окатанности тефрондов примерно одинакова как по мощности, так и по всей площади их развития. Таким образом, за 45 лет сформировалась стратифицированная толща тефрондов мощностью около 50—60 м и площадью около 1 км<sup>2</sup>. Следует отметить, что площадь развития тефрондов зависит от объемов перерабатываемого материала. Если бы размывалась цепь вулканических конусов, расположенных вдоль берега, то соответственно и площадь развития тефрондов возросла бы при той же примерно мощности в 50 м.

#### Образование пирокластических тефрондов в 1973 г. на вулкане Тятя

Двойной вулкан Тятя типа Сомма-Везувий расположен в северной части о. Кунашир. Высота его 1822 м. Состав вулканистов базальтовый. В 1972 г. 14 июля произошли побочные извержения (предыдущее извержение его происходило в 1812 г.). В северо-западной части вулкана был выброшен преимущественно резургентный материал, а в юго-восточной — ювенильный с небольшой примесью обломков пород фундамента вулкана. Из главной воронки диаметром около 250—300 м до 28 июля, т. е. в течение 15 дней, выбрасывалась газонасыщенная пирокластика. В результате извержения образовался сильно усеченный конус с кратером диаметром около 500 м и глубиной порядка 100 м. Главное направление пеплопада шло на восток. В 0,5—0,8 км от конуса мощность пеплово-лапиллинового материала достигла 3 м, а в 5 км на берегу острова, в зоне максимального пеплопада, выпал слой пепла 0,4—0,8 м. На дне Южно-Курильского пролива мощность снижалась от 0,5 м у о. Кунашира до 3—5 см вблизи о. Шикотан. Кроме главного юго-восточного направления пеплопада наблюдалось рассеивание пепла в северном и южном направлениях, вплоть до г. Южно-Курильска, расположенного в 50 км от конуса. Общее количество выброшенного пепла оценивается в 0,25 км<sup>3</sup>. Извержение вулкана Тятя в 1973 г. характеризуется



стромболланскими взрывами, близкими к плиннианским с эксплозивным индексом 100 [Малеев, 1975].

Новый насыпной конус сложен слабопористым разноразмерным шлаком, от пылеватого до бомб диаметром 1 м. В 5 км от кратера в зоне главного пеплопада, т. е. у берега, где происходило образование тефроидов, наиболее крупные обломки достигали 5—8 см в поперечнике и имели толщину до 1 см. Основная масса пепла псаммитовая, с примесью мелкоцефитового материала. Лапилли, отнесенные от кратера на 2—5 км, имели неровную поверхность с рваными краями, резко шероховатую, морщинистую или с пикообразными выступами. Текстура лапилли губчатая, с порами размером от 1 мм и меньше, обычно шаровой формы. Под биноклем в пепловом материале также выявляется тонкая сильная пористость. Пory имеют поперечники, измеряемые десятками и сотнями долями миллиметра. Пепел фракции 2—1 мм имеет преимущественно округлую и угловатую форму со сглаженными краями. По мере уменьшения пепла до алевритового и пелитового форма обломков постепенно приобретает угловатость, а затем остроугольность (см. рис. 6, б, 7, а, б, в).

Базальт слабопористой бомбы обладает порфировой структурой. Порфиновые выделения представлены незональным битовнит-анортитовым плагиоклазом в виде таблиц и лейст размерами до 1,5 м — около 10 %; моноклинным пироксеном — от 3 до 1 % и оливином; размеры пироксена и оливина до 0,3 мм. Текстура основной массы гялопилитовая. Микролиты представлены плагиоклазом, пироксеном, оливином и магнетитом; стекла в породе около 40 %. Текстура породы пористая; округлых пор около 30 %.

В пепле резко преобладает вулканическое стекло бурого и черного цвета с показателем преломления  $1,56 \pm 0,002$ , единичны зерна плагиоклаза, моноклинного пироксена и магнетита. Очень редко встречаются обломки пород и минералов фундамента, причем чуждые обломки нижнего слоя отличаются от таковых верхнего. В нижнем слое присутствуют бурые, розовые и красные обломки вулканического стекла и обломки базальта; в верхнем — обломки пород кислого состава, кварц, кислый плагиоклаз. Чуждые обломки в разной степени оплавлены.

Одновременно с выпадением пепла в прибрежной зоне началась интенсивная обработка его прибоем. Следует отметить, что на берегах острова, омываемого океаном, даже в штиль накат имеет высоту 1—2 м и пепел на пологих берегах в штиль обрабатывается в пределах полосы 5—15 м, а в шторм до 50 м. В результате непрерывного окатывания пористого крупного материала, сложенного преимущественно базальтовым стеклом с небольшой долей порфириовых выделений, происходят скалывание углов и полировка поверхностей. При этом более мелкий пепловый материал пелитового и частично алевритового состава отмывается и уносится в море. В прибрежной зоне полоса воды шириной около 100—200 м была окрашена пепловым материалом в коричневый цвет. Причем интенсивность окраски постепенно уменьшалась по

мере удаления от берега. Через 10—15 дней после прекращения выбросов пирокластики вдоль берега сформировался горизонт тефроидного песка мощностью 1—1,5 м.

Горизонт тефроидных песков, иногда с прослоями гравия, обладает слоистой текстурой. Мощность прослоев колеблется от 1 до 10 см. Они отличаются крупностью песчаного материала, а иногда наличием прослоев гравия. Прослой имеют протяженность 10 м и более, в зависимости от характера прибоя во время формирования тефроидов. Псефитовые обломки имеют преимущественно полуугловатую форму. Песчаный материал в зависимости от крупности и пористости имеет разную степень окатанности. Более крупный и более пористый пепловый материал подвергается более быстрой обработке (см. рис. 28, б). Таким образом, пепел вулкана Тятя за 10—15 дней в зоне прибоя успел в значительной мере округлиться, отделиться от тонкообломочного материала и стратифицироваться.

Пепел, выпавший в проливе между островами Кунашир и Шикотан, мощностью от 0,5 до 0,05 м также подвергался обработке и сортировке непрерывно действующим течением. По данным Б. И. Васильева, проводившего здесь исследования, через три месяца после извержения пепел был уже перемещен со дна пролива. Одновременно с обработкой материала и выноса тонких фракций происходит обогащение тефроидов тяжелыми минералами, в частности магнетитом. В изучаемых нами пеплах такое обогащение было незначительным, но более древние пеплы на пляжах, здесь же, на о. Кунашир, на других островах и в районе Петропавловска-Камчатского являются источником формирования месторождения магнетитовых песков.

Проведенные гранулометрические анализы выпавшего пепла и здесь же обработанного тефроида показали, что материал тефроида полностью теряет тонкообломочный материал (менее 0,1 мм) и в нем резко сокращается количество крупнообломочного (более 1 мм) — от 37,65—69,55 до 5,5 % (табл. 9).

Благодаря наличию тонкой пористости пепловый материал за весьма короткий срок подвергся интенсивному окатыванию. Во фракции 2—1 мм исчезают пикообразные выступы. Обломки приобретают полуокатанную и полуугловатую форму (см. рис. 29, д). Обломки угловатой или неокатанной формы единичны и, вероятно, были принесены на пляж эоловым путем уже после прекращения образования слоя, поскольку даже слабый ветер поднимал облака пепловой пыли и разносил ее по окрестностям. Фракции 1—0,5 и 0,5—0,25 мм хотя и менее окатаны, но по форме резко отличаются от таких же фракций пеплов (см. рис. 29, е, ж).

Химические анализы брались из разных слоев пепла и в различных пунктах, а также использовался неодинаковый по плотности грубообломочный материал (табл. 10).

Ювенильный вулканический материал, взятый из разных слоев, практически имеет одинаковый химический состав. Тефроидный песок при отсеве большого количества тонкого и более крупного



Гранулометрический состав пеплов и тефроидов вулкана Тятя извержения 1973 г.

Материал	№ образца	Размер фракций, мм											
		2,0—1,0		1,0—0,5		0,5—0,25		0,25—0,1		0,1—0,01		менее 0,01	
		масса, г	%	масса, г	%	масса, г	%	масса, г	%	масса, г	%	масса, г	%
Вулканический песок, слой I . . . . .	107	7,53	37,65	5,61	28,05	4,38	21,90	1,19	5,95	1,29	6,45	—	—
Вулканический песок, слой II . . . . .	107а	1,56	7,80	3,96	19,80	8,06	40,30	2,46	12,30	1,12	5,60	2,84	14,20
Вулканический песок, слой III . . . . .	107б	13,91	69,55	2,89	14,45	1,27	6,35	0,19	0,95	1,74	8,70	—	—
Вулканический песок, слой IV . . . . .	107в	10,85	54,25	4,45	22,25	2,03	10,15	0,42	2,10	0,26	1,30	1,99	9,95
Тефроидный песок . .	107д	1,10	5,50	8,94	44,70	9,28	46,40	0,68	3,40	—	—	—	—

Таблица 10

Химический состав пирокластики и тефроидов (в %) вулкана Тятя извержения 1973 г.

Материал	№ пробы	Оксиды													Сумма
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	
Вулканический песок, слой I . . . . .	107	51,36	0,83	17,03	4,46	7,67	0,20	4,37	9,66	2,90	0,69	0,26	0,19	0,32	99,94
Вулканический песок, слой II . . . . .	107а	51,32	0,83	17,08	4,81	7,61	0,20	4,13	9,59	2,90	0,73	0,32	0,36	0,32	100,20
Вулканический песок, слой III . . . . .	107б	52,92	0,88	16,64	4,19	7,29	0,20	4,01	9,45	3,10	0,76	0,30	0,28	0,28	100,30
Вулканический песок, слой IV . . . . .	107в	52,02	0,83	16,81	4,33	7,41	0,20	4,05	9,45	3,13	0,84	0,32	0,24	0,32	99,95
Тефроидный песок . .	107д	51,32	0,83	17,03	4,34	7,47	0,18	4,34	9,71	2,80	0,69	0,26	0,20	0,32	99,57

пеплового материала имел близкий химический состав к ювенильному материалу. Вероятно, это объясняется тем, что пирокластика вулкана Тятя, 1973 г., от крупных бомб до алевроитового материала, отложенного в 50 км от центра извержения, имеет тождественный минеральный состав [Малеев, 1975].

**Лавокластитовые тефроида побочных прорывов вулкана  
Аланд извержения 1972 г. и 1933—1934 гг.**

Как было уже сказано выше, в июле 1972 г. на Олимпийском прорыве вулкана Аланд началось излияние лавы. Серия лавовых потоков вошла в море и образовала полуостров площадью 0,72 км<sup>2</sup>, который возвышался над уровнем моря на 20—30 м. Общая мощность покрова 35—60 м. В плане потоки образовали сферический треугольник.

Базальтовые лавовые потоки Олимпийского прорыва обладают глыбовой поверхностью. Размеры глыб достигают 3 м в поперечнике, но значительная часть обломочного материала имеет размеры 5—20 см. Форма глыб угловатая, с рваными краями; поверхность бугристая, комковатая. Глыбы сложены весьма пористым базальтом с преимущественно шаровой формой пор. Иногда в глыбах проявляется полосчатость — субпараллельные полосы толщиной 0,5—3 см зеленовато-серого и буровато-серого цвета. Часто крупные глыбы покрыты мелкообломочным, вероятно пирокластическим, материалом, размером 1—10 см, частично вплавленным в глыбы. Изредка между глыбами наблюдается спекание псаммитового материала (рис. 33).

Лавовые потоки шлакового конуса Такетоми, изливавшиеся также в море, имеют размеры 500 × (250—300) м и тремя языками вдаются в море. Поверхность лавовых потоков Такетоми аналогична таковой Олимпийского прорыва. Она сложена неравномерно-обломочным материалом с размерами глыб до 3 м в поперечнике; глыбы остросереберные, с рваными краями, весьма пористые.

После излияния лавокластитовый материал лавовых потоков начал растаскиваться прибоем. При этом лавы Олимпийского прорыва более интенсивно размывались, чем лавы конуса Такетоми.

При разрушении поверхностного глыбового слоя обнажается волнистая поверхность литондной лавы, обладающей коркой с мельчайшей трещиноватостью. При отливе просматривались нижние части потоков, но гналокластиты нигде не были обнаружены.

Лавокластитовый материал, видимо, благодаря пористости быстро окатывается, но медленнее, чем пирокластика. Через 2—3 мес. после излияния лавовых потоков скоплений лавокластитового материала еще не наблюдалось, но во время осенне-зимних штормов началась интенсивная обработка глыбового материала. Через 2 года после извержения лавовых потоков образовавшиеся глубокие бухточки начали заполняться хорошо окатанным материалом. Глыбы размером 0,5—0,2 м приобрели форму



хорошо окатанных валунов с полированной поверхностью (см. рис. 31, б). При этом лавокластитовый тефронд перемещался вдоль берега в южном и северном направлениях на расстояние до 0,8 км.

В 1977 г. лавокластитовый материал продолжал формироваться, сглаживая поверхность лавового полуострова, и материал растаскивался уже до мыса Сивучного, т. е. на расстояние около 2,5 км. При этом береговая линия отодвинулась в глубь моря на 0,4 км, где раньше глубина была около 40 м (см. рис. 33).

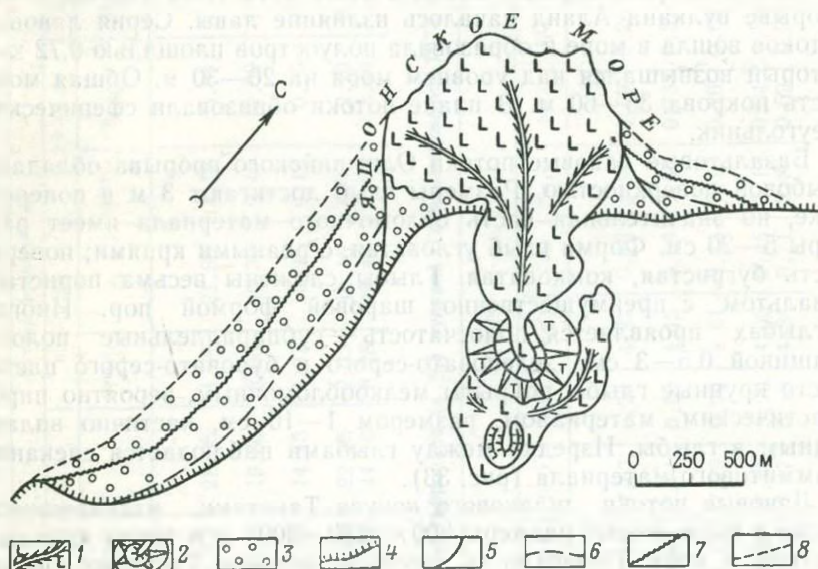


Рис. 33. Формирование тефрондов Олимпийского прорыва вулкана Алаид:

1 — направление движения лавовых потоков; 2 — шлаковый конус; 3 — лавокластитовый тефронд; 4 — береговая линия 1972 г.; 5 — то же, 1973 г.; 6 — то же, 1974 г.; 7 — то же, 1977 г.; 8 — то же, 1980 г.

В 1980 г., по данным аэрофотосъемки, береговая линия отодвинулась в глубь моря еще на 0,3 км, а всего от 0,2 до 0,8 км; сгладился выступ лавового полуострова, заполнив бухты валунами.

В районе конуса Такетоми лавокластитовый материал имеет значительно меньшее распространение. Он залегает в виде полосы в восточной части конуса шириной около 40 м и длиной более 300 м; в северо-западной части — шириной около 20—30 м и длиной около 200 м.

Размеры валунов до 1 м в поперечнике хорошо окатаны и отполированы. В пределах лавовых потоков, вдающихся в море, тефронды образуются только в небольших бухтах, в виде россыпей окатанных и полуокатанных глыб (см. рис. 26, б).

Таким образом, лавокластитовые тефронды также участвуют в формировании вулканогенно-осадочных толщ, хотя более замед-

ленно и в меньших масштабах, чем пирокластические тефрои́ды.

Семилетние наблюдения за формированием тефроидов на Олимпийском прорыве вулкана Алаид свидетельствуют о необыкновенно большой скорости образования валуно-галечниковых тефроидов. В 1980 г. береговая линия проходила там, где были глубины около 50 м. Ширина полосы тефроидов была около 800 м, длина к югу от лавового потока около 2 км и к северу 0,8—1 км. Как видим, за исключительно малый отрезок времени сформировался мощный горизонт лавокластитовых тефроидов. В общем в условиях островных дуг, где почти непрерывно в море изливаются лавовые потоки, мощные толщи тефроидов образуются в миллионы или первые десятки миллионов лет — в отрезки времени формирования стратовулканов.

На Курильских островах во многих пунктах можно наблюдать обработку прибоем лавокластитового материала глыбовых лавовых потоков, а из них формирование мощных толщ лавокластитовых тефроидов, входящих в состав прибрежно-морских вулканогенно-осадочных отложений.

Эффузивные породы со столбчатой или близкой к ним отдельностью при разрушении дают хорошо окатанные и отполированные валуны и галечник, представляющий собой вулканотерригенный материал. Они почти всегда отличимы от лавокластитов. В лавокластитах, как правило, материал более пористый, пористость неравномерная, что придает валунам неоднородность. Валуны вулканотерригенные обычно сложены плотной лавой, состав их более или менее однородный. В терригенных породах, как правило, присутствуют валуны туфов, в лавокластитах они встречаются редко и только в тех случаях, когда лавовыми потоками растаскиваются шлаковые конусы, но и в этом случае пирокластический материал отличается отсутствием цемента.

### **Формирование тефроидов на склонах вулканов**

В пределах современных действующих вулканов на их склонах можно наблюдать образование тефроидов за счет переотложения морен, агломератовых потоков, лавокластитов и коллювиально-пролювиального материала.

Прекрасным примером может служить вулкан Авача. С востока к нему примыкает потухший вулкан Козельский, а с запада — Корякский, находящийся в фумарольной стадии активности. Высота Авачи 2751 м. Это двойной вулкан, построенный по типу Сомма-Везувий, с хорошо выраженным атрио. Более 5 тыс. лет назад произошёл катастрофический взрыв, обезглавивший вулкан и понизивший его на 1000—1200 м. Материал постройки объемом около 16—20 км<sup>3</sup> был выброшен на юг и покрыл площадь около 200 км<sup>2</sup>. Затем последовали пирокластические потоки, частично перекрывшие отложения направленного взрыва. Почти в центральной части вулкана вырос новый конус высотой 600—700 м. Сомма сложена вулканитами преимущественно андезитового состава,



новый конус — базальтового. Новый конус окружен атрио глубиной 200—300 м, которое прерывается на севере и на юге. Атрио заполнено ледниками и постепенно заполняется пирокластикой нового конуса.

Наиболее глубокие овраги, разрезающие сомму и обнажающие ее строение, расположены в юго-западной части вулкана и служат началом р. Сухой Елизовой, а в юго-восточной части — р. Сухой Халактырки.

Сомма сложена тефрой, агломератовыми, лавовыми, пирокластическими потоками, экструзиями, коллювиально-пролювиальными отложениями, пемзой, а по периферии вклиниваются туф-фиты и тефронды.

Новый конус сложен лавовыми потоками, тефрой, в том числе шлаками, агглютинатами и пирокластическими потоками. В атрио формируются ледниковые отложения, спускающиеся вместе с ледниками в пониженные части рельефа.

Последнее извержение 1945 г. было пирокластическим, а в 1926 и 1938 гг., как и предыдущее, — лавово-пирокластическим, с высокотемпературными пирокластическими потоками авачинского типа. Они вместе с тефрой расплавляли мощные толщи снега и льда и формировали грязевые потоки длиной 10—15 км, спускавшиеся по рекам Сухой Елизовой и Сухой Халактырке.

#### Формирование тефрондов на склонах вулкана Авача

В юго-западной части атрио вулкана Авача находится крупный ледник. Благодаря расположению его на юге постройки, где происходит более сильный снос пирокластики, он покрывается наиболее мощным чехлом обломочного материала, скатывающегося с нового конуса, и, получая большее количество тепла, быстрее двигается к подножию вулкана с формированием морен, главным образом конечных.

Материал ледниковых морен характеризуется различной крупностью: от глыб размером 0,8 м и менее. Форма обломков также различная: округлая, полуугловатая и угловатая. Материал представлен тефрой, обломками лавы, агглютинатом и пр. В 1926 г. во время извержения Авачи в юго-западную часть спустились пирокластические потоки, которые вместе с тефрой расплавили снежный покров вулкана, а возможно, и частично ледники и образовали грязевые потоки, насыщенные тефрой, материалом пирокластических потоков и морен. Потоки устремились более чем на 10 км вниз по р. Сухой Елизовой, захватывая аллювий. Частично материал грязевых потоков остался на склонах вулкана и по бортам ущелья р. Сухой Елизовой.

Весь этот неравномерно-обломочный материал, слагающий морену и грязевые потоки, интенсивно размывается талыми водами ледника, дождями и сносится к истоку р. Сухой Елизовой. Здесь, пройдя 0,5—1 км, обломочный материал в течение вегетационного периода превращается в полуокатанный и окатанный тефронд.

По мере продвижения вниз он образует временные террасы высотой 1—3 м, которые снова разрушаются последующими, более мощными потоками талых вод.

В разрезах террас можно наблюдать хорошо выраженную слоистость. Мощность прослоев варьирует преимущественно от 1 до 10 см, по простиранию они прослеживаются на 10—20 м. Эти образования начинают отлагаться еще в оврагах, врезанных в сомму Авачи, где ширина ущелья около 30—50 м. По мере движения вниз тефронидный материал сортируется по крупности и отлагается в выдержанных по простиранию прослоях (рис. 34, а, б).

В верховьях р. Сухой Халактырки, берущей начало на юго-восточном склоне Авачи, ледники отсутствуют. Здесь пирокластические потоки извержения 1938 г. спускаются по новому конусу, проходят по сглаженным склонам соммы и постепенно сливаются с грязевыми потоками. Грязевые рыхлые пирокластические потоки быстро размываются, и их материал сносится по склону. При сносе относительно грубый материал, размерами преимущественно до 0,3 м, окатывается и полируется. Материал пирокластических потоков, как было сказано выше, состоит из «бомбондов» главным образом округлой формы и наполнителя. Наполнитель вымывается и сносится в пониженные части рельефа. «Бомбонды», имеющие бугристую поверхность, постепенно сглаживаются и полируются. В пониженных частях рельефа идет интенсивное отложение грубо-слоистых тефрондов.

Ниже к этим отложениям добавляется обломочный материал со склонов соммы, сложенной литифицированными вулканитами, в том числе лавовыми потоками и экструзиями. Этот материал в пойме р. Сухой Халактырки перемешивается с тефрондным, и, таким образом, формируются вулканотерригенные отложения.

В обнажениях соммы Авачи можно наблюдать сложный комплекс вулканитов: отложения пирокластических потоков типа соммы Авачи, тефру, коллювиально-пролювиальные отложения и горизонты пемзовых тефрондов. Состав пемзовых тефрондов андезито-дацитовый. Мощность горизонтов 1—2 м, текстура их слоистая, мощность отдельных прослоев 1—10 см. Прослой различаются величиной обломочного материала: наиболее крупные глыбы состоят из хорошо окатанной пемзы, материал размером менее 2 мм имеет преимущественно полуокатанную форму (см. рис. 34, в).

Таким образом, формирование тефрондов происходило в течение всей истории вулкана. На ранних стадиях развития Праавачи накапливались пемзовые и смешанные тефронды, на что указывают горизонты тефрондов в основании соммы вулкана. Они формировались, вероятно, из отложений пирокластических и грязевых потоков и тефры.

В настоящее время формирование тефрондов на склонах вулкана происходит за счет тефры, пирокластических и грязевых потоков, коллювиально-пролювиальных отложений и в значительной мере вулканогенных морен.



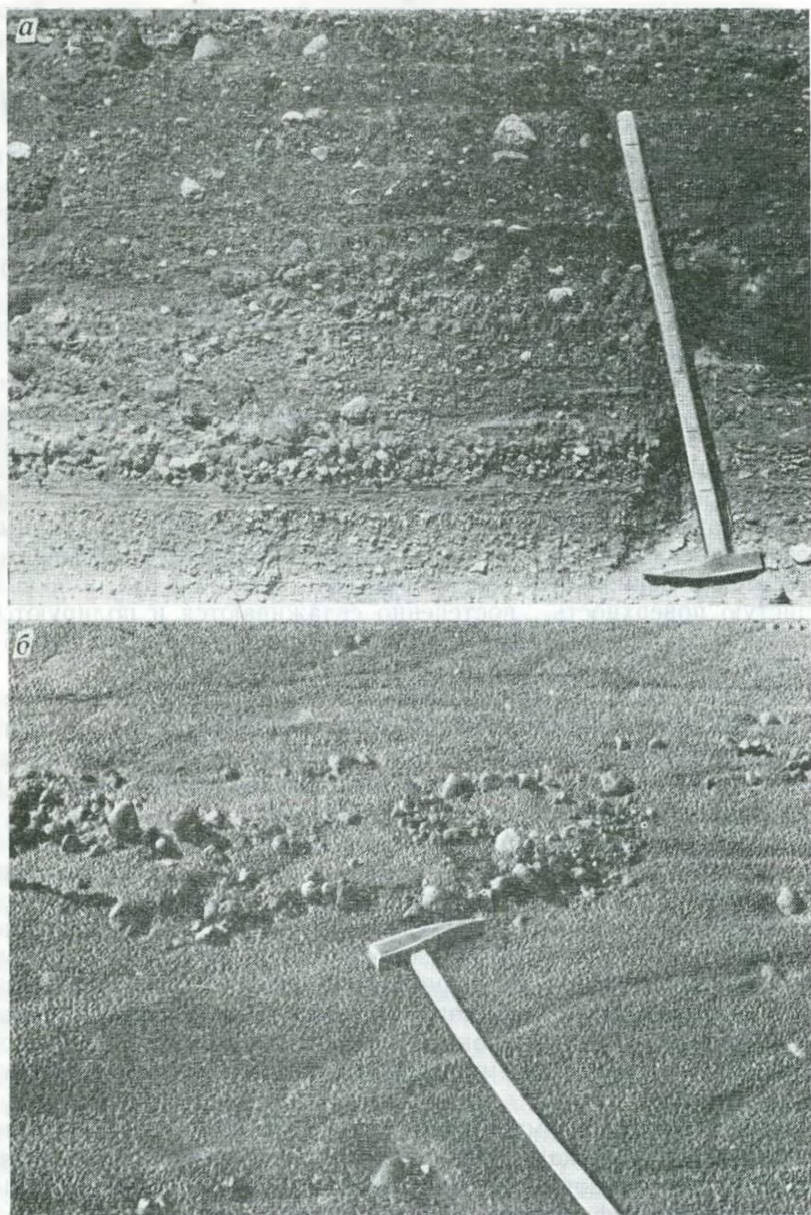


Рис. 34. Тефронды вулкана Авача:

*a* — разрез террасы в овраге соммы Авачи, вскрывающий полуокатанные тефронды в истоках р. Сухой Елизовой; *б* — поверхность р. Сухой Елизовой в ее верховье (после ежедневного спада воды), покрытая гравийно-галечным тефроном; *в* — пемзовые тефронды у основания периферической части соммы Авачи, перекрытые отложениями лахаров 1938 г. в истоках р. Сухой Халактырки



Главные области их отложений — это верховья рек Сухой Елизовой и Сухой Халактырки. Там они слагают временные террасы и аллювий поймы истоков рек. Материал полуокатан, окатан и значительно отполирован. Наполнитель тефрондов, как правило, содержит мало алевритового материала, и в нем почти отсутствует пелитовый материал.

Наполнитель состоит из угловатых и полуокатанных обломков андезита и базальта и менее окатанных зерен плагиоклаза, амфибола, авгита, гиперстена и магнетита.

#### Формирование тефрондов на склонах вулканов Ключевской группы

Наиболее интенсивно формируются тефронды на южных склонах вулканов Ключевского, Камень и Безымянного.

Ключевская группа вулканов расположена в северной области Центральной Камчатской депрессии к западу от г. Ключи. В группу входит 12 стратовулканов, из которых Ключевской самый высокий (4850 м) и самый активный.

Изучение тефрондов проводилось в северо-восточной части группы вулканов, преимущественно в области подножия Ключевского вулкана.

В северной части этой группы расположены вулканы Ключевской, Средний и Ближний Плоский; в южной — Ключевской, Камень и Безымянный. Главным источником пирокластического материала в этой области служат вулканы Ключевской и Безымянный.

За период наблюдений (260 лет) для Ключевского вулкана установлены два типа извержений. Пароксизмальные извержения



имеют место в среднем через 26 лет. Вершинный кратер диаметром около 500 м полностью заполняется лавой и происходят интенсивные терминальные извержения. В заключительный эруптивный этап происходит побочный прорыв с начальным выбросом пирокластики и формированием шлаковых конусов, а затем излиянием лавовых потоков [Пийп, 1956].

Межпароксизмальные извержения происходят в среднем через 7 лет. В вершинном кратере образуются бокки, вокруг них нарастают конусы и происходит небольшой выброс пирокластики. Пароксизмальные извержения также заканчивались побочными прорывами.

В 1978 г. произошло новое, видимо близкое к терминальным, извержение. Весь вершинный кратер заполнился жидкой базальтовой лавой, которая изливалась (1978—1980 гг.) через шарру. Поскольку излияние происходило на высоте около 5 км в области снежной вершины и низких температур, лава не изливалась сплошным потоком, а, подходя к шарре, охлаждалась, дробилась, и в виде лавокластита скатывалась по шарре.

В марте 1980 г. на северо-восточном склоне Ключевского вулкана произошел побочный прорыв.

Более ранние побочные прорывы происходили в 1974, 1966, 1956, 1955, 1953, 1951, 1946, 1945 гг. и т. д.

Побочные прорывы обычно начинались с выброса обломочного материала на высоту до 10 км. В начале извергался материал постройки, а затем ювенильный; при этом формировался шлаковый или лавовый конус, а впоследствии изливался лавовый поток длиной от 250—350 м до 10—12 км. Лавовые потоки обычно обладали глыбовой поверхностью и таким же основанием; количество лавокластитового материала составляло примерно 1/3 объема лавовых потоков [Малеев, Ванде-Кирков, 1973].

Андезитовый вулкан Безымянный считался потухшим. В 1955 г. началась эксплозивная деятельность, а 30 марта 1956 г. произошло катастрофическое извержение, в результате которого была взорвана вершина вулкана и образовалась полость объемом 2 км<sup>3</sup>; материал был выброшен на 15 км от кратера, а столб пепла поднялся на высоту 38 км. Пирокластический поток прошел по р. Сухой Хапице на 18 км и сивелировал материал направленного взрыва. Извержение завершилось грязевым потоком, который также прошел по р. Сухой Хапице на 85 км и дошел до р. Камчатки [Горшков, Богоявленская, 1965].

Андезитовая пирокластика Безымянного выпала на базальтовую пирокластику предыдущих побочных извержений Ключевского вулкана и начала интенсивно перемешиваться с ней и формировать тефронды сложного петрографического состава.

Материал пирокластического потока безымянно-шивелучского типа и грязевого потока начал интенсивно размываться и также формировать сложные тефронды.

После катастрофического извержения 1956 г. вулкан Безымянный извергается почти ежегодно, давая пирокластические потоки

3—5 км, редко больше; они интенсивно размываются — и их материал превращается в тефронды. После извержения 1956 г. толща рыхлых отложений направленного взрыва и пирокластического потока мощностью около 70 м, выполнивших долину р. Сухой Хапицы, была полностью прорезана водным потоком, затем пойма стала быстро расширяться. На отдельных участках были размыты и более древние отложения, подстилающие материал извержения 1956 г. Они представляли собой почвенно-пирокластический чехол, вместе с пеплами Шивелуча, а также отложения агломератового потока вулкана Камень. В 1959—1960 и 1967 гг. во время наших исследований пойма имела ширину 150—250 м и ряд террас.

В процессе размыва рыхлых вулканических отложений, выполнявших пойму, шло интенсивное образование вулканокластических тефрондов. Отложения агломератового пирокластического потока, сложенные первично несколько округлым материалом, очень быстро полировались и окатывались. Отложения грязевого потока в значительном количестве содержали округлые глыбы андезита пирокластического потока. Материал направленного взрыва, сложенный угловатыми обломками, тоже очень быстро подвергался окатыванию.

В верхней части р. Сухая Хапица питалась ледниковыми и снежниковыми водами, которые летом обычно появлялись в 10—11 ч дня; во второй половине дня и к вечеру поток высотой 0,5—0,8 м покрывал уже всю пойму. Его тяжелые мутные воды несли псаммитовый и более мелкий материал и перекатывали глыбы 0,2—0,3 м в поперечнике. К 1—2 ч ночи движение водного потока прекращалось. При спаде суточных потоков отлагались толщи тефрондов в виде террас мощностью 0,5—0,8 м. В периоды дождей уровень в реке поднимался до 1,5 м, скорость течения увеличивалась до 1 м/с и поток нес глыбы до 1,2 м в поперечнике. После таких дождей образовывались террасы из тефрондов до 1—1,2 м высотой; а в ночь с 26 на 27 августа 1960 г. отложился пласт песчано-гравийного материала мощностью 1,4 м, который состоял из трех слоев, отличающихся крупностью материала.

Обычно аллювиальные отложения, образующие террасы, обладают слоистостью. Прослон мощностью 5—25 см прослеживаются на 100—200 м и сложены плохо отсортированным материалом. В прослоях песка присутствует 10—15 % гравия, а в гравийных — иногда до 40 % песка. Галечниковые прослои представляют собой смесь всех фракций (с ограниченным количеством пелитовой) и с редкими глыбами до 1 м в поперечнике. Аллювиальные террасы непрерывно размываются, и их материал переотлагается, причем по мере продвижения вниз он все более сортируется, окатывается и полируется. Обломочный материал состоит из андезитов извержения Безымянного 1956 г., базальта пирокластического потока вулкана Камень, обломочного материала грязевых потоков со склонов вулканов Камень и Сопка Зимина. Это обуславливает сложный состав вулканокластических тефрондов.



**Гранулометрический состав наполнителя тефрондов (в %) западного склона  
вулкана Безымянного в пределах р. Сухой Хапицы**

№ пробы	Размер фракций, мм					
	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	<0,01
129	6,88	13,78	17,89	15,43	46,02	—
135	12,12	21,39	23,35	9,02	2,59	31,53
171	—	26,26	22,48	23,89	27,37	—
172	7,14	14,99	21,25	16,34	40,28	—

Аналитик Н. Николаевский.

Степень обработки материала различная. Наиболее быстро окатываются и полируются шероховатые округлые полуугловатые фрагменты агломератового потока Безымянного. Обломки андезита приобретают полуокатанную форму, а базальта, если он плотный, слабоокатанную. По мере движения вниз обломочный материал, пройдя 10—20 км, приобретает вид хорошо окатанного и отсортированного тефронда.

По данным гранулометрического анализа тефрондов аллювия террас в пределах р. Суханцы, содержание обломочного материала размерами 2—1 мм невысокое; обломки менее 0,01 мм отсутствуют, за исключением пробы 135, которая взята из конечной части грязевого потока, где наблюдается некоторая обработка материала (табл. 11).

Результаты минералогического определения шлихов тефрондов приведены в табл. 12. Проба 135 и здесь резко выделяется: основную массу составляют обломки пород и плагиоклаз.

При просмотре шлихов под биноклем выявляется ряд морфологических особенностей следующих минералов.

Обломки эффузивных пород представлены в основном андезитом, иногда с порфировой структурой и редко базальтом. Часть обломков пористая, пемзовидная. Форма обломков слегка окатанная или угловатая, иногда неправильной формы.

Магнетит представлен изометричными зёрнами, несколько закругленными или полуокатанными, иногда неправильной формы или в виде хорошо образованных октаэдров размерами 0,07—0,3 мм. В виде мелкой вкрапленности он встречается в обломках пород и кристаллов.

Оливин размерами 0,7—1,6 мм присутствует в единичных зёрнах угловатой и изометричной, иногда слабоокатанной формы бледно-желтого цвета.

Гиперстен встречается в значительном количестве и иногда составляет треть электромагнитной фракции. Он представлен призматическими кристаллами или их обломками, иногда с округлыми гранями или обломанными углами. Цвет зерен зеленовато-

Минеральный состав шлихов тефroidов (в %) западного склона  
вулкана Безымянный в пределах р. Сухой Хапицы

Фракции минералов	№ проб			
	129	135	171	172
<b>Магнитная фракция</b>				
Обломки эффузивных пород . . . . .	62	100	75	88
Магнетит . . . . .	14	—	10	6,5
Оливин . . . . .	—	—	Ед.	Ед.
Гиперстен . . . . .	9	Ед.	12	4
Авгит . . . . .	Ед.	—	1	1
Амфибол (роговая обманка) . . . . .	5	—	Ед.	Ед.
Плаггиоклаз . . . . .	10	—	2	0,5

**Электромагнитная фракция**

Обломки эффузивных пород . . . . .	23	73	61	40,8
Оливин . . . . .	Ед.	—	Ед.	Ед.
Гиперстен . . . . .	37	13	28	11,0
Авгит . . . . .	7	8	7	11,2
Амфибол (роговая обманка) . . . . .	3	—	Ед.	3,7
Плаггиоклаз . . . . .	30	19	4	33,3
Циркон . . . . .	—	—	—	Ед.

**Тяжелая фракция**

Обломки эффузивных пород . . . . .	Ед.	—	—	Ед.
Гиперстен . . . . .	—	Ед.	—	—
Авгит . . . . .	—	—	—	Ед.
Плаггиоклаз . . . . .	100	100	—	100
Амфибол . . . . .	Ед.	—	—	Ед.

желтый, желто-бурый; включает магнетит. Размер зерен 0,04—2 мм.

Авгит присутствует в значительно меньшем количестве, чем гиперстен. Форма обломков угловатая, неправильная и реже в виде призматических зерен с обломанными краями; размеры 0,04—2 мм.

Роговая обманка определяется в единичных зернах и только в пробах 129 и 172 достигает 3—5 % от массы фракций. Она присутствует в короткостолбчатых и таблитчатых зернах с неровными занозистыми концами или в призматических обломках, ограниченных плоскостями спайности. Цвет зерен зеленовато-черный, реже красно-бурый. Размер зерен 0,08—1,6 мм.

Плаггиоклаз-андезин представлен угловатыми пластинчатыми зернами и обломками неправильной формы размером 0,08—0,4 мм. Некоторые зерна имеют большое количество точечных включений магнетита и пироксенов.



Циркон в единичных зернах встречен в пробе 172 в виде короткопризматических кристаллов с несколько закругленными концами.

Из приведенных данных видно, что окатыванию подвергается главным образом грубообломочный и крупнообломочный материал (крупнее 1—2 мм); причем пористые обломки легче округляются, чем плотные. Обломки минералов более устойчивые. В них иногда наблюдается лишь слабое закругление концов или сколы углов и грапей.

На склонах Ключевского вулкана в процессе движения коллювиально-пролювиального материала происходят его сортировка и окатывание. В результате образуются слои мощностью 0,1—1,0 м с полуокатынным материалом; в нем присутствует 10 % обломков и глыб базальта, в значительной мере окатанного.

Наряду с крупномасштабным сносом и формированием тефроидов на склонах Ключевского вулкана имеются и локальные их скопления. Так, например, лавовый поток побочного прорыва Туйлы преградил путь небольшому водному потоку. В результате образовался слоистый горизонт тефроидов мощностью 1,6 м. Он оказался сложенным переслаивающимся тефроидным материалом — песка, гравия и галечника — с мощностью прослоев от 0,5 до 20 см. В отдельных прослоях песка наблюдается косая слоистость. Около 80 % галечника и гравия хорошо окатана и отполирована.

Гранулометрический анализ песка дал следующий результат (проба 177): фракции 0,5—0,25 мм — 17,44 %; 0,25—0,1 мм — 60,09 %; 0,1—0,01 мм — 16,91 %; <0,01 мм — 5,53 %. Как видно из приведенных данных, сортировка материала существенная; в песчаннике отсутствует крупный материал и мало пелитового.

На участках перехода крутых склонов Ключевского вулкана в пологие местность покрыта редким лесом и кустарником; растительный покров неравномерный. Здесь хорошо можно наблюдать, что вулканокластический материал спускается с вершины не по отдельным временным потокам, хотя и они здесь возможны, а по всей наклонной поверхности склона. Видимо, во время интенсивного таяния снега или в периоды дождей вода, двигаясь по склону, увлекает мелкообломочный тефرويد. В относительно засушливый период перемещение материала происходит по сухим ручьям, действующим периодически. Однако они во время сильных дождей меняют свое русло и мелкообломочный материал более или менее равномерно спускается к подножию вулкана. Еще не достигнув подножия, значительная часть мелкообломочного материала уже подвергается окатыванию и сортировке. Вместе с тем на отдельных участках сохраняется тефра, переслаивающаяся с почвенно-растительным слоем, — почвенно-пирокластические отложения.

При относительно небольших перемещениях по склону вулканокластического материала заметной полировки обломков и сортировки материала не наблюдается. Такое перемещение близко

к коллювиально-пролювиальному, но в данном случае обломочный материал рыхлый по своей первичной природе, а не образовавшийся в результате разрушения литифицированных вулканитов. В разрезах оврагов Ключевского вулкана можно наблюдать мощные горизонты таких не отсортированных коллювиально-пролювиальных отложений (рис. 35).

По мере движения обломочного материала к подножию вулкана окатанность и сортировка возрастают и на пологих склонах формируются хорошо окатанные и отсортированные тефроиды со слоистой текстурой.

#### **Формирование лавокластитовых тефроидов в пределах Ключевской группы вулканов**

Как было отмечено выше, на склонах Ключевского вулкана периодически происходят побочные прорывы кратеров с образованием глыбовых лавовых потоков. Обломочный материал таких лавовых потоков в зависимости от крутизны склона постепенно растаскивается временными водными потоками.

Этот материал входит в состав коллювиально-пролювиальных отложений и образует отдельные скопления. Обработка этого материала происходит быстро вследствие скалывания углов в результате атмосферного и физического воздействия при движении по склону.

Иногда глыбовый материал лавовых потоков даже без перемещения приобретает некоторую округлость. Так, например, лавокластит потока из кратера Заварицкого (1945 г.) в 1960 г. уже имел округлые формы (см. рис. 26). Сглаживание углов происходило при отщеплении обломков размерами от 1 см и менее. Обычно они пористые и по внешнему виду напоминают базальтовый пирокластический шлак, поскольку раскол происходил по контактам стекла и кристаллов, что обусловило вид рваной поверхности.

Такой тип сглаживания углов и образование мелкообломочного пористого материала можно наблюдать на всех глыбовых лавовых потоках побочных прорывов Ключевского вулкана.

#### **Формирование тефроидов на склонах вулкана Шивелуч**

Андезитовый вулкан Шивелуч — самый северный в пределах восточной Камчатской зоны. Он находится на пересечении Алеутской и Камчатско-Курильской дуг и относится к наиболее долгоживущим вулканам Камчатки. Развитие вулкана связано с длительной эволюцией магматического очага, поставлявшего вначале продукты основного состава, а затем среднего.

Последние несколько столетий деятельность Шивелуча характеризуется катастрофическими извержениями, периодически разрушающими его вершину и нагромождающими в его южной пониженной части отложения направленных взрывов, пирокласти-



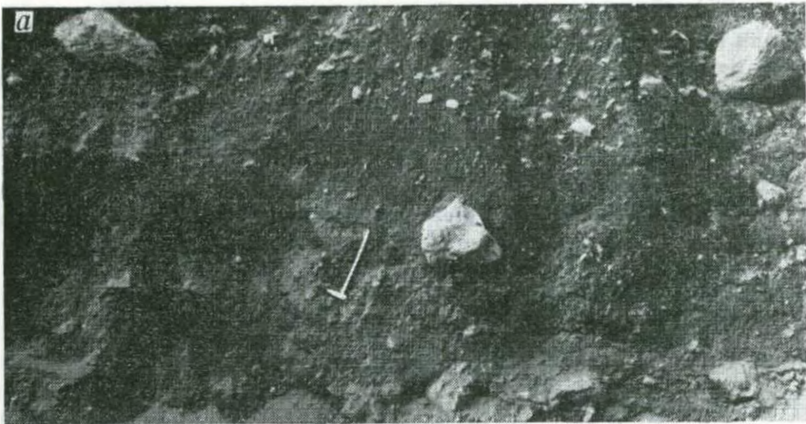


Рис. 35. Вулканы на склонах вулканов Ключевского и Шивелуч:  
 а — коллювиально-пролювиальные отложения; б — на склоне Ключевского вулкана  
 (разнос и обработка лавокластитового материала лавового потока); в — леднико-  
 вые отложения в северо-западной части Шивелучского дола (высота обнажения  
 около 70 м).

ческих потоков, морен и вулканогенно-осадочных толщ. До катастрофического взрыва Шивелуча 1964 г., когда вершина его была взорвана и на ее месте образовался кратер размером 1,5—3 км и глубиной 300—700 м, там находился ряд андезитовых куполов. В северо-западной части вулкана располагался ледник Тюшева, сейчас там обнажаются остатки его моренных отложений мощностью около 100 м. Они сложены преимущественно андезито-дацитовым пемзой и мелкообломочным материалом. Рыхлый материал морен размывается талыми водами ледника и дождями и уносится по склону в западном направлении. Пройдя 300—500 м, пористый пемзовидный материал округлой формы очень быстро приобретает окатанную и полуокатанную форму с относительно хорошо отполированной поверхностью. Более мелкий материал уносится по склону, где также подвергается окатыванию и сортировке.

В юго-западной части р. Байдарной и на юго-востоке вулкана залегают толщи агломератовых базальтовых туфов с периклинальным падением под углами до  $10^\circ$ . Судя по разрезам Главной вершины вулкана, состав вулканитов по мере извержения становился все более кислым, лавовые потоки — короче, а углы падения переслаивающихся лавовых потоков (70 %) и пластов пирокластики (30 %) круче; впоследствии пласты приобрели углы наклона до  $27^\circ$ . Сохранившаяся северная часть вулкана позволяет предполагать, что вулкан имел форму близкую к конусу. С поступлением андезитовых вулканитов начали проявляться извержения типа направленного взрыва и катмайского типа, разрушившие южную часть вулканической постройки. После этого вулканическая постройка приобрела форму полукольца, разомкнутого к югу, и все последующие извержения такого же типа продолжали выбрасывать материал в южном направлении. Предпоследние извержения такого типа произошли в 1945—1948 гг. В ноябре 1964 г. направленным взрывом было выброшено около  $1,5 \text{ км}^3$  резургентного материала. Он отложился на расстоянии 5—10 км от кратера, в пределах так называемого Шивелучского дола, полностью перекрыв ранние отложения. Затем последовали пирокластические потоки. Они расплавили снег и на своем окончании перешли в грязевые потоки.

Автор имел возможность изучать отложения Шивелучского дола до извержения 1964 г.

Область Шивелучского дола имела форму, близкую к треугольнику, с вершиной у кратера. Высота треугольника около 10—12 км, основание примерно таких же размеров. Область дола до извержения 1964 г. была прорезана многочисленными оврагами (реками), вскрывавшими ее отложения.

Наиболее крупные речки (с запада на восток): Каран, Байдарная, Каменская, Громовская, Кобеку, Бекеш, Сухой Бекеш, Ильчинец — имеют крутые (до 50 %) склоны высотой 50—100 м и более.

Эту своеобразную область необходимо рассматривать вместе с областями вулканических построек, описанными выше, поскольку



она в значительной мере сложена аналогичными образованиями: отложениями направленных взрывов, пирокластическими потоками и ледниковыми отложениями.

Детальное изучение отложений Шивелучского дола показало, что образование его связано не со сбросовым опусканием этой части [Меняйлов, 1955], а является следствием неоднократных катастрофических извержений, разрушавших южную часть вулканической постройки направленными взрывами. За направленными взрывами следовали пирокластические потоки, частично покрывавшие их отложения. Затем происходили размывы рыхлых отложений и переотложение их. В одних случаях перемывался материал направленного взрыва, не покрытый последующими пирокластическими потоками, в других — только отложения пирокластических потоков; чаще размывался и тот и другой материал, определяя отложения сложного состава. В пределах вулкана находились мощные ледники, которые, в свою очередь, создавали большие массы моренных отложений.

В центральной части Шивелучского дола, в пределах бывших рек Каменской, Громовской, Кобеку и Бекеш, преобладали отложения направленных взрывов и пирокластических потоков.

В междуречье р. Каменской, Громовской, в вершине р. Бекеш и выше, начиная от купола Арбузика и на юг на 6—7 км, были развиты отложения направленных взрывов. Они тогда еще сохраняли своеобразный рельеф в виде холмов с относительной высотой до 20 м, которые возникли при разрушении огромных блоков прикратерных фаций вулканической постройки. Здесь же разбросаны отдельные блоки андезита до 5 м в поперечнике. В разрезах обнажений видны отдельные отторженцы вулканической постройки, которые обладают грубой слоистостью и состоят из глыб андезита угловатой формы и вулканических бомб с типичной поверхностью хлебной корки; размер глыб 0,3—0,5 м. Крупные блоки погружены в такой же обломочный материал, среди которого иногда встречаются глыбы до 3 м в поперечнике.

Отложения пирокластических потоков четко выделяются в разрезе. Они сложены обломками весьма пористого, пемзовидного андезита светло-серого цвета. Слоистость и сортировка материала в пластах отсутствуют, но в верхней части материал более крупный. Порода состоит примерно на 95 % из андезитового материала. Преобладают обломки диаметром 5—12 см. Они имеют преимущественно шаровую или эллипсоидальную форму, поверхность их не окатанная, а сколотая, шероховатая; промежутки между ними заполнены таким же дробленным материалом. В породе присутствует около 5 % обломков андезита. Следует отметить, что пемзовидные обломки автохтонного происхождения, залегающие на вершинах гор вокруг кратера, также имели округлую форму.

Ледниковые отложения в виде мощных толщ залегают у бортов Шивелучского дола по р. Байдарной и р. Сухой Бекеш. Видимо, ледники спускались по юго-западному и юго-восточному

склонам. К северо-западу от горы Семькорок почти на 200 м обнажены ледниковые отложения. В этой толще только издали можно зафиксировать едва заметную грубую слоистость (см. рис. 35, в). Отдельные редкие глыбы достигают 3—5 м в поперечнике, но порода в основном сложена глыбами и обломками разного размера. Здесь встречаются базальты, андезито-базальты, андезиты частью пемзовидного облика. Окраска обломков различная: черная, серая, красная и белая. По форме обломки также различные: угловатые, с более или менее ровными плоскостями или с шероховатыми поверхностями, полуугловатые, полуокатанные, а пемзовидные обломки — окатанные. По текстурным разновидностям различаются плотные и пористые, флюидальные и слоистые обломки. Большей частью это разрушенные агломераты, состоящие из фигурных бомб, обломков неправильной формы и лавокластитового материала лавовых потоков. Промежутки между обломками выполнены мелким псаммитовым и псефитовым вулканокластическим материалом.

Грязевые потоки, образовавшиеся из материала пирокластических потоков, состоят преимущественно из пемзовидных обломков светло-серого андезита с примесью других пород в разных пропорциях. Обработки обломочного материала в грязевых потоках, как правило, не происходит, поскольку движение струй потока преимущественно ламинарное и быстрое в условиях разобщенности крупных глыб в среде мелкообломочного материала, насыщенного водой. Однако при перемещениях потоков на большие расстояния некоторая обработка обломков все же происходит. Сортировка материала определяется тем, что крупные глыбы постепенно погружаются на дно потока, где скорость замедлена и они осаждаются, в то время как мелкий материал продолжает движение. В условиях наклона поверхности дола на 5—7° потоки движутся быстро и материал в лахарах слабо окатывается.

В пределах дола большим распространением пользуются перемытые образования. Внезапное таяние снега и льда во время извержений, а также ливни приводят к тому, что в дол устремляются бурные потоки воды и происходит процесс, подобный формированию селей, но в более благоприятных условиях из-за легкости (пористости) и рыхлости обломочного материала. При этом недавно отложенные толщи вулканитов интенсивно размываются и переносятся на значительное расстояние, заполняя овраги и нивелируя рельеф. Так, например, в верховьях р. Байдарной можно наблюдать на одном борту оврага отложения пирокластических потоков, а в 100 м, на другом — перемытые отложения вторичных грязевых потоков \* мощностью 15 м.

Отмеченные вторичные вулканокластические грязевые потоки отличаются от первичных, возникавших на однородных вулканических образованиях. Мощность первичных потоков может колебаться от 1 до 15 м. Сложены они обломками разного состава:

---

\* Условно назовем их вторичными грязевыми потоками.



среди них встречаются пемзовидный андезит пирокластических потоков и материал направленных взрывов. Количество и размеры крупных глыб здесь гораздо меньшие. Обломочный материал подвержен некоторой обработке, но окатан в разной степени в зависимости от пористости и прочности породы. К примеру, один из горизонтов грязевых потоков мощностью около 10 м состоит преимущественно из псефитового и псаммитового материала; обломков размером 5—10 см в поперечнике в породе 5 %; форма обломков угловатая и полуокатанная. Они представлены серым плотным андезитом, пористым светло-серым андезитом, грубым шлаком, фигурными бомбами и редко обломками базальта; наполнитель представлен обломками пород минералов и стекла.

В пределах Шивелучского дола состав отложений вторичных грязевых потоков заметно меняется. По мере удаления от вулкана мощность пластов и содержание в них крупных глыб уменьшаются, степень окатанности материала возрастает и несортированные отложения грязевых потоков часто переходят в пласты слоистых тефрондов.

Таким образом, уже в пределах Шивелучского дола начинается формирование тефрондов, но количество их и степень обработки по мере удаления от центра извержения возрастают. У истоков рек тефронды были встречены только по бортам дола, в верховьях рек Байдарной и Сухой Бекеш. В верховьях Байдарной высота обнажений около 50 м. Под отложениями грязевого потока мощностью около 10 м залегает сложная пачка тефрондов мощностью от 4 до 10 м, и подстилаемая ледниковыми отложениями.

Тефронды представляют собой слоистую пачку пород; мощность слоев от 1—3 см до 1 м. Маломощные прослои сложены псаммитовым и алевритовым материалом, причем псаммитовый материал окатан и полуокатан, а алевритовый угловатый. Прослои мощностью 10—30 см сложены обычно хорошо окатанным и полуокатанным гравием, а более мощные пласты — галечником с размерами галек 10—20 см. Материал полуокатан, представлен глыбами андезита светло-серого и красного цвета.

В верховьях р. Сухой Бекеш вулканогенные отложения вскрыты на глубину 80 м. В верхней части разреза залегают грубослоистые перемытые пемзовые образования. Основная масса их представлена псаммитовым и мелкопсефитовым материалом, около 15 % обломков крупнее 5 см, псаммитовый и более крупный материал окатан и полуокатан. Вероятно, пемзовые пирокластические потоки здесь подверглись перемыву; обломочный материал до перемыва в процессе движения пирокластического потока приобрел округлую форму.

В средней части дола тоже встречаются перемытые пирокластические потоки, в которых наблюдается полуокатанный материал, но сформировавшиеся тефронды отсутствуют. При прослеживании горизонтов на 300—500 м вниз по долу существенных изменений в обработке материала установить не удалось; по мере продви-

жения на 3—4 км количество тефрондов и перемытых пород в общей толще вулканитов возрастало.

В южной части Шивелучского дола, примерно в 15 км от крутых склонов вулкана, где реки текут почти по равнине, в террасах высотой 2—3 м обнажаются только вулканокластические тефронды. Они образуют пласты и прослои мощностью от нескольких сантиметров до 1 м; при увеличении крупности материала возрастает мощность слоев. Материал относительно хорошо отсортирован. Он представлен тефрондными галечниками, гравием и песком. Состав весьма пестрый: различная пирокластика (тефра, материал пирокластических потоков) и лавокластитовый материал от базальтового до андезитового состава. Еще ниже, уже за пределами дола, обширная область сложена тефрондами преимущественно псаммитовыми и мелкопсефитовыми; глинистый материал не встречен.

У подножия вулкана Ильинского, где агломератовый пирокластический поток авачинского типа, сложенный «бомбоидами», спустился к Курильскому озеру, в процессе относительно небольшой транспортировки материала произошло некоторое сглаживание бугров «бомбоидов» и их полировка, но они достаточно хорошо сохранили свой первоначальный облик, что позволяет определить генезис исходного материала (рис. 36).

Таким образом, формирование тефрондов начинается еще на склонах вулкана, иногда близко от вершины и продолжается по

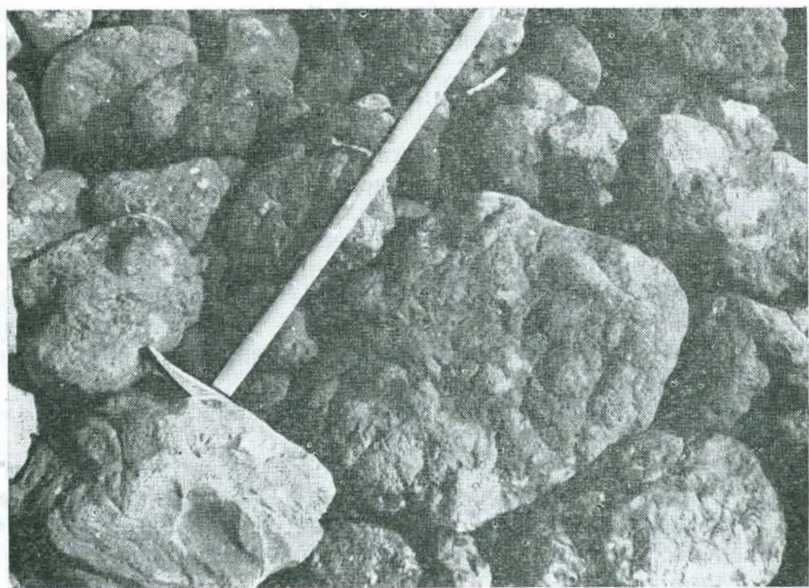


Рис. 36. Полуокатанные бомбоиды агломератового потока авачинского типа вулкана Ильинского на берегу Курильского озера



**Гранулометрический состав наполнителя тефроидов (в %)  
южного склона вулкана Шивелуч**

№ пробы	Размер фракций, мм					
	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	<0,01
21	7,91	20,10	27,47	21,82	11,51	11,19
67	4,62	14,57	31,62	22,40	11,15	15,64
71	5,20	16,17	41,52	24,93	6,41	5,77
74	10,10	34,90	42,65	10,12	0,98	1,25
84	11,62	23,14	24,32	21,76	9,73	9,43
35	16,06	36,28	31,31	12,76	1,55	2,01

Аналитик Н. Николаевский.

Примечание. Проба 21, 67 — из тефроида перховьев р. Байдарной; пробы 71 и 74 — из тефроидов к северу от купола Семькорок; пробы 84 и 85 — из тефроидов к северо-западу от купола Семькорок.

мере перемещения пирокластического материала временными потоками по склонам вулкана и руслам сухих рек. Это значительно подготавливает материал для седиментации в качестве тефроидов.

Проведенные анализы гранулометрического состава наполнителей тефроидов из различных частей Шивелучского дола (табл. 13), сформированных из различных генетических типов вулканитов, показали их аналогию. Для них характерно относительно небольшое количество фракций 2—1 мм и глинистого материала и резкое преобладание тонкопсаммитового и алевроитового материала.

Количественный минеральный состав тефроидов тех же проб приведен в табл. 14.

Для шивелучских тефроидов характерно наличие среди темноцветных минералов большого количества роговой обманки и гиперстена; легкая фракция состоит полностью из плагиоклаза. Это объясняется тем, что андезиты более раскристаллизованы, чем базальты, и порфиновые выделения минералов в большом количестве попадают в тефронды. Сравнение количества порфиновых выделений в родственных эффузивах и в тефрондах может дать приближенные количества первичного (ювенильного) материала, из которого формировались тефронды.

Краткая характеристика пирокластических обломков следующая.

Обломки эффузивных пород угловатые, полуокатанные и окатанные, светло-серого, серого или коричневого цвета. Структура афировая, реже порфировая; порфиновые выделения представлены плагиоклазом, роговой обманкой и реже гиперстеном и рудной пылью.

Магнетит размерами 0,06—0,3 мм, угловатой или полуокатанной формы, иногда встречаются октаэдрические кристаллы с несколько сглаженными гранями.

## Минеральный состав шлихов тейроидов (в %) южного склона вулкана Шивелуч

Фракции минералов	№ проб						
	21	67	71	74	80	84	85
<b>Магнитная фракция</b>							
Обломки эффузивных пород . . .	88	6	3	3,0	60	40	8
Магнетит . . . . .	—	8	—	—	5	Ед.	Ед.
Оливин . . . . .	—	—	—	—	—	»	»
Гиперстен . . . . .	—	6	15	40,7	18	42	12
Авгит . . . . .	3	—	—	—	—	Ед.	—
Амфибол (роговая обманка) . . .	4	64	77	53,7	9	15	72
Плагиоклаз . . . . .	5	16	5	2,8	8	3	8

**Электромагнитная фракция**

Обломки эффузивных пород . . .	47	8	Ед.	0,28	24	10	8
Оливин . . . . .	—	—	—	—	Ед.	Ед.	Ед.
Гиперстен . . . . .	Ед.	2	Ед.	5,0	20	»	»
Авгит . . . . .	—	—	—	—	2	14	»
Амфибол (роговая обманка) . . .	Ед.	72	80	54,38	18	123	80
Плагиоклаз . . . . .	53	18	20	33,33	40	64	12
Слюда . . . . .	—	—	Ед.	—	Ед.	—	—
Гранат . . . . .	—	—	—	—	—	Ед.	—

**Тяжелая фракция**

Обломки эффузивных пород . . .	Ед.	—	—	—	Ед.	—	—
Плагиоклаз . . . . .	100	100	100	100	100	100	100
Амфибол (роговая обманка) . . .	Ед.	—	—	Ед.	Ед.	—	—

Оливин определяется редко, в виде единичных угловатых или слабоокатанных зерен размерами от 0,8 до 2 мм, светло-зеленого или желтого цвета.

Гиперстен размерами 0,2—0,7 мм встречается в виде призматических кристаллов, иногда обломанных по концам, иногда неправильной формы, слабоокатанных, желтовато-зеленого цвета.  $Ng' = 1,706 \pm 0,002$ ;  $Np' = 1,690 \pm 0,002$ .

Авгит присутствует в небольшом количестве только в единичных пробах в виде обломков угловатой и неправильной формы;  $Ng' = 1,718 \pm 0,02$ ;  $Np' = 1,696 \pm 0,002$ .

Роговая обманка размерами 0,5—1,5 мм находится в виде кристаллов призматического, короткопризматического габитуса и обломков со слегка сглаженными углами, зеленовато-коричневого до черного цвета, реже бурого.  $Ng' = 1,693 \pm 0,002$ ;  $Np' = 1,668 \pm 0,002$ .

Плагиоклаз-андезин имеет размер 0,3—1,5 мм в виде угловатых обломков и кристаллов неправильной формы со сглаженными углами.



**Биотит** встречается в виде таблечек и пластин изометрической формы размерами до 1 мм.

**Гранат** обнаружен в одной пробе в виде зерна размером 0,03 мм, неправильной формы со сглаженными углами, светло-розового цвета. Показатель преломления 1,782.

Для минералов Шивелучского дола характерна некоторая окатанность зерен, что очень редко встречается на других вулканах. Это можно объяснить большой протяженностью дола и более древним возрастом вулкана Шивелуча, что могло способствовать неоднократным переотложениям.

### **Формирование тефроидов по периферии стратовулканов в период их извержения и покоя**

Образование тефроидов начинается на склонах стратовулканов, где они формируются в области развития тефры, пирокластических и грязевых потоков, ледниковых отложений, коллювиально-пролювиальных отложений и др. Пирокластический, частично обработанный материал движется к подножию вулкана по сухим рекам (периодически действующим), временным и дождевым потокам, талым водам снежников и ледников и под действием силы тяжести. Движение материала по сухим рекам наиболее быстрое, но ограничено узкими полосами, в то время как большие массы обломочного материала перемещаются вниз по ровным наклонным плоскостям склонов главным образом временными потоками талых и дождевых вод. Вокруг стратовулканов и групп вулканов образуется шлейф тефроидов шириной до 10—15 км и мощностью 100 м и более.

Небольшие одноактные вулканы высотой 50—300 м обычно не формируют тефроидов. Вулканы высотой 500—1500 м, преимущественно развитые на платформах, в процессе разрушения и нивелировки создают вокруг себя относительно небольшое кольцо тефроидов.

Снос пирокластического материала происходит во время эруптивной и постэруптивной деятельности вулкана до периода литификации вулканитов; после этого формируются вулcano-терригенные отложения.

### **Формирование тефроидов по периферии вулкана Авача**

Максимальный снос вулканокластического тефроидного материала осуществляется на юге вулкана двумя реками — Сухой Елизовой и Сухой Халактыркой.

Выше было показано, что источниками р. Сухой Елизовой являются тефра, ледниковые отложения и отложения пирокластических и грязевых потоков. Далее к ним примешивается вулканокластический материал Корякского вулкана, находящегося в фумарольной стадии. Слаболитифицированная вулканическая постройка его интенсивно размывается, о чем говорят многочисленные

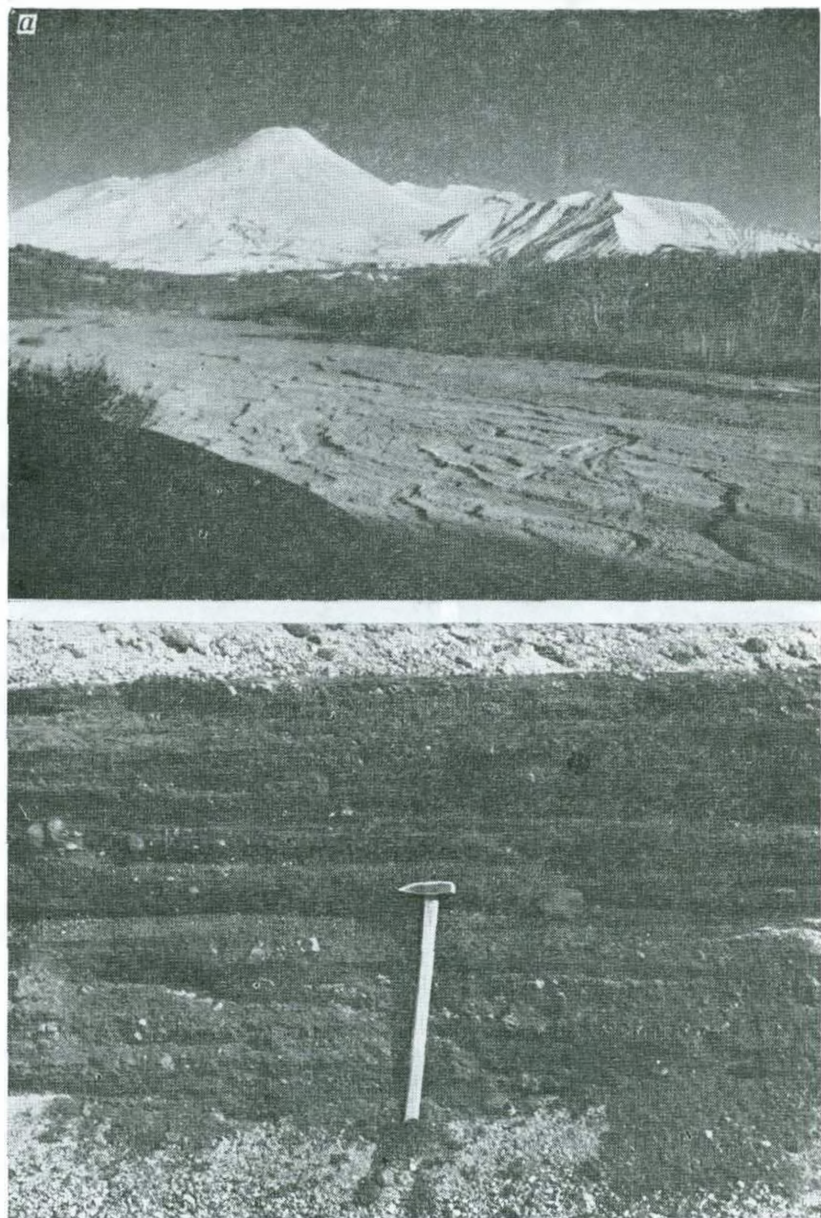


Рис. 37. Тефронды подножий стратовулканов:

а — отложения тефрондов по р. Сухой Халактырке (на заднем плане вулкан Авача);  
 б — характер отложений тефрондов в террасах р. Сухой Халактырки; а — тефронды  
 подножия Ключевского вулкана к югу от г. Ключи; б — галька тефроида в устье  
 р. Ильчинец, образованные за счет размыва пирокластического потока 1964 г. в резуль-  
 тате ежегодного схода



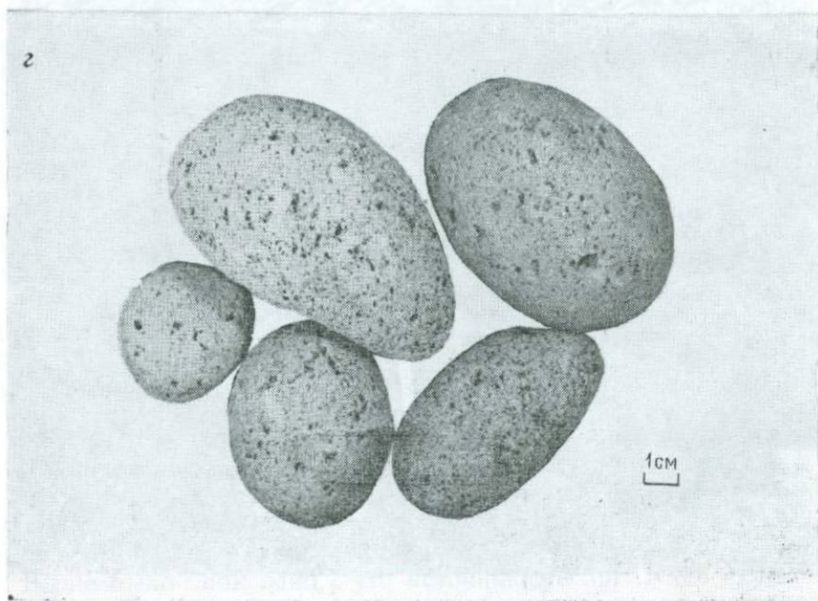


Рис. 37. (продолжение)

барранкосы, врезавшиеся в тело Корякского вулкана глубиной до 100—150 м и более. Вершина вулкана, прежде венчавшаяся кратером, в настоящее время под воздействием эрозии приобрела остrokонечную форму. Весь этот вулканокластический материал попадает к подножию и продолжает сноситься дальше. Часть его попадает в р. Сухую Елизовую. К вулканокластическому материалу примешиваются лавокластиты Корякского вулкана и даже вулкано-терригенный материал за счет разрушения лавовых потоков и экструзий. В районе геофизического стационара наряду с мелкообломочным материалом присутствуют глыбы андезита и базальта поперечником до 1 м и более.

При дальнейшем движении вод р. Сухой Елизовой происходит размыв ледниковых толщ последнего оледенения, слагающих периферию вулкана и остатков грязевого потока извержения 1926 г., которые частично еще сохранились в пойме реки. В процессе переотложения материала в пойме возникают террасы до 1—1,5 м, которые быстро размываются и образуются вновь.

Вниз по склону валунный материал постепенно сменяется галечным. Формирующиеся прослои приобретают большую выдержанность по простиранию и более однородный состав по крупности.

На тех участках, где р. Сухая Елизовая течет среди холмистого рельефа, сложенного отложениями древних ледников, материалом направленного взрыва Авачи и покрывающих их древних пирокластических потоков, значительную долю составляет крупнообломочный материал. Но, когда река переходит в равнинную область и прекращается приток грубообломочного материала за счет разрушения берегов, материал резко меняется: начинает преобладать псаммитовый тефрондный материал и частично гравийный.

В летнее время, когда река питается главным образом талыми водами ледников, движение воды ночью и утром прекращается и можно видеть псаммитовый материал разной крупности в виде вытянутых линз длиной до 100 м и шириной десятки метров. Иногда среди этих линз появляются мелкие, гравийного или галечного материала (см. рис. 34, б).

Р. Сухая Елизовая часто меняет свое русло, разливается в низовье, где у нее отсутствуют берега, и непрерывно отлагает тефрондный материал.

В небольших обнажениях высотой до 8 м, промытых р. Мутной, обнажаются псаммитовые тефронды. Общий облик породы темно-серый, почти черный, с хорошо развитой слоистостью; мощность прослоев 0,5—2 см. Прослои выдержаны, подобно озерным отложениям. В них преобладает псаммитовый вулканокластический материал; слоистость обусловлена изменением крупности песчаных зерен.

Р. Сухая Халактырка, прорезая сомму Авачи, несет полуокатанный материал тефры, ледниковых отложений, пирокластических и грязевых потоков. Кроме того, она подмывает берега,



сложенные породами соммы Авачи, и в нее вливаются ручьи, прорезающие сомму. Сомма сложена слаблитифицированными отложениями тефры, грязевых и пирокластических потоков, которые примешиваются к современному материалу вулкана Авача.

При выходе из соммы р. Сухая Халактырка течет по слабохолмистой местности, сложенной ледниковыми отложениями последнего оледенения, материалом направленного взрыва, обезглавившего Авачу, и древнего пирокластического потока. В пределах поймы сохранились останцы грязевого потока извержения 1938 г. Все эти отложения размываются, и их материал входит в состав тефрондного, сносимого с нового конуса и атрио (рис. 37, а, б).

Река Сухая Халактырка, переходя в равнинный рельеф, расширяет пойму до 300 м, где она меняет свое русло, отлагая и размывая сложные гравийно-галечные тефронды.

Во время больших размылов на равнине воды р. Сухой Халактырки отлагают тонкие прослои тефрондных песков и гравия. Здесь формируется наиболее мощная и обширная область развития тефрондов. В обнажениях высотой 2—3 м вскрываются горизонтальные прослои преимущественно тефрондного песка и частично гравия.

#### Формирование тефрондов по периферии Ключевской группы вулканов

В этой области наблюдается широкое развитие тефрондов. В южную часть группы вулканов тефронды поступают с вулканов Сопка Зимина, Безымянный, Камень и Ключевской, в восточную — с вулканов Ключевской и далее в северную — с гигантских вулканов Ближний Плоский и Дальний Плоский. У подножия, где рельеф имеет наклон 2—4°, спускающиеся с вулканов сухие речки, меняя русла, рассеивают тефрондный материал по периферии вулканических построек. Временные потоки перемещают обломочный материал по пологим склонам, и к подножиям он превращается в хорошо окатанный и отсортированный тефронд. Кольцо развития тефрондов, окружающих вулканы, имеет ширину более 10 км. Мощность тефрондов не установлена, но, вероятно, она более 100 м. Таким образом, вокруг действующих вулканов синхронно вулканизму накапливается мощная толща тефрондов.

Закономерности образования тефрондов можно проследить по отложению у подножия Ключевского вулкана в его восточной и южной частях. В 5 км к юго-востоку от г. Ключи в песчано-гравийном карьере обнажены тефронды основного состава мощностью около 5 м. Мощность прослоев в них колеблется от 2—3 см до 0,5 м, и они выдерживаются по простиранию на 40 м и более. В пределах наиболее мощных слоев наблюдается косая слоистость (см. рис. 37, в). Цвет их темно-серый, черный.

Общий разрез может быть представлен в следующем виде (мощность в см, сверху вниз).

1. Растительный слой, сильно насыщенный пеплово-тефрондным материалом	10
2. Тефрондный песок, с косой слоистостью в средней части пласта. Пласт состоит из прослоев и линз мощностью от 1—2 до 10 см, в нем изредка встречаются линзы базальтового тефрондного гравия мощностью 1—2 см	50
3. Тефрондный гравий с галькой размерами от 0,5 до 5 см	5
4. Тефрондный песок черного цвета, аналогичный отмеченному выше	8—15
5. Тефрондный гравий размером 0,5—5 см	10—15
6. Тефрондный песок черного цвета	5—7
7. Тефрондный гравий. Размер базальтовых гравелин 0,3—0,5 см	2
8. Тефрондный песок	10—15
9. Тефрондный галечник. Размер галек базальта до 10 см	10
10. Тефрондный песок с примесью отдельных галек базальта до 10 см	25

Далее, в юго-западном направлении, до поворота на север к лавовому потоку Апахончич, на протяжении 40 км развиты тефрои́ды, представленные преимущественно песками и редко галечником. Встречающиеся сухие речки имеют ширину обычно от 100 м до 1 км (одна около 2,5 км). Они заканчиваются расширением в виде дельты, разбиваясь на множество рукавов и теряются на пологих склонах, покрытых редкой растительностью. По склону продолжается движение воды и псаммитового тефрондного материала во время сильных дождей. В пределах сухих речек встречаются промоины глубиной 0,5—0,8 м; на пологих склонах они иногда достигают 1,6 м. В обнажениях вскрываются преимущественно тефрондные темно-серые тонкослоистые пески. Мощность прослоев 2—3 мм; иногда наблюдается косая слоистость. Слоистость обычно обусловлена изменением крупности песчаного материала. На глубине 30—35 см (изредка) встречается прослой пепла вулкана Безымянного извержения 1956 г.; мощность его около 10 см. В 1960 году была определена скорость накопления тефрондов на пологом склоне вулкана, где отсутствуют сухие речки; она оказалась равной 7—9 см в год.

С прекращением движения воды в сухих речках образуются эллипсоидальные лужицы длиной до 50 м и шириной 10—15 м. При высыхании их отлагается тончайший алевроито-глинистый материал, который в разрезе фиксируется только тонкой полоской.

Далее, в южном направлении, при повороте к лавовому потоку Апахончич, появляется гравийный материал, затем галечный, а еще выше по склону на них обнажаются валуны в диаметре до 1 м.

По данным гранулометрического анализа, в тефрондных песках преобладают фракции 0,5—0,25 и 0,25—0,1 мм (табл. 15). Под бинокулярной лупой видна значительная степень обработки материала: около половины обломков имеет окатанную и полуокатанную форму, остальные полуугловатые и угловатые. Острые выступы, обычно свойственные частичкам пепла, здесь полностью сглажены (рис. 38).

Минеральный состав шлихов тефрондов приведен в табл. 16. Наличие магнетита в обломках пород и в сростках с другими мине-



Гранулометрический состав наполнителя тефроидов (в %)  
подножия Ключевского вулкана от г. Ключи до прорыва Апахончич

№ пробы	Размер фракций, мм					
	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	<0,01
107	18,11	—	21,75	32,99	14,54	12,61
108	—	4,04	23,80	58,41	4,27	9,71
109	—	5,82	19,25	31,98	8,35	34,59
113	—	—	26,63	9,13	—	64,24
120	8,49	13,26	13,63	21,27	3,25	40,10
121	12,47	24,03	30,92	20,53	10,30	1,75

Аналитик Е. Кратковская.



Рис. 38. Наполнитель тефроида в южной части подножия Ключевского вулкана, южнее потока Апахончич (в мм):  
а — 2—1; б — 1—0,5

ралами (плагноклазом) определило их сдвиг в магнитную и электромагнитную фракции.

Обломки эффузивных пород в подавляющей массе имеют размеры 0,1—0,5 мм и угловатую форму, иногда со сглаженными углами. Незначительное количество обломков имеет округлую форму. Они представлены преимущественно плотным или пористым стеклом или в сростках с минералами. Цвет их обычно темно-серый или черный, иногда красный или желтый. Изредка встречаются оплавленные обломки стекла. Состав обломков базальтовый или андезито-базальтовый.

Минеральный состав шлихов тефроидов (в %) подножия Ключевского вулкана от г. Ключи до прорыва Апахончич

Фракции минералов	№ проб				
	107	108	109	120	121
<b>Магнитная фракция</b>					
Обломки эффузивных пород . . . . .	94	100	80	100	99
Магнетит . . . . .	2	—	4	Ед.	1
Оливин . . . . .	1	Ед.	Ед.	»	Ед.
Гиперстен . . . . .	1,5	—	8	—	—
Авгит . . . . .	1,5	Ед.	2	—	Ед.
Амфибол . . . . .	Ед.	»	Ед.	—	—
Плагноклаз . . . . .	—	—	6	—	Ед.
Ильменит . . . . .	—	—	Ед.	—	—

### Электромагнитная фракция

Обломки эффузивных пород . . . . .	72,5	81	65	96	70
Оливин . . . . .	10	2	5	2	1
Гиперстен . . . . .	1,5	3	14	—	1
Авгит . . . . .	16	10	4	1	3
Амфибол . . . . .	Ед.	Ед.	4	Ед.	Ед.
Плагноклаз . . . . .	»	4	8	1	25

### Тяжелая фракция

Обломки эффузивных пород . . . . .	26,0	18	3	70	50
Оливин . . . . .	—	—	—	Ед.	1
Гиперстен . . . . .	—	—	Ед.	—	Ед.
Авгит . . . . .	1,7	—	»	Ед.	5
Плагноклаз . . . . .	72,3	92	97	30	44

Магнетит размером 0,004—0,2 мм представлен угловатыми, угловато-окатанными или изометричными зернами. Изредка встречаются правильные октаэдры с несколько закругленными краями. Зерна черного цвета, с металлическим блеском, иногда окислены и красноваты с поверхности. Кроме того, магнетит образует многочисленные включения в зернах других минералов и обломках стекла и пород.

Оливин размерами от 0,1 до 1,6 мм присутствует в виде зерен угловатой неправильной формы, а также изометричных и пластинчатых короткопризматических кристаллов с несколько закругленными краями. Цвет их от бледно-желтого до темно-желтого, иногда зеленовато-желтый. Некоторые зерна покрыты непрозрачными темными корочками. Часто в них наблюдаются включения мелких кристаллов магнетита.

Гиперстен присутствует в виде хорошо образованных призматических кристаллов и угловатых обломков со сглаженными



краями размерами от 0,06 до 0,2 мм. Цвет желтый, зеленый, желто-бурый, иногда он покрыт непрозрачной корочкой и имеет включения магнетита.

Авгит представлен зернами угловатой и неправильной формы, иногда с закругленными гранями и углами, размерами 0,08—0,2 мм. Цвет его зеленый, бледно-зеленый; кристаллы обычно прозрачные, иногда с большим количеством включений магнетита.

Амфибол (роговая обманка) очень редок. Иногда его количество повышается, видимо за счет поступлений с андезитовым пеплом Безымянного. Он присутствует в виде таблитчатых призматических кристаллов размерами 0,06—0,2 мм, зеленовато-черного и красно-бурого цвета.

Плагиоклаз-андезин представлен угловатыми и пластинчатыми зернами, иногда слабоокруглыми, размерами 0,06—0,3 мм. Поверхность их пузыристая, бесцветная или полупрозрачная, со стеклянным блеском. Обычно он обнаруживает полисинтетическое двойникование.

В общем окатанность обломочного материала тефрондов более ярко выражена в минералах. Обломки стекла и пород также подвергались некоторой обработке (по сравнению с первичными ветвистыми и остроереберными формами пепла).

Приведенный пример развития тефрондов в восточной и юго-восточной частях подножия Ключевского вулкана показывает, что вулканисты в области ниже промежуточной зоны, где развиты коллювиально-пролювиальные отложения, вулканокластические и другие образования, представлены только тефроидами. Судя по рельефу, мощность их не менее 100—200 м, ширина зоны 10—15 км. В северном направлении вдоль вулкана Ближнего Плоского и далее на северо-запад вдоль Дальнего Плоского к вулкану Острому Толбачику простирается такой же широкий шлейф тефрондов. Многочисленные сухие речки интенсивно перерабатывают вулканокластический материал в тефроидный.

#### Формирование тефрондов по периферии вулкана Шивелуч

На вулкане Шивелуч фиксируется широкое распространение тефрондов, но специальных исследований нами не проводилось.

Вместе с тем р. Ильчинец при впадении в р. Камчатку у «шек» выносит хорошо окатанные и отполированные гальки и валуны андезита из пирокластического потока Шивелуча. Этот материал мог вымываться из пирокластических потоков более ранних извержений, в том числе последнего извержения 1964 г. Поскольку после извержения 1964 г. окатанного материала стало появляться значительно больше, надо полагать, что он принадлежит именно ему. От подножия вулкана до устья р. Ильчинец расстояние 30 км, и это расстояние, судя по отложениям в устьевой части речки, материал проходит за вегетационный период. Глыбам вполне достаточно этого отрезка пути, чтобы приобрести окатанность и полированную поверхность (см. рис. 37, г).

В пределах о. Кунашир, самого южного в Курильской островной дуге, находится ряд действующих, относительно недавно потухших и молодых вулканов. Мощность миоцен-четвертичных отложений здесь равна 5000 м. Наряду с основным вулканизмом широко проявлен кислый вулканизм, давший около 60 % вулканических продуктов.

Широкое развитие тефрондов можно наблюдать на юго-востоке острова, где на многие километры простираются отвесные береговые обнажения высотой около 40 м. Они вскрывают отложения вулканогенной кунаширской свиты, образование которой происходило за счет наземных липаритовых и дацитовых вулканов, материал которых отлагался в водной среде. Здесь обнажаются пирокластические и грязевые потоки, перемытая тефра и отложения сейсмостектонических обвалов. Материал, находясь в рыхлом состоянии, перемывался, смешивался с терригенным материалом, в результате чего формировались тефронды, туффиты и вулканотерригенные породы.

В районе Серноводска находится оз. Песчаное. Весьма вероятно, что оно представляет собой кальдеру вулкана. Кальдера Головинна — долгодействующий вулкан. Продукты его — наиболее вероятный источник кислых вулканитов.

В 2 км севернее Серноводска в береговых обнажениях протяженностью до 500 м вскрыты подводные пирокластические потоки светло-серого цвета головнинской свиты; полностью обнажено 8, а частично 2—3 потока (см. рис. 17, в).

Мощность пирокластических потоков 2—2,5 м, иногда меньше. Залегают они горизонтально. Слоистость и сортировка материала в них отсутствуют; по простирацию наблюдается некоторое расчленение. Потоки состоят из пемзы и мелких обломков.

Крупность материала в пемзовых потоках неравномерная: во II и V потоках обломки свыше 10 см составляют около 50 %, а размерами от 2 до 10 см — около 20 %; в III и IV потоках наиболее крупные обломки от 2 до 5 см, их в породе около 30 %. Чуждого материала 2—3 %; он представлен угловатыми и окатанными обломками основных пород. Нижние границы пирокластических потоков равные. После отложения потоков на их поверхности происходила обработка обломочного материала без привноса терригенных обломков (состав исключительно пемзовый). Такие разрывы с образованием тефрондов мощностью от 2 до 20 см наиболее четко наблюдаются на поверхностях III, V и VII потоков. Тефронды представлены хорошо окатым пемзовым песком.

Результаты механического анализа (табл. 17) не показывают разницы в гранулометрическом составе между наполнителем потока и тефрондов; видимо, обработка и сортировка материала происходили без выноса тонких фракций.



Таблица 17

Гранулометрический состав наполнителей пемзовых подводных пирокластических потоков и тефроидов (в %) у пос. Серноводска (о. Кунашир)

№ пробы	Породы	Размеры фракций, мм					
		2,0— 1,0	1,0— 0,5	0,5— 0,25	0,25— 0,1	0,1— 0,01	<0,01
108	Наполнитель пемзового пирокластического потока . . . . .	18,40	12,80	19,60	12,30	5,20	31,70
108д	Наполнитель IV пемзового потока	16,80	18,75	26,65	19,70	8,45	9,65
118е	Наполнитель V пемзового потока .	31,54	13,68	16,80	9,63	4,23	24,12
108г	Наполнитель тефроида между III и IV пемзовыми потоками . . . . .	18,58	20,15	24,78	18,03	0,32	18,14
108з	Наполнитель тефроида между VII и VIII пемзовыми потоками . .	14,62	12,71	27,00	22,63	4,98	18,06

Аналитик Н. А. Козлова.

Пемзы относятся к липаритовой магме. Химический состав обломка пемзы I потока следующий (в %):

SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO
69,18	0,24	13,16	1,47	1,72	0,08	0,63
CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>
3,58	3,70	1,40	0,32	3,56	0,29	0,32

По мере удаления в юго-западном и юго-восточном направлении от оз. Песчаного — предполагаемого центра извержения — вулканический обломочный материал подвержен все большей и большей обработке и сортировке; одновременно мощность тефроидов возрастает.

В юго-западной части о. Кунашир в 7 км от оз. Песчаного у пос. Белкино в устье ручья Андреевского в обнажении высотой около 15 м вскрыта толща переработанных пемзовых отложений. Причем в верхних восьми метрах обработка более интенсивная, чем в нижней части. Толща пемзовых отложений обладает косою слоистостью, мощность прослоев колеблется от 1 до 20 см, залегание слоев линзообразное, длина линз от 1 до 5 м. Наблюдается частое срезание кровли линз. Распределение материала по крупности неравномерное. Преобладают линзы материала гравийного размера, но в них часто встречаются гальки до 5—8 см. В некоторых линзах наблюдается преобладание галечникового материала — до 50 %. Гальки представлены пемзой. Форма их приближается к округлой и эллипсоидальной. Поверхность хорошо отполирована. Цвет пемзы светло-серый, желтовато-серый, иногда розовый.

Гравийный материал также представлен хорошо окатанной пемзой. Хорошая окатанность и отполированность наблюдается и в псаммитовом материале размером 1—2 мм (рис. 39).

Песчаный материал присутствует в виде наполнителя в гравийных прослоях или слагает отдельные линзы. По мере уменьше-

ния крупности обломков уменьшается их окатанность. Кроме пемзы в породе присутствует около 2—3 % гравия и гальки основного состава пород, которые также частично окатаны.

Нижняя часть разреза мощностью около 7 м представлена менее окатым материалом. Она также слоистая, но слои более выдержанные и прослеживаются на 10 м и более. Мощность прослоев колеблется от нескольких до 15 см. Крупность материала варьирует от галечникового до алевроитового.

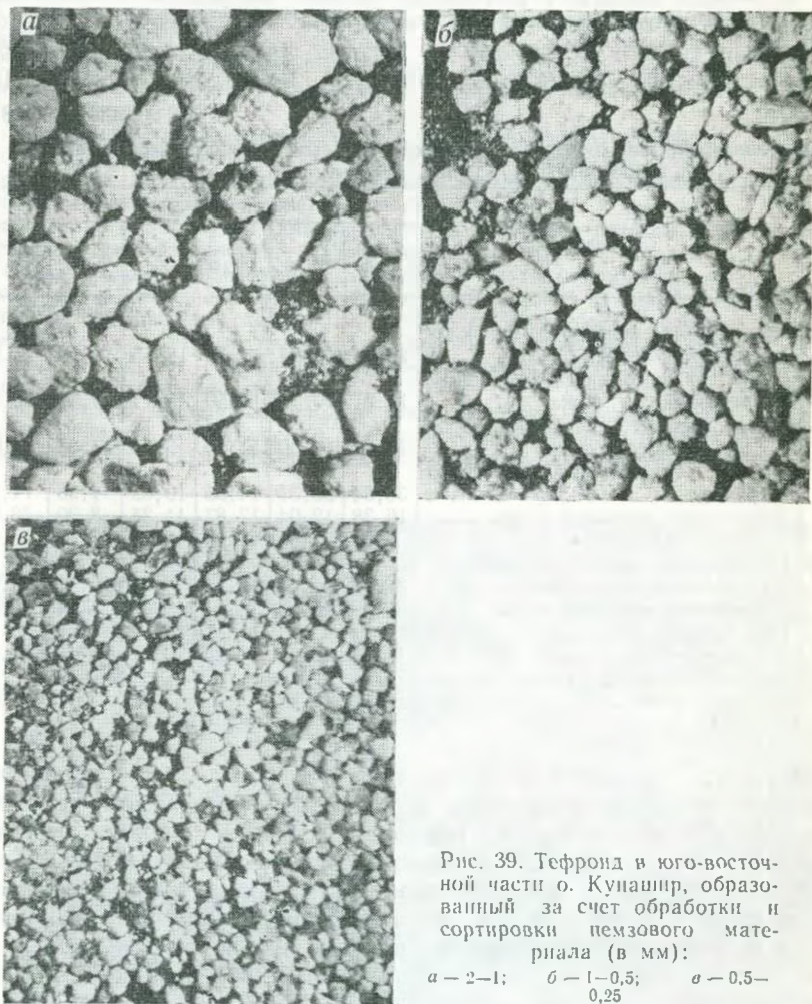


Рис. 39. Тефронд в юго-восточной части о. Кунашир, образованный за счет обработки и сортировки пемзового материала (в мм):

а — 2—1;    б — 1—0,5;    в — 0,5—0,25

Выше по разрезу наблюдается пересланывание также преимущественно пемзовых образований (снизу вверх, в м).



1. Слабосцементированный тефрондный песчаник . . . . . 1,0
2. Пемзовая брекчия . . . . . 3,0
3. Тонкослоистые тефрондные пемзовые гравелиты с прослоями грубообломочных брекчий. Мощность прослоев 1—10 см . . . . . 10,0
4. Пемзовая брекчия. Поперечник глыб пемзы до 0,8 м. Цвет пемзы темно-серый, она тонкопористая и трещиноватая. По всей вероятности, это пирокластический поток, спустившийся в воду . . . . . 6,8
5. Выклинивающийся лавовый поток липарита . . . . . 8,0—2,0

На размытой поверхности лавового потока залегает слоистая толща тефрондов основного состава. Слои имеют мощность от 0,1 до 1 м. Длина линз измеряется десятками метров. Они представлены преимущественно гравием и песком.

Данные гранулометрического состава наполнителей пемзовых пирокластических потоков и тефрондов приведены в табл. 18.

Таблица 18

Гранулометрический состав наполнителей пемзовых пирокластических потоков и тефрондов (в %) у пос. Белкино на о. Кунашир

№ пробы	Породы	Размеры фракций, мм					
		2,0— 1,0	1,0— 0,5	0,5— 0,25	0,25— 0,1	0,1— 0,01	<0,01
113	Наполнитель пемзового пирокластического потока . . . . .	27,80	10,80	13,35	18,55	13,10	16,40
113к	То же, нижнего пемзового пирокластического потока . . . . .	18,21	10,38	13,50	13,71	5,60	38,60
113м	То же, верхнего пемзового пирокластического потока . . . . .	15,62	10,30	13,60	15,69	13,33	31,46
113в	То же, тефрондного пемзового гравия . . . . .	35,54	20,31	14,55	10,62	4,26	14,72
113д	Тефрондный пемзовый песок . . . . .	16,38	12,04	13,87	11,35	8,30	38,06
113е	То же, с галькой . . . . .	8,02	7,49	19,04	43,76	7,86	13,83
113ж	Наполнитель тефрондного пемзового галечника . . . . .	32,59	10,45	8,80	18,02	5,43	24,71
113з	Тефрондный пемзовый песок . . . . .	31,53	13,69	16,61	9,63	4,24	24,30
113о	Наполнитель тефрондного гравия андезито-базальтового . . . . .	19,67	18,69	26,28	16,17	1,11	18,38
113п	Тефрондный песок с галькой основного состава . . . . .	27,80	10,80	13,35	18,55	13,10	16,40

Судя по гранулометрическому составу в процессе обработки пирокластики, отмыв алевритового и пелитового материала незначительный, в особенности в тефрондах, образованных за счет вулканического материала основного состава (проба 113 п). Следует отметить, что в процессе обработки пирокластики возникала масса мелко- и тонкообломочного материала за счет истирания пемзы и рогульчатого ажурного вулканического стекла.

В юго-восточной части о. Кунашир обнажены отложения кунаширской свиты, залегающие под углами 10—15° и представленные вулканиками кислого состава. Береговые обнажения высотой 30—40 м и протяженностью по несколько километров позволили проследить взаимопереходы от туфов к туффитам и тефрондам. Пирокластические и грязевые потоки, тонкослоистые отложения

туфов, отложения сейсмостектонических обвалов по простиранию часто размываются, и материал их тут же окатывается и сортируется. Южнее мыса Четверикова, в 15 км от Южно-Курильска, в 30-километровом береговом обнажении можно наблюдать ряд интересных взаимоотношений пород (сверху вниз, в м).

1. Тонкое переслаивание туффитов и тефроидов. Мощность прослоев 1—3 см. Они представлены алевритовыми и псаммитовыми туффитами, состоящими из пирокластиче- ского состава, с примесью обработанного тонкого пемзового материала. Тефрониды прослои по размерности отвечают песку и гравии. Между прослоями переходы постепенные. Несмотря на наличие тонких линзочек, преимущественно тефроидов, прослой хорошо выдерживаются на десяти- ки метров

8,0—15,0

2. Неравномерно-обломочный материал от глыб слабопористого липарита угловатой и округлой формы до тонкообломочного пемзо- вого материала

1,0

3. Горизонт тонкослоистых туфов и туффитов. Мощность просло- ев от долей миллиметра до 3 см. Они сложены пелитовыми, алеври- товыми и псаммитовыми разновидностями. Между слабонаклонными параллельными слоями и залегают пачки пород, смятых в причудли- вые, иногда опрокинутые складки, часто со сложными разрывами и вторичной дополнительной гофрировкой. Амплитуда складок в среднем около 1 м. Вероятно, складчатость образована подводными оползнями. В основной массе пемзового материала присутствуют линзы тефроидов от нескольких до 20—30 см. Они сложены преиму- щественно псаммитовым окатанным и хорошо отсортированным ма- териалом (рис. 40). Иногда присутствуют гальки и гравий. В тефро- идах обычно косая слоистость

18,0

4. Горизонт неравномерно-обломочного материала. Основная мас- са представлена тонкослоистым витрокластическим туфом. Толщина слоев от долей миллиметра до 3 см. В слоистой толще присутствуют



Рис. 40. Отложения подводных грязевых потоков и перекрывающих их туффи- тов и тефроидов на юго-востоке о. Кунашир



- глыбы тяжелой пемзы с объемом пор до 50 %. Размеры глыб и обломков пемзы колеблются от 3—5 см до 1 м в поперечнике. Форма глыб округлая. Глыбы сильнотрещиноваты . . . . . 55,0
5. Горизонт косослоистых туффов состоит из прослоев мощностью 1—5 см хорошо окатанных пемзовых обломков преимущественно псаммитовой размерности, с редкой примесью гравия и гальки пемзы. Залегание горизонта линзообразное . . . . . 45,0
6. Горизонт косослоистых туффов светло-серого цвета, витрокластических, с линзами песчаного тефроида, обогащенного магнетитом. Залегание линзообразное. Мощность линз 1—10 мм, длина 3—30 см . . . . . 10,0—15,0
7. Горизонт неравномерно-обломочного материала, сложенного в основном частично перебитыми вулканитами кислого состава. Глыбы пемзы размерами до 0,3 м, в количестве около 20—30 %, хорошо окатаны и отполированы. Пемзовая галька и гравий также хорошо окатаны. Основная масса песчано-алевритовая, витрокластическая. Сортировка и слоистость материала отсутствуют. Описываемый горизонт, вероятно, представляет собой грязевой поток, захвативший резургентный и терригенный материал . . . . . 10,0
8. Пемзово-песчаный туффовый горизонт. Он состоит из ювенильного, тефроидного и частично вулкано-терригенного материала в количестве от 10 до 40 %. Ювенильный материал представлен обломками и глыбами пемзы, размеры которых по мере движения на юг возрастают от 3—8 до 20—30 см в поперечнике и даже до 1 м. Основная пепловая масса представлена преимущественно роговчатыми обломками стекла и тонкопористой пемзой . . . . . 70,0
9. Пемзовый горизонт. Размеры глыб пемзы достигают 2 м в поперечнике. Количество ее около 60—70 %. Цвет пемзы светло-сиреневый, светло-серый. Пемза весьма пористая, трещиноватая, при ударе молотком рассыпается в щебенку; наполнителя 30—40 %; он представлен слабцементированным витрокластическим туфом липарита. Иногда наблюдается слоистость, обтекающая глыбы пемзы. В основании горизонта пласт пемзы мощностью около 1 м заключен между прослоями тефроидного гравия . . . . . 35,0

Далее на юг обнажаются аналогичные отложения. Причем в южном направлении количество тефроидного материала возрастает. Здесь, кроме того, появляются горизонты отложений сейсмотектонических обвалов, формирование которых происходило в прибрежной зоне, что способствовало обработке обломочного материала, выполняющего промежутки между крупными глыбами.

Приведенные разрезы вулканогенных образований находятся на разном расстоянии от оз. Песчаного, вероятно представляющего собой кальдеру (центр извержения). Разрезы иллюстрируют постепенное возрастание количества тефроидов, относительно непрерывных вулканитов и увеличение степени обработки и сортировки обломочного материала.

Приведенный материал по о. Кулаширу показывает, что окатывание и сортировка материала происходили так же быстро, как и на современных вулканах Аланд и Тятя. Об этом свидетельствует наличие пемзовых прослоев между пирокластическими потоками, причем перерывы между их отложением, судя по однородности литологии, были незначительными.

В процессе формирования слоистых толщ появляются линзы, прослои и пласты тефроидов, не нарушающих общий ход седиментации и, вероятно, фиксирующих только незначительные перерывы в отложениях пирокластики.



Более длительные перерывы или слабое поступление ювенильного материала отражаются в образовании многометровых горизонтов тефрондов.

### Тефроида древних вулканических формаций

Как уже отмечалось, тефроида пользуются широким распространением в древних вулканических формациях, в докембрии и фанерозое. Нами они были установлены и изучались в разрезах Волыно-Подольского региона, на Сибирской платформе и в разновозрастных геосинклинальных областях Камчатки, а также осмотрены в разрезах Закавказья, Приморья и других областях.

Наиболее полные данные по тефроидам опубликованы по Армении [Геслогия АрмССР, 1974]. В. Д. Шутов [1975] среди граувакк выделяет тефроидные комплексы, которые, по общепринятой терминологии, относятся к тефроидам.

#### Тефроида Волыно-Подольского региона

Вулканогенные образования Волыно-Подольского региона изучались, начиная с конца XIX столетия. Наиболее полным является исследование А. С. Махнача и Н. В. Веретенникова [1970] по Белоруссии. По району Украины нет сводных работ, но в статьях и фондовых материалах А. Е. Бирюлева [1969], В. И. Власова и Б. Я. Воловник [1966] и др. изложены данные, характеризующие вулканогенные образования данного региона. Тефроида среди вулканогенных образований Волини впервые описаны автором [Малеев, 1975]. Ранее они принимались либо за осадочные породы, либо за вулканотерригенные. В 1971 г. нами были осмотрены каменные карьеры и обнажения Волыно-Подольского региона, а также керн скважин и геологические материалы, любезно предоставленные В. И. Власовым и Б. Я. Воловник.

Докембрийский (вендский) платформенный вулканизм Волыно-Подольского региона, развитый в западных областях Украины, в южной части Белоруссии и в Восточной Польше, занимает площадь около 300 000 км<sup>2</sup>. Первоначальная площадь развития вулканитов составляла около 400 000—450 000 км<sup>2</sup>. Максимальная мощность вулканогенных образований около 500 м в районе г. Ковеля и постепенно выклинивается к периферии. Преобладающие мощности 300—400 м. Вулканогенные образования представлены переслаивающимися лавовыми покровами и туфами. Интрузивные породы находятся в резко подчиненном количестве. Вулканокластические образования занимают большую территорию, чем лавовые покровы. Вулканогенные образования формировались преимущественно в пределах Львовско-Волинского авлакогена. Последующие дислокации существенно не нарушили первичного залегания вулканитов. В прикратерных областях первичные углы наклонов туфов достигают 30°. Вулканизм в регионе проявился в шести эффузивно-пирокластических и четырех интрузивных фазах на

протяжении 300—400 млн. лет. Наиболее интенсивный вулканизм отмечен в волинское время, около 100 млн. лет назад. Судя по керну многочисленных скважин, в процессе вулканической деятельности формировались моногенные стратовулканы, видимо, щитовидной формы. Б. Я. Воловник выделила четыре крупных очаговых области и 10 вулканических аппаратов центрального типа. Видимо, их было гораздо больше. Так, например, нами в базальтовом карьере Берестовца наблюдалась столбчатая отдельность с изменяющимся углом падения и сложной трещиноватостью в центре, свойственная центрам извержения [Малеев, 1975, рис. 9].

Пирокластика преобладает над лавой. Мощность лавовых потоков колеблется от 8 до 60 м. Лавовые потоки мощностью 12—25 м образуют покровы до 200 км и более. Пирокластические породы залегают в виде пластов и пачек мощностью от 0,5 до 1200 м. В основном присутствуют пепловые витрокластические и литокластические разновидности. Кристаллокластические туфы встречаются редко. Псефитовые и агломератовые разновидности ограничиваются прикратерными областями. В карьере Долгое Поле развиты туфы автохтонных фаций прикратерной зоны. Здесь нами наблюдались: спекшиеся туфы, агломератовые туфы с фигурными бомбами, агломератовые туфы с полостями, что типично для участков прикратерных областей. Поверхность бомб и обломков обладает красной окисленной коркой, свойственной наземным отложениям. Характер пирокластики свидетельствует о стромболианских и вулканических типах извержений. В кернах туфов наблюдается тонкая слоистость с более крупными обломками в основании каждого слоя, что указывает на воздушную сепарацию пирокластического материала. Следовательно, вулканические аппараты находились в субаэральных условиях.

Среди пачек туфов в большом количестве находятся тефронды, образованные за счет обработки и сортировки пирокластики. К тефрондному материалу примешивается пирокластический и создается целая группа сложных пирокласто-тефрондных пород. К тефрондному материалу примешивается терригенный и образуются терригенно-тефрондные породы. Накопление их происходило синхронно с извержениями. Обработка и сортировка материала, вероятно, осуществлялись временными потоками, поскольку тефронды не аллювиального происхождения, а образуют пласты, линзы и прослои, иногда небольшой мощности. В отдельные периоды, вероятно, образовывались озера, на что указывают пласты осадочных и вулканотерригенных пород, сформировавшихся за счет разрушения кристаллических пород, туфов и лав.

Среди тефрондов резко преобладают псаммитовые разновидности, сложенные хорошо окатанными обломками базальта размером преимущественно 1—2 мм. Среди тефрондных пород главенствуют собственно тефронды — породы, состоящие из окатанной и отсортированной тефры. В меньшем количестве развиты пирокласто-тефронды и терригенные тефронды. Они обладают

слоистостью, иногда косой. Мощность прослоев от миллиметров до метров.

Тефронды представлены преимущественно псаммитовыми разностями; алевроитовые и гравийные тефронды находятся в подчиненном количестве. Гравийные тефронды сложены гравием, состоящим из плотного и слабопористого базальта. Базальт гравелин порфировой структуры. Порфировые выделения представлены плагиоклазом, моноклинным пироксеном и оливином. Пироксен иногда образует гломеропорфировые образования. Структура основной массы гиалопилитовая и витрофировая. Плотные гравелины, как правило, сложены гиалопилитовым базальтом, пористые — витрофировым. Гравелины окатаны (шаровой и эллипсондальной формы), реже полуокатаны. Промежутки между гравелинами выполнены мелкопсаммитовым материалом, состоящим из обломков базальта, стекла, плагиоклаза и темноцветных минералов, в разной степени окатанных. Промежутки между обломками выполнены хлор-опаловой массой, прочно цементирующей породу.

Псаммитовые тефронды в зависимости от крупности обломков меняют свой состав и степень окатанности. В крупнопсаммитовых тефрондах значительную часть составляют обломки базальта. Они окатаны, полуокатаны и обладают различной степенью пористости — от плотных до слабопористых с неправильной формой пор, пористых с шаровой формой пор и пузыристых. В плотных обломках присутствуют микролиты. Слабопористые базальты обычно витрофировой структуры, с черным ожелезненным стеклом, пузыристые сложены светло-бурым стеклом, затронутым процессом разложения. В значительном количестве присутствуют обломки стекла. Они образуются преимущественно за счет дробления пузыристых обломков витрофирового базальта, причем форма их слабоокатанная или угловатая. Обломки минералов представлены плагиоклазом, моноклинным пироксеном, оливином; форма их окатанная и полуокатанная; более мелкие обломки имеют угловатую форму. Обломки сцементированы опалово-хлоритовой массой, вероятно образованной за счет разложения мелких частиц стекла.

В среднепсаммитовых тефрондах количество обломков базальта значительно убывает и степень окатанности их меньшая, хотя преобладают окатанные и полуокатанные частицы. Среди обломков стекла наряду с окатанными присутствуют угловатые и даже остроугольные, близкие к рогульчатым формам. Обломки минералов находятся примерно в равных количествах с обломками базальта. Цемент тот же, что и в крупнопсаммитовых.

В мелкопсаммитовых тефрондах обломки базальта встречаются очень редко; преобладают обломки стекла. Форма их обычно угловатая, но наблюдается некоторая сглаженность углов. В обломках минералов при значительном количестве угловатых обломков присутствуют и округлые.

Для сравнения степени обработки пирокластического материала приведены микрофотографии витрокластического туфа и тефронда (рис. 41).



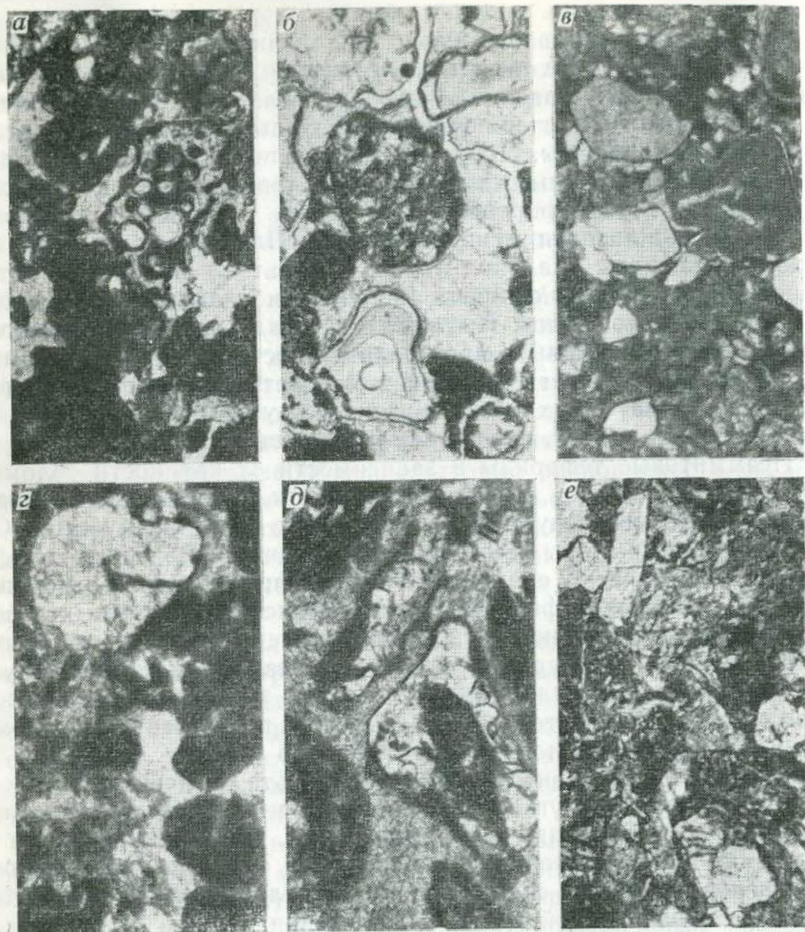


Рис. 41. Базальтовые тефронды древних формаций под микроскопом в проходящем свете,  $\times 30$ :

*а* — псаммитовый литокластический тефرويد (обр. 335—24), Волюнь; *б* — псаммитовый витрокластический тефرويد (обр. 235—14), Сибирская платформа; *в* — псаммитовый литокластический туф из района Нижней Тунгуски; *г* — то же, из района Каменной Тунгуски; *д* — то же, Камчатка, «щели» хр. Кумроч; *е* — псаммитовый кристалло-литокластический туф, о. Карагинский (обр. 50)

Химический состав туфа и тефроида аналогичен, за исключением увеличения в тефроиде окисного железа за счет закисного. В туфе и в тефроиде присутствует большое количество воды, что, видимо, объясняется наличием водных алюмосиликатов в цементе, а возможно, «гналокластитовым» преобразованием обломков стекла во время извержения. Химические анализы базальтов Волюно-

Подолни и Ровенской зоны показали увеличение кремнезема, глинозема за счет уменьшения главным образом железа (табл. 19).

Таблица 19

Химический состав вулканитов Волини (в %)

Материал	№ пробы	Окислы						
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO
Витрокластический туф	335—24	43,62	1,52	12,14	9,64	3,43	0,25	7,44
» тефرويد	335—14	43,60	2,11	12,26	11,3	2,18	0,29	8,27
Базальты Ровенской зоны	—	49,36	2,07	13,88	5,10	8,58	0,22	5,75
» Волино-Подолни	—	48,24	2,03	14,18	6,91	7,18	0,23	6,68

Продолжение табл. 19

Материал	№ пробы	Окислы						Сумма
		CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	
Витрокластический туф	335—24	10,92	2,98	1,75	1,39	4,26	0,19	99,54
» тефرويد	335—14	5,38	3,77	1,53	3,34	5,40	0,17	99,57
Базальты Ровенской зоны	—	9,15	2,19	0,70	—	—	0,20	97,20
» Волино-Подолни	—	7,38	2,35	0,96	—	—	0,19	96,33

Примечание. Пробы 335—14, 335—24 — аналитик Н. Р. Гусакова, анализы базальтов Ровенской области и Волино-Подолни — по материалам Б. Я. Воловник.

Пирокласто-тефроиды отличаются наличием примеси ювенильного пирокластического материала. К описанной выше тефрондной основной массе, даже в крупнопсаммитовых разновидностях, примешиваются обломки стекла угловатой, остроугольной и близкой к рогульчатой форме за счет дробления пузыристого витрокластического шлака, а также угловатые обломки базальта, иногда с рваными краями. Транспортировка таких обломков без разрушения маловероятна, следовательно, они относятся к автохтонной терригенной примеси. В небольшом количестве присутствуют угловатые обломки плагиоклазов.

Терригенные тефроиды отличаются от тефрондов примесью терригенного материала в виде окатанных обломков аргиллита, сланца, песчаника, кварца, не носящих следов вторичного разогрева и окисления, т. е. чуждых эруптивному материалу.

Для всех описанных разновидностей тефрондов характерны прочная цементация породы и ее монолитность, такая же как и в широко развитых здесь туфах. Это объясняется аналогичным составом обломков и цемента и синхронностью формирования с переслаивающимися туфами.

Следует отметить, что прослой терригенных глин на Волини не встречаются ни среди туфов, ни среди тефрондов, так же как и в других регионах.



Присутствующие здесь же в незначительном количестве вулканотерригенные породы легко отличаются от тефронидов. Слагающие их обломки лавы выделяются большей степенью раскристаллизации, отсутствием обломков стекла. Цемент их глинистый, с малым количеством примеси опала, что так же отличает вулканотерригенные породы от тефронидов. Вследствие этого керн первых быстро разрушается, в то время как керн тефронидов остается прочным. Это позволяет предположить, что условия седиментации туфов и тефронидов были различны.

### Тефрониды Сибирской платформы

Аналогами волюно-подольских тефронидов являются тефрониды Сибирской платформы пермо-триасового возраста.

Вулканизму Сибирской платформы посвящено много монографий и статей [Гоньшакова, 1961; Лебедев, 1955; Леденева и Лурье, 1970; Лурье и Обручев, 1955; Лурье и Масайтис, 1964; Мусатов и др., 1969; Соболев, 1936 г. и др.]. Автор имел возможность в 1968 г. ознакомиться с вулканистами на р. Нижней Тунгуске и с коллекциями Красноярского геологического управления.

В северной части платформы преобладают базальтовые лавы, а в южной — вулканогенно-обломочные породы. Залегание пород почти горизонтальное, но на отдельных участках (южнее пос. Наконо) — до  $70^{\circ}$ — $80^{\circ}$ . Мощность базальтовых лавовых потоков варьирует от 1 до 20 м, повышаясь в раздувах до 40 м, а иногда и до 60 м. Общая мощность вулканических образований достигает 800 м, а в отдельных районах 1500—2000 м. Вулканогенно-обломочные образования залегают в виде стратифицированного горизонта мощностью 300—400 м, максимально до 800 м. Интрузивные базальты и долериты (траппы) одновременны поверхностному вулканизму. Они залегают в виде пластовых тел (силлы, линзы, многоэтажные залежи), лакколитов, куполов, даск, штоков и штокверков.

Объем пород (в  $\text{км}^3$ ): интрузивных 337,5; эффузивных 315,5 и эксплозивных 263; всего 911  $\text{км}^3$ . Следует отметить, что при подсчете эксплозивных образований не учтен разнос тонкообломочного материала во время извержения, а его, надо полагать, было унесено за пределы платформы не менее 50 %. Кроме того, в процессе разрушения еще не литифицированных моногенных вулканов не менее половины материала было вынесено водными потоками. Следовательно, эксплозивных продуктов, вероятно, было выброшено не менее 1 млн.  $\text{км}^3$ .

Проведенные нами совместно с М. Ф. Кузнецовым исследования по р. Нижней Тунгуске [Малеев, 1975] позволили выявить ряд центров извержений и определить серию генетических типов вулканитов, что дало возможность судить о размерах, распределении и типах вулканических построек, а также установить закономерности формирования вулканогенно-осадочных пород.

Некки вулканов сложены лавой, агломератовым туфом и одно-

временно лавой и туфом, в которых лава прорывает туф или образует взаимопереходы к агломератам.

Фациальный состав останцов вулканических построек весьма сложный. В 12 останцах вулканов нами были установлены; спекшиеся туфы, ксенотуфы, туфы с фигурными бомбами, пизолитовые туфы, туфы с «волосами Пеле» и другие туфы автохтонного происхождения. На склонах вулканов обнаружены отложения пирокластических и грязевых потоков, туфы аллохтонного происхождения и другие генетические типы вулканитов, свойственные промежуточной зоне вулканов. В удаленной зоне, по периферии вулканов, преобладают осадочно-вулканокластические и вулканогенно-осадочные породы. Здесь примесь к туфовому материалу варьирует от незначительных количеств до резкого преобладания. Поскольку разрушение вулканических построек началось до литификации вулканитов, создались условия для широкого развития тефрондов. Здесь обнаружены тефронды без примеси постороннего материала и тефронды с примесью пирокластики или терригенного материала. По мере удаления от центра извержения мощность пластов и слоев уменьшается от первых десятков метров до сантиметров и миллиметров. Закономерное расположение генетических типов вулканитов позволило провести реконструкцию вулканических построек и с учетом материалов геологических съемок определить истинное положение вулканов.

Центры извержений на платформе распределены неравномерно, на расстояниях от 5—10 до 50—100 км. Видимо, они приурочены к разломам. Первичная высота вулканов по реконструкциям от 500 до 1000—1500 м. Наряду с крупными вулканами имели место небольшие, одноактные, как, например, на р. Каменной Тунгуске в урочище Кривляки, по данным Г. П. Карпова [1979 г.]. В области развития лав, возможно, существовали щитовые вулканы.

Вулканиты преимущественно базальтовые, но, видимо, имели место и более кислые дифференциаты, на что указывает примесь пепла рогульчатой структуры, свойственной кислой магме.

Типы извержения, судя по пирокластике, были весьма разнообразными: гавайский, стромболианский, катмайский и, возможно, вулканский.

Вулканизм развивался в наземных условиях, на что указывают наличие спекшихся туфов, окисленных чуждых обломков, скульптурная поверхность бомб, «волосы Пеле» и пр.; частично отложение материала происходило в водных условиях.

Наиболее типичные разрезы вулканогенно-осадочных образований, представляющие интерес для объяснения условий образования тефрондов, наблюдаются у зимовья Лаврушки, севернее пос. Ербогачена и севернее пос. Наконо в урочище Ангако.

В районе зимовья Лаврушки толща вулканогенно-осадочных пород обнажена на протяжении 2 км. При пологом наклоне отложений наблюдается небольшая складчатость с амплитудой 5—10 м. Видимая мощность более 30 м. Вся толща обладает тонкой слоистостью. Мощность слоев от 0,5 до 3 см, на одном участке 1—2 м.



Прослойки сложены разнообразными вулканогенно-осадочными породами с преобладанием тефрондов. Произведенный послойный отбор образцов обнаженной части разреза и просмотренные под микроскопом шлифы определили смену пород (снизу вверх): песчаник терригенно-тефрондовый, мелкопсефитовый туффит, туфопесчаник, псаммитовый тефرويد, туфопесчаник, песчаник терригенно-тефрондовый, псефито-псаммитовый тефرويد, мелкопсефитовый тефرويد, песчаник пирокласто-тефрондовый, туфоалевролит, псефито-псаммитовый тефرويد, песчаник терригенно-тефрондовый, псаммитовый тефرويد, псефито-псаммитовый тефرويد, туфоалевролит с примесью тефрогенного материала, мелкопсефитовый тефرويد, псаммитовый тефرويد, туфоалевролит с примесью тефрогенного материала, мелкопсефитовый тефرويد, туфопесчаник с примесью туфрогенного материала, туфолимонит, алевритовый пизолитовый туффит.

Судя по разрезу, в мелководный бассейн поступал в основном пирокластический материал, который подвергался обработке и сортировке. К нему примешивался терригенный или необработанный пирокластический материал.

Ниже дается краткая характеристика главных разновидностей тефрондов.

Мелкопсефитовый тефرويد сложен окатанными и полуокатанными обломками базальта различной текстуры: плотного, слабопористого, с порами неправильной формы и редкими шаровыми порами, а также пузыристого шлака. Базальт обладает лорфировой структурой. Порфировые выделения представлены плагиоклазом, моноклинным пироксеном, реже ромбическим, и оливином. Иногда в более крупных лапиллях присутствуют гломеропорфировые выделения плагиоклаза и пироксена. Основная масса витрофировая, реже гналопилитовая и в единичных обломках интерсертальная. Стекло преимущественно бледно-зеленое или бледно-оранжевое, реже бурое или черное. Иногда стекло разложено и замещено цеолитами или водными алюмосиликатами. В небольшом количестве присутствуют полуокатанные обломки плагиоклаза, темноцветных минералов и рудная пыль. Цемент породы представлен цеолито-карбонато-глинистой массой, образованной за счет разложения мелкообломочного вулканического стекла.

Псаммитовый тефرويد состоит из более мелкого литокластического материала. Он более стекловатый, с меньшим количеством порфировых выделений; форма обломков окатанная и полуокатанная. Преобладают обломки кристаллов плагиоклаза, реже встречаются пироксен и оливин (10—25 %). Форма обломков, полуокатанная или только с закругленными углами. Часть кристаллов плагиоклаза и пироксена имеет первичные кристаллографические формы. Обломки темноцветных минералов более окатаны. В небольшом количестве (10—20 %) присутствуют обломки стекла светло-зеленого или светло-оранжевого. Чаше они образованы за счет дробления обломков весьма пористого базальта,

вследствие чего первичная форма их приближается к рогульчатой. Часть обломков полуокатана. Обломки стекла бурого и черного цвета встречаются реже (см. рис. 41, в, г).

Алевритовые кристалло-витрокластические тефронды представлены слабоокатанным и угловатым материалом. Они состоят из обломков кристаллов и стекла примерно в равном количестве. Обломки кристаллов представлены плагноклазом, пироксенном, оливином (очень редко) и магнетитом. В некоторых разновидностях наблюдается увеличение обломков плагноклаза до 60 %. Цемент в породе около 20 %: он представлен опалово-цеолито-бейделлитовой массой, образованной за счет разложения обломков вулканического стекла.

Иногда в породе присутствует примесь терригенного материала в виде кварца и выветрелых обломков плагноклаза.

Песчаник пирокласто-тефрондный обычно представлен полуокатанными и окатанными обломками базальта, стекла, плагноклаза и темноцветных минералов. Пирокластическая примесь представлена неокатанными обломками базальта, обычно с рваными краями, фигурными и остроугольными, неокатанными обломками стекла и зернами минералов первичных кристаллографических форм и их обломками.

Песчаник терригенно-тефрондный аналогичен псаммитовому тефронду, но обладает примесью терригенного материала, в виде обломков песчаника, аргиллита, кварца и полуразложившихся обломков минералов. Как правило, присутствует алевритовый терригенный материал, представленный угловатыми обломками кварца и выветрелого плагноклаза.

В урочище Ангако тонкослоистая толща вулканогенно-осадочных пород мощностью около 1000 м залегает под углом 70—80° и сложена преимущественно тефроидами и туффитами. Тефронды аналогичны описанным выше. Они сложены преимущественно пористым лито- и витрокластическим базальтовым материалом.

Наличие большого количества тефрондов без терригенной примеси, отсутствие обломков с долеритовой структурой, что свидетельствовало бы о разрушении базальтовых силлов, а также кластолав, спекшихся туфов и других пород, слагающих вулканические постройки, присутствие пластов туфов и пирокласто-тефрондов говорит о том, что основная масса вулканогенно-обломочного материала образована за счет переработки ювенильной пирокластике, а не вследствие размыва вулканических построек, следовательно, описываемые тефронды синхронны вулканизму. Если тефронды формировались частично за счет разрушения вулканических построек, то, вероятно, только из материала поверхностных частей вулканов, когда вулканы еще не подверглись литификации.

Наличие большого количества пористых стекловатых обломков и присутствие рваных краев в неокатанных обломках указывают, что основная масса пирокластического материала, за счет которого образовались тефронды, была выброшена во время извержений преимущественно стромболианского типа.

Закономерности формирования вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций молодых геосинклиналей Тихоокеанского пояса и более детально Курило-Камчатской дуги и Сахалина описаны Г. М. Власовым [Молодые геосинклинальные..., 1978]. Он, к сожалению, не выделяет тефрондов, но флишевые и флише-подобные формации, судя по его описанию, в основном состоят из тефрондов. Наши исследования по Камчатке частично изложены в коллективной монографии «Вулканогенно-кремнистые формации Камчатки» [1974] и дополнены последующими наблюдениями автора.

В пределах Корякского нагорья и Камчатки выделяются следующие геосинклинальные зоны с запада на восток: 1) Анадырско-Корякская — верхняя юра — нижний мел (валанжин); 2) Ветвейско-Камчатская — нижний мел — палеоген; 3) Восточно-Камчатская, которая начала развиваться в палеогене. Геосинклинальный период ее, вероятно, завершился в миоцене, и в настоящее время она вступила в орогенный этап. В начальном этапе развития каждой геосинклинали формировалась вулканогенно-кремнистая формация, с которой связаны подводные тефронды, образующие флишеидные горизонты. В более поздние периоды формирования флиша продолжалось интенсивное накопление тефрондов.

В пределах Восточной Камчатки молодые (олигоцен-миоценовые) вулканогенно-кремнистые формации не метаморфизованы и хорошо обнажены вдоль берегов океана. Это позволило сотрудникам Института вулканологии (Г. П. Авдейко, Н. А. Храмову, И. В. Флоренскому, Е. Ф. Малесву и др.) установить ряд закономерностей образования вулканогенно-кремнистых формаций и связанных с ними тефрондов.

В районе хр. Кумроч, на Восточной Камчатке и на о. Карагинском развиты вулканические постройки, сформировавшиеся в подводных условиях. От наземных они отличаются плоской формой. Диаметр их достигает 10—25 км при высоте от первых сотен метров до 1—2 км. На Камчатке они вытягиваются линейно, образуя вулканические островные гряды. Некки сложены лавой, кластолавой или агломератовым туфом. В прикратерной зоне развиты лавовые потоки, подушечные лавы, подушечные агломераты, агломератовые туфы, часто с большим количеством подводных бомб, и ксенотуфы. В промежуточной зоне обычно залегают вулканогенно-кремнистые образования, представленные пеплами и другой пирокластикой с примесью хемогенного кремнистого и карбонатного материала. Они образуют серии переходов от туфов к туффитам и вулканогенно-осадочным породам (паратуффитам). Иногда здесь появляются тефронды, но основная масса их залегает далее от центра извержения. В удаленной зоне развиты преимущественно тефронды и вулканотерригенные породы. Таким образом, фациальные зоны подводных вулканов аналогичны наземным, но в последних не присутствуют кремнистые образования.





Рис. 42. Слоистость и отдельность тефрондов:  
 а — ритмичная слоистость тефрондов в «щеках» хр. Кумроч; б — там же, концентрическая отдельность

В удаленных зонах подводных вулканов тефронды приобретают ритмичную слоистость (рис. 42, а), обусловленную изменением крупности материала. Обычно причину изменения крупности материала во флишондных толщах видят в образовании мутьевых потоков или в тектонической ритмичности [Молодые геосинклинали..., 1978], что, вероятно, действительно имеет место в многосинклиналях. В эвгеосинклиналях при образовании слоистых флишеподобных тефроидных образований нет классической ритмичности\*. Здесь появляются отдельные пласты монокристаллических псаммитовых тефрондов, измеряемых дециметрами или метрами, или мощные пласты тонкообломочных тефрондов. В массивных тефрондах очень часто развивается своеобразная концентрическая отдельность типа «каменной розы». Такая отдельность характерна для тефрондов и не встречалась в вулканотерригенных породах или туффидах (см. рис. 42, б).

В тефроидных толщах, удаленных от вулканов, чаще всего наблюдается переслаивание преимущественно псаммитового и алевроитового материала, что хорошо можно наблюдать в береговых обнажениях о. Карагинского (Камчатка).

Мощность прослоев колеблется обычно от первых дециметров до метров, иногда снижаясь до нескольких миллиметров. Слои прослеживаются на сотни метров. Псаммитовые слои, как правило, имеют большую мощность, алевроитовые — меньшую, но иногда это правило нарушается. По мере удаления от центра извержения крупность материала снижается и уменьшается мощность слоев.

Псаммитовые тефронды состоят из витрофировых обломков пористого базальта, стекла и кристаллов. Обломки окатаны, полуокатаны и угловаты. Пористый базальт более окатан, зерна плагиоклаза менее, мелкие обломки совсем не окатаны. Обломки базальта редко имеют порфиновые выделения плагиоклаза или пироксена. Основная масса в них стекловатая или с редкими игольчатыми микролитами плагиоклаза.

Фрагменты пористого базальта в основной своей массе однородны по цвету и текстурно-структурным особенностям. Встречаются окатанные обломки базальта, более раскристаллизованные с гялопилитовой или интерсертальной структурой, вероятно представляющие собой терригенную примесь. Иногда в породе появляются выветрелые обломки плагиоклаза или кварца с мозаичным погасанием, также относящиеся к терригенной примеси. Распределение терригенной примеси в пластах неравномерное. В одних пластах тефрондов это единичные зерна, в других она превышает 10 %, и такую породу можно назвать терригенно-тефрондным песчаником. Породы обычно шаровой или эллипсоидальной формы, реже неправильной. Обломки стекла слабоокатаны, светло-зеленого или светло-желтого цвета. Обломки кристаллов составляют 10—15 % и представлены плагиоклазом, пироксеном и редко оливином и рудным минералом. Форма их слабоокатанная или угловатая.

---

\* Высказанное мнение автора является спорным и не разделяется редактором.



Иногда даже в крупнозернистых тефронах появляется повышенное количество неокатанного обломочного материала, среди которого присутствуют и обломки базальта с рваными краями, что позволяет отнести эти породы к пирокласто-тефронным песчанникам. Цементом такой породы служит опалово-глинистая масса, образованная за счет разложения мелких обломков стекла. В цементирующей массе присутствует небольшое количество мелких обломков минералов, преимущественно плагиоклаза (см. рис. 41, д).

Алевритовые тефронды представлены обломками стекла и минералов, погруженных в цементирующую опалово-глинистую массу. Обломки составляют 50—70 %. Среди минералов — свежий плагиоклаз, пироксен и очень редко оливин. Форма их угловатая или слабоокатанная. Стекло такого же типа, как и в псаммитовых тефронах, иногда обладает формой, близкой к рогульчатой. В породе иногда присутствует терригенный материал, представленный корродированным кварцем, полуразложившимися обломками плагиоклаза и пироксена и редкими фораминиферами.

По геологическим и литологическим данным видно, что тефронды синхронны вулканизму и формировались одновременно с вулканической постройкой и вулканогенно-кремнистыми отложениями, в которые они переходят по простираанию. Химические анализы тефрона о. Карагинского показали возрастание содержания кремнезема, окисного железа за счет закисного и резкое увеличение воды ( $H_2O$ ) по сравнению с базальтом. По всей вероятности, все отмеченные изменения произошли за счет образования цемента, состоящего из водных алюмосиликатов и опала (табл. 20).

По мере развития геосинклинали и зарождения островных дуг над уровнем моря начинают воздыматься вулканы. В этот период идет интенсивный размыв их и снос вулканогенного материала в море. Вначале размываются нелифитизированная тефра и лавовые потоки, а затем по мере роста вулканов спускающиеся по склонам грязевые и пирокластические потоки, отложения сейсмотектоничес-

Таблица 20

Химические анализы тефрондов и базальтов (в %) кремнисто-вулканогенных формаций молодой геосинклинальной области Камчатки

Материал	№ пробы	Оксиды						
		$SiO_2$	$TiO_2$	$Al_2O_3$	$Fe_2O_3$	FeO	MnO	MgO
Псаммитовый тефронд, о. Карагинский . . . . .	50	51,21	0,98	17,07	5,07	2,24	0,13	3,65
Базальт, о. Карагинский . . . . .	720-2	45,40	1,35	18,67	3,37	5,74	0,22	6,17
Тефронд, хр. Кумроч . . . . .	112-5	49,60	0,84	15,49	5,11	2,96	0,22	4,92
То же . . . . .	107-1	44,42	0,76	14,89	4,56	5,30	0,13	8,54
» . . . . .	106-1	48,24	0,90	16,23	4,62	4,64	0,12	8,44
Базальт, хр. Кумроч . . . . .	52 <sup>а</sup> /64	45,34	1,17	13,87	3,78	4,31	0,26	11,1
То же . . . . .	903/1	47,64	0,66	17,80	4,55	2,60	0,21	4,26



Материал	№ пробы	Окислы							Сумма
		CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	
Псаммитовый тефронд, о. Карагинский . . . . .	50	8,34	3,43	1,75	2,79	3,17	0,25	—	100,31
Базальт, о. Карагинский	720-2	7,90	4,41	0,41	5,60	0,77	0,18	—	100,20
Тефронд, хр. Кумроч . .	112-5	8,37	1,84	1,75	2,10	6,16	0,20	—	99,56
То же . . . . .	107-1	8,95	3,62	2,86	1,81	4,00	0,11	—	99,95
» . . . . .	106-1	7,75	3,27	1,06	2,14	3,01	0,21	—	100,63
Базальт, хр. Кумроч . .	52 <sup>а</sup> /64	12,6	1,06	0,71	2,30	2,56	0,30	0,08	100,06
То же . . . . .	903/1	8,30	3,10	1,15	4,60	3,58	0,29	0,77	100,53

Примечание. Пробы 720-2, 52<sup>а</sup>/64, 903/1 — коллекция Н. А. Храмова, аналитик М. И. Милованова; пробы 50, 106-1, 107-1, 112-5 — аналитик Н. Р. Гусакова.

ких обвалов, колювально-пролювальные отложения и другие образования все вместе образуют толщи тефрондов, туффинов и вулcano-терригенных пород, переслаивающихся с тефрой и лавовыми потоками.

В обнажениях Восточной Камчатки и о. Карагинского можно наблюдать различные взаимоотношения отмеченных вулканогенных образований.

Формирующиеся при этом тефронды отличаются от описанных выше: поскольку извержения происходили не в подводных, а в наземных условиях, первичный материал обычно более раскристаллизован и разнообразен за счет вулcano-терригенной примеси.

По крупности материала тефронды варьируют от агломератовых до алевроитовых; преобладают гравийные и псаммитовые разности. По агрегатному составу резко преобладают литокластические, а по составу — базальтовые и андезит-базальтовые.

Гравийные тефронды состоят из плотных и слабопористых обломков базальта или андезито-базальта, хорошо окатанной или полуокатанной формы. Цементом породы служит опалово-глинистая масса.

Псаммитовые литокластические тефронды представлены преимущественно полуокатанными и в меньшем количестве окатанными и угловатыми обломками базальта. Обломки плотные и реже слабопористые. Поры обычно мелкие — до 1 мм, реже 2 мм; форма их круглая, эллипсоидальная или неправильная. Базальт обломков в разных пластах отличается составом. Иногда он представлен однородными обломками, иногда различно раскристаллизованными. Обычно он обладает порфировой структурой. Порфиновые выделения составляют 10—15 % и представлены таблитчатыми кристаллами плагиоклаза, редко пироксеном. Основная масса базальта преимущественно гнапопелитовая, с большим количеством стекла и подчиненным — игольчатым микролитов плагиоклаза. Базальт с более раскристаллизованной основной массой, с крупными микролитами, встречается в различных

количествах и отличается между собой крупностью микролитов, количеством стекла, его цветом и пористостью. По всей вероятности, более раскристаллизованный базальт относится к вулканотерригенной примеси (см. рис. 41, е).

Обломки кристаллов присутствуют в незначительном количестве — 5—15 %. Они представлены окатанными и полуокатанными зернами плагиоклаза и единичными зернами пироксена.

Среди тонкопсаммитовых тефрондов встречаются кристаллокластические разновидности, состоящие на 60—70 % из обломков кристаллов плагиоклаза и примерно 20 % пироксена. Стекло присутствует в незначительном количестве. Цемент опалово-глинистый, образованный за счет разложения мелких обломков стекла.

Иногда в тефронах присутствует небольшое количество обломков аргиллита, песчаника и кремнистого сланца. Состав трех разновидностей тефрондов хр. Кумроч из района «щек» близок к составу базальта (см. табл. 20). В некоторых пробах отмечается повышенное количество кремнезема и глинозема, что, возможно, связано с примесью терригенного материала.

#### Тефронды Закавказья

Геосинклинальные образования Закавказья в значительной мере сложены тефронами. Они образуют мощные толщи в Грузии, Армении и Азербайджане. Наиболее полно они описаны в Армении [см. Геология Арм. ССР, т. 5, 1974].

В пределах Сомхето-Кафанской структурно-формационной зоны средней юры среди пирокластических пород выделяются гравийно-псаммитовые и псаммито-алевритовые тефронды. Обломочный материал их окатан и отсортирован. Он представлен пористым стеклом, обломками андезита, дацита, плагиоклаза и кварца.

Среди вулканогенно-обломочных пород большим распространением пользуются псаммитовые тефронды, они образуют пласты мощностью 0,2—0,3 м. Среди туфов, туффитов и аргиллитов преобладают псефито-псаммитовые разновидности тефрондов, состоящие из обломков дацита (60—70 %), вулканического стекла, кварца (5—10 %), плагиоклаза (10 %). Цемент (15 %) опалово-глинистый, образованный за счет разложения мелкого вулканического стекла, прочно цементирующий породу. Среди верхнеюрских отложений в вулканогенном комплексе широко развиты вулканотерригенные породы; возможно, что тефронды остались незамеченными.

Среди осадочно-пирокластических пород мел-палеоценовых отложений тефронды среднего и основного состава пользуются значительным распространением. Они пересланываются с туффитами, песчаниками, алевритами. У с. Котигех алеврит-псаммитовые тефронды фиолетово-желтого цвета, массивной и грубослонистой текстуры, состоят на 25—30 % из андезин-лабрадора, около 10 % окатанных и полуокатанных обломков основных и средних эффузивных пород, измененных обломков пироксена, Витрокластичес-

кая обломочная масса в количестве 35—40 % разложена с образованием глинисто-кремнистого цемента.

В пределах вулканогенно-обломочных пород верхнего турона сантона тефроида пользуются большим распространением. М. А. Сатнан и др. отмечают, что в разрезе верхнего коньяка у сел Саригюх, Агаджур, Верин, Агдан тефроида резко доминируют над другими породами и содержат прослой кристалло-витрокластических туфов.

Тефроида представлены преимущественно псефито-псаммитовыми разностями лито-кристаллокластического и реже кристаллолитокластического состава. Витрокластический материал, замещенный цеолитами, редко превышает 10—15 %. Здесь выделены три разновидности тефроидов: плагиоклазовая, плагиоклаз-пироксеновая и плагиоклаз-роговообманковая.

Плагиоклазовые тефроида обладают горизонтальной слоистостью, иногда косой; преобладает грубая и средняя слоистость. Намечается слабая ритмичность, обусловленная изменением крупности материала. Грубослойные тефроида при выветривании образуют шаровую отдельность. Форма зерен плагиоклаза (50—60 %) таблитчатая, слабоокатанная и угловатая. Они представлены от андезина до лабрадора. Обломки плотного и пористого андезито-базальта находятся в подчиненном количестве. В небольшом количестве присутствуют гиперстен, авгит, роговая обманка и магнетит. Последний концентрируется в более обработанных тефроидах. Чуждый материал (эксплозивный) представлен полуокатанными обломками пелитовых туфов, порфира, липарита и пегматита. В отдельных разновидностях обломочный материал на 60—95 % представлен полуокатанными кристаллами плагиоклаза. Цемента около 20 %, и он представлен натролитом, морденитом и монтмориллонитом (?).

Плагиоклаз-авгитовые и плагиоклаз-роговообманковые тефроида обладают слоистостью: мощность грубых ритмопачек 10—20 м. Вверх по разрезу они сменяются тонкозернистыми тефроидами мощностью 2,5—3 м. Описываемые тефроида отличаются особой обогащенностью темноцветными минералами.

Тефроида кристалло-литокластические переслаиваются с кристаллокластическими разностями, слагая выдержанные прослой в эффузивно-обломочных ритмопачках. В тефроидах преобладает слабоокатанный шлаковый материал основного состава.

Авторы работы «Литология Армянской ССР» отмечают, что в процессе обработки материала возникали трудности в разграничении тефроидов и вулканогенных пород в связи с отсутствием разработанных диагностических признаков, поэтому тефроида относились к вулканогенным породам. При таком объединении пород утрачена информация о вспышках вулканизма, фиксируемая появлением тефроидов.

В. Д. Шутовым [1975] проведены количественные определения минерального состава тефроидов из различных районов. В шлифах определялось количество обломков пород, вулканического стекла



и породообразующих минералов. Для определений был привлечен материал различных регионов (Караганда, СССР; Новая Зеландия и Калифорния). Состав пород был различный: кислый, средний, основной (табл. 21).

Таблица 21

Средний минеральный состав обломочных компонентов тефроидов  
(по данным подсчетов в шлифах). По В. Д. Шутову [1975]

Производные кислой тефры (СССР)	Компоненты тефры	Альбито- фирный туф или вулканиче- ский пепел	Тефроид- ный песчаник	Тефроидный аргиллит
	Монтмориллонитизированные обломки кислых стекол Кислые плагиоклазы Биотит Апатит бурый	+++ ++ ++ ++	+ +++ ++ +	+++ + + +
Производные средней тефры (Новая Зеландия)	Компоненты тефры	Андезитовый туф	Тефроидный песчаник	Тефроидный аргиллит
	Обломки андезитовой массы Обломки вулканического стекла среднего состава Обломки плагиоклазов (№ 32—50) Иногда альбитизированный авгит Роговая обманка Эпидот Рудные минералы	+++ ++ ++ ++ + + ++	++ + +++ +++ ++ ++ +++	++ +++ + + + + +
Производные основной тефры и (или) основной подущечной лавы (Калифорния)	Компоненты тефры или основной гиалопилитовой массы	Базальт или внешние корки	Тефроидный песчаник	Тефроидный аргиллит
	Витрические и (или) гиалопилитовые компоненты из основного (палагонитового стекла) Авгит Плагиоклаз (до битовнита), часто альбитизированный Магнетит Ильменит Сфен Лейкоксен	+++ ++ ++ + + ++	++ +++ +++ ++ ++ ++	+++ + + + +

Примечание. +++ соответствуют десяткам %; ++ соответствуют единицам %; + соответствует доли %. Примесь собственно терригенных компонентов не показана.

Приведенные результаты подсчета компонентов тефры и тефроидов позволяют сделать интересный вывод. По мере обработки материала количество обломков вулканических пород в тефроидах уменьшается и увеличивается количество обломков минералов. Причем в тефроидных аргиллитах количество стекла снова увеличивается, что объясняется отделением его как более легкого вместе с глинистой фракцией.

Аналогичные закономерности наблюдались также на Камчатке, Курильских островах и в других регионах, где пирокластика содержала кристаллы.

Отмеченные закономерности могут быть использованы для палеовулканологических реконструкций и в особенности при подсчетах объемов ювенильного материала для сопоставления количества порфировых выделений в лавах, пирокластике, тефроидах различной крупности, глинистых породах, включающих продукты разложения вулканического стекла и др.

- Авдейко Г. П., Храмов Н. А. Кремнисто-вулканогенные формации Камчатки и их петрохимические особенности. — В кн.: Вулканические фации Камчатки. М., 1969, с. 133—144.
- Бирюлов А. Е. Распространенность продуктов Водского вулканизма в юго-западной части Русской платформы. — Докл. АН СССР. Т. 189, М., Наука, 1969, с. 366—368.
- Ботвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению слонистости. М., Наука, 1965. 259 с.
- Будников В. А., Малеев Е. Ф., Овсянников А. А. Сравнительная характеристика пеплов Северного и Южного прорывов БТТИ 1975—1976 гг. — Бюл. вулканол. станции АН СССР, 1979, № 56, с. 131—141.
- Ванде-Кирков Ю. В., Андреев В. Н., Гусев Н. А. Эффузивная деятельность Северного прорыва (вулкан Толбачик, 1975 г.). — Бюл. вулканол. станции АН СССР, 1979, № 56, с. 25—37.
- Виноградов В. Н., Иванов Б. В., Чирков А. М. Прорыв побочных кратеров в толще ледника Ключевского вулкана в 1974 г. — Вопросы географии Камчатки, 1977, вып. 7, с. 31—37.
- Влодавец В. И. Вулканы Земли. М., Наука, 1973. 168 с.
- Воловник Б. Я. Закономерности размещения интрузивных, эффузивных, туфовых фаций трапповой формации Русской платформы. — Сб.: Тезисы доклада IV конгресса молодых геологов Украины. Киев, 1966.
- Геология Армянской ССР. Литология. Ереван, Изд-во АрмССР, 1974, т. 5. 500 с.
- Гоньшакова В. И. Трапповый магматизм и магнетитовое оруденение юго-восточной части Сибирской платформы. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Горшков Г. С., Богоявленская Г. Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения (1955—1963 гг.). М., Наука, 1965. 171 с.
- Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. М., Наука, 1967.
- Гущенко И. И. Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. М., Наука, 1965. 144 с.
- Гущенко И. И. Извержения вулканов мира. М., Наука, 1979. 476 с.
- Дзюкендзе Г. С., Хворова И. В. Основные принципы разработки рациональной систематики и номенклатуры вулканогенно-обломочных пород. — В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-обломочных пород. Тбилиси, 1970, с. 7—22.
- Иванов Б. В. Извержение Карымского вулкана в 1962—1965 гг. и вулканы Карымской группы. М., Наука, 1970. 135 с.
- Калушкин А. С. Атлас текстур и структур вулканогенно-осадочных железных руд Алтая. Л., Недра, 1970. 176 с.
- Кирсанов Н. Т., Пономарев Г. П. Извержения вулкана Плоский Толбачик и некоторые особенности их продуктов. — Бюл. вулканол. станции АН СССР, 1974, № 51, с. 53—63.
- Лурье М. Л., Обручев С. В. Основные черты эффузивного вулканизма трапповой формации Сибирской платформы. — Материалы ВСЕГЕИ, 1955, вып. 7, с. 159—206.
- Лебедев А. П. Трапповая формация центральной части Тунгусского бассейна. — Труды Института геол. наук АН СССР, 1955, вып. 161. 193 с.
- Ледечева В. П., Лурье М. Л. Вулканогенные породы позднепалеозойской раннемезозойской трапповой формации Сибирской платформы и условия ее образования. — В кн.: Проблемы палеовулканизма Средней Сибири. Красноярск, 1970, с. 92—94.
- Лурье М. Л., Масайтис В. Л. Основные черты геологии петрологии трапповой формации Сибирской платформы. — В кн.: Базальты плато. Докл. советских геологов на XXII сессии Междунар. геол. конгресса. М., 1964.



- Луцицкий Н. В. Основы палеовулканологии. М., Наука, 1971, т. 1. 490 с.
- Макдональд Г. Вулканы. М., Мир, 1975, 432 с.
- Малеев Е. Ф. Условия накопления вулканотерригенного материала в областях современного вулканизма. — В кн.: 6-е Всесоюзное литол. совещание, Тбилиси, 1963, с. 10—12.
- Малеев Е. Ф. Условия накопления вулканотерригенного материала. — В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М., 1965, с. 55—62.
- Малеев Е. Ф. Характер пирокластики вулканостромболианских взрывов Карымского вулкана. — Бюл. вулканол. станции АН СССР, 1968, № 44, с. 45—48.
- Малеев Е. Ф. Агломератовые пирокластические потоки. — В кн.: Вулканические фации Камчатки. М., 1969, с. 5—33.
- Малеев Е. Ф. Вулканогенно-кремнистые формации. Новосибирск, Наука, 1975. 116 с.
- Малеев Е. Ф. Критерии диагностики фаций и генетических типов вулканитов. М., Наука, 1975. 257 с.
- Малеев Е. Ф. Докембрийские тефроида Вольно-Подольского региона. — В кн.: Методы палеовулканологических реконструкций. Вулканизм докембрия. Петрозаводск, 1975, с. 103—104.
- Малеев Е. Ф. Пеплы вулкана Тятя извержения 1973 года. — Бюл. вулканол. станции АН СССР, 1975, № 51, с. 19—27.
- Малеев Е. Ф. Вулканогенные обломочные горные породы. М., Недра, 1977. 214 с.
- Малеев Е. Ф. Вулканиды. М., Недра, 1980. 350 с.
- Малеев Е. Ф., Будников В. А. Скорости формирования тефрондов на вулкане Алай. — Литология и полезные ископаемые, 1975, № 2, с. 114—120.
- Малеев Е. Ф., Ванде-Кирков Ю. В. Некоторые вопросы формирования лавовых потоков побочных кратеров Ключевского вулкана. — Бюл. вулканол. станции АН СССР, 1973, № 49, с. 70—76.
- Малеев Е. Ф., Ванде-Кирков Ю. В. Особенности пирокластики Северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения и генезис светлосерого пепла. — В кн.: Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975—1976 гг. М., 1978, с. 44—56.
- Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры на примере Курильской островной гряды. М., Наука, 1967. 254 с.
- Махнач А. С., Веретенников Н. В. Вулканогенная формация верхнего протерозоя (венда) Белоруссии. Минск, Наука и техника, 1970.
- Мелекисцев И. В., Краевая О. С., Брайцева О. А. Рельеф и отложения вулканических районов Камчатки. М., Наука, 1970. 104 с.
- Меняйлов А. А. Вулкан Шивелуч, его геологическое строение и извержения. — Труды Лабор. вулканологии АН СССР, 1955, вып. 1. 264 с.
- Молодые геосинклинальные пояса. М., Наука, 1978. 179 с.
- Мусатов Б. И., Карпов Г. П., Кутушов Ю. Б. О вулканических центрах в среднем течении р. Подкаменной Тунгуски и происхождение туфогенной серии нижнего триаса. — В кн.: Эксплозивные продукты вулканизма Сибирской платформы. Новосибирск, 1969, с. 143—148.
- Огородов Н. В., Кожемяка Н. И., Важеевская А. А., Огородова А. С. Особенности геоморфологии Среднего хребта Камчатки и его геоморфологическое районирование. — В кн.: Вулканы и четвертичный вулканизм Среднего хребта Камчатки. М., 1972, с. 29—40.
- Павлидис Ю. А. Некоторые особенности образования современных прибрежных отложений в пределах вулканического архипелага. (На примере Курильских островов). М., Наука, 1968. 112 с.
- Пийп Б. И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом. — Труды Лабор. вулканологии АН СССР, 1956, вып. 11, 312 с.
- Федотов С. А., Хренов А. П., Чирков М. А. Большое трещинное Толбачинское извержение 1975 г. Камчатка. — Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 1, с. 1193—1196.

Фирстов П. П., Широков В. А. Локализация корней вулканов Ключевской группы по сейсмологическим данным. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., 1973, с. 113—117.

Хронология и особенности Южного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг./С. А. Федотов, Ковалев Г. П., Мархин Е. К. и др. М., Наука, 1978, с. 11—23.

Шутов В. Д. Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М., Наука, 1975. 112 с.

Kuno H. Petrology of Alaid Volcano, North Kurile. — Japan J. Geol. and Geogr. v. 12, No. 3—4, Tokyo, 1935.

Neuman van Palang M. Two catastrophic eruptions in Indonesia, comparable with the Plinian outburst of the volcano of Thera (Santorini) in Minoan time. — Acta of the 1-st International Scientific Congress on the volcano of Thera, Athens, 1971.

Tanakadate H. Morphological development of the volcanic islet Taketomi in the Kuriles. Proceedings of Imperial Academy. Vol. 10, No. 8, Proc. 138, Tokyo, 1934, p. 494—497.

От редактора	3
Предисловие	4
<b>Место вулканогенно-осадочных пород в классификации вулканических пород</b>	6
<b>Особенности литогенеза и петрогенеза вулканитов</b>	12
Особенности литогенеза вулканогенно-обломочных пород	12
Разнотипность состава ювенильного вулканического материала	12
Разнообразие типов извержений	13
Скорость поступления, накопления и разрушения вулканического материала	13
Своеобразие условий транспортировки материала	15
Своеобразие обработки и сортировки пирокластического материала	17
Своеобразие примесей к ювенильному материалу	18
Особенности литификации и метаморфизма вулканических пород	19
Влияние вулканизма на осадочный литогенез в результате расселения ювенильного материала	20
<b>Особенности петрогенеза эффузивных пород, дающих обломочный материал</b>	21
Условия образования вулканогенно-обломочного материала	22
Условия образования пирокластического материала	23
Гавайский тип извержений	23
Стромболианский тип извержений	29
Вулканский тип извержений	31
Плинианский тип извержений	37
Катмайский тип извержений	44
Пелсыйский тип извержения и направленные взрывы	57
Безмятный тип извержений	59
Ультравулканский фреатический тип извержений	60
Условия образования лавокластитового материала	61
Лавокластитовый материал лавовых потоков	61
Подушечные лавы	65
Условия образования вулканокластического материала	68
<b>Формирование тефроидов</b>	72
Выделение тефроидов	72
Скорость формирования тефроидов	73
Распространение тефроидов	74
Формирование тефроидов в процессе извержения	75
Образование тефроидов в 1972 г. на вулкане Алянд	75
Образование пирокластических тефроидов на побочном конусе Такетомн вулкана Алянд	85
Образование пирокластических тефроидов в 1973 г. на вулкане Тятя	91
Лавокластитовые тефроиды побочных прорывов вулкана Алянд извержения 1972 г. и 1933—1934 гг.	95
Формирование тефроидов на склонах вулканов	97
Формирование тефроидов на склонах вулкана Авача	98
Формирование тефроидов на склонах вулканов Ключевской группы	101
Формирование лавокластитовых тефроидов в пределах Ключевской группы вулканов	107
Формирование тефроидов на склонах вулкана Шивелуч	107
Формирование тефроидов по периферии стратовулканов в период их извержения и покоя	116
Формирование тефроидов по периферии вулкана Авача	116
Формирование тефроидов по периферии Ключевской группы вулканов	120
Формирование тефроидов по периферии вулкана Шивелуч	124
Образование тефроидов по периферии потухших вулканов о. Кунашир	125
Тефроиды древних вулканических формаций	131
Тефроиды Воляно-Подольского региона	131
Тефроиды Сибирской платформы	136
Тефроиды геосинклинальных областей Камчатки	140
Тефроиды Закавказья	145
<b>Список литературы</b>	149



129012

3867

129012