

К. Г. ШИРИНЯН

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ
ТУФЫ и ТУФОЛАВЫ
АРМЕНИИ



ЕРЕВАН • 1961



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԳԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱՐԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

Կ. Գ. ՇԻՐԻՆՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀՐԱԲԽԱՅԻՆ ՏՈՒՖԵՐԸ
ԵՎ
ՏՈՒՖՈՒԱՎԱՆԵՐԸ

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

К. Г. ШИРИНЯН

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ТУФЫ
И
ТУФОЛАВЫ АРМЕНИИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР

ЕРЕВАН

1961



*Печатается по постановлению Редакционно-издательского
совета Академии наук Армянской ССР*

Монография посвящена описанию геологического строения и перспектив месторождений вулканических туфов Армении.

В работе дается новая схема классификации туфов, подробно описываются петрография и петрохимические особенности туфов и туфолов. Подробно разбираются вопросы строения, стратиграфического расчленения, центров извержений и генезиса.

На основании многочисленных испытаний излагаются особенности физико-механических свойств отдельных типов туфов и туфолов и закономерности их изменений. Приводятся подробные данные о жаростойкости туфов и туфолов.

К работе приложена карта месторождений туфов и туфолов Армении.

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

В литературе первые сведения о вулканических туфах Армении мы находим в трудах академика Г. Абиха, впервые проводившего в течение ряда лет (1873, 1899, 1902) изучение геологического строения территории Армении. Абих первый обратил внимание на широкое распространение в юго-западной части Армянского нагорья пирокластических пород, среди которых он выделил два типа. К первому типу, под названием «туфы», Абих относил породы, являющиеся чисто пирокластическими образованиями, ко второму типу — породы, представляющие, по его мнению, нечто среднее между настоящими туфами и лавами. Этот тип пород Абих выделил под названием «туфовые лавы». Им же впервые был установлен четвертичный возраст туфов и туфолав Армении. Несмотря на общую приуроченность туфов и туфолав к массиву г. Арагац, который Абих считал «мощным потухшим четвертичным вулканом», он впервые высказал мысль о том, что они принадлежат нескольким центрам извержений.

До установления Советской власти в Армении работы Абиха фактически являлись единственными исследованиями в этой области, не считая работ А. С. Гинзберга (1913) и А. П. Мамаева (1916), касающихся общих вопросов петрографии Армянского нагорья.

После установления Советской власти в Армении, в связи с бурным развитием горнорудной промышленности и небывалыми темпами строительства, интерес к природным строительным камням Армении сильно возрос.

Огромное внимание уделяется изучению молодых вулка-

нических образований Армении и, в первую очередь, превосходных строительных материалов — туфов и туфолав.

Начиная с 1928 и по 1931 год, в связи с геолого-петрографическим изучением массива г. Арагац и вулканических продуктов ее окрестностей, большая работа по изучению вулканических туфов и туфолав была проделана Закавказской комплексной экспедицией Академии наук СССР, возглавляемой академиком Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1925, 1928) так же выделяет «туфовые лавы», как породы, имеющие лавовый характер, и дает новое толкование генезиса и механизма образования этих пород.

В работах сотрудника той же экспедиции проф. П. И. Лебедева (1931, 1932) мы впервые находим подробное петрографическое описание лав и туфов «вулкана Алагез».

П. И. Лебедевым впервые произведено подразделение туфов и туфолав на основании их структуры и текстуры, окраски и условий образования. Им же впервые выделена и описана зона строительных туфовых лав Армении. Включая свои последние работы (1947) относительно генезиса туфовых лав, П. И. Лебедев так же был склонен считать, что они являются своеобразными продуктами перерождения первоначальной лавы путем воздействия постмагматических газов.

Большой вклад в дело изучения геологии Армении в целом внес в годы Советской власти академик АН АрмССР К. Н. Паффенгольц (1931, 1938, 1939, 1948), посвятивший себя, начиная с 1923 года, изучению Малого Кавказа. К. Н. Паффенгольц впервые произвел стратиграфическое расчленение лав (1931) и пирокластических образований Армении, установил причинную зависимость вулканических извержений от определенных этапов тектонических движений, проанализировал характер этих движений.

К. Н. Паффенгольц дал новое представление о происхождении массива г. Арагац как брахиантиклинали общекавказского простирания и, исключая его вулканическую природу, фактически отверг связь туфовых извержений Армении с «мощным потухшим вулканом», каким считалась г. Арагац.

К. Н. Паффенгольц (1938) дал новое толкование генезиса туфов и туфолав Армении, считая их в конечном счете как

«...фашии определенных фаз эксплозионной вулканической деятельности... перенесенных и отложенных воздушным путем и частично в водной среде».

Происхождение туфов и туфолов К. Н. Паффенгольц связывает с вулканами центрального типа, не исключая также и трещинные извержения.

К числу первых исследований геологии Советской Армении, давших определенные сведения о туфах и туфоловах Армении, относятся также работы С. П. Соловьева (1926), Б. С. Швецова (1928), А. А. Иванчина-Писарева (1930, 1930а), Д. Г. Числиева (1930), Б. В. Залесского и В. П. Петрова (1931). Работы эти посвящены в основном исследованию физико-механических свойств туфов и туфолов Армении, вопросам их промышленного применения, но вместе с этим располагают ценным материалом общегеологического и петрографического характера. В частности, интересны предположения Б. В. Залесского и В. П. Петрова (1931) об образовании «арктических туфов» (туфолов) за счет вспучивания верхних частей щелочных дацитов.

К числу наиболее ранних работ относится также статья А. Ф. Фиолетовой (1931), посвященная исследованию причин разнообразной окраски арктических туфов.

С 1944 и по 1950 год исследованием туфов и туфолов Армении занимался академик А. Н. Заварицкий (1944, 1945, 1946, 1946а, 1947, 1948, 1950). Значение его работ не ограничивается оригинальностью выводов о природе пирокластических образований Армении и является ценным вкладом в вулканологию и в геологическую науку в целом. А. Н. Заварицкий разработал и обосновал совершенно новое представление о происхождении армянских туфовых образований, считая их отложениями из раскаленных туч; им была проведена аналогия между туфами Армении и риолитовыми породами Новой Зеландии, исследованными Маршаллом (1937) и названными им же «игнимбритами».

А. Н. Заварицкий обратил внимание на необходимость изучения таких вопросов, как источник и способ вулканических извержений, соотношение туфовых извержений с лавовыми излияниями и центрами этих излияний, а также актуальность

изучения изменений признаков туфовых образований в связи с их распространением на поверхности.

Определенную работу по изучению туфов Армении проводил А. И. Месропян (1951). В его работе «О генезисе четвертичных туфов Армении» подробно описывается строение туфовых покровов, их взаимоотношение с вулканическими песками и пемзами и физико-химические процессы, происходившие в них, начиная с момента извержения до образования черных туфов.

А. И. Месропян впервые отметил значение спекания для образования плотных туфов.

С 1948 по 1950 год изучением туфов и туфолав юго-восточных склонов г. Арагац занималась А. А. Адамян.

Основное значение работ А. А. Адамян заключается в том, что ею впервые было произведено расчленение туфо-туфолаво-вой толщи исследованного района на три разделенных по времени разнотипных горизонта. Таким образом, был впервые поставлен под сомнение вопрос генетического единства и одноактности образования всех разновидностей туфов и туфолав Армении.

В последние годы вопросы строения туфо-туфолаво-вой толщи Армении, ее генезиса, центров извержений и химизма разбирались в работах А. А. Адамян и Н. А. Саакян (1955), К. Г. Ширияна (1956, 1956а, 1957, 1958), А. Т. Асланяна (1956), П. Х. Канканяна (1957) и В. П. Петрова (1958). Указанные работы, а также результаты исследований аналогичных образований других областей Союза, выполненные В. И. Владцем (1953, 1958), М. А. Фаворской (1949, 1958), И. М. Воловиковой (1958), С. П. Соловьевым (1950), Б. Л. Рыбаловым (1958), значительно пополняют наши представления о природе туфовых лав вообще и являются ценным вкладом в науку.

Большая и многосторонняя работа, выполненная отдельными авторами по изучению туфов и туфолав Армении, до сих пор еще не обобщена, нет еще общепринятой схемы классификации туфов, все еще имеются споры о генезисе туфов и туфолав, о центрах их извержений. Не выяснены еще взаимоотношения туфов и туфолав. В проведенных исследованиях недостаточно освещены физико-механические свойства туфов и туфолав, имеющие важное практическое значение, в зависимости

от условий их залегания. Имеется необходимость геологического описания ряда месторождений на основании нового фактического материала, накопленного в результате широких разведочных и эксплуатационных работ, проведенных за последние годы.

В настоящей работе, используя результаты предыдущих исследований и большой фактический материал, собранный нами с 1951 по 1959 год в результате исследований месторождений туфов и туфолов Армении, критически обобщается накопившийся огромный фактический материал и всесторонне освещаются все вопросы, связанные с условиями формирования этих интереснейших вулканических образований Армении.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК РАЙОНА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТУФОВ И ТУФОЛАВ

Новейшие вулканические проявления в Армении, имевшие свое начало еще в верхнем плиоцене, были обусловлены воздыманием Армянского мегаантиклинория и сопредельных областей Малого Кавказа. По имевшимся данным (Варданянц, 1948; Николаев, 1941), амплитуда общего воздымания Кавказа только в четвертичном периоде составляет от 2 до 4 км.

В пределах Армении зона наибольшего воздымания приурочена к ее центральной полосе, входящей, согласно схеме тектонического районирования, в складчатую зону Армении.

Очаги четвертичного вулканического проявления имеют непосредственную связь с дизъюнктивными нарушениями, возникшими вдоль центральной зоны воздымания Армянского мегаантиклинория. Имея в общих чертах сводовый характер, воздымание складчатой зоны Армении было резко дифференцированным, что заключалось в различных темпах поднятий отдельных геоструктурных зон.

Вследствие дифференцированности восходящих движений в пределах складчатой зоны Армении образовались отдельные структурно-геоморфологические зоны, для каждой из которых характерны свои особенности развития вулканизма.

Таковыми зонами являются Западная (Арагацкая), Центральная, или Гегамская, и Зангезурская, или юго-восточная, зоны. Будучи относительно консолидированными, указанные структурно-геоморфологические зоны отличались друг от друга не только темпами поднятий, но и масштабами и типами вул-

канических проявлений, составом продуктов и эволюцией их извержений.

Территориальное распределение различных по типу вулканических образований обусловлено рядом причин: интенсивностью тектонических воздыманий и частотой эруптивных актов, продолжительностью процессов ассимиляции и дифференциации, составом вмещающих пород и т. д.

Четвертичные вулканические туфы приурочены лишь к Западной вулканической зоне.

По сравнению с районами Гегам и Зангезура, представляющими области широкого распространения основных лав, Арагацкая вулканическая область является провинцией преобладающего распространения продуктов кислой магмы, представленной липаритовыми лавами, разного типа андезитами, андезито-дацитами и их пирокластическими аналогами: туфами, пемзами, пеплами и песками. Арагацкая вулканическая область представляет собою наиболее приподнятую часть Армянской складчатой зоны и является самым сложным вулканическим регионом страны. Расположенная в центре этой области г. Арагац (4095 м) представляет огромный полигенный вулкан, возвышающийся над местностью на 2500—3000 м.

Образование г. Арагац связывается (Габриелян, 1956; Хайн, 1940) с близмеридиональным разломом, возникшим вдоль поперечного поднятия по линии от Арарат—Арагац—Мокрые горы к Дзирульскому массиву и далее к палеозойско-докембрийскому ядру Главного Кавказского хребта.

Вулкан Арагац окружен несколькими десятками других разнотипных вулканических аппаратов, возникших вдоль тектонических разрывов по склонам и по периферии горы.

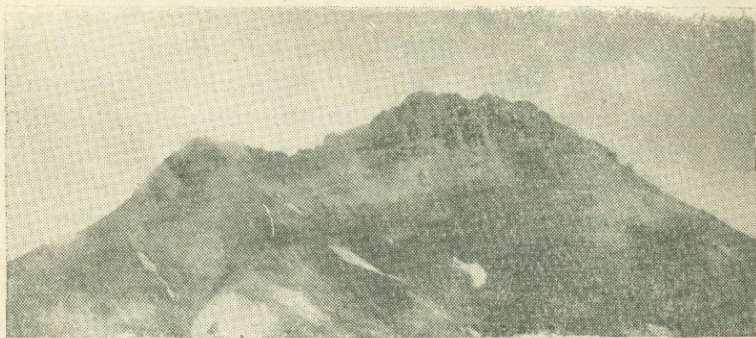
Вулканическое происхождение г. Арагац доказано в работах большинства исследователей и в настоящее время не вызывает сомнения.

Однако имеется противоположная точка зрения К. Н. Паффенгольца, отстаиваемая им и в настоящее время, согласно которой г. Арагац представляет крупную брахиантиклиналь общекавказского простирания, расположенную примерно посередине обширной синклинали между Памбакским хребтом и р. Аракс, сложенную вулканическими породами олигоцена и осложненную пологой вторичной складчатостью. За брахианти-

клинальное поднятие олигоценовой вулканогенной толщи высказывался также и А. Л. Рейнгард (1939), который предполагал еще, что под куполовидным поднятием массива г. Арагац скрывается интрузия.

Согласно детальным геоморфологическим исследованиям С. П. Бальяна (1950), г. Арагац является крупной брахиантиклиналью, прорванной в апикальной части экструзивными дацитами с последующим образованием кальдеры взрыва на месте современного вершинного цирка. В строении г. Арагац принимают участие разнотипные лавы, представленные переслаивающимися потоками базальтов и андезит-базальтов, андезитов и дацитов, туфов и туфобрекчий.

Наши наблюдения позволили установить, что четырехглавая вершина г. Арагац представляет эродированный останец стенок кратера, сложенного переслаивающимися с туфобрекчиями и туфовыми песками средними и кислыми лавами. Породы, слагающие стенки и основание чаши кратера, местами сильно изменены. Устанавливаются процессы окварцевания, алунизации, каолинизации и проявления серы.



Фиг. 1. Г. Арагац. Северная вершина, сложенная из туфобрекчий, вулканических песков и лав кислого состава

Работами А. А. Габриеляна (1945, 1947, 1949), А. Т. Асланяна (1949, 1950) и др. установлено, что самые древние лавы, принимающие участие в строении фундамента г. Арагац, имеют не олигоценовый возраст, как это доказывалось К. Н. Паффенгольцем (1941), а верхнеплиоценовый. Верхнеплиоценовый возраст основания вулканогенной толщи района г. Арагац и

прилегающих к ней районов Армении теперь принимается преобладающим большинством исследователей.

В геологическом строении района г. Арагац принимают участие различные по составу и по возрасту породы.

Наиболее древние породы, представленные метаморфическими сланцами кембрия докембрия, обнажаются на большой площади к северо-востоку от массива г. Арагац, покрываясь местами непосредственно четвертичными лавами. Погружаясь в юго-западном направлении, древняя метаморфическая толща частично уходит под основание вулканогенной толщи г. Арагац.

Следующий за нижним палеозоем стратиграфический горизонт района представлен породами верхнемелового времени, небольшие выходы которых располагаются к северу и северо-востоку от массива г. Арагац в отрогах системы Памбакского хребта. Представлены они мощной толщей известняков, мергелей и мергелистых известняков сенона, подстилаемых вулканогенно осадочными породами турона.

Выходы этих пород известны также в северной части массива, восточнее г. Ленинакана, на Памбакском хребте и в бассейне р. Карачобан. В этих же районах значительное место занимают породы среднего эоцена, представленные главным образом вулканогенными породами (порфиритами, туфобрекчиями, туффитами). Отложения верхнего эоцена развиты лишь в Приереванском районе и представлены двумя фациями — нормально осадочной и вулканогенной.

В северной и северо-восточной частях района большое распространение имеют третичные гранитоиды.

Район г. Арагац является областью преобладающего распространения вулканических образований верхнетретичного — четвертичного периодов.

Имеющие в районе широкое распространение верхнеплиоценовые (олигоценовые — по К. Н. Паффенгольцу) лавы представлены в основном долеритовыми базальтами, андезито-базальтами и андезитами акчагыльского времени и более поздними кислыми эффузивами апшерона — дацитами, липаритами, обсидианами, перлитами, литоидными пемзами. На верхнетретичных эффузивах без существенных признаков перерыва залегают разного состава лавы, туфы и туфолавы, пемзо-шлаковые образования, вулканические пески и пеплы.

Схема подразделений и корреляции плио-плейстоценовых
вулканических образований района г. Арагац

Верхний постплиоцен	верхний горизонт	Вулканические туфы района г. Арагац, Приереванского района, бассейна р. Памбак. Андезито-дациты и дациты р-на ст. Арагац, сс. Лернакерт, Пемзашен, Нор-Артик, Апаранского плато, вулканических конусов Заринджа-тапа, Бишар-тапа, Сары-кая (Талинский р-н). Андезито-дациты и дациты и обломочные продукты (пемзы, пески, пеллы) вулканов М. Богутлу, Берглю и вершинной зоны Арагаца
	нижний горизонт	Андезито-базальтовые лавы вулкана Кара-тапа, района с. Капули (Артикский р-он), Дзорагюха (Талинский р-н), р-на с. Кармрашен—Октемберян (лавы Кызылов)
Нижний—средний постплиоцен	верхний горизонт	Вулканические туфы еревано-ленинканского типа и туфолавы (район г. Арагац, бассейн р. Памбак, верхние горизонты туфов Араратской котловины), туфы Ленинканской депрессии, бассейна р. Касах и др.
	нижний горизонт	Андезито-дациты и дациты г. Шиш-тапа, Кызыл-даг и др. вулк. цепров р-на г. Арагац. Туфобрекчии левобережья р. Ахурян. Вулканические пески, пеллы и пемзы Анийского и Пемзашенского месторождений, бассейна р. Касах. Желтые пемзовые туфы анийского типа
Верхний плиоцен	апшерон	Липариты, обсидианы, литоидные пемзы, перлиты р-на г. Артени, Ахтынского р-на, Цахкунянского хр-та (г. Дамлик-гядук). Пемзово-липаритовые туфы. Андезиты, андезито-дациты и дациты р-на г. Арагац, Арай-лер, Гукасянского р-на
	акчагыл	Долеритовые базальты и андезито-базальты бассейнов рр. Ахурян, Касах, Лорийского и Егвардского плато, Ахурянского и Гукасянского районов

Туфы и туфолавы опоясывают г. Арагац с северо-запада на юго-восток, нивелируя неровности рельефа, и залегают в виде тонкого плаща, обнажаясь отдельными разрозненными участками.

По условиям залегания, времени образования и петрографическим особенностям туфы и туфолавы далеко не однотипны.

Наблюдается определенная закономерность в площадном распространении туфовых лав и туфов. Туфовые лавы залегают ближе к подножью г. Арагац; что же касается туфов, то последние, кроме совместного их нахождения с туфолавами, занимают также площади далеких периферий. Как по склонам г. Арагац, так и на ее периферии располагаются многочисленные вулканические аппараты различных типов. К юго-западу от г. Арагац расположен крупный куполовидный вулкан Артени, сложенный из обсидианов и липаритов. На западе и на юге располагаются многочисленные шлаковые конусы, с которыми связан ряд лавовых потоков. На севере располагается крупный четвертичный вулкан Голгат, исследованный и описанный А. Н. Заварицким (1955). Юго-восточнее г. Арагац находится мощный верхнеплиоценовый вулкан Араи-лер. На средней части западного склона горы расположены вулканы — М. Богутлу, Берглю и Мусху, с деятельностью которых связаны месторождения пемзы, разнотипных лав и шлаков.

Кроме вулканических пород, в районе г. Арагац большим распространением пользуются современные аллювиально-делювиальные и флювиогляциальные отложения; последние большей частью развиты на восточных склонах.

На периферии г. Арагац озерно-речные и ледниковые отложения местами переслаиваются с лавами и туфами, что дает возможность датировать возраст тех или иных типов вулканических образований района.

КЛАССИФИКАЦИЯ, ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Классификация туфов Армении отражает их генетические особенности и, ввиду разногласия в этом вопросе, пока еще не получила окончательную форму. Кроме того, все еще существуют различные наименования отдельных разновидностей туфов, которые, лишь частично отражая некоторые петрографические их особенности, большей частью являются излишними и вносят путаницу в этот вопрос.

Принимая во внимание наиболее типичные разности, условия их формирования, текстуры и структуры, вулканические туфы Армении можно классифицировать следующим образом:

I. Пирокластические туфы:

- 1) туфы еревано-ленинканского типа,
- 2) «пламенные» туфы, или туфы шамиран-бюраканского типа,
- 3) пемзовые туфы, или туфы анийского типа.

II. Туфолавы.

Прежде чем начать петрографическое описание каждой из выделенных разновидностей туфов, отметим основные различия двух главных типов — пирокластических туфов и туфолав.

Пирокластические туфы представляют типичную кластическую породу, состоящую из пепловых частиц различных размеров и форм, более крупных включений вязких выбросов различных стекловатых масс, обломков разнообразных пород и минералов. Это в основном плотные или мелкопористые породы разнообразных цветов, окраска которых, главным образом, обус-

ловлена различными соотношениями окисных и закисных соединений железа, содержащихся в породе.

Основное различие *туфолов* от пирокластических туфов заключается в том, что основная масса первых лишена кластической структуры. Стекловатая структура туфолов скорее всего напоминает лавовую структуру, но в отличие от типичных лав туфоловы содержат включения пористого пемзо-шлакового стекла, вследствие чего структурный их рисунок и напоминает обломочную породу. По своему структурному рисунку туфоловы имеют некоторое сходство с пламенными туфами. В обеих разновидностях значительное участие в породе имеют стекловатые включения. Но последние в туфоловах сильно пористы и светлоокрашены, а в пламенных туфах темно-черные и плотные. Видимо такое именно сходство дало основание некоторым исследователям отнести пламенные туфы к группе туфолов без учета важного диагностического признака — пирокластической структуры основной массы пламенных туфов.

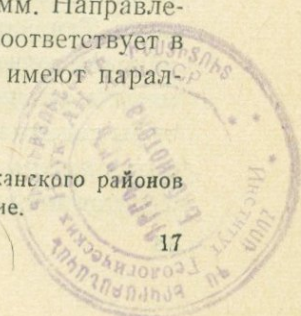
1. ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ТУФЫ

1. Туфы еревано-ленинаканского типа*

Туфы еревано-ленинаканского типа являются типичными представителями пирокластических образований. По окраске различаются три основные разновидности данного типа: черная, буровато-коричневая, красная. Основной является черная разновидность. Буро-коричневый и красный туфы являются окисленными в различной степени разновидностями черного туфа.

Макроскопически это плотные породы, состоящие из обломков вулканического стекла, минералов и различных горных пород. На фоне окрашенного стекла своим белым цветом резко выделяются кристаллы полевых шпатов. Кристаллы имеют форму тонких вытянутых брусков длиной 2—3 мм. Направление ориентировки полевошпатовых кристаллов соответствует в основном условиям залегания породы, т. е. они имеют параллельную к напластованию ориентировку.

* Название исходит из Приереванского и Ленинаканского районов где эта разновидность имеет наибольшее распространение.



Под микроскопом окраска стекла черных туфов буровато-серая, часто грязно-зеленоватая. Основная масса красных туфов обладает оранжево-желтой или кирпично-красной окраской. Величины обломков стекла колеблются от менее чем 0,1 мм до крупных обломков размерами 2—2,5 мм. Структура стекла неоднородная. Наиболее мелкие обломки обладают присущими пеплам формами, имеющими характерные дугообразные или вогнутые очертания (фиг. 2). Среди них встречаются обломки с волокнистым строением.

В окисленных туфах устанавливается различная степень окисления отдельных обломков, что выражено наличием обломков светло-желтого, темно-желтого, оранжевого и красного цветов. В обломках с волокнистым строением наблюдается чередование сильно окисленных (темно-красных) и менее окисленных (оранжево-желтых) волокон.

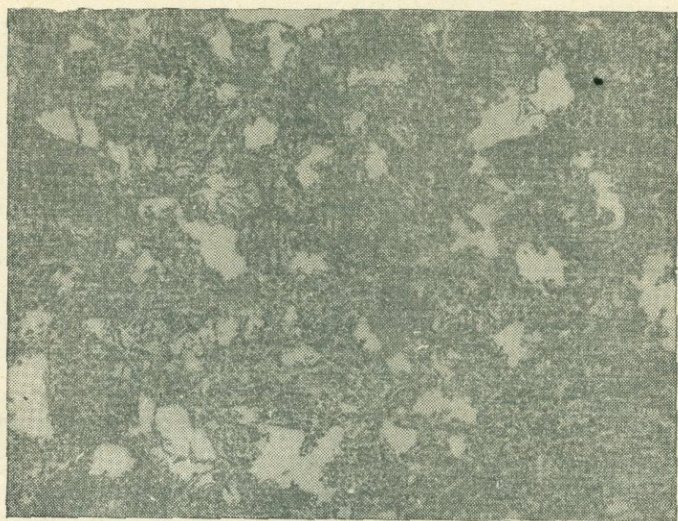
Относительно крупные обломки стекла имеют вытянутую в виде линз форму с волнистой поверхностью, вследствие чего микроструктура породы становится ложно-флюидальной.

Во многих случаях обломки стекла пространственно «разобщены», вследствие чего хорошо видны очертания отдельных индивидов. В более плотных породах они сцеплены между собой в плотную массу и при сильном спекании как бы сливаются и деформируются.

По степени микропористости обломки неоднородны. Наиболее пористыми являются крупные таблитчатые обломки стекла, которые, фактически, представляют мелкие кусочки нераспыленной пузыристой лавы. Показатель преломления обломков стекла колеблется в пределах от 1,510 до 1,518. Такому интервалу показателя преломления, согласно исследованиям George (1924), соответствует содержание кремнезема от 65 до 68%.

Состав обломков посторонних пород, встречающихся в туфах ереванско-ленинканского типа, совершенно различен и обусловлен местоположением туфового пласта и составом пород ложа. Так, например, в туфах Базумского хребта присутствуют обломки мергелистых известняков и порфиринов мелового времени: в районе с. Арег Талинского района, на склоне г. Артени, туфы содержат обломки обсидианов и липаритов; в районе развития долеритовых базальтов в туфах встречаются обломки долеритов и т. д.

Размеры обломков колеблются от микроскопических величин до крупных кусков. По форме крупные обломки имеют слегка окатанные угловатые очертания и, фактически, являются обломками делювия, захваченными пирокластической массой при движении. Об этом говорит и беспорядочное, несогласующееся расположение обломков в туфовом пласте.



Фиг. 2. Микроструктура туфа еревано-ленинканского типа.
Без анализатора. Увел. $40\times$ (шлиф 17)

В красных туфах обломки лав иногда также слегка окислены.

Минералогический состав туфов еревано-ленинканского типа отличается большой простотой и некоторым однообразием независимо от их возраста и местонахождения. В состав минералов входят кристаллы и обломки плагиоклазов, пироксенов и рудных минералов. Соотношения указанных минералов, вулканического стекла и посторонних обломков приведены в табл. 2.

Как видно из таблицы, около $\frac{2}{3}$ общего объема туфов еревано-ленинканского типа составляют обломки стекла. Минеральная фракция составляет примерно одну четвертую часть породы и представлена в основном интрателлурическими вкрап-

Таблица 2

Количественно-минералогический состав разновидностей туфов
(в об %)

Петрографический тип	Стекло	Плагиоклаз	Пироксены	Рудные минералы	Посторонние обломки пород	Прочие минералы
Туфы еревано-ленинаканского типа . . .	73,7	14,5	4,2	3,2	4,2	0,2 и менее
Пламенные туфы . . .	72,2	14,3	4,6	3,0	5,3	0,6 и более
Желтые пемзовые туфы анийского типа . . .	84,3	5,4	1,9	1,5	6,3	0,6 и более
Туфолавы	79,2	12,3	4,1	2,1	2,0	0,3

Примечание. В числе прочих минералов в качестве аксессуарных во всех разновидностях встречается апатит (около 0,2%). В пемзовых туфах иногда присутствует базальтическая роговая обманка. Количество последней в туфах анийского м-ния колеблется от 0,5 до 0,8%. В пламенных туфах иногда встречается оливин. Приведенные данные объемов посторонних обломков лав несколько занижены, в особенности для туфов анийского типа, поскольку они отображают лишь объем микрообломков в шлифе, а не в общей массе туфового слоя.

ленниками кристаллов плагиоклаза. Содержание анортитовой молекулы в плагиоклазе колеблется от 41 до 51%.

Оптические константы плагиоклазов, измеренные в различных месторождениях туфов еревано-ленинаканского типа, приведены в табл. 3.

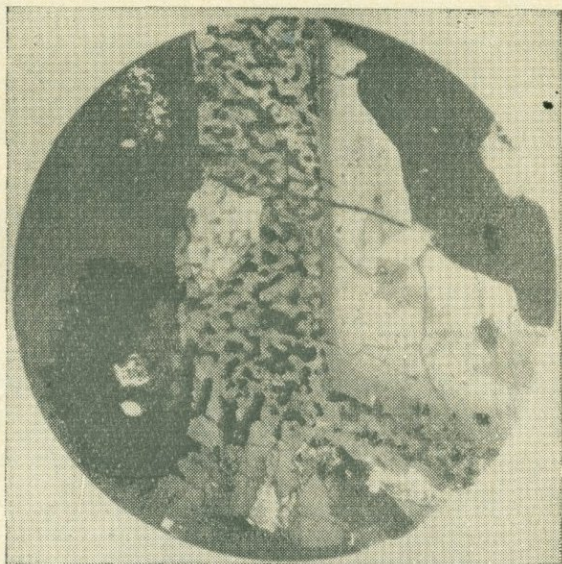
Таблица 3

Оптические свойства плагиоклазов из туфов еревано-ленинаканского типа

Название м-ния	№ шлифа	Координаты			Кристаллогр. элемент	2v	Закон двойникования	№ плагиоклаза
		N _g	N _m	N _p				
Джрвежское . . .	49	28	62,5	83	B	+78°	⊥ (010)	49
Макарашенское	211	55	38	76	P(001)	+79°		43
Гайдарлинское	222	32,5	57,5	86	B	+84°	⊥ (010)	41
Арегское . . .	30	30	61	80	B	+84°	⊥ (010)	51
Заринджинское	137	30,5	61	82	B		⊥ (010)	51
"	132	29,5	60	87	P(010)			41

Для большей части кристаллов характерно полисинтетическое двойникование по альбитовому, редко по карлсбадскому и периклиновому законам. Встречаются кристаллы с зональным

строением. Часто наблюдается корродированность кристаллов плагиоклаза как по наружной зоне (фиг. 3), так и по всему зерну. Особенно часто корродированность кристаллов плагиоклаза встречается в красных окисленных туфах, что, как мы увидим впоследствии, является результатом постэруптивного саморазогревания при окислении.



Фиг. 3. Корродированный кристалл зонального плагиоклаза в туфе еревано-ленинканского типа.
Ник. + (шлиф 150)

Пироксены представлены в шлифе равным образом как клинопироксеном, так и ортопироксеном, но количество их весьма незначительное и не превышает 4—5% объема породы. В основном это мелкие вкрапленники размером 0,5—2 мм.

Для клинопироксена характерны слабо-зеленоватая окраска, ясно выраженная спайность, едва уловимый плеохроизм. Часто встречается в виде двойников: одновременно по (100) и по (001). Оптические свойства клинопироксена оказались следующими:

Макарашен (шлиф 211)— $N_g - N_p = 0,024$; $c N_g = 44^\circ$;
 $2v = +56^\circ(+)$

Гайдарли (шлиф 222)—Ng—Np=0,026, с Ng=42°
 Арег (шлиф 30)—Ng—Np=0,026, с Ng=54°, 2v=+56(+)

Заринджа (шлиф 137)—Ng—Np=0,024, с Ng=46,
 2v=+57(+)
 Агарак (шлиф 244)—Ng—Np=0,026, с Ng=39,
 2v=+59(+)

Ортопироксен представлен в виде мелких светлых призматических кристаллов с хорошо заметным плеохроизмом: светло-розоватым по Ng, светло-желтым по Nm и светло-зеленоватым или бесцветным по Np. Угол оптических осей ортопироксена по измерениям в шлифах 211, 222, 49, 30, 244 (последовательно) имеет следующие значения:— 65(+), — 82 (+), — 69(+), — 71(+), при колебании Ng—Np от 0,011 до 0,016. Судя по плеохроизму, углу оптических осей, прямому угасанию и положительному удлинению, ортопироксен относится к гиперстену.

Рудный минерал в шлифах представлен магнитным железняком, встречающимся главным образом в виде скоплений вокруг кристаллов пироксенов и в виде вростков в них. Из акцессорных минералов присутствуют иголки апатита в виде включений в плагиоклазах.

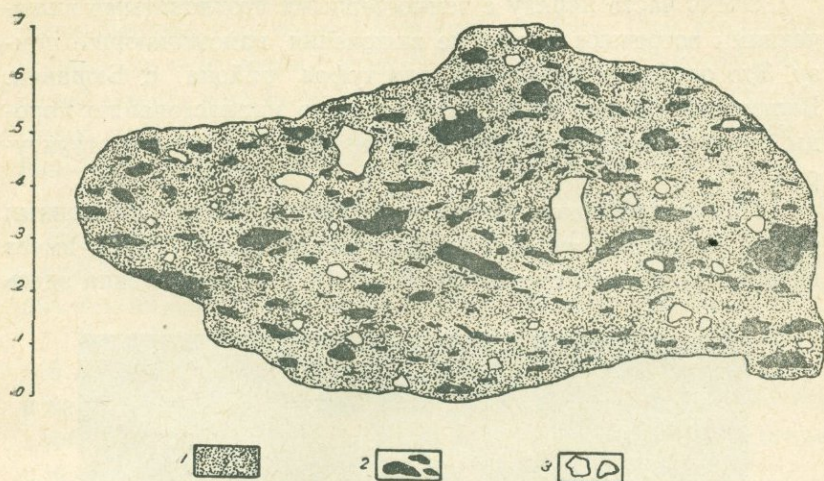
2. Пламенный, или шамиран-бюраканский тип

Термин «пламенный» впервые был применен П. И. Лебедевым (1931) для объединения своеобразных пород района г. Арагац, которые, по его мнению, представляли разновидности туфолов.

В настоящее время детальные петрографические исследования не оставляют сомнения в пирокластической природе пламенных туфов, и поэтому название «пламенные» теперь объединяет своеобразные разновидности туфов еревано-ленинканского типа, которые по месту их основного распространения известны так же, как туфы шамиран-бюраканского типа.

Пламенные туфы — это в основном окисленные светлые породы с витрокластической основной массой. В отличие от туфов еревано-ленинканского типа в этой основной массе находятся более или менее равномерно разбросанные плотные чер-

ные стекловатые включения, напоминающие обсидиан или пехштейновую лаву (фиг. 4).



Фиг. 4. Пламенный туф с. Шамиран. 1. Основная обломочно-пепловая масса. 2. Включения плотного черного стекла. 3. Обломки посторонних пород

Это стекловатые включения, сплюснутые по разрезу и имеющие линзовидные формы. В этом отношении пламенные туфы напоминают знаменитые пиперно окрестностей Неаполя. Основная масса пиперно представлена светло-серым хрупким и мягким мезостазисом, в котором разбросаны почти черные стекловатые включения, имеющие в разрезах большей частью характерную форму языка пламени, почему в Италии они и были названы «фьямме» (Kalkowsky, 1878; Zambonini, 1919). Название «фьямме» как специальный термин употребляется теперь для характерных стекловатых включений в туфах типа пиперно в Армении.

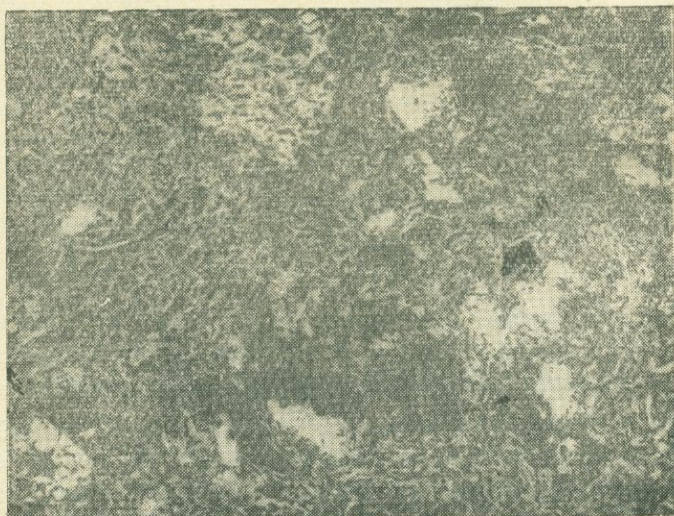
П. И. Лебедев (1931) фьямме в пламенных туфах Армении считал «остаточными» участками, которые не были затронуты постэруптивными процессами, превратившими породу в кирпично-красную разновидность туфовой лавы. Он считал, что фьямме только на вид имеют форму «включений».

Не отрицая природу фьямме как остаточного образования первичной магмы, мы считаем их результатом выбросов, про-

исходивших совместно с составляющими главную массу пламенных туфов разнообразными тонкими обломками стекла.

Очень часто наряду с темно-черными стекловатыми включениями встречаются желтые включения, напоминающие пемзу. Это особенно характерно для туфов района с. Бюракан. Включения пемзы также сплюснуты по напластованию породы и отличаются от черных фьямме лишь окраской и структурой.

Под микроскопом видно, что главная масса пламенных туфов, наподобие туфов еревано-ленинканского типа, имеет витрокластическую структуру (фиг. 5). Обломки стекла здесь



Фиг. 5. Витрокластическая структура пламенного туфа.
Без анализатора. Увел. $40 \times$ (шлиф 562)

также имеют характерные для пеплов формы — вогнуто-выпуклую, волокнистую, нитевидную, рогулек и др. В этом отношении между пламенными туфами и туфами еревано-ленинканского типа существует полное сходство. Единственное различие между ними заключается в содержании крупных включений черного и желтого пемзового стекла. Необходимо отметить, что включения обломков стекла присутствуют и в туфах еревано-ленинканского типа, но в значительно меньшем количестве; как мы

увидим в разделе описаний месторождений, эти разновидности туфов связаны взаимными переходами.

Размеры фьямме в пламенных туфах крайне разнообразны; чаще величины их изменяются от 2 до 4 см. При увеличении количества включений фьямме и возрастании интенсивности их сплюснутости порода приобретает флюидално-полосчатую текстуру, что обусловлено слиянием вязких стекловатых включений, чередующихся со светло-окрашенными участками.

Плотные стекловатые включения крупных и мелких размеров в отличие от мелкообломочной пепловой массы не окислены. Окисление захватывает иногда лишь наружную зону включений в виде окрашенной в желтый цвет каймы.

Химический состав фьямме не отличается от состава основной стекловатой массы, за исключением соотношения закисных и окисных соединений железа и щелочей. В табл. 4 приведены данные анализов для черных стекловатых включений и основной массы (Бюраканское м-ние).

Таблица 4

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.п.	Сумма
Основная масса	61,50	0,64	16,45	4,38	0,48	0,07	1,35	3,0	3,52	3,26	0,20	6,08	100,93
Фьямме	62,88	0,74	16,41	2,47	1,60	0,04	1,76	3,02	3,06	3,43	0,42	3,46	99,29

Таким образом, формирование красно-черных разновидностей вулканического стекла является следствием физико-химических изменений первоначального материала, а не результатом участия двух лавовых расплавов различных составов.

Для пламенных туфов иногда характерно наличие кристаллитов — спиккулитов и трихитов. Образование их обусловлено высокой температурой обломочной массы в постэруптивную стадию, столь высокой, благодаря большому содержанию огненно-жидких включений фьямме.

Минералогический состав пламенных туфов и количественное соотношение породообразующих компонентов не отличаются от таковых в туфах еревано-ленинканского типа.

Результаты замеров оптических констант минералов из пламенных туфов, взятых в районе сс. Бюракан и Шамиран, приведены в нижеследующей таблице.

Минералы	Оптические свойства	
	Бюракан (шлиф 237)	Шамиран (шлиф 237А)
Плагиоклаз	41—42% Ап молекулы	37% Ап молекулы
Клинопироксен	с $Ng=48^\circ$, $2v=+59(+)$	с $Ng=44^\circ$, $2v=+58(+)$
Ортопироксен	$Ng-Np=0,024$ $2v=-60(+)$, $Ng-Np=0,014$	$Ng-Np=0,030$ $2v=-62(+)$, $Ng-Np=0,010$
	Удлинение положительное	Удлинение положительное

3. Пемзовые туфы, или туфы анийского типа

Основной особенностью пемзовых туфов, кроме их характерной, выдержанной желтоватой окраски, является наличие в них большого количества обломков лав и включений пемзового стекла.

По своей структуре туфы анийского типа похожи на пламенные туфы, от которых отличаются лишь тем, что черные стекловатые фьямме здесь заменены включениями пемзы; последние также имеют сплюснутые линзовидные формы.

Включения пемзы обычно невелики, но иногда достигают крупных размеров (4—8 см). По цвету различаются: светло-желтые, желтые, коричневато-желтые, розовато-кремовые и, редко, черные. Обломки старых лав также значительно варьируют по размерам, по цвету, составу и по количеству в зависимости от места формирования туфов и состава распространенных в районе месторождений подстилающих пород.

Под микроскопом структура желтых туфов типично кластическая (фиг. 6). Основная масса состоит из мелких обломков стекла с характерными для пеплов вогнуто-выпуклыми формами. В этой основной массе разбросаны включения пемзового стекла, обломки лав и интрателлурические выделения мелких кристаллов плагиоклаза и пироксенов.

Пемзовые включения имеют характерные для пемзы структурные особенности. Это линзовидные обломки, преимущественно с вытянутыми в одном направлении извилистыми порами. Некоторые включения стекла имеют ажурно-волокнистые формы. Вулканическое стекло всегда является основной частью породы и составляет более чем 84% всей ее массы

(табл. 2). Минеральная фракция равна 8—10%. В этом отношении пемзовые туфы отличаются от других разновидностей пирокластических туфов, где минеральная фракция составляет более 20% массы породы. Показатель преломления стекла в желтых туфах колеблется в пределах 1,514—1,522, что соответствует 63—68% содержания кремнекислоты.



Фиг. 6. Микроструктура пемзового туфа. Без анализатора.
Увел. 40 × (шлиф. 262).

В отличие от других туфов, пемзовые туфы месторождения Ани-Пемза содержат базальтическую роговую обманку, содержание которой иногда доходит до 1%.

Многочисленные замеры показали, что плагиоклаз в пемзовых туфах представлен андезином (36—42% An). Оптические константы клинопироксена и ортопироксена не отличаются от таковых в туфах других типов. Несколько выше двупреломление в пироксенах из туфов Ани-Пемза: для клинопироксена $N_g - N_p = 0,032$, а для ортопироксена (гиперстена) $[2v = -68(+)$, $2v = -70(+)$, удл. $+ | N_g - N_p = 0,017$.

II. ТУФОЛАВЫ

Туфолавы, или, как их иногда называют, туфы арктического типа повсеместно представлены сильно пористыми породами розоватого или фиолетового цветов. Известны темно-розовые, серовато-розовые, светло-розовые, розовые, темно-фиолетовые, фиолетово-розовые и др. разновидности.

Пористость породы неравномерная. Структура главной массы породы обычно мелкопористая, в которой имеются более крупные поры и пустоты величиною в несколько сантиметров.

Наиболее пористыми в породе являются пемзо-шлаковые линзовидные стекловатые включения (фьямме). Количество последних в туфолавах варьирует в больших интервалах, местами приобретая второстепенное значение. В последнем случае порода приобретает более лавоподобный облик.

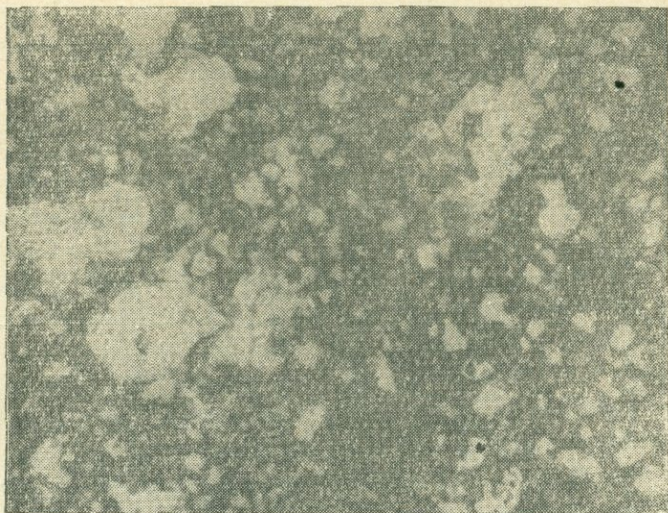
Включения обломков стекла всегда имеют относительно темную окраску, что резко ограничивает их от общего, более светлого фона породы. Темная окраска включений стекла обусловлена большой их окисленностью. При полном окислении включения приобретают красную окраску, образуя пятнисто-красные, розовые туфолавы. Иногда вследствие различной пористости и размеров стекловатых включений окисление их происходит довольно неравномерно, обуславливая красную, коричневую, серую окраски включений, в результате чего порода становится пестроцветной.

Вниз по разрезу устанавливается увеличение степени сплюснутости стекловатых включений. В некоторых из них, по стенкам пор, невооруженным глазом можно видеть скопление весьма тонких волосков коротких (0,5 см) кристаллов оранжево-желтого минерала, относимого к группе амфиболов.

По размерам обломки стекла представлены от едва различимых невооруженным глазом до включений в несколько сантиметров. Встречаются редкие включения еще больших размеров, которые достигают нескольких десятков сантиметров.

Как и в пирокластических туфах, в туфолавах имеются обломки старых пород, но в значительно меньшем количестве (табл. 2).

Под микроскопом туфовые лавы представлены лавоподобной мелкопористо-пузыристой стекловатой массой (фиг. 7). Цвет стекла слегка желтоватый, сероватый. По стенкам пор устанавливается раскристаллизация стекла. Процесс раскристаллизации на больших глубинах иногда охватывает почти всю породу.



Фиг. 7. Микроструктура арктической туфолавы. Без анализатора. Увел. $40\times$ (шлиф 43)

Показатель преломления стекла в главной массе и во включениях колеблется в пределах 1,508—1,516.

Микроструктура включений обломков стекла пузыристая.

В стекловатую основную массу туфолав погружены порфиновые вкрапленники плагиоклаза, пироксена и рудного минерала.

Плагиоклаз представлен интрателлурическими вкрапленниками андезина, иногда в виде сильно корродированных скелетных образований, переполненных стеклом. Вниз по разрезу пласта туфолав замечается увеличение количества вкрапленников плагиоклаза, а также темноцветных минералов. Кроме того, на больших глубинах в стекловатой массе устанавливается появление кристобалитовых образований, а также микролитов плагиоклазов.

Таблица 6

Оптические константы минералов в туфолавах

Место взятия образца	№ шлифа	Плагиоклазы							Ортопироксен	Клинопироксен
		Координаты			кристал- логр. эле- мент	2 v	закон двой- никования	№ плагио- клаза		
		Ng	Nm	Np						
Арктическое месторождение Могровский овраг	1	31	58,5	88	B	+87°	⊥ (010)	44-46	2v = -69°(±), удл. + Ng-Np=0,014	c Ng=42°, 2v = +58° Ng-Np=0,025
Талинский район, в овраге у с. Мастара	233	30,5	60,5	83,5	B	+78°	⊥ (010)	49-50	2v = -68°(±), удл. + Ng-Np=0,014	c Ng=45°, 2v = +56° Ng-Np=0,025
У с. Дзитанков	226	28	62	86	B	+84°	⊥ (010)	45-47	2v = -71°(+), удл. + Ng-Np=0,015	c Ng=43°, 2v = +56° Ng-Np=0,026
Севернее с. Заринджа	286	73,5	17	86,5	B		⊥ (100) (10)	36-37	2v = -68°(±), удл. + Ng-Np=0,012	
Аштаракский район, с. Ошакан	539	64	53,5	47	B	-88°	⊥ (001)	46-47	2v = -68°(+), удл. + Ng-Np=0,013	2v = +58°(+)

Оптические константы минералов из туфовых лав различных месторождений сведены в табл. 6.

В заключении хочется остановиться на одной важной особенности петрографии туфолав в тех разрезах, где они постепенными переходами связаны с пирокластическими туфами. Правда, такие разрезы, как мы увидим в разделе описаний месторождений, немногочисленны, но достаточны для того, чтобы установить генетическую связь между пирокластическими туфами и туфолавами. Этот вопрос мы разберем в разделе генезиса туфов, а здесь осветим только петрографическую сторону вопроса.

Петрографические изменения при переходе туфолав в туфы заключаются в следующем: в основной лавоподобной пузыристо-пенистой гиалиновой массе постепенно появляются отдельные стекловатые обломки, как бы погруженные в лавовую массу. Количество их постепенно возрастает. Сначала эти обломки бесформенные, но, с увеличением их значения в породе, они постепенно приобретают вогнуто-выпуклую форму. С увеличением их количества лавоподобная масса постепенно уменьшается, уступая место обломочно-пепловой. Таким образом, при переходе туфолав к туфам имеет место постепенное количественное изменение соотношения обломочной и лавовой массы, а не видоизменение обломков в лавоподобную массу вследствие спекания.

Особенности химического состава четвертичных туфов и туфолав Армении

Мы располагаем достаточным числом химических анализов (табл. 7), позволяющих судить о химизме магмы, служившей первоисточником туфового материала Арагацской вулканической области.

Арагацкая вулканическая область по сравнению с соседними Гегамской и Зангезурской областями является провинцией широкого развития продуктов кислой магмы. Наряду с основными породами здесь широкое развитие имеют магматические продукты кислого состава, которые отсутствуют в соседних районах.

Состав магмы наряду с другими условиями тектонического характера был одним из основных факторов, обусловивших ее большую взрывную способность.

Как видно из таблицы анализов и пересчета их на числовые характеристики (фиг. 8), произведенного по методу А. Н. Заварицкого (1935), туфы и туфолавы Армении относятся, с небольшими отклонениями, к ряду андезит—андезито-дацит—дацит—липарито-дацит или к щелочным их разновидностям: трахидацит—щелочно-земельный трахит—трахиандезит. В основном это продукты дацитовой—андезито-дацитовой лавы.

По содержанию отдельных компонентов характеристика туфов представляется в следующем виде.

Часть векторов выражает соотношение $f' : m' : c'$, что говорит о насыщенности глиноземом, другая, преобладающая часть векторов ($a' : f' : m'$), является результатом пересыщенности им.

Направление большинства векторов указывает на равное содержание магнезии и свободной извести в темноцветной части породы.

Для большинства анализов характерно примерно одинаковое содержание щелочей при преобладании атомного количества натрия над калием.

Все анализы характеризуют пересыщенность туфов кремнеземом.

Сравнивая положение фигуративных точек четвертичных туфов и туфолав Армении в целом со сводной диаграммой естественных ассоциаций вулканических горных пород, предложенной А. Н. Заварицким (1935), мы видим, что основная часть их соответствует щелочно-известковым ассоциациям.

Для туфов и туфолав Армении характерно некоторое несоответствие между составом стекловатой основной массы и минеральной фракцией. Это выражается в более кислом составе стекла по отношению к порфирировым выделениям полевых шпатов. Состав полевых шпатов, вычисленный из отношения $a : c$ при n — равной или меньшей 65%, соответствует калиевому полевому шпату или кислым плагиоклазам ряда альбит-олигоклаз. Однако плагиоклаз в туфах Армении повсеместно представлен андезином. Такое несоответствие, вероятно, можно объяснить неполной уравнишенностью магмы, незавершенностью

ХИМИЧЕСКИЕ АНАЛИЗЫ И ЧИСЛОВЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ТУФОВ И ТУФОЛАВ

Таблица 9

Оксиды	Содержание в процентах											Числовые характеристики											Содержание в процентах											Числовые характеристики											Содержание в процентах											Числовые характеристики																																		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32																										
SiO ₂	66,76	65,80	63,10	58,00	61,30	61,40	61,02	66,00	63,60	65,48	63,00	a	17,1	15,9	16,7	14,4	15,3	14,3	15,7	10,6	16,0	14,3	13,1	66,60	63,94	61,40	57,20	64,75	60,06	63,30	62,00	61,20	61,12	62,58	a	16,2	15,5	16,5	12,4	16,5	13,2	15,5	14,6	12,7	14,0	15,3	62,60	56,60	59,10	61,80	64,28	65,12	61,76	61,80	63,40	69,22	a	13,6	13,4	17,0	13,6	13,1	15,6	13,6	14,0	15,6	12,8																							
TiO ₂	0,65	0,80	0,88	0,84	0,90	0,68	0,90	0,20	0,90	0,68	0,60	c	2,2	3,5	3,5	4,7	3,2	4,5	3,6	3,9	3,7	2,8	2,7	0,55	0,34	0,60	0,66	0,98	0,90	0,82	0,68	1,00	0,90	0,80	c	2,6	3,5	4,3	7,3	3,1	5,0	3,0	4,2	4,9	5,3	4,1	0,52	0,60	0,92	0,74	0,59	0,73	0,86	0,65	0,60	0,09	c	4,1	6,1	2,8	3,5	3,9	2,2	4,7	4,6	3,3	2,2																							
Al ₂ O ₃	16,26	17,72	17,75	17,14	16,05	18,90	17,05	17,63	17,73	18,30	18,08	b	5,2	6,6	6,9	11,3	10,3	8,9	9,9	11,1	6,5	9,5	11,0	16,81	17,39	18,32	18,77	17,18	16,37	16,84	17,75	19,73	17,85	17,40	b	6,0	8,0	7,0	10,0	6,4	9,0	7,1	8,5	11,1	7,7	7,3	18,75	17,38	16,51	19,22	17,53	15,33	16,26	16,14	16,51	15,72	b	9,7	9,3	10,6	11,6	8,9	6,1	6,9	9,7	7,9	6,4																							
Fe ₂ O ₃	2,97	3,14	3,10	4,00	5,87	2,51	4,64	3,55	3,02	2,88	3,39	s	75,5	74,0	72,9	69,6	71,2	72,1	70,8	74,4	73,8	73,4	73,2	3,12	3,15	3,74	4,14	2,98	2,19	3,30	3,49	0,52	4,33	1,80	s	75,2	73,0	72,2	70,3	74,0	2,8	74,4	72,7	71,3	73,0	73,3	1,86	2,82	2,67	2,99	4,14	2,41	3,60	4,16	3,08	1,46	s	72,6	71,2	69,6	71,3	74,1	76,1	71,8	71,7	73,2	78,6																							
FeO	0,51	0,71	0,14	0,71	0,48	1,14	1,08	0,56	0,86	0,76	0,62	a'	2,0	9,8	—	—	—	31,8	—	54,9	—	41,1	53,6	0,38	0,56	0,57	0,57	0,51	1,54	1,28	1,28	2,29	0,62	2,75	a'	13,3	—	—	—	6,4	—	19,4	14,8	38,2	1,8	3,90	1,42	0,86	1,71	0,55	—	0,43	0,71	2,24	1,72	0,44	a'	35,4	—	—	45,0	31,0	16,0	—	—	—	60,0																							
MnO	0,06	0,10	0,07	0,12	0,07	0,10	0,07	0,09	0,08	0,06	0,07	c'	—	—	10,9	32,2	18,7	—	8,4	—	6,4	—	—	0,05	0,10	0,07	0,04	0,06	0,03	0,10	0,10	0,06	0,07	0,07	c'	—	20,0	13,0	19,8	—	30,4	—	—	—	—	—	0,10	0,11	0,09	0,07	—	0,06	0,09	0,11	0,18	0,02	c'	—	37,0	40,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	1,19	1,00	1,39	1,81	1,62	1,50	1,75	1,05	1,53	1,39	0,99	f'	59,0	59,7	54,5	39,0	55,2	38,9	61,1	30,3	53,6	34,0	31,2	1,39	1,99	1,32	2,04	1,72	1,55	0,89	1,66	2,08	1,80	1,57	f'	48,9	40,0	55,0	43,8	48,9	39,2	59,3	51,6	29,3	57,2	58,6	1,82	1,26	1,26	1,90	1,52	1,50	1,44	1,83	1,73	0,50	f'	32,0	38,0	38,8	27,2	40,3	42,0	60,0	60,9	55,7	27																							
CaO	1,86	2,92	3,47	6,55	4,15	3,62	3,65	2,58	3,40	2,42	2,17	m'	39,0	30,5	34,6	28,8	26,1	29,3	30,5	14,8	40,0	24,9	15,2	2,17	4,32	4,17	7,08	2,50	6,03	2,41	3,55	3,96	4,20	3,32	m'	37,8	40,0	32,0	36,4	44,7	30,4	21,3	33,6	32,5	41,0	37,5	3,33	7,25	5,76	2,85	3,22	1,79	3,79	4,15	3,20	1,79	m'	32,6	25,0	20,4	27,8	28,7	42,0	36,8	32,6	36,5	13																							
Na ₂ O	4,85	5,12	5,41	3,90	4,42	3,54	4,42	2,88	4,67	3,84	3,60	n	61,0	69,5	70,3	64,3	63,9	56,4	62,3	59,5	63,0	58,0	61,0	4,41	4,40	5,66	3,70	4,56	3,59	4,02	4,30	3,19	3,62	4,12	n	57,7	63,4	77,1	70,6	60,2	63,0	60,7	65,7	56,9	58,5	60,0	4,00	2,96	4,70	4,34	2,48	4,52	3,32	3,78	4,56	3,64	n	66,3	54,0	62,8	70,7	42,1	65,1	55,7	65,6	63,2	61,7																							
K ₂ O	4,56	3,36	3,45	3,56	3,76	4,10	4,04	3,00	4,11	4,24	3,52	a/c	7,3	4,5	4,8	3,0	4,8	3,1	4,3	3,4	4,4	5,1	5,0	4,63	4,34	2,54	2,40	4,39	3,25	4,44	3,42	3,85	3,90	4,14	a/c	6,2	4,4	3,8	2,7	5,3	2,6	5,2	3,5	2,6	2,8	3,7	3,10	3,94	4,18	2,72	4,18	3,65	3,97	3,04	4,04	3,36	a/c	3,3	2,2	6,0	4,0	3,4	7,0	2,9	2,8	4,7	5,8																							
H ₂ O	н.о.	н.о.	0,06	н.о.	н.о.	0,20	0,06	0,28	н.о.	н.о.	н.о.	Q	14,6	14,7	8,9	5,9	8,5	12,6	6,5	25,3	11,0	15,4	17,5	0,16	н.о.	н.о.	0,12	н.о.	0,42	0,80	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	Q	17,4	11,5	7,1	8,5	11,9	14,2	+14,8	+12,0	+12,0	+9,7	+11,9	0,80	0,80	0,40	н.о.	—	2,51	0,48	0,40	0,30	0,10	Q	+13,9	+9,5	+2,4	+11,9	18,1	18,8	17,7	14,8	11,9	39,4																							
п.п.п.	0,06	0,20	0,24	4,20	1,28	2,40	2,74	2,52	0,22	0,08	4,80	t	0,7	0,9	1,0	1,0	1,1	0,9	1,1	0,2	1,0	0,8	0,7	1,04	0,20	1,72	4,06	0,22	4,32	2,60	2,80	2,20	1,74	1,88	t	0,5	0,3	0,77	0,9	0,7	1,0	0,9	0,8	1,2	1,0	0,9	2,20	6,00	2,40	3,60	2,74	1,79	2,95	1,58	1,30	3,30	t	0,5	0,8	1,1	0,8	0,55	0,8	1,0	0,86	0,7	0,8																							
Сумма	99,73	100,87	99,36	100,83	99,90	100,09	101,42	100,34	100,12	100,13	100,84	φ	50	46,3	37,6	32,0	49,3	25,4	40,3	25,1	40,0	25,3	25,9	101,31	100,7	100,11	100,78	99,85	100,25	100,80	101,03	100,08	100,15	100,43	φ	41,3	31,6	46,0	36,4	34,1	22,4	32,0	38,2	4,0	49,4	21,0	100,5	100,58	99,70	100,78	100,68	99,84	99,23	99,88	100,62	99,64	φ	17,1	27,9	22,3	22,2	40,3	34,9	48,4	37,7	33,0	2,0																							

1. Розовая туфолава—Арктикский район, с. Артик. 2. Розовая туфолава—Арктикский район, с. Туфашен. 3. Розовая туфолава—Арктикский район, с. Туфашен. 4. Пятнисто-красная туфолава—Арктикский район, с. Пемзашен. 5. Пламенный туф—с. Верхний Талин. 6. Пламенный туф—Талинский район, с. Мичнадзор. 7. Красный туф, с. Мичнадзор. 8. Темно-красный туф—Агинский район, с. Дзитанков. 9. Фиолетово-розовая туфолава—с. Дзитанков. 10. Темно-фиолетовая туфолава—с. Дзитанков. 11. Розовато-красный туф—Агинский район, с. Заринджа. 12. Светло-розовая туфолава—Талинский район, с. Мастара. 13. Фиолетовая туфолава—с. Заринджа. 14. Красный туф—Талинский район, г. Мусху. 15. Пламенный туф—Талинский район, с. Мастара. 16. Розово-фиолетовая туфолава—Талинский район, с. Мастара. 17. Черный туф—Аштаракский район, с. Бюракан. 18. Желтый пемзовый туф—Аштаракский район, ст. Бюракан. 19. Черный туф—ст. Бюракан. 20. Черный пламенный туф—ст. Бюракан. 21. Розово-малиновый пламенный туф—ст. Бюракан. 22. Кироваканский район—черный туф, Макарашен. 23. Желтый лемзовый туф—Кироваканский район, с. Гайдарлы. 24. Красный туф—Приереванский район, с. Джрвеж. 25. Светло-коричневый туф—Джрвеж. 26. Черный туф—Джрвеж. 27. Красный туф—Приереванский район, с. Ариндж (заимствован у И. А. Тараян). 28. Желтый пемзовый туф—Аштаракский район, с. Такия (заимствован у П. И. Лебедева). 29. Красно-бурый туф—Октемберянский район, с. Кармрашен (заимствован у П. И. Лебедева). 30. Черный туф—Талинский район, овраг Азамбек. 31. Черный туф—вершина г. Мусху, Талинский район. 32. Пемзовый желтый туф—Агинский район, Анийское месторождение.

C ————— S ————— a

10

5

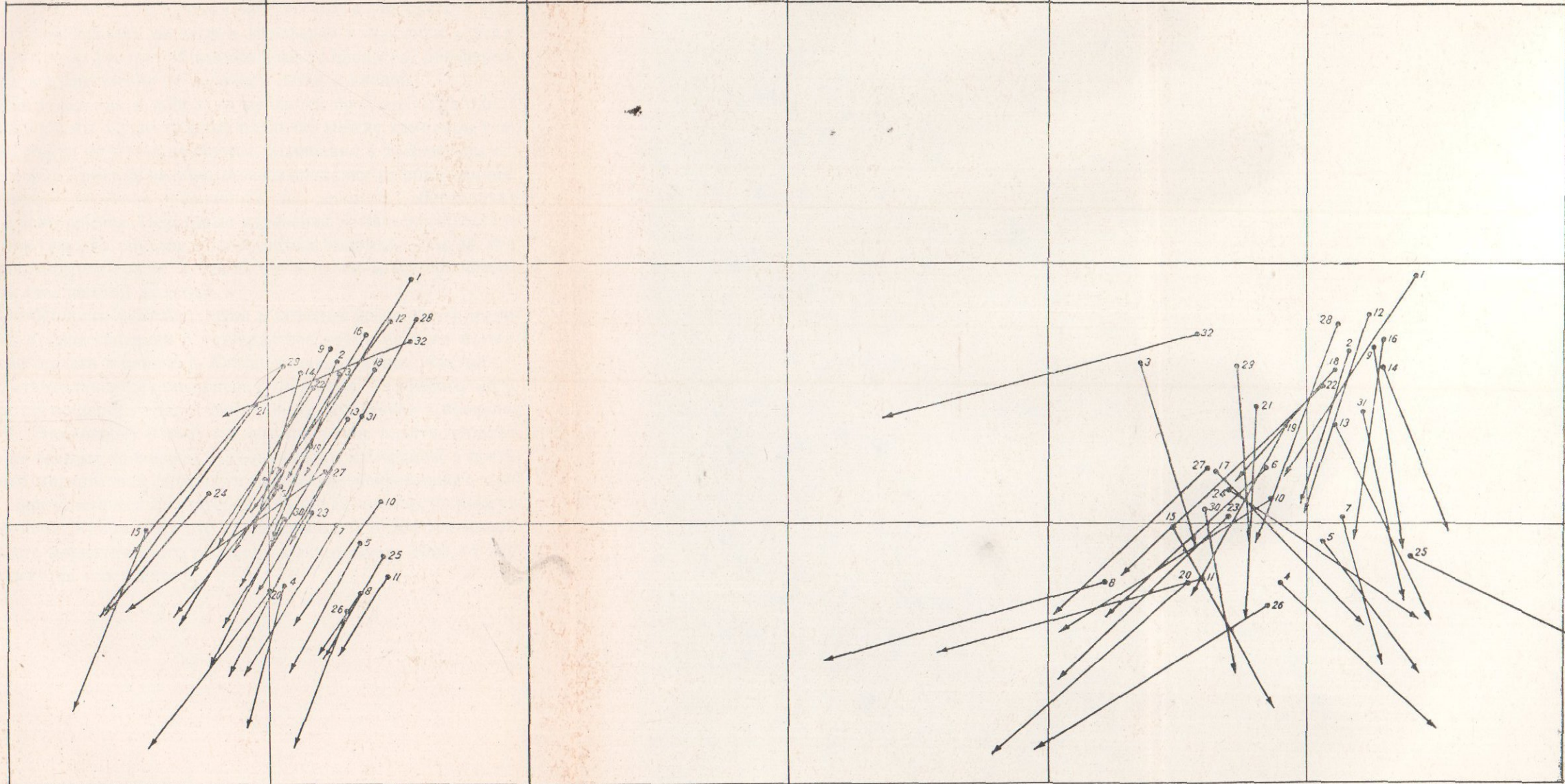
0

5

10

15

20



процессов дифференциации и имевшими место процессами кристаллизации интрателлурических минералов в более основной, еще не дифференцированной магме.

Повсеместно наблюдаемая прогрессивная зональность кристаллов плагиоклаза (кислых в периферии и основных в центральной части) говорит об имевших место процессах дифференциации в направлении от основной ветви к кислой.

Как туфы, так и туфолавы являются производными одной и той же магмы. Существенных различий между химизмом указанных пород не устанавливается. Колебания в химическом составе туфов Армении не обусловлены временем их образования: химические свойства различных по времени образования туфов повторяются. Некоторые изменения химического состава туфов и туфолав обусловлены составом обломков старых лав, содержащихся в туфах, а также соотношением минералогической и стекловатой фракций.

Особенности химизма туфов и туфолав позволяют предполагать о существовании в четвертичное время единого магматического очага в районе г. Арагац и прилегающих участках.

Устанавливается уменьшение кислотности туфового материала по мощности пласта снизу вверх, изменяясь в пределах 5—7%. Это говорит о том, что формирование пласта происходило не единым привносом вулканического материала, а постепенным нарастанием мощности вследствие непрерывного притока пирокластического материала в определенном промежутке времени. Кроме того, это свидетельствует о дифференцированности магматического расплава в очаге сверху вниз, от кислого состава к основному.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Площадь распространения месторождений туфов и туфолав ограничивается западной частью Армянской ССР и в основном склонами г. Арагац, за исключением северо-восточных. Широкое распространение туфов и туфолав в Армении и их разработка по отдельным площадям обусловили выделение большого числа отдельных месторождений. Учитывая то, что названия и границы отдельных месторождений в большинстве случаев являются условными, мы не будем останавливаться на описании каждого из них. Необходимость такого описания исключается ввиду большого сходства геологического строения и условий залегания туфов и туфолав различных участков.

Во избежание излишних повторений целесообразно описание месторождений туфов и туфолав произвести по следующим основным группам (см. приложение 1):

1. Арктикская группа месторождений.
2. Талинская группа месторождений.
3. Анийское месторождение.
4. Месторождения южных склонов г. Арагац.
5. Месторождения бассейна р. Касах и Приереванского района.
6. Месторождения Ленинанканской равнины.
7. Месторождения бассейна р. Памбак.

1. Арктикская группа месторождений

Расположенная на северо-западных склонах массива г. Арагац Арктикская группа месторождений занимает обшир-

ную площадь в пределах следующих географических координат: $43^{\circ}53'$ — $44^{\circ}00'$ в. д. и $40^{\circ}36'$ — $40^{\circ}40'$ с. ш. (от Гринвича).

С запада, юга и юго-востока Арктическое туфовое поле ограничивается плио-плейстоценовыми андезито-дацитовыми лавами с сильно расчлененным рельефом. На севере и востоке границу месторождения составляют современные аллювиально-пролювиальные отложения, примыкающие к Ленинанканской равнине, и андезито-базальтовые лавы потока вулкана Голгат. Район распространения туфов изрезан рядом глубоких оврагов; из них наиболее крупными являются Могровский и Кипчагский овраги, тянущиеся параллельно друг другу к северо-западу от города Артик.

Протягивающийся с севера на юг андезито-дацитовый поток горы Агрибуджах как бы разделяет арктическую группу месторождений на две части: восточную часть с месторождениями Артик и Арич и западную — с месторождениями Пемзашен, Туфашен и Маралик.

Пемзашенское месторождение известно также как крупнейшее в Союзе месторождение пемзы.

В описываемом районе общая площадь, занятая туфами и туфолавами, превышает 100 км^2 при средней полезной мощности пласта более чем 6—7 м.

Собственно Арктическое месторождение известно еще с прошлого века, детально исследовано и в настоящее время, наряду с другими прилегающими к нему участками, широко разрабатывается. Месторождение связано железной дорогой с гор. Ленинанканом и с месторождением Пемзашен.

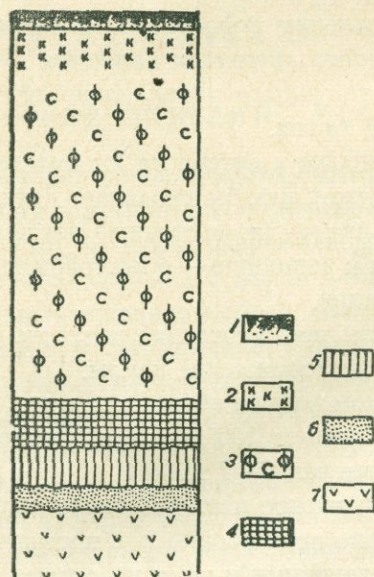
Геологическое строение Арктического туфо-туфолавого поля, благодаря хорошей обнаженности района, вырисовывается с большой ясностью. Наиболее полный разрез туфов и туфолавы имеем в Могровском овраге, протягивающемся в широтном направлении от гор. Артик. Разрез Могровского оврага на его правом борту снизу вверх представлен в следующей последовательности пород (фиг. 9):

1. Андезито-базальтовые лавы.
2. Пемзовые пески и пемзы, постепенно переходящие кверху в желтые пемзовые туфы. Общая мощность 1,5—2 м.
3. Черные туфы мощностью 1,2 м.

4. Фиолетово-розовые туфолавы с красной окисленной по-
крышкой. Мощностью 10—12 м.

5. Красные туфы. Мощностью 2—3 м.

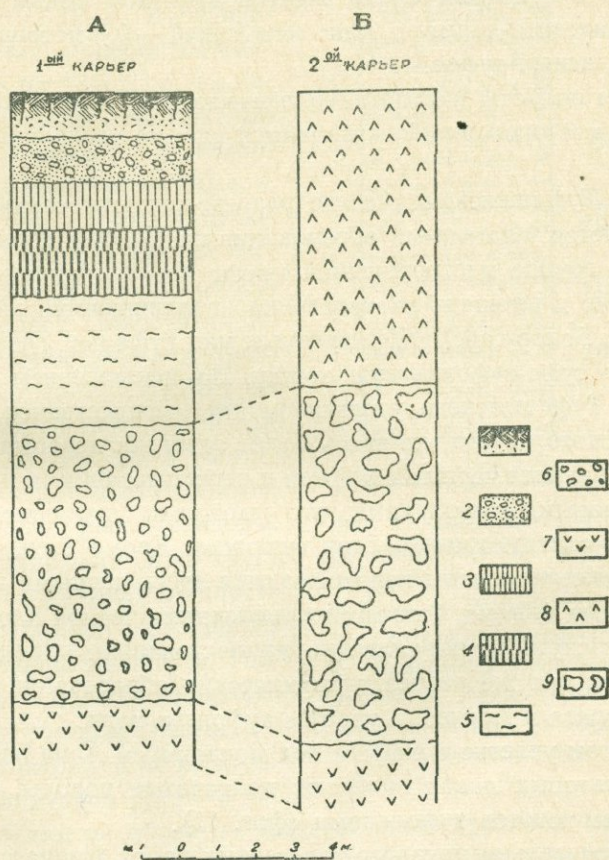
Приведенный разрез является наиболее полным из изве-
стных разрезов туфов и туфолав, который, однако, не выдержи-
вается по всему месторождению. Некоторые разновидности ту-
фов местами залегают вполне обособленно. Так, например, в



Фиг. 9. Схематический разрез вулканических пород в Могровском овраге: 1. Почвенный слой. 2. Окисленный красный туф еревано-ленинканского типа. 3. Светло-фиолетовая туфолава. 4. Черный туф еревано-ленинканского типа. 5. Желтый пемзовый туф. 6. Желтый пемзовый песок. 7. Андезито-базальтовая лава

районе с. Пемзашен, в старом пемзовом карьере в 500 м юго-
западнее конца ж.-д. ветки наблюдается следующая картина
(фиг. 10А). В самой нижней части залегают слой зеленовато-
белой мелкой кусковой пемзы видимой мощностью до 6 м. Пем-
зовый слой перекрывается желтовато-красными глинами, мощ-
ность которых варьирует от нескольких см до 2—3 м. На гли-

нах, а там где они выклиниваются—непосредственно на пемзах, залегает 2—2,5-метровый слой туфа. В нижней части туфы имеют черный цвет и постепенно переходят кверху через буро-коричневые разности в красные туфы. Слой туфа покрывается галечниками метровой мощности, смешанными с крупнозернистым песком. Небольшие прослойки песка наблюдаются также



Фиг. 10. Строение первого и второго карьеров Пемзашенского месторождения пемзы: 1. Почвенный слой. 2. Галечник с крупнозернистым песком. 3. Красный туф ереванско-ленинаканского типа. 4. Черный туф ереванско-ленинаканского типа. 5. Желтовато-красная глина. 6. Мелко-кусковая пемза. 7. Андезито-базальтовая лава. 8. Андезито-дацитовая лава. 9. Крупно-кусковая пемза

между глинами и туфами. Местами туфы отсутствуют, и в этом случае пески и валунно-галечные отложения лежат непосредственно на пемзах. Вся толща осадочно-вулканических пород покрыта метровым почвенно-растительным слоем.

На том же Пемзашенском участке, в районе разрабатываемого ныне месторождения пемзы (фиг. 10Б), над мощным, более чем 8-метровым слоем желтой кусковой пемзы залегает поток андезито-дацитов или немощный — 0,5-метровый, слой черно-красных туфов.

Для полноты картины геологического строения Артикской группы месторождений остановимся еще на нескольких разрезах.

На Туфашенском участке разрез вышеотмеченных пород пополняется шлаковыми образованиями. Вообще шлаки в Артикской группе месторождений имеют незначительное распространение и площадь их залегания ограничивается шлаковым конусом Болор-сар, расположенным у с. Туфашен, где они подстилают туфо-туфолавовую толщу. За исключением шлаков, разрез Туфашенского участка почти тождественен разрезу Могровского оврага, но здесь более отчетлив перерыв между нижележащими черными туфами и перекрывающими их фиолетово-розовыми туфолавами, что выражено наличием между ними 20 сантиметрового слоя суглинка. Кроме того, розово-фиолетовые туфолавы перекрываются здесь черными пирокластическими туфами, богатыми включениями черной плотной лавы, сплюснутыми параллельно напластованию. Заслуживает внимания так же разрез вулканических образований Кипчагского оврага в Аричском участке туфового поля.

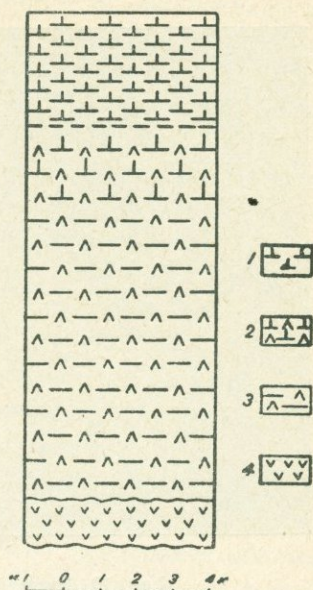
В этом участке в разрезе под монастырем Арич на андезито-базальтовых лавах залегают полосчатые породы, которые сверху сменяются туфолавами (фиг. 11).

Относительно природы полосчатых пород Кипчагского оврага существуют разные точки зрения. Согласно данным Д. С. Белянкина и В. П. Петрова (1949), кипчагские полосчатые породы являются настоящими лавовыми потоками, а по данным А. Н. Заварицкого (1947), сварившимся на месте пирокластическим материалом. Поскольку установление природы полосчатых лав Кипчагского оврага имеет существенное значение для выяснения природы туфовых лав Армении, мы считаем не-

обходимым коротко остановиться на их петрографических особенностях. Это тем более важно, что, по мнению некоторых исследователей, залегающие на кипчагских лавах туфовые лавы составляют непосредственное их продолжение. Полосчатые лавы Кипчагского оврага залегают под монастырем Арич. Они образуют небольшую скалу высотой до 10—12 м. В северо-западном направлении вытянуты в длину на 15—20 м, на несколько меньшем протяжении обнажаются также и в северо-восточном разветвлении оврага. Залегают они на андезитобазальтовых лавах верхнетретичного времени и имеют четвертичный возраст. Полосчатая порода, обнажающаяся под Аричским монастырем, состоит из чередующихся между собой темно-серых до черного и светло-серых до белого цвета горизонтальных полос, расположенных почти параллельно друг другу (фиг. 12). Суммарная мощность темных участков составляет около $\frac{2}{3}$ общей мощности. Толщина черных полос в несколько раз больше толщины белых; последняя колеблется от нескольких миллиметров до 2—3 см.

Белые участки не образуют выдержанных прослоев: они, выклиниваясь, то прерываются, то, наоборот, снова увеличиваются в своем числе.

По произведенным Д. С. Белянкиным и В. П. Петровым многочисленным замерам (1949), длина более крупных светлых полос в северо-восточном направлении составляет от 30 см до 3 м, ширина тех же полос в северо-восточном направлении составляет от 3 до 40 см.



Фиг. 11. Схематический разрез вулканических пород в овраге под монастырем с. Арич: 1. Розовая туфовая лавы, плотная, мелкозернистая. 2. Полосчатая окисленная порода. 3. Темно-серая полосчатая порода. 4. Андезитобазальтовая лава

Таким образом, темные участки составляют основную массу породы. В этой основной массе светлая часть расположена как в виде небольших прослоев, так и в виде мелкой равномерно распределенной вкрапленности.



Фиг. 12. Кипчэгская полосчатая порода

Для темной массы характерна высокая твердость, тогда как белая масса легко растирается пальцами, превращаясь в тонкий песок. Химический состав светлых и темных участков, по данным Д. С. Белянкина и В. П. Петрова (1949), представлен в следующем виде:

Таблица 8

Окислы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O+	H ₂ O-	Сумма
Темная часть	64,34	0,82	15,77	3,10	1,31	0,07	1,00	2,72	4,59	4,25	1,22	0,77	99,96
Светлая часть	65,33	0,75	16,29	3,46	0,43	0,007	0,93	2,60	4,61	4,23	0,64	0,38	99,65

По своему облику темные участки ничем не отличаются от пользующихся широким распространением в районе андезитодацитов, а светлые участки напоминают белые, слегка серова-

тые пемзовые пески, также пользующиеся широким распространением в этом же районе.

Под микроскопом для темных участков кипчагской породы характерна порфиристая структура с микроандезитовой структурой основной массы. Порфиристые включения представлены андезин-лабрадором, авгитом и гиперстеном. Что касается белых участков, то как макроскопически, так и микроскопически они несколько отличаются от темных.

Белые участки породы при том же составе включений, как это установлено и раньше, имеют сильно пористую и полностью раскристаллизованную массу из анортита, кристобалита, тридимита и являются представителями совершенно нового типа породы — кристобалито-анортитового трахидита (Белянкин и Петров, 1949).

Таким образом, в составе полосчатых пород Кипчага принимают участие сходные по химическому составу, но различные по характеру и структуре породы, т. е. в темных частях мы имеем лаваподобную массу, а в светлых — раскристаллизованный вулканический песок.

Характерно для кипчагской породы содержание обломков более ранних — третичных андезитово-базальтовых лав, а также обломков, аналогичных по составу темной массе. Первые представлены большей частью мелкими (2—3 см), реже крупными (до 30 см и более) обломками, местами образующими большие скопления; что касается обломков второй группы, не отличающихся от темной массы по составу, то они представляют не что иное, как более мелкие брызги той же лавы. Последние, по-видимому, ввиду мелких размеров, быстро остывая в воздухе, падали уже как затвердевшие обломки.

Местами количество обломков настолько возрастает, что порода приобретает брекчиевидное строение.

Характерно то, что обломки древних андезитово-базальтовых лав окружены тонкой коркой свежей лавы. Последнее обстоятельство также указывает на то, что они падали в жидкую массу.

Б. В. Залесский и В. П. Петров (1931) считают, что изменение окраски светлой части, образование пористости и своеобразная кристаллизация происходили под влиянием газов, содержащихся в лаве. Мы полагаем, что осветление части вулка-

нических выбросов происходило в результате окисления тонко распыленного раскаленного материала в воздухе.

Интенсивное окисление тонко распыленной массы по сравнению с плотной пирокластической частью подтверждается значительной опацизацией пироксенов в белой части породы, что весьма слабо выражено или вовсе не имеет места в таких же кристаллах, содержащихся в темной массе. Что касается раскристаллизации стекла в белой массе, то она могла произойти под термическим воздействием вязкой лавы, представляющей темную часть породы, в условиях возрастающего давления. Интересно отметить, что такая раскристаллизация характерна для глубоких горизонтов всех мощных туфовых и туфолавовых образований Армении, причем степень раскристаллизации снизу вверх уменьшается и, наконец, исчезает вовсе.

В своих верхних горизонтах кипчагская полосчатая порода переходит в розовые туфолавы.

Резюмируя вышеизложенный фактический материал, можно отметить определенную сложность строения туфового поля, слагающего арктикскую группу месторождений, которая заключается в разнообразии типов вулканических продуктов, слагающих ее отдельные участки.

Эволюция извержений вулканических продуктов в районе Арктикского туфового поля вырисовывается в следующей последовательности.

Наиболее глубокая обнаженность района исследования вскрывает лишь андезито-базальтовый фундамент, на котором залегает вся толща последующих эффузий и эксплозий.

Рельеф андезито-базальтового покрова определяет характер залеганий и условия движения продуктов последующих извержений. Нивелируя неровности рельефа, андезито-базальтовый поток колеблется в мощности от одного до нескольких десятков метров. Излиянию базальтовых лав сопутствовало извержение шлаков; последние, как мы отметили, хорошо сохранились в виде шлакового конуса у с. Туфашен. Вслед за шлаками следуют выбросы вулканических песков и пемзы, которые образуют промышленные скопления. Мощность сохранившегося пемзового слоя колеблется от 0,5 м в Могровском овраге до 30—40 м в районе с. Пемзашен.

С выбросами пемзово-пеплового материала связано также формирование в районе месторождения небольших пластов пемзового туфа.

Вслед за выбросами пемзы следует перерыв в вулканической деятельности, который устанавливается наличием 3,5-метрового слоя глины между пемзой и черно-красными туфами. Пирокластический материал, образовавший черно-красные туфы, в районе Арктикской группы месторождения большого развития не имеет и представлен повсеместно немощным пластом в Могровском овраге и в районе разрабатываемого ныне карьера пемзы в Пемзашене. Наибольшая мощность их устанавливается в старом карьере пемзы, где она равняется 3—4 м. С последующим этапом вулканической деятельности связано образование Арктикской туфолавы, залившей огромные площади и образовавшей промышленный слой, превышающий в мощности 10—15 м. Непосредственно вслед за ними образуются новые слои красных пирокластических туфов.

Значительная площадь туфов и туфолав перекрыта последующими излияниями андезито-дацитов. Андезито-дациты перекрывают также ранее образованные промышленные скопления пемзы в районе ныне действующего карьера.

Будучи довольно вязкими, андезито-дацитовые лавы создали сильно расчлененный бугристый рельеф, достигая в мощности 80—100 м.

Особенно большие площади залиты андезито-дацитовыми лавами к югу и юго-востоку от сс. Пемзашен и Лернакерт. Андезито-дациты завершают разрез четвертичных вулканических продуктов Арктикской группы месторождений и вообще северо-западного склона г. Арагац. Поскольку андезито-дацитами залиты лишь отдельные участки поверхности продуктов предыдущих извержений, то в разработке месторождений туфов они определенного затруднения не создают. Залегая в основном на пемзовых образованиях района с. Пемзашен, указанные лавы при открытой разработке пемзы значительно увеличивают объем вскрышных работ.

Механизированная добыча туфового камня на Арктикском месторождении обеспечит годовую добычу в объеме 400 000 м³ в год, что не является пределом для данного месторождения.

2. Талинская группа месторождений

Площади, занятые туфами, составляющими Талинскую группу месторождений, слагают западные и юго-западные склоны г. Арагац на абсолютных отметках 1500—2000 м.

В противоположность Арктическому району, представляющему область преимущественного развития туфовых лав, здесь одинаково распространены как туфы, так и туфолавы.

Общая площадь туфов и туфолав в указанном районе составляет 300 кв. км. Запасы разведаны только по отдельным участкам. Общие запасы, по самым предварительным подсчетам, составляют несколько сот миллионов кубических метров. Учитывая вместе с этим высокие качества довольно большого количества разновидностей туфов и туфолав, описываемый район можно считать вторым, наиболее перспективным в отношении организации в больших масштабах добычи камня.

Вулканические продукты Талинского района в целом, по сравнению с Арктиским, изучены гораздо меньше. Исключение составляют давно разрабатываемые участки туфов самых южных участков области, между сс. Аракс и Кармрашен, наиболее близко расположенные к железной дороге. На остальных участках разработка туфового камня носит случайный характер, ведется без всякого плана и геологическое строение их освещено весьма слабо.

Район Талинской группы месторождений туфов является областью мощного вулканического проявления верхнеплиоценового — постплиоценового времени.

В районе месторождений, в противоположность Арктической группе, где нам известен единственный вулканический аппарат (шлаковый конус Болор-сар), имеются многочисленные вулканические центры, среди которых наибольший интерес представляют вулканы М. Богутлу, Мусху, Берглю, Саракая, а также огромный куполовидный вулкан Артени.

Продукты указанных вулканических аппаратов, представленные самыми разнообразными лавами, пемзами, шлаками, вулканическими песками, обсидианами и перлитами, имеют большое практическое значение и являются интересным объектом петрографического и вулканологического исследований.

В площадном распространении туфов и туфолав наблюдается определенная закономерность: в северной части туфового поля распространены как туфы, так и туфолавы, при преобладающем распространении последних, в южной же части туфолавы вообще отсутствуют.

В пределах Талинской группы месторождений можно выделить три отдельные крупные площади туфов и туфолав. Наибольшую (более 140 км²) площадь занимает Заринджа-Мастаринский туфовый покров, расположенный в пределах седений Нор-Артик, Заринджа, Дзитанков, Мастара, Арег. К юго-востоку устанавливается другая площадь, занятая туфами, расположенная к северу и югу от сс. Верхний Талин и Катнахпюр и названная нами «Талин-Катнахпюрским туфовым полем».

Третья площадь, занятая туфами, расположена в основном к северу от железнодорожной линии Ереван—Тбилиси на отрезке от станций Кармрашен — Аракс и южнее, в районе шлаковых конусов Кызылы.

Заринджа-Мастаринский туфовый покров

Заринджа-Мастаринский туфовый покров расположен юго-западнее Артикской группы месторождений и отделяется от последней широким и мощным лавовым потоком вулкана М. Богутлу.

Поскольку лавы вулкана М. Богутлу перекрывают самые ранние образования туфов, то судить о взаимоотношениях Заринджа-Мастаринского и Артикского туфовых покровов трудно. Возможно, что это один непрерывный покров, находящийся в средней части под более молодыми излияниями лав.

Мощность туфо-туфолавоваы толщи колеблется от нескольких до 18—20 м.

Геологическая характеристика Заринджа-Мастаринского туфового покрова ясно вырисовывается при сопоставлении ряда разрезов.

В овраге, примыкающем к с. Заринджа с юго-запада, а также в ряде шурфов, пройденных в этом районе, устанавливается наличие под всей свитой четвертичных вулканических продуктов сплошного покрова андезито-базальтовых лав верхнетретичного периода. В этом же районе, а также в естествен-

ных обнажениях и шурфах, заложенных на склоне горы Бишар, на андезито-базальтах или залегающих на них песках устанавливается наличие желтого пемзового туфа. Эти туфы по своему характеру ничем не отличаются от таких же туфов в Арктическом районе. Характерной их чертой является наличие большого количества обломков древних лав и пемзового стекла. В том же овраге желтые туфы покрываются черными, подобными туфам Арктического района. Как и в Арктическом районе, на черных туфах здесь залегают фиолетово-розовые туфолавы, причем, в непосредственной близости от них наблюдается изменение окраски черных туфов до бурой, а в отдельных включениях стекла, более пористых, чем вся основная масса,— до грязновато-красного цвета.

В шурфе, расположенном у подошвы г. Бишар, наблюдается иная картина. Здесь желтые туфы покрываются дошедшим до них потоком лавы андезито-дацитов. Андезито-дациты мы встречаем также в виде обломков в желтых туфах. Вокруг крупных обломков андезито-дацитов туфовый материал приобретает черную окраску, что является, по-видимому, результатом восстановительной реакции. Такое же изменение окраски мы наблюдаем в приконтактной зоне андезито-дацитов и залегающих под ними желтых туфов. В зоне непосредственного контакта увеличивается и плотность туфов. Изменение окраски желтых туфов под воздействием высокой температуры лав в восстановительной среде наблюдается и в овраге, расположенном южнее г. Сара-кая, а также в ряде каменоломен в районе сс. Дзитанков—Заринджа. Андезито-дациты, залегающие над желтыми туфами, в свою очередь покрыты более молодым пластом черно-красных туфов. Останцы указанных туфов констатированы нами на вулканических конусах Бишар, Сара-кая, Заринджа и др., сложенных андезито-дацитами.

Как показали геологические исследования, в районах сс. Мастара и Дзорагох между излиянием андезито-дацитов и подстилающими их туфами имеют место излияния андезито-базальтовых лав. В пределах обнаженной части поток андезито-базальтовой лавы залегают на туфо-туфолавообразованных и подстилает толщу вулканических пород вулкана М. Богутлу, представленную переслаиваемыми с пемзовыми песками и пеплами дацитами.

Разрез вулканических продуктов г. М. Богутлу приведен на фиг. 13.

Наиболее полный разрез туфо-туфолаво-вой толщи можно наблюдать в районе с. Мастара. В овраге, непосредственно севернее с. Мастара основанием туфо-туфолаво-вых образований являются дациты, видимая мощность которых превышает 10 м. Над ними, как обычно, снизу вверх залегают желтые пемзовые туфы (1,5 м), далее черные туфы (1—1,5 м), фиолетово-розовые туфолавы (10—18 м). Продолжение разреза туфов можно видеть на пемзово-шлаковом конусе г. Мусху, расположенном юго-восточнее с. Мастара, где розово-фиолетовые туфолавы постепенно кверху переходят в красные туфы ереванско-ленинканского типа.

Имея в виду наличие туфо-туфолаво-вых образований на г. Мусху, необходимо кратко остановиться на строении указанного вулканического аппарата.

В морфологическом отношении г. Мусху представляет сложное сооружение, состоящее из последовательно расположенных в юго-восточном направлении трех вулканических конусов.

Наивысшая точка горы находится в ее юго-восточной части и равняется 1997,5 м. Западная, наиболее низкая вершина г. Мусху имеет форму усеченного конуса асимметричной формы с задернованными склонами, лишь местами обнаженными неглубокими промоинами.

Как устанавливается по ряду таких обнажений, материалами, слагающими его склоны, являются различные шлаки, пемзы и их пески. Выше по склону, на высоте 100—120 м от основания, склоны вулканического конуса переходят в горизонтальную поверхность, покрытую туфами и туфолавами. Последние с юга и юго-запада, обнажаясь на полную мощность, образуют на гребне скалистую стенку, опоясывающую вершину усеченного конуса. Начинаясь на вершине, покров туфов и туфолав протягивается постепенно расширяющим фронтом в северном и северо-восточном направлении. В этом же направлении постепенно увеличивается и мощность покрова от 1—3 до 10—15 м.

В юго-восточном направлении этот же покров, постепенно уменьшаясь в мощности, примыкает ко второму конусу, рас-

положенному восточнее первого и сложенному от вершины и до основания красными шлаками и лавоподобными окисленными плотными туфами.

В юго-западной части основания первого и второго конусов сливаются. В южной и юго-западной части склоны, слагающие второй конус, круто спускаются до отметки 1800 м, где они неглубоким оврагом разделяются от примыкающего к ним потока андезито-базальтовых лав.

Третий, наиболее высоко расположенный конус имеет эллипсоидальную форму с асимметричными склонами, обусловленную характером слагающих склоны пород. Западная половина конуса сложена андезито-дацитами и имеет пологие склоны. Граница дацитовых лав и туфов проходит по водораздельной части конуса в северо-восточном направлении.

Разрез туфов на горе Мусху аналогичен описанному разрезу туфов в овраге у с. Мастара. Необходимо отметить лишь то важное обстоятельство, что между фиолетово-розовыми туфоловами и залегающими над ними красными пирокластическими туфами наблюдается отчетливый постепенный переход.

Особый интерес представляют также своеобразные окисленные полосчатые черно-красные лавоподобные туфы, берущие начало на вершине центрального шлакового конуса и покрывающие плащеобразно южный его склон с расширяющимся к основанию фронтом.

Указанные туфы отличаются от подстилающих их красных шлаков большей плотностью и лавоподобным обликом; однако под микроскопом устанавливается их пирокластическая структура. Вероятно, из вершины центрального шлакового конуса имело место излияние лавоподобной массы с кластической структурой. Указанные туфы большого распространения не имеют и за пределами шлакового конуса не известны.

Северная граница Заринджа-Мастаринского туфового покрова доходит до с. Сарнахбюр, но, будучи «покрыта» дацитами, обнажается лишь по оврагу, протягивающемуся на несколько километров к востоку от указанного селения.

На юге туфовый покров граничит с куполовидным вулканическим конусом Артени, сложенным кислыми эффузивами (обсидианами, липаритами, перлитами, литоидными пемзами), покрывающими

площадь более чем 30 км² и залегающими на андезито-базальтовых лавах.

Севернее с. Арег красно-черные туфы залегают на липарито-обсидиановых брекчиях. Массу обломков тех же пород можно встретить и в туфах. Характерно, что туфолавы на данном участке отсутствуют. Туфовый слой представлен 4-метровой мощности узкой полосой, состоящей из черных разновидностей внизу и красных, окисленных сверху.

Талин-Катнахпюрский туфовый покров

Талин-Катнахпюрский туфовый покров простирается к востоку от предыдущего и представляет непосредственное его продолжение. Однако этот единый обширный покров морфологически делится на две части лавовым потоком вулкана Мусху, который, двигаясь в южном направлении, у с. В. Талин сворачивает на запад, в сторону с. Арег.

Это совершенно молодой четвертичный лавовый поток. Однако возраст его определялся как средний-верхний олигоцен и тем самым создавалась неправильная картина площади распространения туфов, т. е. предполагалось их отсутствие под «олигоценным» лавовым покровом. Вдоль шоссе на дороге В. Талин — с. Мастара хорошо видно залегание лавового потока на туфах.

В пределах Талин-Катнахпюрского туфового покрова наиболее полные разрезы можно наблюдать по Ехникскому и Кармрашенскому оврагам, расположенным северо-восточнее с. В. Талин. Большая глубина оврагов вскрывает более чем 10-метровую мощность туфо-туфолавовых слоев, залегающих на андезито-базальтовых лавах. Между андезито-базальтовыми лавами и вышележащими черными туфами залегает немогущий (20 см) слой пемзовых песков. Над черными туфами залегают фиолетовые туфолавы. Наибольшая мощность туфовых лав (8 м) наблюдается в восточном овраге. Здесь же устанавливается непосредственное залегание туфолав на андезито-базальтах.

В обоих оврагах разрез фиолетовых туфолав завершается туфами еревано-ленинканского типа и их пламенными разновидностями. Наибольшая мощность последних также констатирована в восточном овраге (3—4 м). В своей верхней части

они представлены кирпично-красными туфами, переходящими ниже в желтовато-коричневые разновидности. Местами туфолавы перекрыты черными туфами еревано-ленинканского типа.

В южном направлении мощность туфовых лав постепенно уменьшается, что не является следствием размыва. Так, например, в овраге, находящемся юго-западнее с. В. Талин, туфовые лавы, имея 2-метровую мощность, залегают на андезито-базальтовых лавах и перекрываются, в свою очередь, 3—4-метровым пластом туфов еревано-ленинканского типа; последние представлены (сверху вниз) постепенными переходами красной, коричневой и черной разновидностей. Проследивая указанный пласт к югу, в районе развалин между сс. Верхний и Нижний Талин можно видеть полное выклинивание туфовых лав и непосредственное залегание черных туфов еревано-ленинканского типа (без окисленного верхнего слоя) на андезито-базальтовом покрове.

В пределах Талин-Катнахпурского туфового покрова находятся два вулканических центра, расположенных на юго-западной и северо-восточной окраинах туфо-туфоловального поля.

Первый из них — г. Кабах — представляет шлаковый конус, а второй — г. Берглю — полигенный вулкан.

Шлаковый конус г. Кабах возвышается на равнинном плато, расположенном к югу от с. В. Талин, и сложен туфами и андезито-базальтовыми лавами. Издалека этот эксплозионный центр имеет форму правильного конуса с плоской усеченной вершиной. Возвышаясь над местностью более чем на 170 м и имея абсолютную отметку 1618,7 м, конус имеет крутые (от 30 до 40°) склоны, сложенные многократными выбросами красных и черных шлаков. Наряду с бесформенными шлаками, на склонах и в окружности конуса можно видеть много бомб веретенообразной, грушевидной, дискоидальной и других форм, размеры которых колеблются от 3—4 до десятков сантиметров.

В центре вершины конуса имеется широкое (более чем 50 м) чашеобразное углубление, открытое в юго-восточном направлении. В этом направлении из-под основания конуса происходило излияние основной части лавы. На восточном склоне конуса, начиная от самого гребня, сверху вниз залегают три последовательных горизонта туфов еревано-ленинканского типа. В этих горизонтах, мощность каждого из которых со-

ставляет около 3 м, наблюдается постепенная смена окраски от черного в основании до красного цвета в верхней части. Наличие туфов устанавливается также в противоположных — восточной и юго-восточной частях конуса.

Туфы внутренних склонов конуса имеют желтоватую окраску и отличаются значительной грубообломочностью. Характерно, что они залегают лишь в восточной части углубления.

На юго-восточном склоне г. Кабах, недалеко от дороги сс. Кабах — В. Талин, имеется небольшой карьер шлака, где можно по вертикальной обнаженной стене судить о строении нижней части конуса.

Обнаженный у основания склон конуса сложен черными лапилли с примесью вулканического песка, крупных обломков и глыб черной лавы, с хорошо выраженной тонкой слоистостью, что вызвано чередованием выбросов различной крупности в результате отдельных последовательных извержений.

Туфовые лавы, отсутствующие на склоне шлакового конуса Кабах, известны на примыкающих с востока площадях. В частности в овраге, расположенном менее чем в 1 км от основания восточного склона, под туфами еревано-ленинканского типа залегают фиолетово-розовые туфолавы, которые, вскрываясь до основания, подстилаются рассланцованными андезитобазальтовыми лавами.

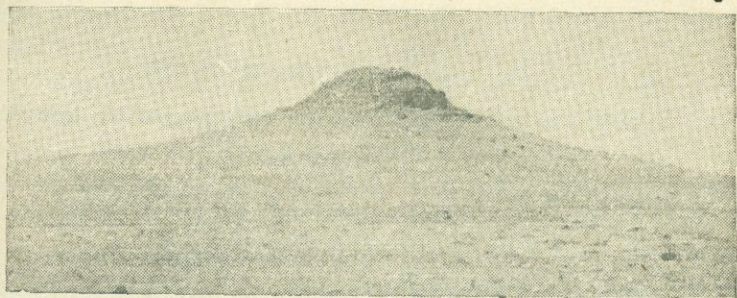
Другой центр извержений — вулкан Берглю — расположен северо-восточнее с. Катнахпур. Абсолютная его высота — 2052 м, а относительная, над уровнем близ расположенного селения Иринд — 200—250 м. Вся вулканическая постройка в целом представляет идеальную коническую возвышенность (фиг. 14) с пологими склонами, сложенными лавами, обломочными материалами и экстрезивным лавовым куполом на вершине.

На юго-восточном склоне имеются два небольших купола дацитовой лавы, хорошо виднеющиеся, вместе с куполом главной вершины, со стороны с. В. Сасунашен.

Диаметр основания вулкана Берглю, лежащего на высоте 1850 м, превышает 1,5 км. Лавы, принимающие участие в строении конуса Берглю, представлены андезитодацитами. Наибольшая мощность их (до 50 м) — в овраге Ашнак, расположенном непосредственно к востоку от вулкана. Рыхлый материал представлен пемзами, песчано-пепловым материалом и пемзово-ла-

вовым агглютинатом. Последний в виде пробки заполняет вулканический канал и частично выпирает в виде экструзивной иглы на вершине.

Район вулкана Берглю сложен самыми разнообразными породами, отличающимися как по составу, так и по структуре. На восток от вулкана распространены лишь андезито-дацитовые лавы, а на прилегающих участках западного склона — туфы и туфолавы, разной кусковатости и окраски пемзовый материал, шлаки, андезито-базальтовые, андезито-дацитовые и пехштейновые лавы.



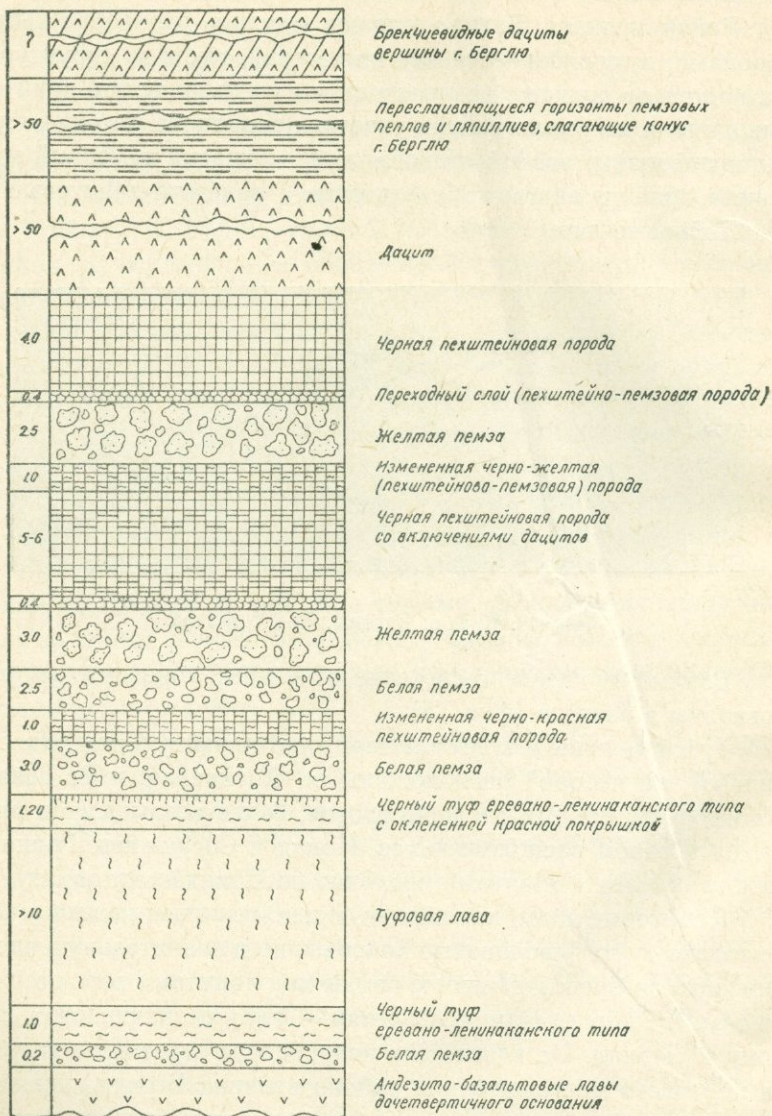
Фиг. 14. Вулкан Берглю. Вид с запада

Взаимоотношение и строение отдельных горизонтов пород показаны в разрезе (фиг. 15).

Туфовые лавы и туфы слагают нивелирующую поверхность (плато), на которой расположены сс. Катнахпюр и В. Талин. Дацитовыми лавами сложено второе, более возвышенное плато, на котором расположены сс. Иринд и Сасунашен. Граница между туфами и дацитами проходит по Ириндскому оврагу.

Дацитовые лавы, как последующее излияние, перекрывают не только туфо-туфолововые покровы, но и значительную часть пемзовых выбросов. Наличие пемзы под дацитами хорошо видно там, где дорога от шоссе Ереван—Талин сворачивает в сторону с. Иринд. Не вдаваясь в подробности строения и генезиса пемзового месторождения района вулкана Берглю, укажем, что месторождение может иметь промышленное значение и заслуживает разведки.

Туфовый покров удобен для разработки в пределах площади, лежащей между сс. Катнахпюр и Талин, по правую сто-



Фиг. 15 Взаимоотношения вулканических пород Талин-Катнах-пюрского туфового покрова в районе вулкана Берглю

рону шоссейной дороги. В настоящее время небольшие разработки ведутся лишь в Ехникском овраге, где добывается в основном красный туф, и в окрестностях райцентра В. Талин.

Кармрашенский туфовый покров

Кармрашенский туфовый покров расположен на большой площади между железнодорожными станциями Арагац и Аракс, протягиваясь по обе стороны железнодорожного полотна на несколько десятков километров. Выделяются два крупных туфовых поля: первое, площадью 60—70 км², к северу от железнодорожного полотна и второе, площадью 30—40 км², южнее его.

Геологическое строение месторождения довольно простое. В районе месторождения распространены верхнетретичные базальты и андезито-базальты, возраст которых К. Н. Паффенгольцем датируется как нижний — средний олигоцен, а другими исследователями (А. А. Габриелян, В. Т. Асланян и др.) — как верхний плиоцен. Указанные лавы залегают на большой площади к западу от группы шлаковых конусов, известных под общим названием «Кызылы». К востоку от конусов залегают лавы того же состава, возраст которых, по данным А. Т. Асланяна (1958), определяется как среднечетвертичный.

Верхнеплиоценовые лавы составляют также северную границу Кармрашенского покрова. Они же повсеместно подстилают туфы.

Туфы представлены черными и красными разновидностями еревано-ленинканского типа. Туфовые лавы здесь вообще не известны. Мощность туфов составляет обычно несколько метров, местами достигая 15 м.

Удобное расположение месторождения обеспечивает добычу туфов в больших масштабах.

К востоку от ст. Аракс Кармрашенский туфовый покров граничит с позднеледниковыми озерно-речными отложениями. В скважине, пробуренной у совхоза № 4 (примерно в 6 км от ст. Аракс), забой которой остановлен на глубине 400 м, озерные отложения чередуются с двумя пластами туфов и базальтовых лав. Мощность озерной толщи над туфами здесь более 45 м. Надо полагать, что верхний слой туфов составляет про-

должение погруженных под озерными отложениями туфов Кармрашенского покрова. Переслаивание туфов с озерными отложениями устанавливается и по данным других скважин, пробуренных в западной части Араратской равнины, что явно указывает на стратифицированность туфовых извержений по времени.

3. Анийское месторождение

Анийское месторождение туфа расположено на площади к западу от с. Ани по левобережной части р. Ахурян.

Месторождение сосредоточено на двух участках. Основная площадь туфов начинается несколько выше с. Харков на севере, протягивается вдоль каньона р. Ахурян (продолжаясь и на правом его берегу на территории Турции) и кончается за поселком Ани-Пемза на юге.

Общая протяженность покрова, непрерывность которого нарушается залегающими над туфами андезито-базальтами, превышает 12 км. Фактически это огромное туфовое поле, площадью более чем 60 км², в значительной части покрытое андезито-базальтовыми лавами более поздних излияний.

Слагающий эту площадь продуктивный слой представлен главным образом туфами анийского типа.

Туфы еревано-ленинканского типа имеют здесь весьма подчиненное значение. Основная площадь распространения последних приурочена к району, расположенному непосредственно к западу от ж.-д. ст. Ани и южнее ее в виде узкой полосы, хорошо видной на приложенной схематической геолого-петрографической карте. Строение Анийского месторождения туфов вырисовывается довольно отчетливо.

Самыми ранними образованиями района месторождения являются переслаивающиеся потоки долеритовых базальтов верхнеплиоценового времени, пропиленные рекой (вместе с туфами и более молодыми лавами) на глубину 180—200 м. На долеритовых базальтах залегают озерные отложения, относимые (Лейе и Ширинян, 1957) к раннечетвертичному времени. В каньоне р. Ахурян у с. Зага устанавливается залегание туфов на озерные отложения, возраст которых определяется (Лейе и Ширинян, 1957) как верхний плейстоцен—нижний постплиоцен.

Строение туфового покрова вырисовывается по ряду обна-

жений. Повсеместно основание туфов сложено пемзово-пепловым или пемзово-песчанистым материалом, последовательность слоев которых в различных частях месторождений не выдерживается. Так, например, в овраге, недалеко от с. Ани-Пемза, в основании видимой части разреза залегает 5—6-метровый пласт орешковой и более мелкой пемзы. Последующий 3-метровый пласт представлен белым, слабо сцементированным, пеплово-песчанистым слоем, покрытым метровым слоем анийских туфов. Мощность туфового слоя постепенно увеличивается к западу и северо-западу.

В верхней части каньона р. Ахурян, недалеко от с. Авдурахман, под туфами залегает непрерывный слой кусковой пемзы с примесью лапиллиево-пепловой массы того же состава. Мощность пемзового слоя составляет здесь 25 м. В районе месторождения с востока на запад наблюдается увеличение кусковатости пемзы и уменьшение мелкой песчано-пепловой фракции. Во всех разрезах туфы анийского типа связаны постепенными переходами с нижележащим пемзовым слоем.

Для выяснения структурных и текстурных особенностей туфов анийского типа остановимся на разрезе каменоломни, расположенной в 300 м северо-западнее с. Ани-Пемза. Мощность видимой части туфов в карьере — 6—8 м. Туфовый пласт сложен из спекшихся включений желтой пемзы, погруженных в мелкообломочную песчано-пепловую массу. Характерно содержание большого количества обломков старых лав, которые легко выбиваются из общей массы.

Включения пемзы имеют размеры от едва видимых до 10—15 см; преобладают разности величиною с грецкий орех.

Несмотря на то, что между пемзами и вышележащими туфами существует постепенный переход, обломков старых лав в пемзах или вовсе нет, или они в весьма незначительном количестве. Это обстоятельство заслуживает внимания.

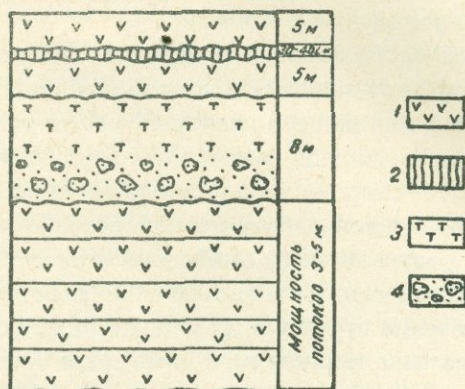
Распределение пемзовых включений и обломков старых лав в туфовом пласте не согласуется с их размерами и носит весьма случайный характер, что указывает на форму передвижения пирокластического материала, на чем мы остановимся в главе о генезисе туфов.

В связи с этим имеет важное значение и то обстоятельство, что пемзовые включения в туфовом пласте сплюснуты парал-

тельно напластованию, что выражено тем отчетливее, чем больше размеры включений. Вместе с тем сплюснутости кусков в нижележащих под туфами слоях пемзы не устанавливается.

Вдоль всего каньона р. Ахурян наблюдается залегание потоков андезито-базальтовых лав на пемзовые желтые туфы.

На фиг. 16 приведен разрез вулканических продуктов каньона р. Ахурян в 1 км от с. Харьков, выше мельницы. Как видно из разреза, на туфах залегают два потока базальтовых лав,



Фиг. 16 Разрез вулканических продуктов каньона р. Ахурян у с. Харьков

разделенных небольшим глинистым прослоем. Глина обожжена, сильно уплотнена, имеет красный цвет и вертикальными трещинками усыхания разделена на призмы толщиной с карандаш.

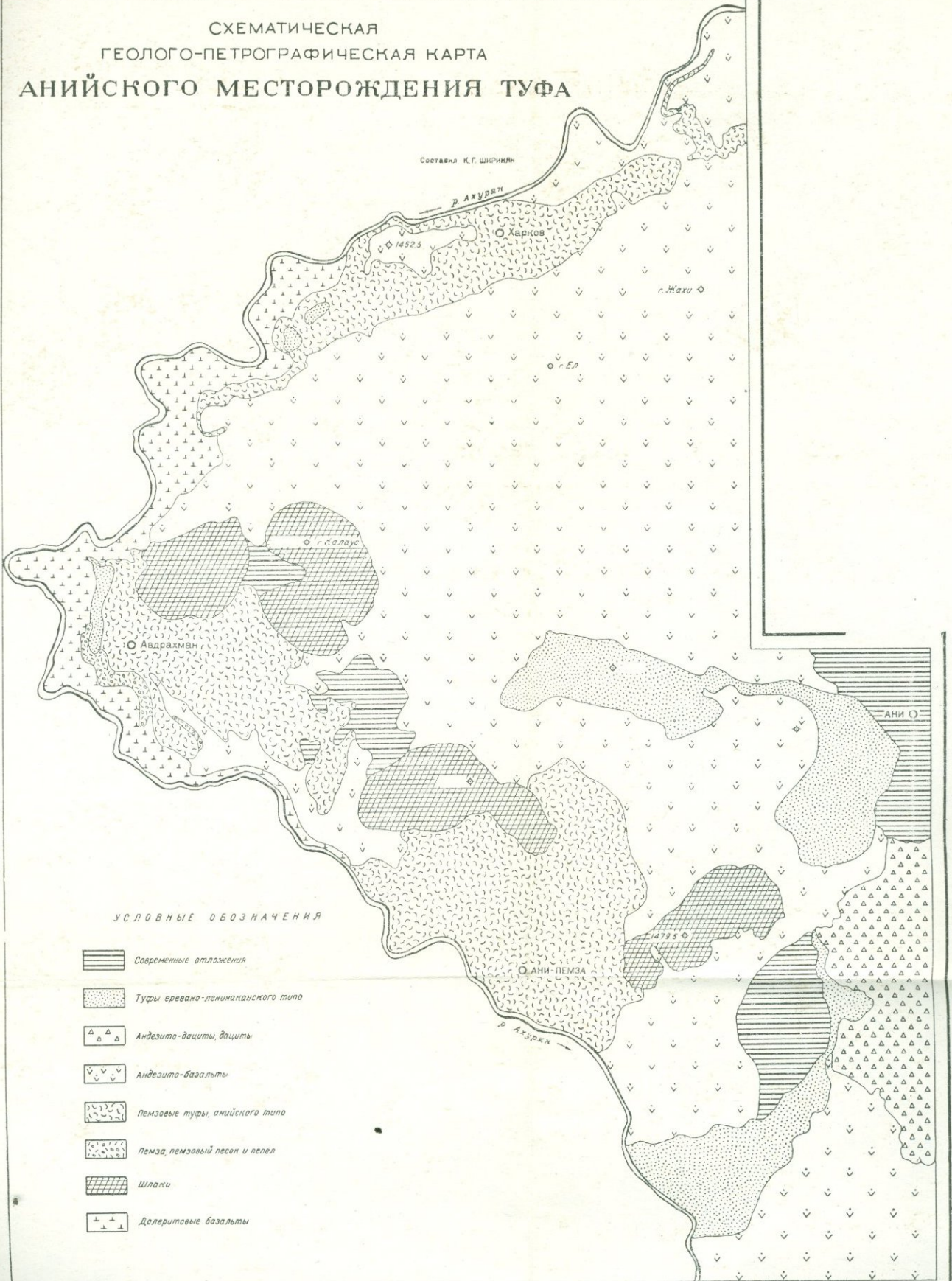
Для верхнего потока характерна долеритовая структура породы, для нижнего — микродолеритовая.

В восточной части, как видно по карте месторождений (приложение 1), известны лишь туфы еревано-ленинканского типа, залегающие как на андезито-базальтовых лавах, так и на более поздних дацитах. Хотя туфы еревано-ленинканского типа небольшими островками залегают и на западном фланге месторождения, но непосредственное соотношение двух типов пирокластических пород не фиксируется.

Возрастные их взаимоотношения устанавливаются нахождением обломков желтых пемзовых туфов в еревано-ленин-

СХЕМАТИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА АНИЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТУФА

Составил К. Г. ШИРИН



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

-  Современные отложения
-  Туфы ереванско-ленинкандского типа
-  Андезиты-дациты, дациты
-  Андезиты-базальты
-  Пемзавые туфы, анийского типа
-  Пемза, пемзавый песок и пепел
-  Шлаки
-  Дolerитовые базальты

канских, а также залеганием последних на андезито-базальтовых лавах кровли анийских туфов.

В районе месторождения, главным образом в его западной части, беспорядочно разбросано множество вулканических центров. Большинство из них представляют возвышающиеся над ровным плато шлаковые аппараты, некоторые из которых имеют правильные очертания конуса.

Возвышаясь над местностью от 120 до 150 м, они сложены выбросами красного шлака. Размеры выбросов колеблются от мелких лапилли до 15—20-сантиметровых кусков. В основном это бесформенные или слегка скрученные куски, иногда со структурой хлебной корки, реже встречаются и бомбы правильных форм. Значительная часть лавовых излияний района месторождений связана, по-видимому, со шлаковыми конусами. Излияния происходили главным образом из-под основания конуса; остатки карнизов лав только иногда устанавливаются на склонах и на вершинах вулканических построек. Какне-либо признаки, указывающие на связь туфсов со шлаковыми вулканическими аппаратами, отсутствуют. Шлаковые конусы древнее туфов, что доказывается залеганием пемзовых желтых туфов на частично размывтой поверхности шлаков. Нет никакой связи и между составом шлаков (базальт, андезито-базальт) и туфов (дацит, липарито-дацит).

Исследование шлаковых конусов показывает, что после выброса шлаков никаких изменений в строении конусов в связи с возможными извержениями туфов не происходило.

В районе месторождения устанавливается и несколько центров поздних излияний лав, потоки которых залегают на желтых пемзовых туфах. Это лавовые конусы гг. Жехи и Ель. Поскольку аналогичные лавы распространены и на правобережной части р. Ахурян, от которой разделены лишь последующим пропилом реки, то можно полагать возможное наличие центров их излияний и на правобережной части.

На Анийском месторождении разрабатываются как желтые пемзовые туфы, так и черно-красные туфы. Добыча последних производится лишь в районе ст. Ани. Вместе с туфом в месторождении добывается пемза, пемзовый песок и пепел.

Месторождение является одним из крупных, механизированных камнедобывающих центров республики. Перспектива

расширения запасов и добычи пемзовых туфов связана с совместной разработкой надтуфовых базальтовых лав.

4. Месторождения южных склонов г. Арагац

Вдоль подножьев южных склонов г. Арагац туфы и туфолавы слагают довольно большую площадь в районах сс. Шамиран, Талин, Кош, Агарак, Парби, Бюракан.

Расположены они в пределах абсолютных отметок 1100—1500 м в виде разобщенных отдельных площадей, наиболее крупными из которых являются Бюраканское и Кош-Шамиранское месторождения.

Бюраканское месторождение

Расположено на южном — юго-восточном склоне г. Арагац, на левом берегу среднего течения р. Амберд. Представлено в виде вытянутой с севера на юг и юго-восток полосы длиной 8—10 км, при ширине 2 км.

Шоссейная дорога протяженностью в 42 км связывает его с гор. Ереваном.

В строении Бюраканского месторождения принимают участие разнотипные лавы, туфобрекчии, туфы и туфолавы.

Туфо-туфолоавовые образования слагают толщу значительной мощности, в составе которой особое значение получили розовато-малиновые туфы, являющиеся основным объектом разработки на месторождении.

Указанная разновидность туфов слагает верхнюю часть туфо-туфолоавовой толщи Бюракана и по цвету является характерной для данного месторождения породой.

Однако ценность бюраканских туфов, заключающаяся в их декоративности, по глубине залегания не выдерживается и разработка ведется в основном лишь в пределах поверхностного слоя. Мощность поверхностной части, которую можно выделить под названием «полезного слоя», составляет от 0,5 до 1,0 м.

Это окисленный слой, состоящий преимущественно из обломочно-пепловой массы с небольшим количеством темно-черных стекловатых включений фьямме. Но, начиная с глубины 0,5—1 м, количество фьямме по глубине залегания сильно воз-

растает, что значительно ухудшает декоративность туфового камня, увеличивает его объемный вес и фактически делает его непригодным для строительства.

Снизу вверх увеличивается не только количество, но и размеры включений фьямме. Обычно это 2—3-сантиметровые включения стекла, сплюснутые параллельно напластованию породы, с характерными формами языков пламени, потому туфы данного типа и известны под названием «пламенных» (см. главу «Классификация туфов»). В нижних горизонтах включения стекла настолько сплюснуты, что, потеряв характерные формы языков пламени, сливаются в тонкие, параллельно расположенные линзочки или прерывистые прослойки.

Изменение формы фьямме с глубиной говорит об их достаточной пластичности, при формировании туфового слоя. Местами уже с небольших глубин количество фьямме настолько увеличивается (соответственно уменьшается роль пепловой массы), что порода приобретает лавоподобный облик. Меняется и окраска породы, поскольку окисленная пепловая масса замещается черными плотными включениями стекловатой лавы. В результате смешивания окисленной (светлой) пепловой массы и черных сплюснутых включений фьямме нижние слои туфового пласта приобретают своеобразное полосчатое сложение.

Описанная картина видоизменений породы по глубине имеет место не во всех частях туфового поля. К сожалению, недостаточное количество обнажений не позволяет проследить это во многих местах, но уже по имеющимся обнажениям можно видеть, что наличие черных полосчатых туфов наблюдается большей частью по линии оврагов, расположенных севернее с. Бюракан.

Туфы пламенного типа в Бюраканском месторождении залегают обычно на лавовом комплексе Арагаца, но по ряду обнажений под ними также устанавливаются более ранние образования туфов.

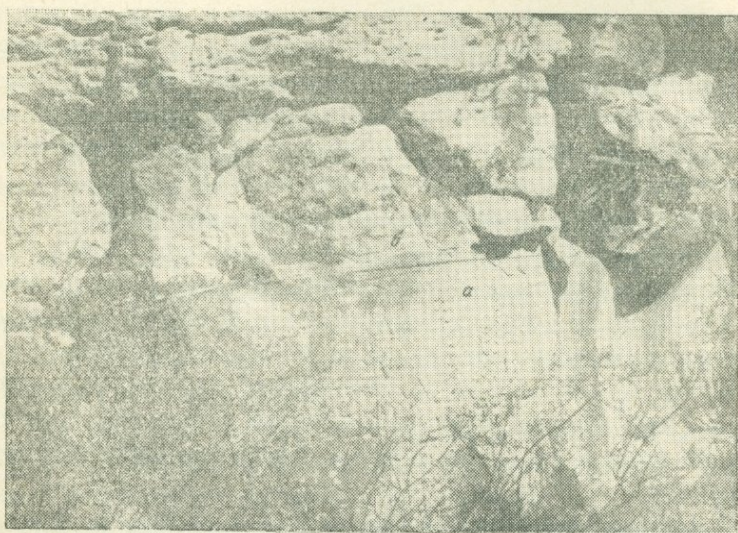
В овраге, расположенном севернее с. Бюракан, а также в Кетанлинском овраге (северо-западнее с. Бюракан) подстилающими пламенными туфы породами являются туфолавы Арктического типа. Мощность их здесь составляет 6 м.

В каньоне р. Амберд и выше по склону Арагаца подстилающими туфолавы породами являются лавы Арагаца. Здесь

же туфы залегают в виде отдельного пласта. Таким образом устанавливается выклинивание туфолав с северо-запада на юго-восток и выклинивание пламенных туфов в обратном направлении.

Наличие туфовых лав выше по склону Арагаца, обращенному к с. Бюракан, устанавливается до отметки 2200—2400 м. Выше указанных отметок туфолавы уходят под более молодые лавы и истинная их площадь распространения остается неясной.

Вернемся к разрезу пород в овраге севернее с. Бюракан. Строение туфо-туфолаговой толщи здесь не заканчивается вышеупомянутыми туфолавами. Под ним обнаруживается новый стратиграфический горизонт обломочных пород, представленный черными туфами еревано-ленинканского типа (фиг. 17).



Фиг. 17. Контакт туфов еревано-ленинканского типа (а) и туфолав (б) в овраге севернее с. Бюракан

Мощность слоя туфа всего 2 м. В своем продолжении к востоку указанный слой частично окислен и над ним залегают потоки андезито-базальтовых лав мощностью 1,5 м. Этот поток в южном направлении уходит под вышележащие туфолавы.

Туфы еревано-ленинканского типа на восточном фланге месторождения лежат на верхнетретичных лавах. Но в овраге

под туфолавами они подстилаются желтыми пемзовыми туфами, имеющими внизу небольшой прослой пемзового песка.

Таким образом, Бюраканское месторождение представлено всеми известными петрографически типами туфов. Но практическое значение здесь имеют лишь верхние горизонты пламенных туфов, называемые иногда «бюраканским типом», и частично туфы еревано-ленинканского типа, которые обнажаются непосредственно на поверхности в восточной части месторождения. Туфовые лавы здесь фактически не изучены и ввиду неблагоприятных условий залегания практическую ценность пока представлять не могут.

Кош-Шамиранский туфовый покров

Кош-Шамиранский туфовый покров тянется в широтном направлении к западу от Бюраканского месторождения от с. Агарак до с. Талыш, вдоль шоссеиной дороги Ереван-Ленинкан. Длина туфового поля составляет около 20 км, ширина 3—4 км. Это район преимущественного распространения пламенных туфов, представленных окисленными до красного цвета породами с черными включениями стекла. Устанавливается много общего в условиях залегания Кош-Шамиранского и Бюраканского туфовых покровов.

Как и в Бюраканском месторождении, пламенные туфы слагают здесь верхнюю часть разреза всей туфо-туфолавоваы толщи. В глубоких оврагах, расположенных в западной части туфового покрова, можно видеть наличие под ними фиолетовых туфолав, которые, ввиду характерного для них темного цвета, получили в литературе название темно-фиолетовых туфолав типа Шамирана, по названию одноименного селения в юго-западной части туфовой полосы.

В отличие от однотипных туфолав Артика, кроме характерного темного цвета, туфолавы типа Шамирана очень плотны, местами раскристаллизованы (см. петрографическое описание), имеют большой объемный вес и трудно обрабатываются. Темно-фиолетовые туфолавы в верхних частях разреза довольно часто постепенно переходят в светлые розовые туфолавы Артиканского типа, мощность которых доходит до 6 м, но, ввиду на-

личия над ними пламенных туфов, разработка их крайне затруднена.

Максимальная мощность туфо-туфолаговой толщи превышает 15 м. По строению, за исключением отдельных деталей, она похожа на Бюраканскую. Здесь также туфовые лавы подстилаются черными туфами еревано-ленинаканского типа и желтыми пемзовыми туфами и поэтому, избегая излишних повторений, мы не останавливаемся на описании отдельных разрезов.

В пламенных туфах, как и в Бюраканском месторождении, устанавливается колебание количества включений черного стекла как по глубине залегания, так и по простиранию. Количество включений черного стекла (фьямме) вдоль полосы туфового покрова с запада на восток, согласно замерам А. А. Адамян, в различных частях разрезов, на поверхности 1 дм² колеблется от 25 до 400. Размеры включений, по ее же данным, колеблются от 0,1 до 2—3 см.

Наименьшее количество включений повсеместно устанавливается в верхах, а наибольшее — в нижней части толщи. Вдоль полосы туфового покрова, т. е. в широтном направлении, изменения количества стекловатых включений не устанавливается. С севера на юг, ввиду недостаточной обнаженности, количественных измерений не проводилось, хотя при региональных наблюдениях устанавливается постепенное уменьшение количества включений в краевых частях покрова пламенных туфов как с севера на юг, так и в широтном направлении, что обуславливает переход от пламенных туфов к туфам еревано-ленинаканского типа. Так, например, на южной границе туфового покрова, в пределах района, примыкающего к Араратской равнине, пламенные туфы целиком замещаются туфами еревано-ленинаканского типа.

Геологическое строение района распространения Кош-Шагиранского туфового покрова довольно простое. В строении района принимают участие верхнеплиоценовые и четвертичные лавы, представленные андезито-дацитами и дацитами на западе и северо-западе и основными лавами в остальных частях туфового покрова. Указанные лавы слагают тот первоначальный рельеф, на котором залегают туфы и туфолавы. Четвертичные лавы слагают южную и юго-западную часть месторождения.

Взаимоотношения туфов с четвертичными лавами устанавливаются в районе Шамиранского оврага, где видно налегание андезито-базальтов на комплексе туфо-туфолавовых образований. Здесь под лавами залегают красные туфы еревано-ленинканского типа, а ниже — розовые туфолавы.

В самой южной части туфового покрова, где рельеф местности переходит в горизонтальную равнину, расположены две группы шлаковых конусов, известные под названием Кызыли. Они сложены преимущественно из красных шлаков и окружены темной глыбовой ноздреватой андезито-базальтовой лавой, излившейся главным образом из под оснований шлаковых конусов.

Строение Кызылов и равнины, на которой они расположены, подробно описано у П. И. Лебедева (1931). Добавим только, что слагающие севернее Кызылов ровную поверхность красные и черные туфы еревано-ленинканского типа генетически не связаны с ними, как это представляют отдельные исследователи (А. Т. Асланян, 1957). Как отмечал П. И. Лебедев (1931), имеет место лишь налегание туфов на нижние склоны шлаковых конусов. В этом отношении и вообще по своему строению Кызыли являются аналогами шлаковых конусов района Ани-Пемза.

Заканчивая описание Кош-Шамиранского туфового покрова, мы должны отметить, что, несмотря на удобное расположение и громадные запасы туфового камня, месторождения этого района первоочередной перспективы не имеют. Наличие большого количества включений черного стекла в туфах данного района значительно снижает их декоративность, увеличивает объемный вес и затрудняет их обработку.

Б. Месторождения бассейна р. Касах и Приереванского района

Районы распространения туфов примыкают к восточным и юго-восточным склонам г. Арагац, вдоль бассейна р. Касах, Приереванского района, Ераблурского (Егвардского) и Канакерского плато и соседних с ним участков Араратской равнины.

Выделенный район в главной своей части залит лавами различных времен излияний, перекрытых на значительной площади туфами.

Осадочные породы погребены под лавами и известны лишь в глубоких каньонах рек и в Джрвежском районе, где представлены песчано-глинистыми и гипсоносными озерно-морскими отложениями третичного времени.

Среди эффузивов преобладающим распространением пользуются лавы основного и среднего составов, представленные долеритовыми базальтами, андезито-базальтами и андезитами. Более кислые лавы до дацитов включительно принимают участие лишь в строении Апаранского плато и г. Араи-лер, представляющей вулканическое сооружение верхнетретичного времени, расположенное между Егвардским плато и средним течением бассейна р. Касах.

Из известных разновидностей пирокластических пород во всем районе распространены лишь туфы еревано-ленинканского типа и их пламенные разновидности.

Площади, занятые туфами, представляют разрозненные покровы различных размеров, местами перекрытые более молодыми лавовыми излияниями. Из числа известных месторождений наибольшее значение имеют небольшие, но близко расположенные к гор. Еревану Аванское, Джрвежское, Норкское, Шаумянское и др. месторождения красного и черного туфа.

Месторождения бассейна р. Касах и Егвардского плато, несмотря на несравненно большие запасы, имеют пока лишь местное значение, что объясняется их удаленностью от гор. Еревана.

Ввиду большого сходства геологического строения отдельных месторождений, мы находим излишним описание каждого из них и приводим лишь характеристику наиболее существенных покровов и разрезов.

А. Бассейн р. Касах и Ераблурское плато

Начиная от Апаранского плато на севере и до с. Ошакан на юге, р. Касах течет по глубокому каньону, прорезая ряд последовательно образовавшихся слоев продуктов вулканической деятельности.

У с. Сагмосаванк, где каньон достигает максимальной глубины, устанавливается наибольшее число различных по структуре и окраске потоков лав, прослаиваемых красноватыми

уплотненными выбросами песчано-пеплового материала или красными шлаковыми горизонтами. В разрезе пород каньона р. Касах много общего с разрезом ущелья р. Ахурян. Пере-слаивающиеся потоки лав, состав которых изменяется от андезито-базальта до андезита, перекрываются черными туфами.

Начинаясь еще на севере, у с. Мирак, и протягиваясь до Ошаканского моста, туфовый покров на обоих берегах каньона местами размыт и не имеет сплошного характера залегания. К западу, в районе сс. Агнагох — Караклиса, туфы фациально переходят в слабо спекшиеся туфовые пески. Туфы и туфовые пески перекрыты потоком лавы андезито-базальтового состава. Лавы, перекрывающие туфы, занимают довольно большую площадь, доходя до линии шоссеной дороги Ереван—Ленинакан.

Несколько иной характер носит разрез у сс. Карпи и Мугни, описанный в свое время геологом П. П. Гамбаряном (1934). Здесь, в основании небольшой расселины, обломки брекчии из светло-серой лавы перекрыты переотложенной мелкой окатанной пемзой с прослойками глин. Все это перекрыто рассланцованной серой лавой. Ошлакованная верхняя часть последней перекрыта черным вулканическим песком. Перекрытые новым потоком лавы пески вверху обожжены и имеют красный цвет. Над лавами залегают, после тонкого прослоя белого пемзового пепла и песка, красновато-бурые туфы с включениями пористого черного стекла. Как и в районе Сагмосаванка, туфы перекрыты новым слоем андезито-базальтовой лавы.

Туфовые лавы в бассейне р. Касах, за исключением Ошаканского разреза, на котором мы остановимся ниже, не известны. Туфы же представлены фациальными переходами еревано-ленинаканского и пламенного типов. Мощность их варьирует от 1—2 до 10—12 м. Наибольшая их мощность на севере устанавливается у с. Мирак; к с. Апаран можно наблюдать постепенное уменьшение их мощности.

Севернее с. Апаран туфы залегают на дацитовых лавах Апаранского плато. Прерываясь у с. Апаран, туфовые покровы снова начинаются у с. Зовуни, откуда с перерывами протягиваются до шлакового конуса у с. Ошакан, достигая наибольшей мощности в районе сс. Сагмосаванк — Оганаван.

Ниже с. Ошакан, где дорога сворачивает в сторону

гор. Эчмиадзина, на обрывистом склоне мы имеем совершенно другой разрез туфо-туфолавовых образований: в основании разреза залегают переслаивающиеся потоки лав с обнаженной мощностью 50 м, далее следует 0,5-метровый слой красноватой глины, перекрытой прослоем (0,4 м) мелкой пемзы и пемзового пепла, который, в свою очередь, перекрывается песчано-глинистым слоем мощностью 0,8 м. Разрез туфов, залегающих над указанным комплексом пород, снизу вверх представлен в следующей последовательности напластования отдельных разновидностей: желтый пемзовый туф — 0,5 м, черный туф еревано-ленинканского типа — 1,5 м, темно-фиолетовая туфолава — 6 м (фиг. 18).

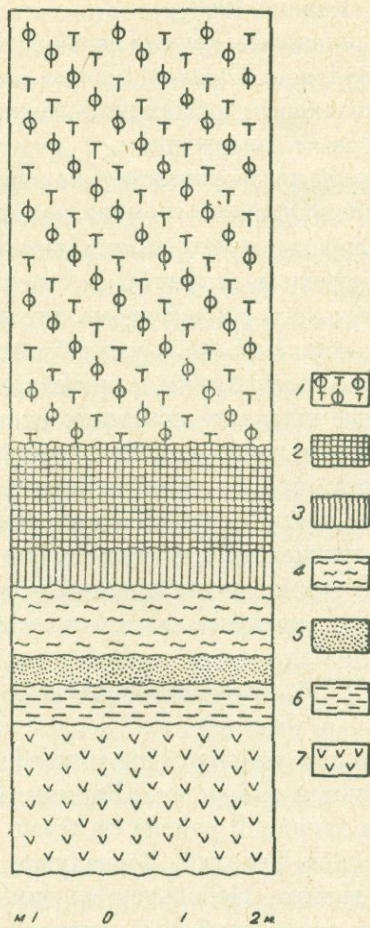
Таким образом, здесь имеем продолжение известного нам разреза, который начинается в Артикском месторождении и прослеживается с перерывами по линии Мастара — Талин — Талыш — Бюракан.

Сравнивая вышеописанный разрез туфов с разрезом остальной части каньона р. Касах, нетрудно видеть, что в районе с. Ошакан мы имеем стык двух различных разрезов туфо-туфолавовых образований, видимо связанных с различными подводящими каналами извержений.

По данным буровых скважин, пройденных в районе с. Воскеваз, туфовые лавы вместе с туфами залегают и под современными аллювиально-делювиальными отложениями, достигая мощности в несколько десятков метров.

Таким образом, можно заключить, что Кош-Шамиранский широтный покров туфов и туфолав протягивается общей полосой до района с. Ошакан, где соединяется с имеющим меридиональное направление покровом бассейна р. Касах. Туфы бассейна р. Касах, протягиваясь более чем 50-километровой полосой, достигают максимальной ширины по линии Оганаван-Парби. В правобережной части, в районе с. Парби, на протяжении более чем 5 км туфы покрыты лавами. По линии с. Карабулаг туфовая полоса, раздваиваясь, одним крылом сворачивает на восток, как бы огибая северные склоны г. Арай-лер, и в районе с. Лусаван переходит на левый берег р. Раздан, где залегают на небольшом участке.

Вулканические аппараты центрального типа, с которыми можно было бы связать туфовые извержения в бассейне р. Ка-



Фиг. 18. Разрез вулканической толщи каньона р. Касах у Ошаканского моста. 1. Темно-фиолетовая туфолава. 2. Черный туф. 3. Желтый пемзовый туф. 4. Песчано глинистый слой. 5. Пемзовые лапилли с пеплом. 6. Глина красная. 7. Андезито-базальты, андезиты

сах, не устанавливаются. Единственный крупный вулканический центр — г. Арай-лер, расположенный в непосредственной близости от туфовых покровов, имеет более древний, верхнетретичный возраст (Кваша, 1953).

Небольшие шлаковые конусы расположены юго-западнее г. Арай-лер и в районе с. Ошакан, однако они, аналогично другим описанным шлаковым вулканическим аппаратам, не имеют отношения к туфовым извержениям.

В левобережной части нижнего течения бассейна р. Касах на отрезке Аштарак-Ошакан огромная площадь, известная под названием Ераблурское плато, залита андезито-базальтовыми лавами верхнетретичного возраста. В северной части указанного плато расположена группа невысоких шлаковых конусов, известных под названием Ераблурских. Последние также предшествуют туфовым извержениям и представляют бескратерные конусы, сложенные шлаками, основного состава.

На Ераблурском плато крупные туфовые покровы известны к юго-востоку от с. Ошакан, в районе сс. Ерордгюх, Чорордгюх, а также у с. Егвард. Представлены они преимущественно еревано-ленинканским типом туфов и их пламенными разновидностями. Залегают на третичных андезито-базальтовых лавах и имеют мощность в несколько метров.

Б. Приереванский район

В Приереванском районе туфы отдельными небольшими покровами залегают в районе сс. Шаумян, Паракар, Спандарян, Аргаванд на западе, в районе сс. Аван, Джрвеж, Шорахпюр, Ариндж, Котайк, Гехадир, Дзорахпюр, Гямрез, Гарни на востоке и северо-востоке. Небольшие клочки туфов, значительная часть которых уже разработана, расположены к юго-востоку от Еревана в районе сс. Норагавит и Советашен.

Кроме вышеуказанных районов, большую площадь туфы занимают в черте гор. Еревана. Многие здания в городе построены из туфа, вынутого на месте при рытье котлована для фундамента.

Несмотря на относительную обособленность покровов, в условиях залегания и петрографических особенностях туфов отдельных площадей существенных различий не наблюдается.

Повсеместно мы имеем дело с одним и тем же ереванско-ленинканским типом туфов, представленным черной, буровато-коричневой или красной разновидностями, залегающими на эродированной поверхности различных пород.

В геологическом строении района месторождений принимают участие осадочно-вулканогенные породы олигоцена, миоцена, верхнего плиоцена и постплиоцена.

К юго-востоку от гор. Еревана, в районе сс. Шорахпюр и Джрвеж, туфы залегают на различных эрозионных террасах в области развития верхнего эоцена — олигоцена. Представлены эти серии вулканогенным флишем, переслаиваемым глинами, мергелями, песчаниками, известняками и галечниками, образующими антиклинальную складку северо-восток — юго-западного простирания. Туфы Вохчабердского и Котайкского плато имеют в своем основании более молодые мио-плиоценовые образования, представленные озерно-лагунными и вулканогенными образованиями. Наибольшее распространение имеет толща покровных долеритовых базальтов мощностью до 200 м, относимая А. А. Габриеляном (1947, 1948) к верхнему плиоцену на основании их трансгрессивного залегания на среднеплиоценовую Вохчабердскую пролювиально-вулканогенную толщу.

На долеритовых базальтах несогласно залегают пресноводные озерные отложения верхнего плиоцена — нижнего постплиоцена, прослаиваемые туфогенными песками.

В озерной толще встречается обильная фауна *Dreissensia diluvii* Abich, а также руководящая фауна млекопитающих миндель-рисской межледниковой эпохи, описанная Л. А. Авакяном (1959).

Установление точного стратиграфического положения озерных отложений позволяет датировать возраст туфов Приереванского района. В этом отношении заслуживает внимания взаимоотношение туфов и озерных отложений в Аванском туфовом карьере, расположенном в одноименном овраге на левом берегу р. Гедар.

Разрез по месторождению (снизу вверх):

1. Долеритовые базальты (верхний плиоцен).
2. Озерные отложения, представленные (снизу вверх) галечниками, валунами, песками и глинами. Возраст озерных отложений на основании находки в песках коренного

зуба *Elephas trogontherii* Pohl датируется миндель-рисским и отчасти миндельским временем.

3. Вулканические туфовые пески, постепенно переходящие снизу вверх в плотные туфы еревано-ленинканского типа.

Наличие в основании туфов не спекшихся туфовых песков и рыхлого полуметрового слоя дает основание полагать, что пирокластический материал отлагался в мелководном бассейне. Об этом, в частности, свидетельствует наличие прослоя мелкой пемзы между туфовыми песками и перекрывающими их туфами. Происхождение таких слоев А. И. Месропян (1951) объясняет тем, что пемзовые частицы рыхлого материала в бассейнах со стоячей водой, благодаря небольшому объемному весу, выплывали на поверхность воды, тогда как туфовые пески, постепенно осаждаясь и увеличиваясь в мощности, заполняли нижележащее пространство.

Такая точка зрения подтверждается наличием пемзовых песков повсеместно там, где под туфовыми песками устанавливаются аллювиальные отложения. В частности в Приереванском районе это можно наблюдать в месторождениях Джрвеж, Норк, Кармирсар и др.

А. А. Адамян и Н. А. Саакян (1955) в нижней, рыхлой части слоя туфа в Аванском карьере найдены кости млекопитающих, которые совершенно не обожжены и сохраняют первичную структуру. Нам кажется, что наличие необожженных костей в пирокластическом материале можно объяснить быстрым падением температуры вулканического материала вблизи водной поверхности.

Туфы Приереванского района, залегающая на эродированной поверхности различных по возрасту и составу пород, по месту своего залегания повсеместно сохраняют присущие им особенности строения слоя и текстуры. Независимо от места залегания средняя мощность колеблется в пределах от 2 до 5 м. Нивелируя неровности древнего рельефа, туфовые слои иногда достигают мощности 10 и более метров. По окраске туфы представлены черными (нижний слой), желтовато-коричневыми (средний слой) и красными разновидностями (верхний слой). Красная покрывка туфа в приповерхностной части отличается большей трещиноватостью и карбонатизирована.

Трещины остывания характерны и для нижних горизонтов,

где они разбивают слой туфа на крупные блоки. Устанавливаются и тектонические трещины.

В составе туфовой массы повсеместно можно наблюдать наличие небольшого количества включений черного стекла и значительно больше светлых пемзовидных включений, сплюснутых параллельно напластованию. Кроме того, устанавливается наличие посторонних обломков древних пород из делювия, подстилающих лав и других образований.

Соотношение включений обломков древних пород и стекловатого базиса породы в различных участках несколько колеблется, но направленного закономерного изменения не устанавливается.

Хотя для туфов Приереванского района определяется послеминдель-рисский возраст, все же не исключена возможность наличия в данном районе туфов других времен образования, что, однако, ввиду отсутствия переслаивающих их осадочных отложений, трудно установить.

Так, например, в начале Аванского шоссе у гор. Еревана фиксируются два слоя туфа, разделенных грубообломочным материалом из старых лав Аванского ущелья. По данным А. Т. Асланяна (1958), у здания треста «Арарат» в разрезе левого борта каньона р. Раздан два пласта туфа разделены прослоем галечников и перекрыты потоком андезито-базальтовой лавы, берущей начало на северо-западном отроге Гегамского хребта от вулканического конуса Гутан-сар. Все же преобладающая часть туфов Приереванского района залегает над озерной толщей и имеет среднеплейстоценовый возраст.

6. Месторождения Ленинанканской равнины

В указанном районе вулканические туфы имеют широкое распространение, залегая как на левобережной, так и на правобережной части р. Ахурян, к северу от гор. Ленинанкана. Это огромный, почти непрерывный покров туфа, залегающего на площади более чем 120 км².

В геологическом строении района месторождений Ленинанканской равнины принимают участие вулканогенно-осадочные породы мелового, третичного и четвертичного времен: наиболее древние образования — мергелистые известняки сенона и

верхнего турона и вулканогенно-осадочная толща среднего палеоцена—эоцена, прорываемые верхнеэоценовым габбро, обнажаются вдоль северной границы туфовых покровов, образуя антиклинальную складку, погружающуюся южным крылом под мощную озерную толщу Ленинанканской котловины. Отдельные небольшие изолированные клочки туфов к северу, за пределами Ленинанканской равнины, залегают в небольших впадинах в пределах древней вулканогенно-осадочной толщи.

Под озерными отложениями и перекрывающими их туфами, а также на склонах Ширакского хребта, обращенных к Ленинанканской котловине, залегают мощные покровы галечников. Основанием галечников, по данным А. Т. Асланяна (1956а), служит верхнемиоценовая (сарматская) вулканогенная толща.

На основании находок каменных орудий на размытой поверхности галечников, верхний возрастной их предел, по данным того же автора, определяется как миндель-рисс. Галечный покров относительно круто погружается от Ширакского хребта в сторону Ленинанканской равнины, образуя коленчатый изгиб (или, возможно, сброс), высота которого составляет несколько сот метров. Эта дислокация происходила после прогибания Ленинанканской равнины и образования озерной толщи.

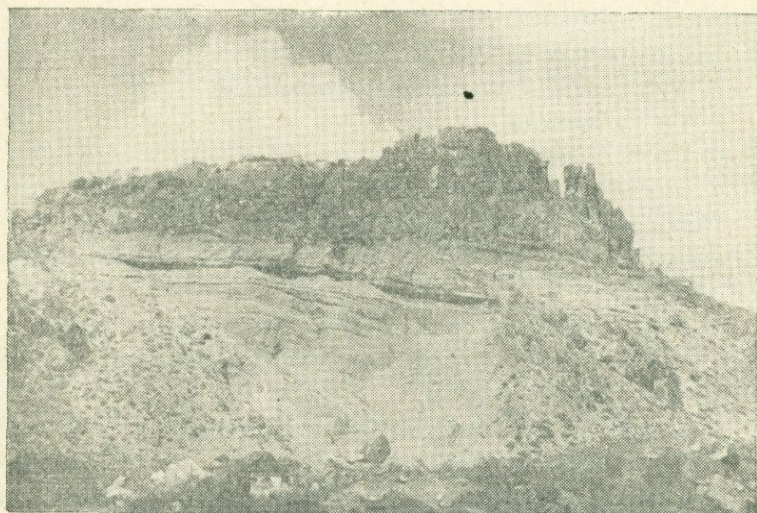
Озерные отложения Ленинанканской равнины являются фациальными аналогами таковых в Араратской котловине. Представлены они галечниками, песками, глинами, вулканическими пеплами и песками, пемзами. Общая мощность озерной толщи, по данным пробуренных скважин, достигает 400 м. В верхах Ленинанканской озерной толщи Л. А. Авакяном (1959) установлена млекопитающая фауна миндель-рисского времени.

Туфы Ленинанканской равнины, залегая на эродированной поверхности различных пород, в значительной части площади своего распространения налегают на озерные отложения (фиг. 19), что дает возможность определить нижний возрастной их предел как миндель — миндель-рисс. Это значит, что туфы Ленинанканской равнины являются фациальными аналогами туфов Приереванского района.

В районе с. Ваграмаберд туфы залегают на нижне-средне-плейстоценовых андезито-базальтовых лавах. Эти же лавы распространены к юго-востоку от с. Амасия, где они берут начало от небольшого шлакового конуса. К юго-востоку от Лени-

наканской котловины большую площадь занимают разновозрастные лавы вулкана Голгат.

Перекрывающими туфы породами являются позднеледниковые аллювиально-делювиальные отложения, которые большое развитие имеют в юго-восточной части Ленинанканской равнины.



Фиг. 19. Залегание туфов на ленинанканской озерной толще у с. Мармашен

Изучение и разработка туфов Ленинанканской равнины производились по отдельным участкам или месторождениям (карьерам). Известны и разрабатываются следующие месторождения: Капское, Вартапетибахское, Джаджурское, Хачкарское, Ваграмабердское, Арихвалинское, Маисянское, Мармашенское и др.

Наиболее удобно — вблизи от железнодорожной линии и шоссежных дорог — расположены Маисянское, Арихвалинское, Джаджурское, Хачкарское месторождения. В основном добыча производится буро-взрывным методом с последующей ручной обработкой. На Хачкарском и Маисянском карьерах добыча механизирована и производится камнерезными машинами.

Повсеместно туфовый слой имеет среднюю мощность 3—4 метра и залегает горизонтально. В большинстве случаев верх-

ние слои туфа имеют красноватую окраску, а книзу постепенно приобретают черную.

Там, где туфовый слой залегает на озерных отложениях, т. е. где туфовый материал откладывался в водном бассейне, в нижней части устанавливается рыхлый прослой, непригодный для разработки.

Северо-восточнее с. Арихвали под туфовым слоем залегает ископаемая почва черноземного типа. Разрез пород в указанном месте (сверху вниз) представлен:

1. Туф черный с окисленной покрывкой 3,5 м
2. Глина желтая 15 см
3. Глина с супесью 10 см
4. Погребенная почва с обнаженной мощностью . . . 20 см

Ископаемые почвы под туфами в свое время были констатированы Х. Миримановым (1932) в других пунктах Ахурянского района.

В Мармашене, находящемся в 12 км к северо-востоку от гор. Ленинакана, разрез месторождения, сверху вниз, представляется следующим образом:

1. Современные аллювиальные отложения . . . 0,8—1,2 м
2. Туф черно-красный 10 и более м
3. Пемзовые лапилли и песок, перекрытые глинами . . 10 м
4. Верхнеплиоценовые андезито-базальтовые лавы.

По данным геолога Г. А. Пилюяна, глины, перекрывающие пемзы, содержат *Dreissensia diluvii* Abich.

Разведанные запасы туфов Ленинаканской равнины составляют несколько миллионов кубических метров, но фактические запасы, по самым приближенным подсчетам, могут составить несколько сот миллионов кубических метров.

7. Месторождения бассейна р. Памбак

Основные месторождения туфов в Армении расположены в районе массива г. Арагац — как на ее склонах, так и на прилегающих к ней равнинных участках.

Туфы бассейна р. Памбак составляют в этом отношении исключение, располагаясь намного севернее, за пределами района г. Арагац. Залегают они на южных склонах Базумского

и северных склонах Памбакского хребтов, вдоль бассейна р. Памбак и ее правого притока — р. Байдак.

Район описываемых месторождений находится на расстоянии более чем 30—40 км по прямой от близлежащих туфовых покровов района г. Арагац и отделен от них высокими горными сооружениями Памбакского и Цахкуняцкого хребтов.

В геологическом отношении рассматриваемый район распространения туфов сложен интенсивно дислоцированными отложениями верхнего мела, вулканогенной толщей эоцена и более молодыми образованиями, распространение которых весьма ограничено.

В числе четвертичных вулканических образований, кроме туфов, известны также нижнеплейстоценовые андезито-базальтовые лавы, которые, имея ограниченное распространение, не играют существенной роли в геологическом строении района.

Туфовые слои в описываемом районе залегают небольшими разрозненными покровами в двух основных участках: вдоль бассейна р. Памбак, главным образом на южных склонах Базумского хребта и на северных склонах Памбакского хребта, преимущественно на левом берегу рр. Байдак и Алавар.

А. Бассейн р. Памбак

В бассейне р. Памбак туфы известны вдоль железнодорожной полосы от ст. Налбанд до ст. Жданов и залегают разрозненными участками в районе сс. Налбанд, Шенаван, Геран, Арчут, Дарабас, Жданов и др.

В свое время большое значение имело и эксплуатировалось для строительства гор. Кировакана Ждановское (Кишлагское) месторождение, запасы которого подходят к концу. В настоящее время в указанной полосе наибольший интерес могут иметь туфы района с. Шенаван-Гегоран, где они имеют наибольшее распространение.

Вдоль всей полосы распространения туфы залегают на различных гипсометрических отметках, прослаиваясь с отложениями террас. Уровень террас колеблется от 25 до 120 м. Различные относительные высоты аллювиальных террас, как указывает К. А. Мкртчян (1956), являются следствием последующей дислокации и связаны с новейшими дифференцированными движениями.

Геологический разрез туфовой толщи в районе полосы месторождений наиболее хорошо вырисовывается в 2 км к юго-востоку от с. Гегоран и представлен в следующем виде (сверху вниз):

1. Почвенный слой	0,8 м
2. Туф черный	1,5 м
3. Глина желтая с песком и гравием	4 м
4. Туфы — черные внизу и желтовато-красные в верхних горизонтах	5 м
5. Глина желтая с гравием и песком	4,5 м

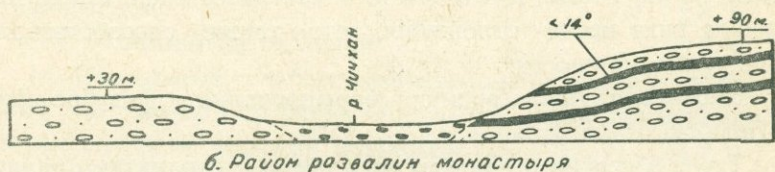
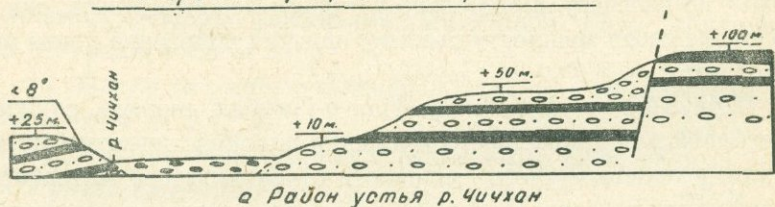
Вся эта толща залегает на склоне горы, сложенной из вулканогенной толщи эоцена.

Приведенные мощности туфов характерны лишь для данного обнажения и не являются максимальными. Вообще для всей полосы туфов максимальная мощность превышает 12—14 м. Таким образом, суммарная мощность двух горизонтов туфов составляет более 25 м. Местами наблюдается дислоцированность нижнего слоя туфов. Так, например, примерно в 1 км к юго-западу от с. Шенаван устанавливается перекрывание одного слоя туфа другим, причем нижний слой довольно плотного туфа под углом 30° падает в сторону с. Гюлиджа, а верхний, менее плотный, залегает совершенно горизонтально. Мощность нижнего пласта всего 0,5—1 м, верхнего — 3—4 м. Дислоцированность туфов и переслаивающих их отложений террас, описанная К. А. Мкртчяном (1956), как по долине р. Памбак, так и по долине ее левого притока — р. Чичхан (см. фиг. 20), связывается с дифференцированными поперечными поднятиями.

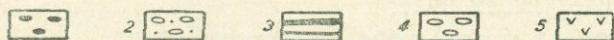
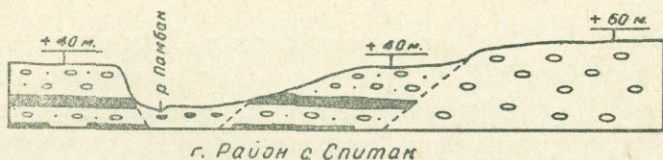
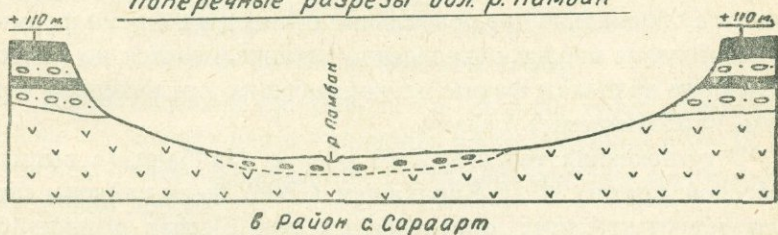
В районе сс. Шенаван и Гегоран, т. е. там, где туфовые слои достигают наибольшей ширины, с севера на юг можно отметить некоторые изменения в строении и составе туфовых слоев. К числу таких изменений относятся: уменьшение глубины окисления, степени сплюснутости стекловатых включений, степени спекания обломочного материала и плотности и увеличение количества посторонних обломков, захваченных при движении с древней поверхности.

Такая направленность изменений говорит о том, что движение пирокластического материала происходило с севера на юг.

Поперечные разрезы дол. р. Чичхан



Поперечные разрезы дол. р. Памбак



Фиг. 20. Поперечные разрезы долин рр. Памбак и Чичхан (по К. А. Мкртчяну). 1. Аллювиальные отложения поймы. 2. Аллювиальные отложения вюрмской террасы. 3. Верхний и нижний покров туфовой. 4. Аллювиальные отложения довьюрмской террасы (рисс. ?). 5. Эоценовые породы коренного ложа

На правом берегу реки, напротив с. Шенаван, мощность туфов верхнего слоя достигает 10—12 м, тогда как в противоположном левобережном участке тот же слой имеет мощность 2—3 м. Несмотря на большую мощность, туфы правобережья по качеству значительно уступают левобережным; они в половине своей мощности рыхлые, красная покрывка почти отсутствует.

Правый крутой склон р. Палео-Памбак, видимо, служил преградой для дальнейшего движения пирокластического материала, вследствие чего мощность отложившегося материала возрастала за счет новых притоков продуктов извержений. Здесь, по-видимому, имело место и частичное скольжение материала вниз после отложения, что также способствовало увеличению мощности.

Несколько слов о времени формирования туфов бассейна р. Памбак.

Туфы бассейна р. Памбак не являются продуктами единого вулканического акта. Об этом свидетельствуют прослаивающие их аллювиально-пролювиальные отложения. Время формирования туфов вполне определенно устанавливается по многочисленным находкам фауны млекопитающих в отложениях террасы, прослаиваемых туфами.

В отложениях террасы в 40 м от с. Налбанд (в выемке железной дороги) Н. И. Каракашем (1898) были найдены скелеты млекопитающих, определенных как *Elephas primigenius* и *Equus caballus*, которые датируют вюрмский возраст вмещающих пород.

Позднее у с. Сарал, расположенном в 12 км северо-западнее гор. Кировакана, К. А. Мкртчяном (1958) в террасе, относительная высота которой равняется 46 м, были найдены остатки *Coelodonta antiquitatis* Blum (определения Л. И. Алексеевой).

Строение террасы, по данным К. А. Мкртчяна, представляется в следующем виде:

- | | |
|--|--------|
| 1. Почвенный слой у бровки террасы | 0,3 м |
| 2. Пески гравелистые | 1,6 м |
| 3. Желтоватые суглинки | 0,5 м |
| 4. Желтовато-серые супеси | 0,4 м |
| 5. Желтоватые суглинки | 0,3 м |
| 6. Черные туфы ереванского типа | 13,0 м |

- | | |
|---|-------|
| 7. Желтоватые рыхлые туфы основания | 0,1 м |
| 8. Белесоватый вулканический пепел | 0,3 м |
| 9. Коричневатые суглинки | 0,4 м |
| 10. Желтоватые суглинки с единичными щебенистыми включениями. Остатки <i>Coelodonta antiguitatis</i> Blum обнаружены из средней части слоя | 3,0 м |
| 11. Плохо окатанные галечники, щебень с суглинистым заполнителем | 0,4 м |
| 12. Желтоватые суглинки с отдельными включениями щебня и редко валунов | 4,8 м |
| 13. Хорошо окатанные галечники с песчано-суглинистым заполнителем | 2,8 м |
| 14. Желтоватые суглинки | 5,0 м |
| 15. Оранжевые, слабосцементированные туфы ереванского типа, по данным соседних обнажений, книзу переходящие в черные разности, видимая мощность | 3,2 м |
- Установлением вюрмского возраста террасы датируется и возраст прослаивающих их туфов.

Б. Бассейн рр. Байдак и Алавар

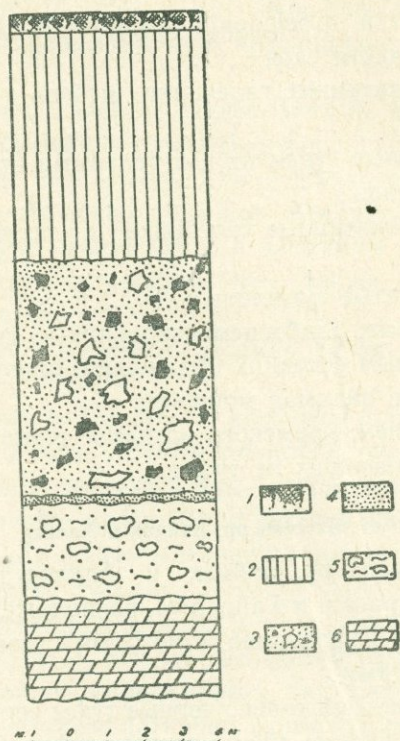
Вдоль бассейна рр. Байдак и Алавар туфы известны в районе сс. Макарашен и Гайдарлы, расположенных в 9—13 км к западу от гор. Кировакана, с которым связаны грунтовой и шоссейной дорогами.

В первом имеются только черные туфы еревано-ленинканского типа, а во втором, кроме черных туфов (на левом берегу р. Алавар) известны и желтые пемзовые туфы, расположенные вдоль правого берега выше с. Гайдарлы.

Месторождения имеют вытянутую с севера на юг форму, общей протяженностью до 1,5 км при ширине покрова до 150 м. Максимальная мощность покрова у с. Макарашен достигает 12 м, однако средняя полезная мощность может представлять лишь несколько метров.

Макарашенское месторождение расположено в основном на левом берегу р. Алавар, но небольшие покровы известны также и на правобережье. Первоначально оно представляло единый покров, образовавшийся заполнением каньона р. Алавар и впоследствии снова прорезанный ею. Вертикальный разрез туфовой толщи хорошо виден в овраге, проре-

занном временными потоками воды в средней части месторождения. Здесь снизу вверх имеем следующий разрез (фиг. 21):



Фиг. 21. Геологический разрез месторождения столбчатых туфов Макарашена. 1. Почвенный слой. 2. Черные туфы с призматической столбчатой отдельностью. 3. Вулканические туфовые пески с обломками родственных лав и древних пород различного состава. 4. Пемзовый песок. 5. Аллювиальные отложения предпоследней террасы р. Алавар (галечники с песчано-глинистым заполнителем). 6. Мергелистые известняки мелового возраста и продукты их выветривания

1. Древние отложения, представленные мергелистыми известняками мелового возраста и продуктами их выветривания.

2. Аллювиальные отложения (предпоследняя терраса р. Алавар), представленные слабо окатанными гальками, песком и глиной, смешанной с пролювиальными привносами из

прилегающих гор в виде обломков разных пород. Общая мощность этих отложений составляет 2,5 метра.

3. Белый пемзовый песок с содержанием крупных черных стекловатых обломков лав, переходящих постепенно кверху в черный туфовый песок. Мощность слоя 15—20 см.

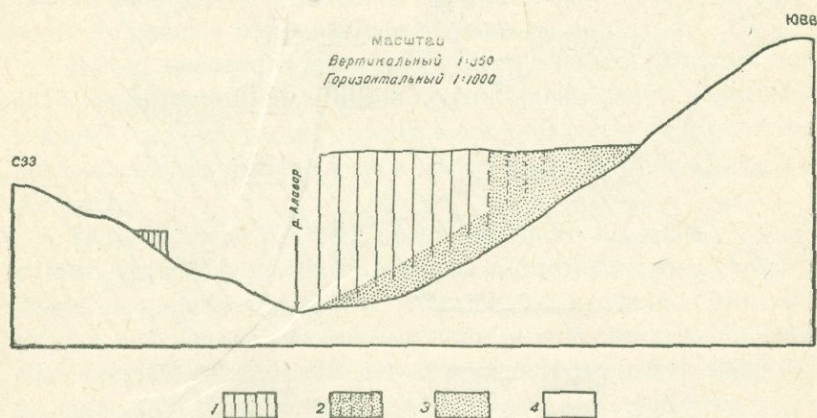
4. Вулканические туфовые пески с обломками родственных лав и древних пород различного состава—6,0 м.

5. Черные туфы ереванско-ленинканского типа с призматической отдельностью—6,0 м.

Петрографический состав черных туфов такой же, как и у залегающих ниже туфовых песков, которые не сварены ввиду непосредственного отложения в воде.

Описанный разрез не везде выдержан полностью. Обычно туфовый покров залегает на эродированной поверхности различных пород, имея в своем основании туфовые пески.

Как видно из прилагаемого поперечного разреза месторождения (фиг. 22), особенности туфовой толщи по простиранию

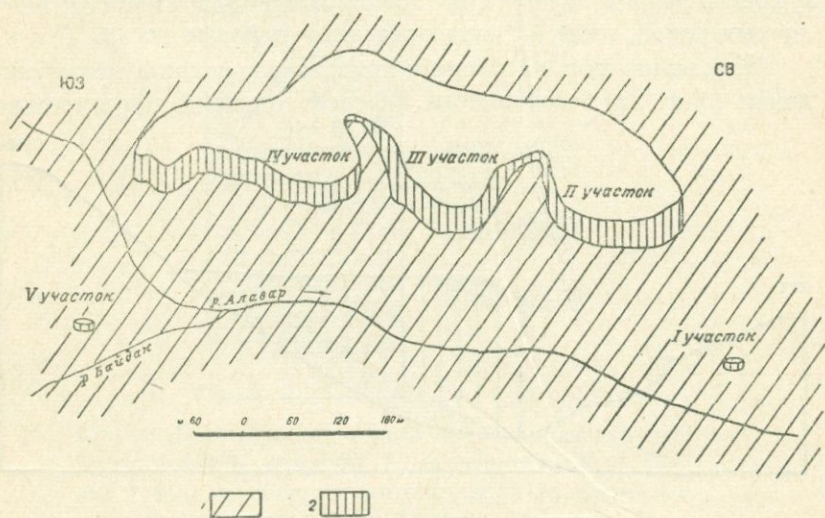


Фиг. 22. Поперечный разрез Макарашенского месторождения столбчатых туфов. 1. Плотные туфы с отчетливо выраженной столбчатой отдельностью. 2. Туфы столбчатые, слабо спекшиеся, рыхлые. 3. Туфовые пески. 4. Меловые и эоценовые породы коренного ложа

закономерно меняются. Во-первых, мы видим, что наибольшую мощность туфовый покров имеет в средней своей части, обусловленную тем, что здесь проходила наиболее глубокая часть бывшего каньона реки, и туфовый материал, заполнив ее, образовал ровную поверхность. Этому способствовали и явления

частичного оползания осажденного на склонах материала вниз, в сторону реки. Во-вторых, с юго-востока на северо-запад туфы с хорошо выраженной столбчатой отдельностью постепенно замещаются туфовыми песками, которые представляют собой неспекшийся туфовый материал по причине быстрой потери тепла от воздействия окружающей среды. Большая мощность в средней части покрова обусловила сравнительно медленное остывание и хорошее спекание пирокластической массы.

По всему протяжению Макарашенское месторождение на основании некоторых особенностей можно разделить на пять участков. Эти участки отличаются друг от друга морфологически и выделены нами на прилагаемом схематическом плане месторождения (фиг. 23).



Фиг. 23. Схематический вид Макарашенского месторождения столбчатых туфов. 1. Породы ложа (мела и эоцена). 2. Вулканические туфы

Туфы второго, третьего и четвертого участков петрографически друг от друга не отличаются и составляют основную часть месторождения. Различие между ними заключается лишь в формах и размерах призматических отдельностей. В основном это темно-серые туфы еревано-ленинканского типа средней прочности, содержащие в обломочно-пепловой стекловатой массе более крупные, размером в горошину, включения, выде-

ляющиеся на общем фоне породы сильным стекловатым блеском.

Туфы первого и пятого участков отличаются от остальных как по степени развития призматической отдельности, так и некоторыми петрографическими признаками. Туфы пятого участка находятся в крайней юго-восточной части месторождения, недалеко от места слияния рр. Байдакчай и Алавар, где они лежат на пологом древнем склоне, сложенном плагиоклазовыми порфиритами. Общая протяженность туфового покрова достигает здесь 50—60 м при высоте 2—2,5 м и ширине в несколько метров.

Характерной особенностью данных туфов является их чернотпачность, обусловленная содержанием в основной серовато-черной матовой массе смоляно-черных включений (фьямме) в виде округлых пятен с легко ирризирующей поверхностью и стеклянным блеском. Размеры включений достигают более 3 см в поперечнике. Наличие большого количества указанных включений обусловило сравнительно высокую прочность и большой объемный вес породы.

В зоне непосредственного контакта с подстилающими порфиритами описываемые туфы сравнительно слабо сварены, в верхней же части они имеют тонкоплитчатую отдельность и представляются как бы в виде налегающих друг на друга тонких слоев.

Туфы первого участка, расположенного ближе к с. Макарашен, являются самыми крепкими и плотными на месторождении, но занимают очень незначительную площадь. Отличаются они зеленовато-желтым оттенком и относительно большим содержанием плагиоклазовых кристаллов. Вскрытая мощность их равняется двум метрам: по-видимому они лежат на мергелистых известняках. Включения фьямме здесь отсутствуют.

Необходимо отметить, что высокая степень спекания и большая прочность туфов последних двух участков обусловлены их залеганием на коренных породах, в противоположность остальным участкам, где туфовый материал отлагался в древнем русле реки.

Совершенно обособленно от всех остальных участков залегают туфы на правом берегу реки. Здесь мы имеем один небольшой островок тех же черных туфов, обнажающихся на

протяжении 10 м при видимой мощности 4—5 м; участок слагается из двух налегающих друг на друга слоев с разными направлениями развития призм (фиг. 36).

Гайдарлинское месторождение расположено южнее одноименного села в 0,5 км, по обе стороны р. Байдак.

По левую сторону реки расположены черные туфы ереванского типа, обладающие призматической отдельностью, по правую — желтые пемзовые туфы анийского типа, в которых призматическая отдельность отсутствует.

Условия залегания черных туфов такие же, как и на Макарашенском месторождении. Залегают они на древнем склоне горы, частично нивелируя поверхность. Как и на Макарашенском месторождении, здесь от поймы реки, выше по склону, уменьшается мощность туфов и ухудшается их качество.

Месторождения Макарашен и Гайдарлы представляют исключительный интерес вследствие наблюдаемой здесь призматической столбчатой отдельности. Столбчатая отдельность, как известно, наблюдается главным образом в базальтовых потоках, почему иногда и называется базальтовой отдельностью. В этом отношении наблюдаемая в описываемом районе совершенная столбчатая отдельность в туфах имеет особенно важное значение, поскольку она дает основание судить о первоначальном характере пирокластического материала. Характер развития столбчатости и возможные причины их образования рассматриваются в разделе «Физико механические свойства туфов и туфолов Армении».

Макарашенское и Гайдарлинское месторождения разведаны Министерством стройматериалов Армянской ССР и эксплуатируются для строительства гор. Кировакана. Столбчатая отдельность облегчает разработку месторождения, но снижает выход полезных блоков.

Г л а в а V

СТРОЕНИЕ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ТУФО-ТУФОЛАВОВОЙ ТОЛЩИ АРМЕНИИ

Стратиграфическое расчленение туфов и туфолав и вообще плио-плейстоценовых вулканических образований Армении является одной из существенных задач геологии республики. Имеющиеся на сегодняшний день далеко еще не полные данные не могут осветить этот важный вопрос с достаточной полнотой. Решение этой проблемы осложняется главным образом тем, что продукты извержений, следовавшие друг за другом со значительными перерывами, по составу не всегда разграничиваются.

Многочисленность извержений туфов при отсутствии переслаивающихся пород и налегании одновременных вулканических образований на разновозрастные породы сильно осложняет задачу их стратиграфического подразделения.

А. И. Месропян (1951) указывает, что отдельные разновидности туфов «...нигде в Армении не образуют непрерывного последовательного разреза, где можно было бы разрешить вопрос о взаимном расположении туфов различного типа». Однако вышеизложенный материал по геологическому строению месторождения туфов показывает, что имеется определенное количество разрезов, сопоставление которых позволяет внести значительную ясность в этот вопрос.

Наиболее важный вывод, который вытекает из изложенного материала, заключается в *многократности туфовых извержений*.

Этот вопрос имеет большое значение при разрешении проблемы происхождения туфо-туфолаговых образований в Армении, поскольку некоторые построения генезиса туфов основаны именно на генетическом единстве и одноактности туфо-туфолаговых образований.

Так, например, А. И. Месропян (1951) считает, что все известные разновидности туфов еревано-ленинканского типа произошли в результате единого вулканического акта. А. Н. Заварицкий (1945, 1947) туфы и туфолавы рассматривал как одновременные и единые генетические образования.

Стратиграфическая расчлененность туфо-туфолаговой толщи Армении впервые была установлена А. А. Адамян (1950) для месторождений южных склонов г. Арагац. Дальнейшие наши исследования по остальным месторождениям туфов и туфолав (1956, 1958, 1959) полностью подтвердили факт расчлененности туфо-туфолаговых образований Армении и многократности их извержений. Как вытекает из вышеизложенного материала, устанавливается неоднократность извержений как отдельных петрографических разновидностей туфов, так и расчлененность во времени туфов и туфолав вообще.

Из числа известных разновидностей туфов и туфолав наиболее ранними образованиями являются пемзовые туфы анийского типа, которые повсеместно залегают в основании туфо-туфолаговой толщи и имеют раннечетвертичный возраст.

Последующий стратиграфический горизонт представлен туфами еревано-ленинканского типа. Однако извержение данного типа туфов не ограничивается указанным периодом и повторяется неоднократно в течение всего четвертичного времени.

При отсутствии фаунистически охарактеризованных осадочных образований, переслаивающих туфы, конечно, невозможно установить точный возраст туфов еревано-ленинканского типа в каждом из районов их распространения. Но, с другой стороны, многочисленные разрезы, описание которых мы привели в предыдущей главе, убедительно говорят об их разновозрастности.

Фаунистически относительно точно время образования туфов еревано-ленинканского типа, как мы видели, устанавливается в Приереванском районе, в Араратской и Ленинканской равнинах и в бассейне р. Памбак.

В Араратской равнине нижний возрастной предел озерных отложений, переслаивающихся туфы и лавы, не древнее бакинско-ярусского, а верхний возрастной предел датируется миндель-рисской межледниковой эпохой.

Для туфов Приереванского района и Ленинанканской равнины устанавливается лишь нижний возрастной предел: миндель—миндель-рисс.

Для туфов бассейна р. Памбак на основании фаунистических данных устанавливается вюрмский возраст.

В остальных случаях для определения возраста туфов ереванско-ленинанканского типа приходится прибегать к сравнительным и региональным сопоставлениям.

Так, например, для вулканических туфов района г. Арагац (Нор-Артик, Апаранское плато, вулкан М. Богутлу, район Кармрашена и т. д.), залегающих на ранних излияниях андезито-базальтовых и андезито-дацитовых лав (см. схему подразделения вулканических продуктов района г. Арагац на стр. 14), условно устанавливается верхнепостплиоценовый возраст (вюрм, поствюрм), поскольку эти лавы, в свою очередь, залегают на более ранних образованиях туфов миндель—миндель-рисского времени. Но во многих случаях и возраст лав, подстилающих или перекрывающих туфы, также приходится уточнять региональными сопоставлениями, что значительно затрудняет задачу.

Имеются некоторые основания полагать, что часть туфов могла быть образована и в верхнем плиоцене. Так, по неопубликованным данным А. А. Габриеляна, туфы ереванско-ленинанканского типа констатированы им под Советашенской галечной террасой, возраст которой определяется как верхний плиоцен — нижний постплиоцен.

Таким образом, обобщение всего фактического материала позволяет утверждать, что извержение туфов ереванско-ленинанканского типа с перерывами имело место в течение всего четвертичного времени, а возможно и началось в верхнем плиоцене.

Несколько слов о стратиграфическом положении и времени образования туфолав.

Стратиграфическое положение туфолав устанавливается в наиболее полных разрезах туфо-туфолаво-вых пород, где выяв-

ляется картина последовательности формирования всей туфо-туфолаговой толщи.

Последовательность напластования снизу вверх, как мы видели, такова:

1. Пемзы, постепенно переходящие в желтые пемзовые туфы анийского типа.
2. Черные туфы еревано-ленинканского типа.
3. Туфовые лавы, или туфы арктического типа.
4. Черно-красные туфы еревано-ленинканского типа.

Такая последовательность туфо-туфолаговых образований нами была констатирована в месторождениях Арктической и Талинской групп (северо-западный и западный склоны г. Арагац) и в месторождениях южных склонов массива г. Арагац, т. е. вдоль определенной зоны распространения туфолав, протягивающейся дугообразно от района с. Артик на северо-западе и на юг (вдоль западных склонов) и, частично, на юго-восток до района с. Ошакан.

Таким образом, туфовые лавы залегают между ранними и поздними образованиями туфов еревано-ленинканского типа. Поскольку нами был установлен нижний-верхний постплиоценовый возраст туфов еревано-ленинканского типа, то туфовые лавы должны занимать среднее между ними стратиграфическое положение и условно могут быть отнесены к среднему постплиоцену.

Приуроченность туфовых лав к определенному стратиграфическому горизонту не исключает, однако, возможности многоактивности их образования в пределах определенного геологического времени. Так, например, в Пемзашенском месторождении устанавливаются два разделенных во времени горизонта туфолав: фиолетово-розовые внизу и пятнисто-красные в верхней части. В районе сс. Заринджа—Дзитанков устанавливаются следующие разделенные во времени горизонты туфовых лав (сверху вниз): фиолетовая туфолава, плотная светло-фиолетовая туфолава, постепенно переходящая книзу в темно-фиолетовую разновидность.

По данным А. А. Амаряна (1960), на юго-восточном склоне г. Арагац, в привершинной зоне туфовые лав переслаиваются с андезито-дацитовыми и андезито-базальтовыми лавами.

О ЦЕНТРАХ ИЗВЕРЖЕНИЙ

Вопрос о центрах извержений туфов и туфолав Армении дискутируется в литературе давно и несмотря на это продолжает оставаться одной из главных проблем новейшего вулканизма Армении.

Положительное разрешение этого вопроса имеет большое значение для решения другой важной проблемы — генезиса туфов и туфолав.

Относительно центров извержений туфов и туфолав Армении высказывались довольно противоречивые мнения и не одно из них не дает пока исчерпывающего ответа на все вопросы, связанные с образованием этих интереснейших вулканических образований республики. Каждый из существующих взглядов объясняет лишь отдельную сторону этого вопроса и становится бессильным, когда в связи с выдвинутой гипотезой всесторонне рассматриваются особенности строения туфо-туфолавовой толщи, петрографические признаки пород в различных районах залегания туфов и ряд других обстоятельств.

Вкратце разберем существующие взгляды.

Наличие крупного вулканического сооружения в центре площади распространения туфов с самого начала наводило на мысль о том, что туфы и туфолавы являются продуктом деятельности этого вулкана.

Еще в 1928—1929 годах А. А. Иванчин-Писарев (1930, 1930а), исследуя месторождения туфовой лавы в Артике, высказал мысль, что «излияние туфовой лавы является по счету

третьим излиянием лав г. Алагяза (Арагаца — К. Ш.) в пятый период его усиленной вулканической деятельности». Образование туфов еревано-ленинканского типа А. А. Иванчин-Писарев связывал с четвертым периодом вулканической деятельности Арагаца и соседних вулканов Арарат и Аладжа, из которых, по его мнению, было доставлено огромное количество черных пеплов с песком и щебнем, базальтовых и, главным образом, липарито-дацитовых лав. Черные пеплы, по его представлениям были разнесены на огромную площадь, с течением времени снесены со всех склонов и превращены из рыхлой неоднородной массы, под влиянием уплотнения, процессов кристаллизации и цементации, в твердую сплошную породу — черный, бурый, красно-желтый туфы.

За эксплозию центрального типа, с которой связано образование туфов и туфолав Армении, высказывался в дальнейшем П. И. Лебедев (1931, 1947), считая туфо-туфолавовые образования продуктом деятельности вулкана Арагац.

Можно согласиться с мнением А. И. Месропяна (1951), что неправильно было бы допущение, что огромное количество выброшенного материала, объем которого превышает 100 км³ было обязано деятельности какого-нибудь одного вулканического конуса. Но даже принимая такую возможность, уже при самых беглых наблюдениях можно оспаривать связь туфо-туфолавовых образований Армении с одним центральным вулканом. Достаточно сказать, что, занимая довольно большую площадь, туфовые покровы, независимо от района залегания и удаления от вулкана Арагац, повсеместно сохраняют присущие им особенности строения: мощность слоев, механический состав, текстуру, степень спекания, прочность и другие свойства.

Особенно важное значение при решении этого вопроса имеет степень спекания пирокластического материала. Казалось бы, что наиболее удаленные от г. Арагац туфы Приереванского района или бассейна р. Памбак должны быть менее сваренными, чем туфы, расположенные ближе к центру извержений, сохранившие, вследствие небольшого воздушного переноса, наиболее высокую температуру обломочного материала.

В этой связи мы не можем полностью согласиться с точкой зрения А. И. Месропяна (1951), который, исключая возможность выброса туфового материала из «одного вулканического

конуса», считает, что «источники извержения», которые, по его мнению, представлены системой одновременно действующих трещин, находились вне предела контура распространения туфов и, может быть, за пределами Армянской ССР и, «несмотря на колоссальную траекторию движения частиц в воздухе, они выпадали на поверхности около 10 000 кв. км еще в раскаленном и в значительной своей части в полувязком размягченном состоянии».

Наиболее уязвимым местом взгляда о центральном типе извержений и больших воздушных переносах является то, что в туфовых покровах, находящийся на значительном удалении друг от друга, не наблюдается постепенных переходов от крупных фракций к мелким. Механический состав туфов, имея в виду крупность фракций, повсеместно выдержан.

Что касается воздушного переноса, как мы увидим при разборе генезиса туфов, такой способ передвижения обломочного материала, во всяком случае на большие расстояния, по ряду причин совершенно исключается.

По данным К. Н. Паффенгольца (1938), «происхождение туфов и туфолов связано с вулканами центрального типа, хотя не исключены и трещинные извержения».

А. Н. Заварицкий (1947), защищая игнимбритовую природу туфов и туфолов Армении, фактически отрицал наличие вулканических конусов, которые можно было бы считать источником их отложения, и поддерживал точку зрения Маршалла (1935) о своего рода «выдувании» или распылении лавы на мелкие частицы из трещины, а не из какого-либо конуса.

По данным А. Т. Асланяна (1954), «центрами извержений новейших туфов Армении являются шлаковые вулканические аппараты (кызылы), лишенные собственных лавовых потоков, место которых занимают туфовые потоки и покровы».

При описании месторождений туфов нами уже исключалась возможность связи туфовых извержений со шлаковыми вулканическими аппаратами. Устанавливаются лишь редкие исключения, на которых мы остановимся позднее. Здесь нам хочется лишь обобщить вышеописанный материал и на основании ряда других фактов доказать неприемлемость такого взгляда.

Как известно, шлаковые вулканические конусы имеют большое распространение не только в районе г. Арагац, но и

на Гегамском, Зангезурском, Варденисском хребтах. Однако туфы известны лишь в районе г. Арагац.

Морфология и строение шлаковых вулканических конусов повсеместно идентичны. Обыкновенно встречаются конусы двух видов: кратерные и бескратерные, причем преобладающим распространением пользуются бескратерные шлаковые конусы. В возрастном отношении они в основном предшествуют туфовым извержениям. Если предположить, что после выброса шлаков из тех же центров имел место выброс туфового материала, то в морфологии вулканических конусов не могли не произойти некоторые перемены. Однако в морфологии шлаковых конусов, расположенных в районе г. Арагац в пределах туфового покрова и расположенных в других районах республики, никакой разницы установить невозможно. Кроме того, туфы, «будучи выброшенными из тех же шлаковых аппаратов», наряду с другими обломками старых пород почему-то свободны от шлаковых обломков слагающих эти «аппараты».

Важно и то, что состав шлаков, независимо от местоположения конусов, колеблется в основном в пределах ряда базальт-андезит, тогда как туфы представляют обломочные разновидности более кислых лав.

Кроме всего изложенного, нельзя игнорировать такой факт, что в районе залегания многих туфовых покровов шлаковые конусы и вообще какие-либо вулканические аппараты центрального типа отсутствуют. Мы имеем в виду огромный туфовый покров в районе Ленинанканской котловины, бассейны рр. Памбак и Касах и др.

Анализ и сопоставление материалов говорят в пользу того факта, что преобладающая часть туфового материала своим происхождением обязана трещинным извержениям, расположенным по склонам и по периферии г. Арагац. Многие из этих трещин служили также подводными каналами излияний лав основного и кислого состава.

Наиболее крупное из этих нарушений имеет протяженность около 60 км и прослеживается в форме дуги, параллельно западному склону г. Арагац в виде системы взаимосвязанных трещин. Это нарушение начинается в районе Артикского месторождения, проходит между сс. Заринджа—Мастара и у с. В. Та-

лин поворачивает на восток, протягиваясь параллельно южному склону г. Арагац до с. Ошакан.

Существование взаимосвязанной системы трещин указанного направления, служившей подводющим каналом для последовательных выбросов пирокластического материала, устанавливается на следующем основании.

В отличие от других разрезов туфо-туфолаво-вых отложений в пределах этой полосы повсеместно наблюдается следующая последовательность напластования (снизу вверх):

1. Пемзовые туфы анийского типа.
2. Черные туфы ереванско-ленинканского типа.

3. Темно-фиолетовые туфолавы, переходящие выше в фиолетово-розовые разновидности.

4. Туфы ереванско-ленинканского типа, фациально переходящие в пламенные туфы.

Описанный разрез является наиболее полным из известных разрезов туфо-туфолаво-вых отложений и существенно отличается от разрезов, известных за пределами этой полосы.

Ясно, что такая гармоничность в строении туфо-туфолаво-вой толщи на довольно продолжительной полосе могла быть обусловлена лишь последовательным выбросом однотипных материалов из единой системы трещин, связанных с общим магматическим очагом. В противном случае трудно себе представить такое согласованное действие различных вулканических центров, действующих одновременно и выбрасывающих продукты одного и того же состава. Кроме того, вдоль указанной зоны последовательно расположенные конусы, с которыми могли быть связаны такого рода извержения, отсутствуют.

Неотрицаемую связь с трещинными извержениями имеют туфовые покровы бассейна р. Памбак и Ленинканской котловины.

В пределах указанных районов распространения туфов или прилегающих к ним участков какие-либо центры вулканических извержений отсутствуют, и туфовые поля расположены далеко за пределами распространения вулканических продуктов Арагаца.

В пределах бассейна р. Памбак вытянутость туфовых слоев на 30—40 км в виде узкой полосы широтного направления уже говорит о связи их с трещиной или разломом того же на-

правления. Направление движения пирокластического материала с севера на юг по всей известной полосе туфового слоя также говорит в пользу возможности существования трещины широтного направления. Об этом свидетельствуют также петрографические и физико-механические свойства туфов данного района при определенной направленности их изменения.

Эксплозионная вулканическая деятельность, обусловленная общим воздыманием, имевшим место в районе Базумского хребта, по К. Н. Паффенгольцу (1938), приурочена к концу цикла эрозии, т. е. к концу этапа сводообразного поднятия.

По данным А. Т. Асланяна (1954), туфовый покров Ленинанканской равнины (400 км²) был перенесен сюда в виде пирокластического материала воздушным путем из вулканов смежных районов и выпал в котловине не в виде снежного покрова, как предполагают некоторые исследователи, а в виде текучей грязевой массы, нивелировавшей рельеф котловины. Он же считает, что часть туфового материала была выброшена и перенесена сюда из шлаковых центров, расположенных на западном склоне массива г. Арагац, и из кальдеры взрыва, расположенной юго-восточнее с. Цохамарг.

Учитывая пересеченность местности, относительную обособленность и большую удаленность туфового покрова Ленинанканской равнины от предполагаемых центров извержений, а также особенности строения туфового покрова и его петрографического состава, мы не можем разделить эту точку зрения. Не совсем ясно представляется нам перенос воздушным путем пирокластического материала «в виде текучей грязевой массы».

Отсутствие вулканических аппаратов в пределах Ленинанканской равнины и в прилегающих районах скорее всего говорит о трещинном типе извержений. Образование трещин в виде разрывных нарушений могло быть обусловлено прогибанием котлована и воздыманием Ширакского антиклинория.

Хорошо вырисовывается направление нарушения по нижней части восточного склона г. Арагац, с которым связаны туфы бассейна р. Касах. Начинается оно севернее с. Мирак и дугообразно протягивается до с. Аштарак. Общая протяженность трещины достигает 50 км. До широты г. Арай-лер восточную границу этого нарушения составляет высоко приподнятый фундамент древних пород палеозойского возраста. У г. Арай-

лер, представляющей вулканическое сооружение верхнетретичного времени, это нарушение, разветвляясь, огибает одним крылом ее северо-восточный склон, а другим крылом — северо-западный и западный. Разрез туфов по всему протяжению этого нарушения однообразен и в зависимости от древнего рельефа колеблется лишь в мощности.

В каньоне р. Касах расположенные над туфами эрозионные террасы андезито-базальтовых лав ясно свидетельствуют о связи этой трещины с общим поднятием района. Амплитуда поднятия, измеряемая от подстилающих туфы террасовых отложений р. Касах до современной ее поймы, равняется 150—200 м.

С трещинными извержениями, по-видимому, связаны и туфы Анийского месторождения, представленные определенным петрографическим типом и не имеющие отношения к расположенным в районе туфовых покровов шлаковым конусам или к каким-либо другим вулканическим аппаратам.

Таким образом, с определенными направлениями трещинных нарушений в различных районах связаны определенные разрезы туфов и туфолов. Трещинный тип извержений является одним из основных вулканических проявлений верхнеплиоценового-постплиоценового времени в Армении. С этим типом связаны не только извержения туфов, но и излияния лав в больших масштабах.

При излиянии основных лав, вследствие их большой текучести и способности образовывать ровные поверхности, очертания направления их выходов по трещинам не сохраняются. Наоборот, образующие определенные линии дацитовые гряды с расположенными в линию конусами и куполами как-бы фиксируют тектоническую трещину, по которой лава скорее всего выжималась, чем изливалась на поверхность.

К числу таких примеров в районе распространения туфов можно отнести дугообразную трещину, огибающую г. Арагац с юго-востока на северо-запад, начиная от района г. Артени до с. Сараландж, протяженностью 50—60 км.

Вдоль периферии северо-восточного склона массива г. Арагац, начиная от г. Шиш-тапа и до с. Калача, вырисовывается другая дугообразная линия нарушения, по которой также происходило излияние дацитовой лавы.

По данным Г. Г. Оганезова (1957), многие глубокие каньоны рек района массива г. Арагац имеют исключительно трещинное происхождение (трещины раскрытия, разрывы), о чем говорит плановое расположение их по отношению к г. Арагац. Весьма вероятно, что вложенные в туфовые покровы многочисленные овраги и узкие каньоны являются первоначальными каналами извержений пирокластического материала, углубленными дальнейшей эрозией.

Характерно, например, что при радиальном стоке талых вод с массива г. Арагац большинство оврагов южного склона имеет широтное, а не меридиональное расположение. В Бюраканском месторождении туфов по мере удаления от оврага, вложенного в туфовый покров, количество фьямме, как мы видели, уменьшается. По стенкам оврага количество и сплюснутость их сильно возрастают, туф приобретает полосчатую текстуру. Значительно увеличивается и степень сваривания и плотность туфа. Изменения такого порядка можно установить и вдоль другого широтного оврага в районе Кош-Шамиранского туфового покрова.

Установив, что основная часть туфовых покровов Армении связана с извержениями трещинного характера, нельзя полностью отрицать возможную связь туфовых извержений с отдельными вулканическими конусами. Некоторые факты подтверждают такую возможность, но, как показали исследования, значение этих извержений совершенно ограничено и в конечном счете обусловлено тектоническими факторами.

Вулканические конусы, в строении которых принимает участие туфовый материал, расположены на тех основных направлениях разрывных нарушений, на которых мы остановились. Фактически происходит возобновление вулканической деятельности на тех из ранее образованных центрах извержений, которые пересекаются трещинами разрыва или расположены в непосредственной близости от них. Такие примеры немногочисленны. К их числу относится один из уже описанных нами конусов, слагающих г. Мусху. В отличие от других шлаковых вулканических аппаратов конус Мусху имеет усеченную плоскую вершину, покрытую туфами и туфолавами. Туфовые лавы и туфы, залегающие на вершине г. Мусху, по своему составу и общим особенностям идентичны с таковыми, залегающими в

прилегающих равнинных участках. Исключение составляет небольшой слой красно-черного полосчатого туфа, спускающегося от вершины до основания центрального шлакового конуса. По своей текстуре и условиям залегания указанный туфовый слой скорее всего напоминает окисленную лаву. Пирокластическая природа его устанавливается лишь под микроскопом. Гора Мусху расположена на той полосе трещинных нарушений, которая, согласно плану массива г. Арагац, протягивается от Артикского месторождения до с. Ошакан.

К числу редких примеров относится и шлаковый конус Кабах, расположенный недалеко от той же зоны нарушения. Описание горы Кабах нами дано в разделе описаний месторождений. Разрез туфов на шлаковом конусе г. Кабах характерен лишь для самого вулкана.

Небольшой пласт желто-красного туфа известен и на dacитовом конусе Заринджа. Ширина туфового пласта колеблется здесь от 8 до 25 м. Протяженность пласта достигает 100 м. Можно предположить, что образование туфового слоя было связано с продолжительным выдуванием из узкой трещины газов, насыщенных распыленным материалом.

Не исключена возможность извержения туфов и из кратера вулкана Арагац. Сам вулкан Арагац расположен на глубинном разломе. Вулканическая деятельность Арагаца, как и периферических вулканических аппаратов, согласно новым данным, продолжалась до голоцена.

В вершинной зоне г. Арагац на ее юго-восточном склоне установлено (Амарян и Асланян, 1959) переслаивание туфов, туфолав и лав. Туфы и туфолавы нами установлены и на северо-западной части вершинной зоны в районе шлакового конуса Зиарат. Возможные извержения туфов из Арагаца имеют лишь местное значение и ограничиваются небольшой площадью залегания туфов в привершинной зоне.

Туфы и туфолавы Армении, связанные с вулканическими аппаратами центрального типа, имеют весьма ограниченное распространение. Это в основном выбросы местного значения, не получившие широкого распространения.

Г л а в а VII

О ГЕНЕЗИСЕ ТУФОВ И ТУФОЛАВ АРМЕНИИ

Вопросу генезиса туфов и туфолов Армении, как и аналогичных образований различных пунктов земного шара, посвящено довольно большое количество работ. Но несмотря на это, до сих пор нет единого мнения о механизме их образования.

После выяснения природы особого рода вулканических извержений — раскаленных потоков пирокластического материала — стало возможным объяснить механизм образования тех разновидностей туфов Армении, пирокластическая природа которых не вызывает сомнения. Вместе с тем остался спорным вопрос генезиса туфолов, ввиду двойственной природы этих образований, имеющих стекловатый лавовый базис, но содержащих обломки пемзово-шлаковых включений пористого стекла (фьямме).

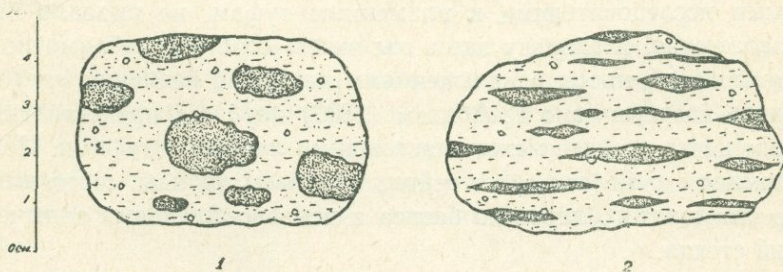
Необходимо отметить, что в литературе до сих пор нет четкого представления о породах, называемых туфоловами.

Не все авторы вкладывают одно и то же понятие в термин туфолава или туф. Иногда туфоловой называют породы, лавовая природа которых не вызывает никакого сомнения и которые лишь по своему структурному рисунку напоминают туфолаву. К таким породам можно отнести исследованные и подробно описанные В. И. Влодавцем (1957) туфолавы Семячика на Камчатке, брекчиевидные и полосчатые лавы вулкана Эльбрус, описанные Д. С. Белянкиным (1938), «игнямбриты кварцевого порфира Кураминского хребта» (Северный Тянь-Шань), описанные и названные так И. М. Воловиковой (1957), с которыми нам удалось познакомиться на месте, а также дай-

ки туфолав, описанные Б. Л. Рыбаловым (1957), и другие аналогичные породы.

Во всех указанных случаях основой определения туфолав служило, по-видимому, то обстоятельство, что порода состоит из светлой основной массы и параллельно расположенных в ней плотных или пористых «лепешек» (фьямме), имеющих в разрезах линзовидные вытянутые формы, очень часто похожие на языки пламени, а в горизонтальной плоскости — на округлые пятна с неровными контурами. Нам кажется, что лишь структурный рисунок породы не может служить диагностическим признаком. Структуры, так характерные для туфолав, можно видеть во многих липаритовых лавах Армении, которые никак не могут быть названы туфолавами. Так, В. П. Петровым (1959) описаны взаимные обтекания пемзовых и обсидиановых полос у с. Сухой Фонтан в Армении, вследствие чего лавовый поток приобретает характерный для туфолав структурный рисунок.

На фиг. 24 приведена зарисовка черного обсидиана из горы Гехасар (М. Аг-даг) на Гегамском хребте в разрезе и в горизонтальной плоскости. Линзовидные участки представляют темные участки стекла с характерным стекляннным блеском, а



Фиг. 24. Зарисовка структуры черного обсидиана из г. Гехасар.
1. Горизонтальный срез, 2. Вертикальный срез.

основная светлая часть представлена частично выкристаллизованным и помутневшим микрофельзитовым стеклом, имеющим под микроскопом флюидальное строение. Темные линзовидные участки под микроскопом представлены бесцветным прозрачным стеклом, что отличает их от основной выкристаллизованной помутневшей массы. Характерные или близкие к структурам туфолав рисунки можно видеть и в брекчирован-

ных обсидианах Армении, образовавшихся раздроблением и частичной резорбцией ранее застывшей лавы более поздней. Флюидалные липариты с включениями хлоритизированного порфирита, имеющие характерные для туфолав структуры, описаны также М. А. Фаворской (1957).

Другая группа исследователей к туфовым лавам относит породы с явно обломочной структурой основного стекловатого базиса, опять-таки руководствуясь структурным рисунком породы, т. е. наличием в светлой кластической массе темных плотных стекловатых включений (фьямме). К таким породам большинство исследователей до сих пор относило пламенные туфы Армении.

В условиях Армении, где одновременно встречаются все разновидности туфовых пород, вопрос классификации и генезиса туфов решается всесторонним анализом и сопоставлением большого фактического материала. Пожалуй, нигде в другом пункте земного шара не найти такого благоприятного сочетания всех разновидностей пирокластических пород, как в Армении.

При отсутствии на территории республики типичных туфолав возможно, что название туфолава, применяемое некоторыми исследователями к пламенным туфам, не вызвало бы возражения, поскольку здесь мы имеем сочетание обломочной стекловатой массы с включениями лавы. Но название «туфолава» впервые дано Г. Абигом (1899) породам, представляющим нечто среднее между настоящими лавами и туфами. Под термином туфолава мы и сейчас понимаем породы, состоящие из стекловатого лавового базиса и пемзово-шлаковых включений стекла.

Таким образом, между пламенными туфами и туфолавами Армении, имея в виду их структуру и составные части, мы наблюдаем полную противоположность: в одном случае включения лавы в обломочной массе и в другом — обломочной массы в лаве.

Следовательно, не все породы, состоящие из светлой основной массы с параллельно расположенными в них лепешками с формами языков пламени в разрезах и неправильных округлых пятен в горизонтальном сечении, можно называть туфовыми лавами.

Происхождение пород с подобной структурой может быть весьма различным и какой-либо один способ образования не исключает другой.

В условиях Армении мы встречаем три различных типа пород с подобной структурой: 1) типичные лавы, в которых характерные для фьямме формы образуются в результате своеобразного видоизменения, взаимного обтекания и флюидалности магматической массы; 2) туфолавы, состоящие из сплошного стекловатого лавоподобного базиса, но содержащие обломки пемзово-шлаковых включений пористого стекла (фьямме), сплюснутых согласно напластованию породы и имеющих полосчатые, линзовидные формы или формы, напоминающие языки пламени; 3) пламенные туфы, состоящие из кластической стекловато-пепловой основной массы и содержащие темно-черные плотные включения стекла с характерными формами языков пламени.

Механизм формирования пламенных туфов Армении тесно связан с механизмом формирования пирокластических туфов еревано-ленинканского типа.

Как выяснилось из описаний месторождений, указанные два типа пород связаны между собой постепенными переходами.

Петрографическое различие между двумя типами туфов сводится лишь к размерам и количеству содержащихся стекловатых включений. Последние, присутствуя в обеих разновидностях туфов, играют незначительную роль в туфах еревано-ленинканского типа, иногда полностью отсутствуют и, наоборот, являются одной из основных составных частей пламенных туфов.

Поскольку генезис туфов еревано-ленинканского типа в настоящее время почти не вызывает споров, то считаем необходимым остановиться на этом вопросе очень кратко.

В настоящее время образование туфов еревано-ленинканского типа из раскаленных потоков пирокластического материала разделяется большинством исследователей. После того как был изучен Катмайский песчаный поток и Маршалл (1935) установил ряд признаков этих пород в риолитовых туфах Новой Зеландии, А. Н. Заварицкий (1947) нашел те же признаки в армянских туфах. Предложенный Маршаллом для подобного

рода образований генетический термин «игнимбриты» (игнис—огонь, имбер—ливень) впервые был применен А. Н. Заварицким (1947) для туфов Армении, а впоследствии также другими исследователями Союза для обозначения пород с признаками, характерными для игнимбритов. А. Н. Заварицким (1947) для туфов Армении впервые был отмечен целый ряд признаков, присущих игнимбритам. Эти признаки, на которые указывал Маршалл (1935) и которые равным образом характерны и для туфов Армении, следующие: горизонтальная верхняя поверхность и горизонтальное залегание, отсутствие шлаковых поверхностей, наблюдаемых на лавовых потоках, отсутствие вулканических конусов—центров извержений игнимбритов, наличие слоя рыхлого вулканического песка или пепла в основании залежей, представляющего неспекшуюся часть туфового материала ввиду быстрого охлаждения около почвы (в Армении также и в условиях отложения в водной среде), вертикальная призматическая отдельность и т. д.

Таким образом, образование пирокластических туфов Армении в виде спекшегося материала из раскаленных туч можно считать вполне приемлемым. Из всех существующих взглядов эта точка зрения находит наибольшую поддержку. Отсутствие цементирующего материала в туфах и наличие процессов спекания отрицают возможность воздушного переноса обломочного материала на более или менее значительное расстояние.

Согласно гипотезе, выдвигаемой А. И. Месропяном (1951), «извержение туфового материала в Армении, по-видимому, сопровождалось выделением огромного количества паров, раскаленных газов, вулканических продуктов и тепла, при которых, несмотря на колоссальную траекторию движения частиц в воздухе, они выпадали на поверхность около 10 000 кв. км еще в раскаленном и в значительной своей части в полувязком, размягченном состоянии». Согласно представлениям того же автора, «...учитывая однородность состава и строения туфов, трудно представить, что источники извержения туфового материала находились бы в Армении в пределах контура распространения черных туфов (имеется в виду первоначальный цвет туфов ереванско-ленинканского типа—К. Ш.); иначе здесь

должны были наблюдаться в них постепенные переходы от крупных фракций к мелким, каковое явление не имеет места».

Положительная в общем, эта точка зрения все же подлежит уточнению. Во-первых, нельзя считать, что туфы Армении представлены однородным материалом. Устанавливаемая однородность между составом туфов различных площадей не говорит об однородности фракции туфового материала. Для всех разновидностей туфов характерно наличие различных по размерам и по объемному весу обломков, начиная от пепловой фракции до крупных включений и обломков. Никто не может отрицать, что туфы Армении состоят из неоднородного кластического материала. Это именно является результатом способа движения пирокластического материала в виде раскаленной тучи, скорость движения которой может достигнуть 150 м/сек. Ясно, что при такой скорости движения, к тому же на небольшие расстояния, исключалась какая-либо значительная сортировка материала по мощности туфового слоя. Кроме того, трудно представить «колоссальную» траекторию движения в таких благоприятных условиях, при которых исключается охлаждение мелко распыленного материала.

А. Н. Заварицкий в свое время (1947) обратил внимание на наличие посторонних угловатых включений в туфах Армении, представляющих чуждые обломки тех лав, которые образуют «почву», покрываемую туфовыми массами. Эти обломки в туфах встречаются в виде целых скоплений, прослоев. Факты подтверждают предположение А. Н. Заварицкого, что они попадали в туфовый материал с «почвы», по которой прокатилась раскаленная туча. Теперь установлено, что не только захваченные пирокластическим потоком обломки имеют состав пород, подстилающих туфы или залегающих на небольшом удалении от них, но и мелкие — микроскопические обломки лав, выброшенные вместе с пепловым материалом. Это говорит в пользу залегания туфового пласта недалеко от центра извержений.

Таким образом, имеющийся фактический материал дает нам основание считать, что туфы ереванско-ленинканского типа и их пламенные разновидности представляют образования из раскаленных кластических потоков. Такого же рода образованиями можно считать и пемзовые туфы анийского типа.

Перейдем к рассмотрению генезиса туфовых лав или, как иногда их называют, туфов арктического типа.

Выдвигая игнимбритовую теорию образования туфов Армении, А. Н. Заварицкий считал, что существует ряд взаимных переходов от типичных туфов к туфолавам, что первоначально для туфолав так же была характерна пирокластическая структура, которая была утрачена вследствие интенсивного сваривания частиц раскаленного пепла.

Необходимо отметить, что многие из описанных А. Н. Заварицким примеров взаимных переходов туфов и туфолав — у Аштаракского моста, у с. Ошакаш — фактически являются переходами от пламенных туфов к туфам еревано-ленинканского типа. Но вместе с тем такие переходы существуют. Для многих туфолавовых слоев Армении характерно наличие красной шапки пирокластического туфа, и иногда установить какие-либо признаки перерыва между ними и залегающими ниже туфолавами становится совершенно невозможно. Но это обстоятельство совершенно недостаточно для подтверждения взгляда о переходе вниз по разрезу туфов к туфолавам в результате интенсивного сваривания.

Лавоподобную структуру туфолавы имеют даже при самой минимальной мощности (менее 2 м) и, наоборот, туфы еревано-ленинканского типа сохраняют присущую им пепловую структуру на всю свою мощность, даже в тех случаях, когда их мощность достигает 10—12 м. В таких случаях, как это было установлено, в шурфе, пройденном в Джрвежском месторождении, нижние части туфов достигают такой плотности, что различие между объемными и удельными весами составляет всего лишь 0,17 (2,49—2,32).

К тому же устанавливаются постепенные переходы от туфовых лав к типичным пирокластическим туфам не только снизу вверх, но и сверху вниз. В частности такую картину можно наблюдать в Арктическом месторождении у моста, в начале Могровского оврага. Это обстоятельство так же исключает возможность объяснения формирования туфовых лав в результате интенсивного сваривания частиц раскаленного пепла и потери пирокластической структуры породы.

На основании вышеизложенного можно заключить, что наблюдаемые постепенные переходы между туфами и туфолава-

ми, равным образом и между другими петрографическими разновидностями пирокластических туфов, не являются результатом постмагматических изменений. Такие переходы характеризуют природу особого типа извержений, в продолжительность которого меняется количественное соотношение составных частей выброшенного вулканического материала. Сопоставляя сходства и различия разновидностей туфовых образований Армении, можно предполагать, что здесь представлены продукты отдельных фаз вулканической деятельности, отличающихся друг от друга физическим состоянием и количественным соотношением доставленного на поверхность вулканического материала.

Таким образом, особенности строения туфо-туфолаваовой толщи Армении обусловлены последовательными изменениями характера извержений, а не последующими постмагматическими процессами.

Образование различных типов туфов, в том числе и туфолав, обусловлено, в основном, имевшими место изменениями характера извержений, выразившимися в изменениях количественного соотношения твердого — раскаленного пеплового и жидкого остаточного лавового материала.

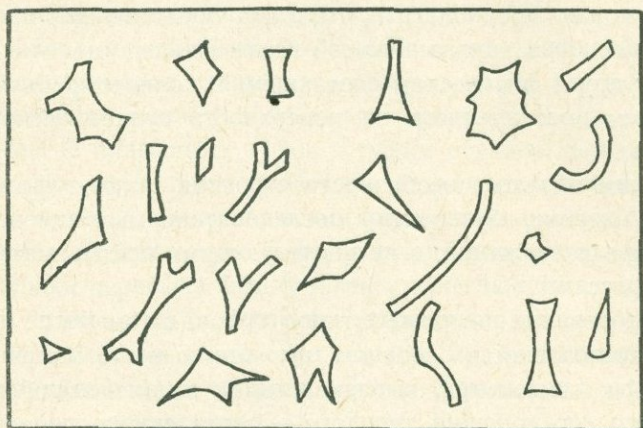
Формирование туфов еревано-ленинканского типа обусловлено почти полным распылением магматического расплава и его выбросом в виде раскаленного пеплового материала. Процессу распыления предшествовало сильное расширение, насыщение газовыми пузырьками и вспучивание лавы. Об этом свидетельствуют обломки стекла в вулканическом туфе, сохранившие разнообразные изогнутые формы стенок газовых пузырьков (фиг. 25).

Образование пламенных туфов обусловлено выбросом вместе с пепловым материалом остатков огненно-жидких лав. Последние после слеживания, ввиду большой пластичности, сплющивались, получая линзовидные формы фьямме. Таким же образом можно объяснить образование туфов анийского типа, содержащих в себе расплющенные кусочки пемзы.

В туфолавах мы наблюдаем обратное соотношение жидкой и твердо-обломочной массы. При образовании туфолав, по-видимому, имело место лишь частичное распыление магматического расплава на обломки, выбрасываемые в виде лапил-

ли. Остальная часть магматического расплава доставлялась на поверхность в виде сильно вспученной пузыристой лавы и, возможно, также в виде выбросов крупных кусков вязкой массы, которые благодаря большой пластичности соединялись впоследствии в единое целое.

Выдвигаемая точка зрения объясняет особенности строения туфо-туфолаковой толщи Армении. Наблюдаемые иногда



Фиг. 25. Формы обломков стекла (пепла) в пирокластических туфах

постепенные переходы от туфолав к лавам можно объяснить последовательной сменой характера извержения, начавшегося излиянием пористой лавы с последующим совместным выбросом пемзово-шлаковых лапилли.

Смесь лавы и обломочного материала подготавливалась или в верхних частях выводных каналов, или непосредственно при выходе на дневную поверхность.

Глава VIII

ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ТУФОВ И ТУФОЛАВ И ФАКТОРЫ, ОБУСЛАВЛИВАЮЩИЕ ИХ ИЗМЕНЕНИЯ

Туфы и туфолавы Армении в связи с условиями их образования представляют довольно неоднородные породы. В отличие от других вулканических пород, как, например, потоков остывших лав, состав, структура, цвет и другие физические и механические свойства туфов и туфолав являются изменчивыми даже в пределах небольших площадей.

Исследования физико-механических свойств туфов и туфолав Армении были начаты еще с 1928 года в связи с большими геолого-исследовательскими и разведочными работами на северо-западном и северном склонах г. Арагац, проводимыми здесь с целью всестороннего изучения новых строительных материалов — туфов и туфолав. Начиная с этого времени и по сей день в связи с всевозрастающим строительством и ростом добычи камня проведены многочисленные испытания, которые в достаточной степени и всесторонне характеризуют строительные качества разновидностей туфов Армении.

Но исследование физико-механических свойств туфов диктуется не только их практическим значением.

Выдвигая новую точку зрения относительно образования туфов и туфолав Армении, А. Н. Заварицкий (1947) отмечал, что новый взгляд на четвертичные туфы и туфолавы Армении является рабочей гипотезой, требующей дальнейшего изучения.

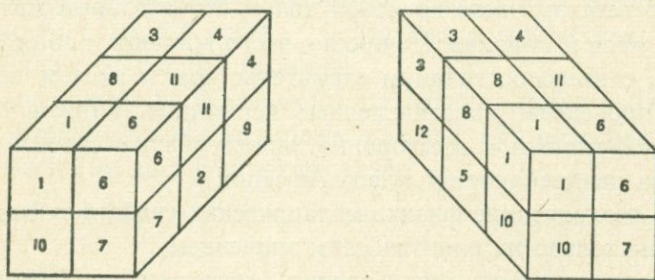
А. Н. Заварицкий подчеркивал, что решение одного из трудных вопросов — вопроса источника и способа извержения — требует очень тщательного сравнительного изучения измене-

ний признаков породы в связи с ее распространением по поверхности.

Поскольку в этом отношении для изучения туфов Армении было сделано очень мало, то нам пришлось еще при жизни А. Н. Заварицкого и под его непосредственным руководством поставить специальные работы по изучению физико-механических свойств разновидностей туфов Армении в связи с условиями их залегания. В этом профиле нами были исследованы туфы и туфолавы главных месторождений республики.

Всего было отобрано и исследовано 420 образцов. Отбор образцов для испытаний в большинстве случаев сопровождался предварительным картированием площадей, занятых туфами в масштабе 1 : 50 000. При съемке выделялись участки под детальные исследования в связи с особенностями геологического строения отдельных площадей распространения туфов.

Количество и точки отбора проб устанавливались в зависимости от степени однородности камня по простиранию. При значительных изменениях структуры и других макроскопических особенностей пород проба составлялась из 10—12 образцов, отобранных на определенном отрезке туфового пласта на одном и том же уровне. При отсутствии существенных признаков изменений по простиранию отбор проб производился разделением одного куска породы на соответствующее количество образцов путем распиловки согласно схеме, указанной на фиг. 26.



Фиг. 26. Схема распиловки блока туфа

Испытание всех образцов на раздавливание всегда проводилось перпендикулярно к напластованию породы.

По форме образцы представляли отпиленные кубики размерами 15 × 15 × 15 см.

Отобранные нами образцы были исследованы в течение 1952—1953 годов в Институте стройматериалов и сооружений Госстроя АрмССР на определение удельного и объемного веса, пористости, водопоглощения, предела прочности сжатию в сухом и в водонасыщенном состоянии, а также после 25 циклов замораживания, коэффициента размягчения, жаростойкости и др.

Не останавливаясь на методике лабораторных исследований и испытаний отобранных проб, проводившихся согласно существующим положениям ГОСТ, перейдем к результатам исследований.

* * *

Прежде чем остановиться на вопросе изменения признаков породы в зависимости от их условий залегания, используя результаты личных исследований и литературные данные, кратко остановимся на физико-механических свойствах разновидностей туфов вообще.

В табл. 9 приведены основные показатели физико-механических свойств всех четырех петрографических типов туфов Армении. Таблица составлена на основании наших исследований и по данным Института стройматериалов и сооружений Госстроя АрмССР.

Небольшой объемный вес и достаточная прочность, декоративность, неисчерпаемые запасы, легкость добычи и обработки, сочетаемые с морозоустойчивостью и положительными тепло- и звукоизоляционными свойствами, выдвигают туфы в число незаменимых стеновых материалов.

К числу положительных признаков армянских туфов и туфолов надо отнести их стойкость к выветриванию и долговечность. Ярким свидетельством долговечности туфов и туфолов являются древние архитектурные памятники Армении, простоявшие без изменения в течение многих столетий (фиг. 27).

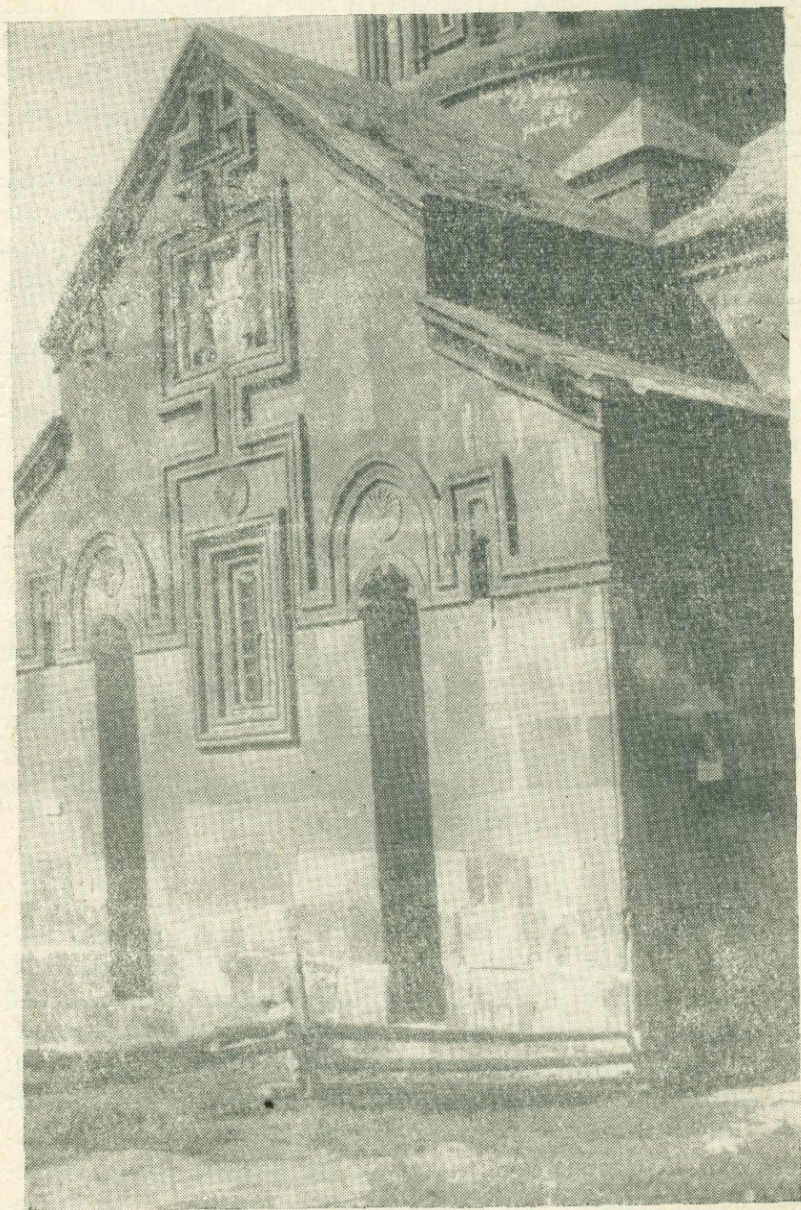
Из приведенных данных (табл. 9) видно, что по своим физико-механическим свойствам туфы и туфоловы являются довольно изменчивыми породами. Как мы увидим дальше, свойства туфов и туфолов меняются как по поверхности их распространения и глубине залегания, так и по ряду других причин.

При сравнении физико-механических свойств туфов различных петрографических типов нетрудно заметить некоторую

Физико-механические свойства разновидностей туфов Армении

Петрографический тип	Удельный вес, в г/см ³ от—до	Объемный вес, в г/см ³ от—до	Пористость истинная, в %	Водопоглощение, в % по весу	Предел прочности сжатия в сухом состоянии	Примечания
1. Туфолавы	2,42—2,60 (2,50—2,60)*	0,67—1,73 (0,80—1,80)	29,4—72,9 (30,0—70,0)	9,0—53 (5,0—50)	14—397 (30—300)	
Среднее	2,46—2,60	0,73—1,76	29,7—71,4	7,0—51,5	22—348	
2. Туфы ереванско-ленинканского типа	2,42—2,55 (2,40—2,60)	1,36—1,95 (1,40—1,70)	20,9—41,6 (10—55)	5,0—27,2 (3,0—13,0)	92—582 (30—550)	
Среднее	2,41—2,58	1,38—1,82	15,5—48,3	4,0—20,0	66—566	
3. „Пламенный“ тип	2,48—2,53 (2,90—2,60)	1,70—2,30 (1,60—2,20)	6,85—33,6 (10,0—40,0)	2,70—15,5 (3,0—30,0)	160—580 (150—550)	
Среднее	2,49—2,56	1,65—2,25	8,4—36,8	2,85—14,2	155—565	
4. Пемзовые туфы анийского типа	2,35—2,40 (2,28—2,45)	1,32—1,60 (1,20—1,40)	31,0—39,0 (39,0—50,0)	18,0—23,0 (18,0—27,0)	162—292 (113—306)	Данные по Гайдарлинскому месторождению
Среднее	2,31—2,32)	1,26—1,50	35,0—44,5	18,0—25,0	141—294	Данные по Анийскому месторождению

* В скобках приведены данные Института стройматериалов и сооружений.



Фиг. 27. Монастырь Арич. Построен из артикской туфолавы в 1201 г.

специфичность физико-механических свойств каждого из известных типов. Уже при первых исследованиях физико-механических свойств туфов (Иванчин-Писарев, 1930, 1930а; Залесский и Петров, 1931 и др.) было установлено, что прочность туфов и туфолав находится в прямой зависимости от объемного веса, что наглядно видно также из данных, приведенных в табл. 9.

По возрастанию объемного веса и прочности разновидностей туфы Армении располагаются в следующей последовательности: туфолавы или туфы арктического типа, пемзовые туфы анийского типа, туфы ереванско-ленинканского типа и пламенные туфы.

Туфолавы обычно являются более пористыми породами и имеют меньший объемный вес, коэффициент размягчения их больше, чем у обычных туфов, они обладают меньшей сопротивляемостью к раздавливанию.

Как показали исследования (Ацагорцян, Мартиросян, 1959), при одном и том же объемном весе наибольшую прочность имеют пемзовые туфы анийского типа, далее туфолавы и туфы ереванско-ленинканского типа.

Не останавливаясь больше на особенностях физико-механических свойств туфов различных месторождений, о чем уже имеется обширная литература, рассмотрим некоторые закономерности, обуславливающие изменения физико-механических свойств туфов и туфолав.

Рассмотрим, во-первых, связь между этими свойствами и глубиной залегания породы.

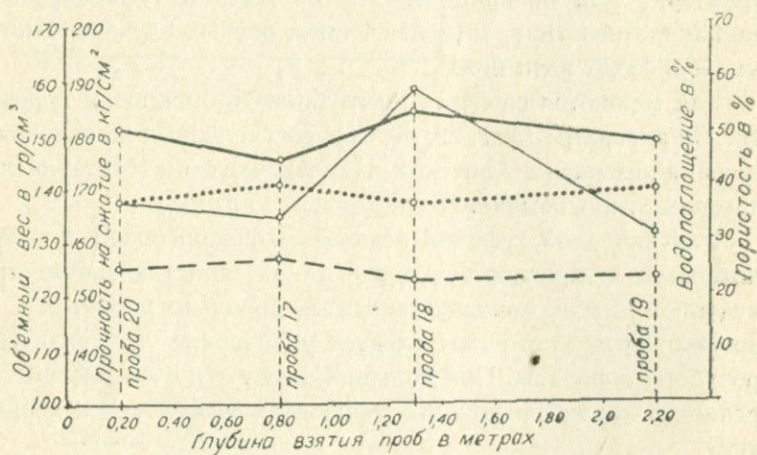
* * *

Для эффузивных пород, образовавшихся из жидкой расплавленной массы, глубина формирования породы существенного значения не имеет. Для туфов, представляющих собой продукты выбросов и последующего сваривания пирокластике, этот фактор имеет важное значение. Степень уплотнения пирокластического материала находится в прямой зависимости от давления, что обуславливается общей мощностью формирующегося слоя и изменением нагрузки по разрезу. Но одновременно с нагрузкой различная плотность туфа по глубине залегания находится в прямой зависимости от других факторов, как

постэруптивный нагрев и окисление, влияние магматических газов и паров, изменение количества и характера содержащихся включений и т. д.

Для ясности остановимся на анализе нескольких разрезов.

Начнем с разреза Джрвежского месторождения туфов (ервано-ленинканский тип). В данном месторождении сверху вниз обнажаются желтовато-красные, светло-коричневые, желтовато-черные и черные туфы, составляя непрерывный разрез одного извержения. Мощность туфового слоя в районе месторождения колеблется от 1,5 до 10 и более метров, но средняя мощность составляет обычно 2—3 м. Особенности изменения физико-механических свойств по глубине залегания ясно видны на нижеприведенной диаграмме (фиг. 28).



- Объемный вес.
- Пористость
- - - - - Влагопоглощение.
- Предел прочности при сжатии в сухом состоянии.

Фиг. 28. Зависимость физико-механических свойств туфов Джрвежского месторождения от глубины их залегания

Общая картина на данном месторождении такова: верхняя часть слоя представлена окисленными плотными туфами, ниже идут менее окисленные туфы с меньшими показателями плот-

ности и прочности, далее до глубины 1,2 м следует уплотнение туфов и увеличение прочности, что является результатом увеличения давления в нижних частях слоя и медленного остывания. Последующие понижения плотности и прочности объясняются быстрым охлаждением пирокластической массы у подошвы вплоть до образования туфовых песков в результате недостаточного сваривания пирокластических частиц.

При больших мощностях туфового слоя наблюдается та же самая последовательность изменений, лишь с той разницей, что увеличиваются мощности первого и третьего горизонтов за счет уменьшения мощности второго и самого нижнего слоя.

Данная картина изменений качества породы по глубине характерна для большинства месторождений туфов еревано-ленинканского типа, за исключением особых случаев, о которых речь будет идти ниже.

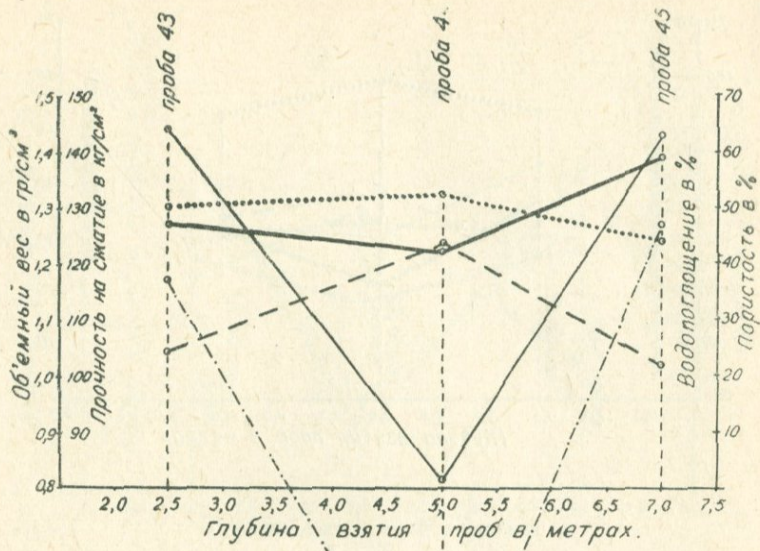
Как меняются свойства по глубине в покровах туфовых лав? Из диаграмм (фиг. 29, 30, 31), составленных на основании изучения резервов в Аричском, Пемзашенском и Мастаринском карьерах, вырисовывается следующая картина.

Верхний слой туфолав отличается сравнительно большой плотностью и прочностью, далее книзу свойства значительно ухудшаются, т. е. порода становится довольно пористой и непрочной, после чего снова следует уплотнение и увеличение прочности туфолавы. При большой мощности слоя плотность и прочность породы в нижних горизонтах выше, чем в верхней части.

Приведенные примеры с присущими взаимоотношениями физико-механических показателей характерны для всех месторождений туфолав.

Установленная закономерность отражает условие формирования туфолавого слоя: в нижних слоях сказывается результат высокого давления, температуры и медленного остывания, в средних зонах — максимальное влияние газов и водяных паров, а в верхних частях — быстрое затвердевание и, следовательно, исключение дальнейшего влияния газов и водяных паров.

В отличие от пирокластических туфов еревано-ленинканского типа, быстрое остывание в данном случае является в какой-то мере благоприятным фактором, поскольку здесь происходит затвердевание жидкой массы, а не спекание обломочно-

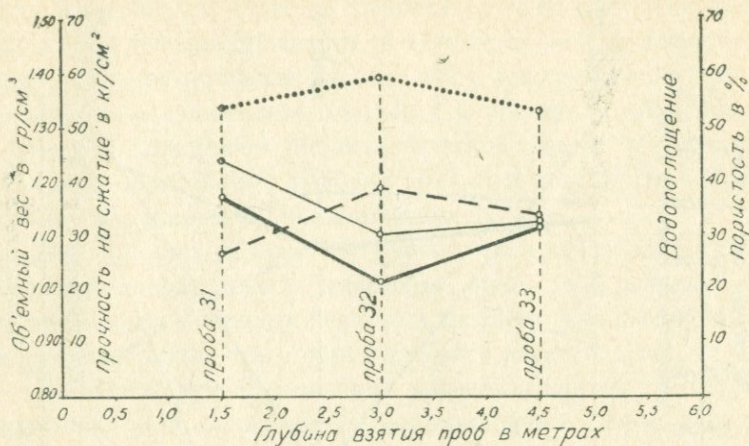


- Объемный вес
- Пористость
- - - - - Водопоглощение
- Предел прочности при сжатии в сухом состоянии
- - - - - Предел прочности при сжатии в водонасыщенном состоянии

Фиг. 29. Зависимость физико-механических свойств туфов Аричского месторождения от глубины их залегания

го материала. Возможно, что при формировании туфовал сказывалось и значение других, нам не известных факторов, обусловивших особенности структур на различных глубинах залегания.

Большое значение имели количество, состав и физическое состояние содержащихся включений. Один из таких примеров



- Объемный вес.
- Пористость
- - - Водопоглощение
- Предел прочности при сжатии в сухом состоянии

Фиг. 30. Зависимость физико-механических свойств туфов Пемзашенского месторождения от глубины их залегания

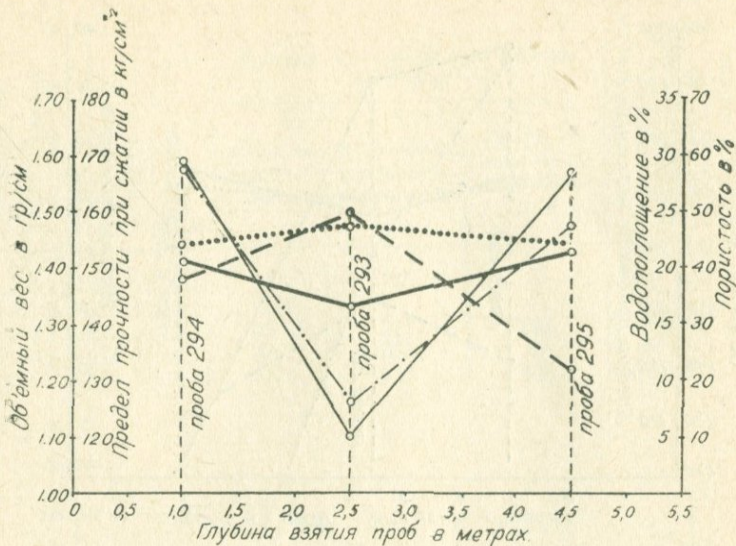
графически показан нами по разрезу Дзитанковского месторождения (фиг. 32).

Как видно из диаграммы, с возрастанием глубины прочность резко снижается, тогда как плотность породы почти не изменяется. Такое несоответствие между показателями плотности и прочности обусловлено большим содержанием шлаковидных обломков. Последние значительно нарушают общую структуру породы, обуславливая ее низкую прочность.

Теперь посмотрим, как влияют на физико-механические свойства включения фьямме в пламенных туфах.

Для примера остановимся на двух разрезах Бюраканского месторождения.

В первом разрезе, расположенном в северной части туфового поля, устанавливается следующая картина: в самой нижней части туфовый слой состоит на 75% из черных включений

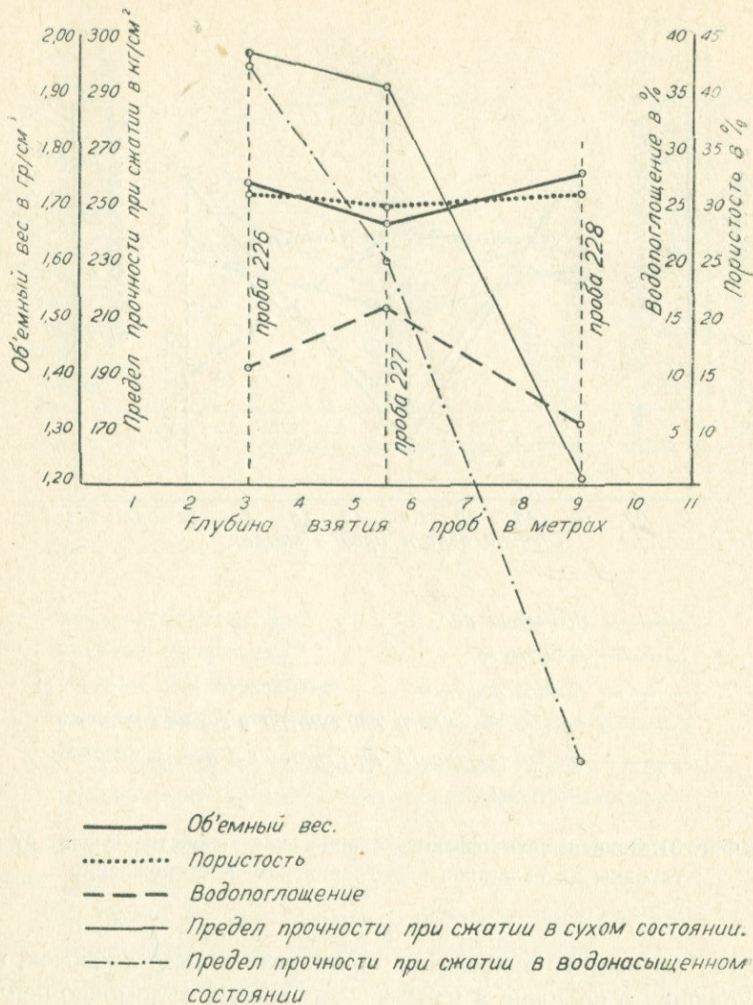


- Объемный вес.
- Пористость.
- - - Водопоглощение.
- Предел прочности при сжатии в сухом состоянии.
- · - · Предел прочности при сжатии в водонасыщенном состоянии.

Фиг. 31. Зависимость физико-механических свойств туфов от глубины их залегания в Мастаринском месторождении

стекла (фьямме), сплюснутых по разрезу в виде линзочек, переходящих в прослой, а на 25% — из тонкой обломочно-пепловой массы. Выше по разрезу (последовательно исследовались четыре пробы) количество фьямме уменьшается, а обломочно-пепловая часть увеличивается и становится преобладающей.

Из табл. 10 и графического изображения (фиг. 33) видно, что при большом количестве включений фьямме самым высоким показателем объемного веса, прочности и наименьшей пористостью и водопоглощением обладают туфы нижних горизонтов. Данное обстоятельство обусловлено тем, что включения фьямме, представляя вязкие раскаленные выбросы лавы, спо-

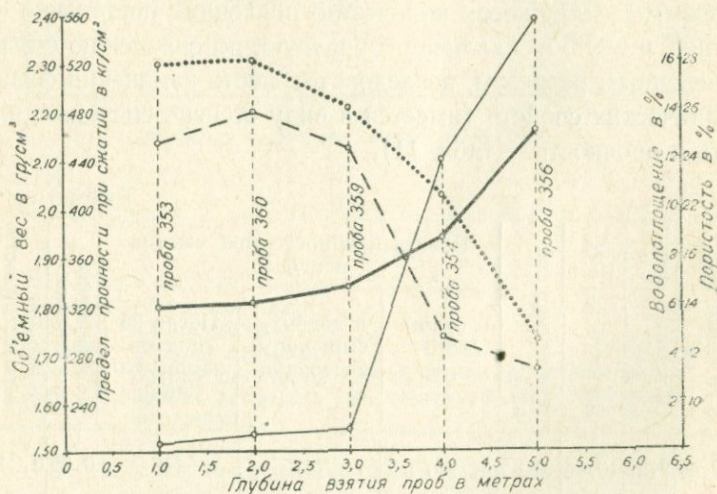


Фиг. 32. Зависимость физико-механических свойств туфов Дзінтанковського месторождения от глубины их залегания

способствовали лучшему свариванию и под возрастающей нагрузкой вышеотлагающихся частей лучше поддавались уплотнению.

При сравнении диаграммы показателей данного разреза с другими разрезами, где указанные включения отсутствуют, мы замечаем, что в данном случае интервал показателей более значительный, а, кроме того, с некоторой глубины, где количе-

№ проб	Объемный вес в г/см ³	Удельный вес в г/см ³	Пористость истинная	Водопоглощение в %	Предел прочности при сжатии в кг/см ²			Коэффициент размягчения	Коэффициент мо- розостойкости	Глубина отбора проб в метрах
					в сухом состоянии	в водона- сыщенном состоянии	После 25 циклов за- моражива- ния			
353	1,80	2,50	28,02	12,80	208	175	—	0,84	—	1
360	1,81	2,53	28,46	14,27	216	—	—	—	—	2
359	1,84	2,50	26,40	12,55	219,5	211	195	0,96	0,92	3
354	1,94	2,50	22,47	4,73	441	353	—	0,80	—	4
356	2,16	2,52	10,74	3,48	555	437	406	0,79	0,97	5



- Объемный вес.
 Пористость.
 - - - - - Водопоглощение.
 ————— Предел прочности при сжатии в сухом состоянии.

Фиг. 33. Зависимость физико-механических свойств туфов Бюракамского месторождения от глубины их залегания

ство включений сильно возрастает, изменение показателей физико-механических свойств меняется очень резко.

В рассмотренном примере несомненную роль играла и глубина формирования породы, но основным определяющим фактором в данном случае является наличие и количество фьямме. Значение фьямме в спекании породы наглядно видно и в тех разрезах, где количество их увеличивается в обратном направлении, т. е. снизу вверх.

Для ясности остановимся на разрезе, расположенном в 500 м восточнее с. Бюракан.

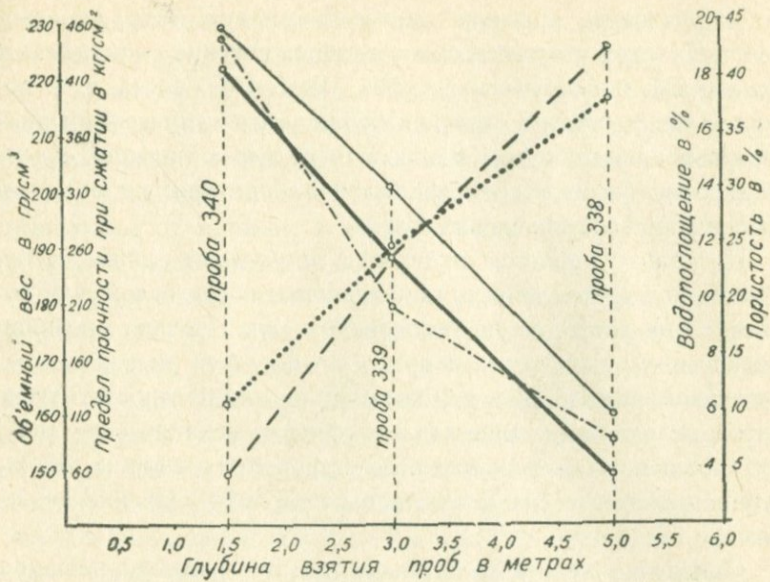
Данный разрез, представленный черными пирокластическими туфами, формировался несколько иначе, чем предыдущий. В нижних частях преобладает пепловый материал, свободный от фьямме; снизу вверх количество последних постепенно возрастает, что и обуславливает обратную, по сравнению с вышеприведенным разрезом, последовательность изменения физико-механических свойств (имеется в виду степень спекания, плотность и прочность — табл. 11).

Таблица 11

№ проб	Удельный вес, в г/см ³	Объемный вес, в г/см ³	Пористость, в %	Водопоглощение, в %	Предел прочности при сжатии в кг/см ²			Коэффициент размягчения	Коэффициент морозостойкости	Глубина отбора проб в м
					в сухом состоянии	в водонасыщенном состоянии	После 25 циклов замораживания			
340	2,49	2,22	10,84	3,85	457	447	419	0,98	0,94	1,5
339	2,48	1,88	24,65	11,53	312	312	—	0,74	—	3,0
338	2,42	1,49	38,11	19,11	109	109	—	0,79	—	5,0

В данном случае значение фьямме настолько очевидно, что даже глубина формирования породы решающей роли не играет (фиг. 34).

Анализируя все сказанное, мы видим, что в зависимости от глубины залегания физико-механические свойства туфов и туфолов различны. Эти различия обусловлены в основном различными термическими и динамическими условиями на различных глубинах, особенностями процессов, протекавших в покро-



- Объемный вес
- Пористость
- - - - - Водопоглощение
- Предел прочности при сжатии в сухом состоянии.
- · - · - Предел прочности при сжатии в водонасыщенном состоянии

Фиг. 34. Зависимость физико-механических свойств туфов Бюраканского месторождения от глубины их залегания

вах пирокластических масс после их осаждения, а также режимом вулканических проявлений, обуславливающих различный вещественный состав и физическое состояние магматических выбросов.

* * *

В связи с изменением свойств туфов по глубине залегания мы хотим остановиться еще на одном важном обстоятельстве, также отражающем условие формирования туфовых слоев.

Известно, что как для туфов, так и для туфолов характер-

но то, что они часто у поверхности приобретают желтовато-бурую, коричневую, красную, кирпично-красную и др. окраски. Известно также, что такая смена окраски связана с процессами окисления содержащегося в туфах закисного железа, т. е. переходом его в окисное, что подтверждается химическими анализами, показывающими в окисленных туфах большее содержание окиси железа, чем закиси и лабораторными опытами окисления и восстановления туфов.

Поскольку процессы окисления происходят лишь в тех случаях, когда поверхность пирокластики после отложения сохраняет еще достаточную температуру для начала реакции окисления, то возникает вопрос — существует ли связь между степенью окисления и компактностью, или плотностью туфа. С этой целью нами сравнивались физико-механические свойства окисленных и неокисленных туфов при одной и той же глубине залегания, что исключало какое-либо значение давления.

Окисление железа представляет экзотермическую реакцию. Такая реакция, как известно, раз начавшись, может протекать сама собой, так как выделяющееся тепло нагревает соседние частицы, образуя непрерывную цепь реакции. Таким образом, в окисленных туфах спекание частиц обуславливалось не только высокой первоначальной температурой, но и постэруптивным саморазогреванием. Оба фактора обуславливают также высокую пластичность и лучшее уплотнение породы.

Возможность постэруптивного нагрева подтверждается при наблюдениях в районе современных действующих вулканов.

Б. И. Пийп (1948) приводит интересный пример постэруптивного нагрева на гребне насыпного вала кратера Обручева на Камчатке, где, по его данным, в трещинах длиной 30 м и шириною 30—50 м на глубине от 0,5 до 1,5 м находился раскаленный докрасна материал выбросов.

Измерение температур этих раскаленных рыхлых выбросов выявило, что в течение двух с лишним месяцев температура в них не только не уменьшалась, а, наоборот, даже поднималась. Этот процесс Б. И. Пийп объясняет окислением, а последнее подтверждается тем, что выбросы приобретают красную окраску.

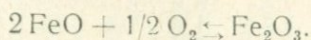
В табл. 12 нами собраны имеющиеся сравнительные данные физико-механических свойств окисленных и неокисленных туфов, залегающих в одинаковых геологических условиях.

Как видно из таблицы, высказанное предположение подтверждается многочисленными данными на примерах всех приведенных месторождений. В зависимости от степени окисления физико-механические свойства окисленных туфов значительно отличаются от таковых в черных туфах, т. е. являются более плотными, прочными и т. д.

Говоря о высоких качествах окисленных туфов, не следует понимать, что при всех обстоятельствах они плотнее и прочнее черных туфов. Речь идет о тех случаях, когда условия образования равны. Если при наличии окисленной кровли мощность всего покрова не превышает несколько метров, что характерно для большинства месторождений туфов еревано-ленинканского типа, то по всему разрезу можно ожидать наилучшие показатели в окисленной полосе. При больших мощностях начинает сказываться роль температуры и давления в зависимости от глубины залегания. Поэтому наглядно выявляется различие свойств окисленных и неокисленных туфов при сравнении образцов, взятых по простиранию на одних и тех же гипсометрических уровнях.

Интересно отметить, что мощность красного слоя туфов очень часто находится в прямой зависимости от мощности всего слоя туфа: чем больше мощность слоя туфа и чем медленнее происходил процесс остывания, тем на большую глубину проникал процесс окисления. Окисление туфового слоя в постэруптивную стадию говорит о большой скорости движения пирокластического потока и о непродолжительности времени соприкосновения его с воздухом. В противном случае, имея в виду продолжительный воздушный перенос, обломочный материал мог бы окисляться целиком еще до осаждения.

Известно, что при весьма высоких температурах процесс окисления железа происходит очень быстро. Реакция после перехода закиси железа в окись в определенный момент становится обратимой, и наступает равновесие согласно уравнению:



Физико-механические свойства красных (окисленных) и черных (неокисленных) туфов некоторых месторождений Армении

Месторождение	Цвет породы	Удельный вес	Объемный вес, в г/см ³	Пористость, в %	Водопоглощение	Сопротивление сжатию в сухом состоянии, в кг/см ²	Примечание
1	2	3	4	5	6	7	8
Кизляр— Приеревански.. район	Красный	2,42	1,71	29,3	—	195	Мощность покрова колеблется от 2 до 7 м. черный туф испытывался с глубины 4—4,5 м Глубина взятия проб 2,5 и 4,0 м
	Черный	2,41	1,32	45,30	—	61	
Далма—окраина г. Еревана	Красный	2,42	1,50	38,0	—	108,4	
	Черный	2,49	1,27	49,0	—	94	
Аван -- Котайкский район	Красный	2,50	1,95	17,6	9,0	132	
	Бурый	2,52	1,73	23,6	13,0	106	
	Черный	—	1,76	21,5	11,7	110	
Советашен— Шаумянский район*	Светло-коричневый	—	1,50	24,6	16,1	122	
	Темно-серый	—	1,30	32,2	24,98	56	
Маисян—Ахурян- ский район	Темно-коричневый	—	—	—	—	52	
	Светло-бурый	—	—	—	—	48,5	
	Бурый	—	—	—	—	42	
	Темно-бурый	—	—	—	—	11	

* Данные по четырем месторождениям взяты из изолитоколических отчетов П. А. Ачарова

1	2	3	4	5	6	7	8
Мец-Манташ — Арктикский район	Кирпично- красный Черный	—	—	—	—	96,6	Глубина залегания 0,8 и 1,3 м
		—	—	—	—	85,5	
Карабурун— Талинский район	Красный Темно-бу- рый Черный	2,54—2,57	1,62—1,69	—	—	31,6—100	По 10 испытаниям
		2,54—2,57	1,53—1,56	—	—	55,2—60,7	По 5 испытаниям
		2,56	1,53—1,54	—	—	50,0—58,4	По 3 испытаниям
Джрвеж— Котайкский район	Красный Черный	2,44	1,47—1,59	—	—	149—206	По 3 испытаниям
		2,44	1,44—1,51	—	—	1,41—172	
Пемзашен— Арктикский район	Красная окисленная ту- фолава Розовая част- ично окис- ленная туфо- лава	2,50	1,49—1,72	31,20—40,4	10, 6—10,97	176—217	По 9 испытаниям
		2,52	1,13—1,19	57,78—55,16	30, 8—35,72	73—85	
Ехник— Талинский район	Кирпично- красный Желто-ко- ричневый	2,50	1,76—1,86	25, 6—29,6	11, 5—13,94	220—291	По 9 испытаниям
		2,50	1,73—1,80	28, 0—30,8	10,24—11,94	231—236	
Мастара— Талинский район	Красная туфолава Розово- фиолето- вая туфо- лава	2,48	1,61—1,77	28,64—35,48	7,51—13,49	311—333	.
		2,51	1,41—1,49	40,63—46,23	16, 6—18,97	150—191	
Заринджа-гапа— Талинский район	Розовато- красный Коричне- во-желтый	2,44	1,67—1,86	23,77—30,33	5,45—10,71	320—491	По 9 испытаниям
		2,45	1,56—1,69	28,16—36,37	11,34—17,71	320—491	

Как видно из нижеприведенной таблицы (Кеннеди, 1950), при высоких температурах, несмотря на то, что реакция протекает быстро, процентное содержание количества полученных молекул Fe_2O_3 меньше, чем при более длительном протекании реакции при относительно низких температурах.

Таблица 13

Т° С	Давление в атмосферах	FeO, в %	Fe ₂ O ₃ , в %	Kp O ₂
1400	0,2	3,20	9,02	1,055
1300	0,2	2,35	9,97	0,246
1200	0,2	1,59	10,82	0,0439

На основании вышеизложенного можно отметить, что наличие красной покрывки на покровах туфов является благоприятным признаком, указывающим на наличие высокопрочных туфов как в самом окисленном слое, так и в нижележащих горизонтах.

* * *

После того, как выяснены причины, обуславливающие изменения физико-механических свойств по глубине залегания, немаловажное значение приобретает и изучение изменения признаков туфов в зависимости от их пространственного расположения. Выяснение этого вопроса позволяет уточнить некоторые вопросы процесса формирования туфовых покровов.

Намечается некоторая зональность в пространственном расположении разновидностей туфов. В первую очередь устанавливается, что туфолавы залегают полукольцом — с северо-запада на юго-восток на относительно высоких отметках склонов г. Арагац. Как видно из приложенной карты месторождений туфов, от центральной полосы к периферии туфолавы как бы выклиниваются. Они совершенно отсутствуют на западе, в районе м-ния Ани-Пемза, на юге ближе к Араратской котловине, на востоке в бассейне р. Касах, в Приереванском районе и др.

Между тем указанные районы представляют области широкого распространения обычных пирокластических туфов. Од-

нако площадь распространения последних не ограничивается указанной внешней зоной. Пирокластические туфы распространены как по периферии склонов г. Арагац и за их пределами, так и на более высоких отметках, переслаиваясь с туфолавами. Возникает вопрос — не является ли подобная закономерность причиной различной подвижности материалов вулканических эксплозий, что связано с преобладанием лавового материала при эксплозиях, образующих туфолавы с ограниченной подвижностью продуктов извержений и, наоборот, большей подвижности раскаленных потоков при преобладании пеплового материала. Возможно, что этим самым и объясняется относительно большая мощность туфовых лав по отношению к более рассеянным по площади пирокластическим туфам.

В этом отношении любопытно отсутствие так же пламенных туфов в периферических зонах, где наряду с пепловым материалом значительное место занимают и куски лавы — фьямме.

Особенности расположения разновидностей туфов указывают и на направления движения материалов вулканического извержения от центра к периферии и исключают существующую точку зрения (Месропян, 1951) о том, что центры извержений туфов находились за пределами площади распространения туфов и, возможно, за пределами Армении.

Таким образом, признаки изменения туфов и туфолав, в том числе и физико-механические свойства, по площади распространения в первую очередь обусловлены особенностями пространственного расположения отдельных петрографических разновидностей.

Следовательно, возможные различия физико-механических свойств туфов в пределах тех или иных месторождений обусловлены наличием того или иного петрографического типа. Вместе с тем сказывается значение и других факторов: глубина залегания, содержащиеся включения и т. д.

Поскольку мощность туфового слоя обусловлена очень часто неровностями рельефа, нивелированными туфами, то физико-механические свойства изменяются в пределах соответственно колебаниям мощностей.

Этим самым создается то большое разнообразие всех признаков породы, которое мы встречаем в месторождениях туфов и туфолав Армении.

Наибольшие колебания физико-механических свойств по площади распространения характерны для туфолав. С увеличением мощности слоя более устойчивыми являются нижележащие части слоев, что характерно и для пирокластических туфов.

Пестрота изменений физико-механических свойств и других признаков породы по площади распространения обусловлена тем, что туфы и туфолавы не являются продуктами извержений какого-либо центрального вулкана. Этим самым объясняется и отсутствие какой-либо строгой направленности изменений признаков породы в пределах отдельных петрографических типов.

Относительно небольшое перемещение туфового материала с места извержений исключает возможность какого-либо направленного изменения физико-механических свойств туфов или туфолав по площади распространения.

Одним из важных признаков туфов является различный состав содержащихся посторонних обломков. Как уже говорилось, состав посторонних обломков довольно разнообразен и обычно соответствует составу пород, подстилающих туфовые слои или залегающих в непосредственной близости от них. Кроме того, нет дифференциации обломков по размерам как по простираанию, так и по глубине залегания.

Все вышеперечисленные факты изменения признаков породы подтверждают существующие точки зрения о трещинном характере извержений туфового материала и об их переносе в виде раскаленных пирокластических потоков на небольшие расстояния в короткий промежуток времени. Большая скорость движения в каждом случае исключала возможность какой-либо сортировки материалов по размерам.

* * *

В заключение данного раздела мы хотим кратко остановиться еще на одном важном признаке туфо-туфолавовых образований.

Известно, что одним из важных признаков игнимбритов является наблюдаемая в них вертикальная призматическая отдельность.

Призматическая отдельность характерна и для туфов Армении. Более отчетливо выражена она в типичных пирокласти-

ческих туфах и менее характерна для туфолав. В туфолавах скорее всего можно наблюдать неотчетливые вертикальные отдельности с извилистыми линиями.

Несмотря на большое площадное распространение, в Армении призматическая столбчатая отдельность в туфах наблюдается редко, что обусловлено особенностями их условий залегания. Известны лишь 3—4 пункта, где в туфовых слоях достаточно отчетливо можно наблюдать явление столбчатой отдельности. Наибольший интерес представляют столбчатые туфы района сс. Макарашен и Гайдарлы. В указанных пунктах наблюдается совершенная столбчатость с его многообразными формами, какие известны в базальтовых потоках.

Геологическое строение этих месторождений нами уже описывалось, поэтому мы коротко рассмотрим лишь возможные причины, обусловившие образование столбчатой отдельности с ее многообразными формами, а также физико-механические особенности столбчатых туфов.

Направление развития столбчатых отдельностей в туфах, как это видно из прилагаемых снимков (фиг. 35, 36), в различных частях месторождений шло по-разному.

В основном как в Макарашенском, так и в Гайдарлинском месторождениях преобладают вертикальные формы отдельностей.

На участках с хорошо выраженной вертикальной столбчатой отдельностью (фиг. 35) каждый призматический столб имеет обычно шестигранную или пятигранную форму высотой до 12 м. Некоторые призмы разбиты поперечными трещинами на отдельные блоки, что большей частью характерно для верхних частей покрова. Высота отдельных блоков равняется от 0,5 м (для верхних частей) до 2,0 м (в средних зонах). Редко наблюдаются и столбы, образующие в поперечном сечении трехгранную или четырехгранную призмы. В поперечнике призмы имеют мощность от 0,2 до 0,5 м и более.

Вертикальная столбчатая отдельность, по-видимому, является простым случаем, когда трещины развивались под прямым углом к поверхности охлаждения.

В несколько иных условиях происходило образование более сложных форм призматических отдельностей.



Фиг. 35. Вертикальная призматическая столбчатая отдельность в туфах Макарашенского месторождения

Рассмотрим, например, отдельность на правом берегу р. Байдак (фиг. 36). Здесь, на склоне древней долины, конусообразно обнажается и частично разработан покров столбчатых туфов протяженностью 10 м при видимой мощности 4—5 м. Для всех призм характерен наклон, соответствующий таковому древнего рельефа. Такое соответствие наклонов призм и ложа туфового покрова видим и в других частях месторождения.

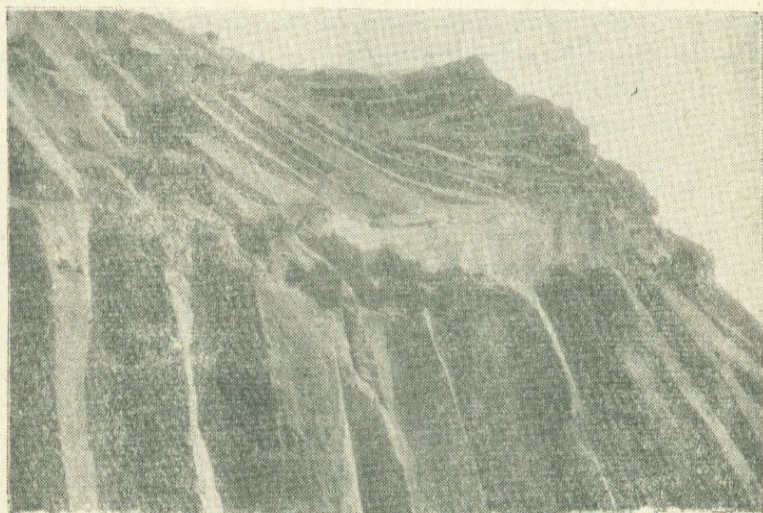
На той же фигуре мы видим, что вертикальная столбчатость в верхней части сменяется веерообразно отходящими друг от друга призмами, смыкающимися между собой под прямым углом и залегающими почти горизонтально.

Более сложные формы мы имеем в обнажении, расположенном недалеко от первого. Здесь можно видеть, как один и тот же столб, имеющий в основании вертикальную форму, у поверхности дугообразно сгибаясь, принимает горизонтальное направление.

В вышеуказанных примерах мы имеем случаи, когда в формирующихся покровах имелись различные направления поверхностей остывания, расположенных по отношению друг к другу под некоторым углом.

Аналогичные случаи встречаются также в базальтовых потоках Разданского ущелья в Армении. Здесь в конечных частях потоков лав наблюдается вогнутость столбов от периферии к средней части в обратном к движению потока направлению.

Таким образом, представляется возможным судить по наклону призм о характере охлаждения первоначального материала, давшего туфовые покровы.



Фиг. 36. Различное направление призматической отдельности в туфовом пласте

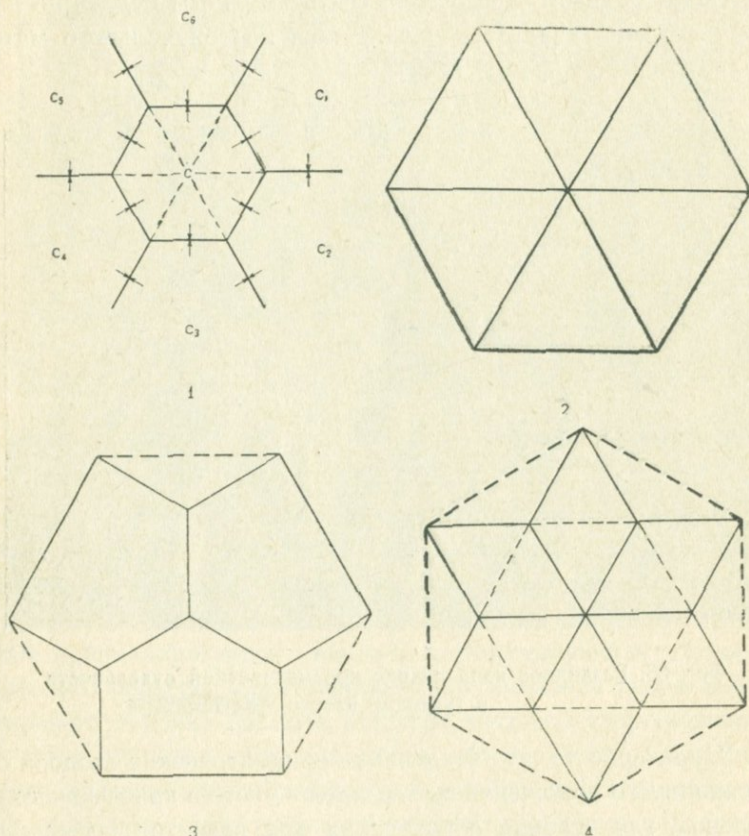
Характерно то, что отклонения призматических столбов от вертикального положения всегда имеют место в краевых частях покровов, где условия образования для развития косых или изогнутых призм наиболее благоприятные.

По своей форме столбчатые туфы Макарашенского и Гайдарлинского месторождений, как мы отметили, представлены в виде шестигранных, редко пятигранных, а еще реже четырехгранных и трехгранных призм. Геометрическое различие в сечении призм объясняется следующим образом.

Известно, что каждая система при охлаждении и при сокращении объема в определенных условиях стремится расколоться на шестигранные призмы, так как шестигранная призма единственно возможная геометрическая форма, где при максималь-

ном использовании поверхности получается равносторонняя симметричная фигура.

Схему образования шестиугольной призмы обычно представляют таким образом (фиг. 37-1): каждый центр, вокруг ко-



Фиг. 37. Схема развития трещин при образовании призматических отдельных

того происходит сокращение объема, окружается шестью другими центрами охлаждения, и если остывающая масса однородна, то сокращение объема вокруг каждого центра происходит в одинаковой степени с образованием симметричных и равнозначных призм с равноотстоящими друг от друга центрами остывания. В этом случае усилия, вызванные сокращением: объемов, развиваются так, что между центрами $C-C_1$, $C-C_2$,

$C-C_3$ и т. д. происходит разрыв, и линия разрыва в породе проходит на половине расстояния между этими центрами под прямым углом к направлению $C-C_1$, $C-C_2$, $C-C_3$ и т. д.

Поскольку системы обычно неоднородны, что более характерно для пирокластических выбросов, то равносторонние шестигранники образуются редко.

Изучение форм призматических отдельностей в туфах выявляет любопытную закономерность, заключающуюся в том, что при наличии пятигранных призм мы имеем форму с четырьмя равными гранями и одной большей гранью (фиг. 37, 3), а четырехугольные призмы имеют форму равностороннего ромба.

Как видно на фиг. 37, 4, все указанные формы призмы, не нарушая симметрии, полностью укладываются в шестигранную призму. Следовательно, можно полагать, что образование 5-, 4-, 3-гранных призм происходит путем последующего дополнительного раскалывания шестигранных призм.

Как известно, относительно причин образования столбчатых отдельностей существует ряд гипотез, из которых наибольшую поддержку имеет контракционная гипотеза, объясняющая образование трещин вследствие сокращения объема формирующихся пород или уплотнения во время охлаждения.

Наличие столбчатой отдельности в туфах Армении свидетельствует о первоначальной высокой температуре и о раскаленном полувязком состоянии пирокластического материала.

Однако первоначальная высокая температура и сокращение объема не являются единственными причинами образования столбчатости.

На основании наших детальнейших исследований, результаты которых изложены в ранее опубликованной работе (Ширинян, Асланян, 1956), мы пришли к заключению, что при образовании столбчатой отдельности определенную роль играла водная среда. Об этом свидетельствует повсеместное наличие под столбчатыми эффузивами Армении речных отложений.

Эта роль становится несомненной в тех случаях, когда в одном и том же потоке лав или в других видах вулканических продуктов за пределами древнего русла столбчатая отдельность постепенно сменяется другими формами отдельностей. Это хорошо видно и в самих Макарашенском и Гайдарлинском месторождениях. Так, например, совершенно лишены столбчатости

желтые туфы правобережья р. Алавар и более плотные (следовательно, образовавшиеся при более высоких температурах) черные туфы Макарашенского месторождения, залегающие в ряде пунктов непосредственно на эоценовых порфиритах или на мергелистых известняках мелового времени.

В пределах развития туфов со столбчатой отдельностью наблюдается и другая существенная закономерность, заключающаяся в том, что нижние и верхние части соответствующих сред в значительной мощности лишены столбчатости. Такое явление можно, по-видимому, объяснить относительно быстрым охлаждением, чему могло благоприятствовать непосредственное влияние воды как холодильника.

В базальтовых потоках столбчатость у кровли и подошвы сменяется глыбовой отдельностью, а в вулканических туфах, как мы видим на примере Макарашенского месторождения и др., характерно наличие неспекшихся кластических материалов, т. е. туфовых песков.

Таким образом, сравнительно медленное остывание среды становится вторым необходимым условием для развития столбчатости.

Исследования особенностей столбчатых отдельностей в туфах, а также в базальтовых потоках показывают, что охлаждение системы в определенном объеме происходило более или менее равномерно. Доказательством этого служит выдержанность размеров и направления трещин, образующих столбы. Так, например, на Макарашенском и Гайдарлинском месторождениях высота вертикальных призматических столбов в зависимости от мощности пласта достигает 10—12 м.

Учитывая то, что образование трещин может произойти тогда, когда раскаленная масса приобретает определенную жесткость, нетрудно предположить, что в таких случаях охлаждение происходило более или менее равномерно, в противном случае мы имели бы картину развития призм, пересекающихся в различных направлениях. О равномерном охлаждении говорит и выдержанность диаметров призм в определенных объемах площадей.

Равномерное охлаждение могло обеспечиться тем, что раскаленный материал, врываясь в русло реки, перерезая путь воде и окружаясь водной оболочкой ввиду быстрого охлаждения,

покрывался твердой оболочкой определенной мощности. В создавшейся таким образом закрытой системе при медленном остывании создавались благоприятные условия для равномерного охлаждения.

Гипотеза формирования столбчатых туфов в замкнутой водной среде подтверждается еще одним косвенным фактом.

Как известно, для туфов Армении повсеместно характерно наличие в верхней части красной покрывки (достигающей мощности 1—3 м), являющейся результатом окисления пирокластического материала после осаждения. Окисленный слой на туфах отсутствует там, где он смыт эрозией, или там, где отложенный вулканический материал сразу же перекрывался новыми продуктами извержения, лишаясь при этом доступа кислорода воздуха.

В туфах описываемых месторождений отсутствие красной покрывки может быть объяснено не тем, что она в такой большой мощности эродирована, а вероятно тем, что этому окислению здесь препятствовала водная оболочка. Последнее, в свою очередь, подтверждается тем, что туфы на правом берегу реки, южнее с. Гайдарлы, залегающие за пределами древнего истока реки, на коренных породах, по всей мощности окислены и имеют оранжево-желтую окраску в верхних частях и зеленовато-желтую — внизу.

Из сказанного не вытекает, однако, что столбчатость всегда может развиваться в водной среде. Аналогичные благоприятные условия могут создаваться и в других случаях. Так, например, в Армении известно много случаев развития столбчатости в некках, лакколитах и в силловых залежах. Примером сказанного могут служить альбитофировые малые интрузии Алавердского рудного района, андезитовые некки в Ахурянском, Ноемберянском, Арташатском и Сисианском районах. В последнем районе, в некке Дашкала, прекрасно развита горизонтальная столбчатость, перпендикулярная к стволу некка в виде призматических колонн длиной в несколько метров.

В данном случае благоприятные для медленного и равномерного охлаждения условия могли создаваться под влиянием внутреннего вулканического тепла, влияние которого могло распространиться только лишь на продукты, расположенные непосредственно у канала излияния.

В том же Сисианском районе аналогичные случаи известны в андезито-дацитовых дайках, в которых столбчатость развита перпендикулярно к стенкам даек.

Перейдем к физико-механическим свойствам столбчатых туфов. Из всего сказанного вытекает, что причины, обусловившие образование призматической столбчатой отдельности, должны были обусловить и особенности физико-механических свойств таких туфов, отличных от свойств обычных туфовых покровов.

Первое, что бросается в глаза при изучении физико-механических свойств столбчатых туфов,— это их низкая механическая прочность. В табл. 14 приведены значения физико-механических свойств столбчатых туфов Макарашенского месторождения по данным Министерства стройматериалов за 1954 г. и Института стройматериалов и сооружений (Ацагорцян, Мартиросян, 1959).

Как видно из табл. 14, предел прочности в сухом состоянии для столбчатых туфов Макарашена колеблется от 58 до 122 кг/см², средняя же прочность не превышает 91 кг/см², что является весьма низким показателем для туфов ереванско-ленинканского типа (см. табл. 13). Соответственно низка и прочность в водонасыщенном состоянии — от 45 до 107 кг/см², при коэффициенте размягчения от 0,64 до 0,96 %.

Все исследованные нами туфы ереванско-ленинканского типа без всяких изменений выдерживали больше 25 циклов замораживания. В столбчатых туфах уже после 20 циклов заметно снижается сопротивляемость к сжатию, а большей частью они выдерживают значительно меньшее количество циклов замораживания. Около 5% проб начинают крошиться и разрушаться начиная с пятого цикла.

Весьма невысокая прочность столбчатых туфов обращает на себя внимание даже при обычных наблюдениях.

На том же, Макарашенском, месторождении между физико-механическими показателями столбчатых и нестолбчатых туфов можно заметить существенные различия.

Нестолбчатые туфы здесь отличаются более высокой плотностью и большей прочностью, чем столбчатые разновидности. Эти различия устанавливаются даже при обычных наблюдениях в поле. Для убедительности достаточно сравнить следующие

Таблица 14

№ проб	№ шурфов	№ обнажений	Объемный вес, в кг/м ³	Удельный вес, в г/см ³	Пористость	Водопоглощение по весу	Сопротивление к сжатию, в кг/см ³			Количество циклов замораживания до разрушения
							в сухом состоянии	в водонасыщенном состоянии	после 20 циклов замораживания	
1	10	—	1490	2,55	41,5	18,7	58,0	45	—	6
2	—	13	1560	—	—	17,0	72	64	—	16
3	—	10	1570	2,54	38,2	15,8	71	61	63	—
4	9	—	1580	2,55	38,0	16,3	85	55	—	5
5	—	12	1590	—	—	15,7	80	67	—	17
6	—	8	1590	2,54	37,4	14,2	97	78	52	—
7	—	6	1600	2,54	37,0	14,0	99	80	—	15
8	6	—	1600	2,55	37,2	13,4	101	90	71	—
9	—	12a	1630	2,58	36,8	13,5	102	99	82	—
10*	7	—	1630	2,55	36,7	13,8	122	107	140	—
11	8	—	1660	2,57	35,4	11,6	113	97	95	—
Среднее			1580	2,55	37,6	14,9	91	77	79	

данные показателей туфов первого и пятого участков Макарашенского месторождения, лишенных призматической отдельности, со средними данными столбчатых туфов.

Таблица 15

№ образцов	Объемный вес	Удельный вес	Пористость истинная	Место взятия образца
68/296	2.35	2.68	12.32	Пятый участок
72/308	2.32	2.46	5.70	Первый участок
Среднее значение для столбчатых туфов	1.58	2.55	37.6	

Как видно из приведенных данных, в пределах того же месторождения в непосредственной близости друг от друга мы имеем более плотные туфы в нестолбчатых разновидностях и менее плотные туфы со столбчатой отдельностью.

Низкие качества столбчатых туфов выявились и при определении термической стойкости туфов*, при которой единственная проба, разрушившаяся после шести теплосмен, из испытанных 19 разновидностей, оказалась макарашенским черным туфом.

Чем же объясняется наблюдаемая низкая прочность столбчатых туфов? Ответ на это мы получили при микроскопическом исследовании. Во всех без исключения шлифах наблюдается то или иное количество микротрещин, незаметных невооруженным глазом. Эти трещины распределены в стекловатой массе веерообразно, образуя местами густую сеть пересекающихся между собой под различными углами тонких волосков. Микротрещиноватость туфов из других месторождений не характерна, она наблюдается лишь в столбчатых туфах и является результатом последующих сокращений объема, после образования главных направлений трещин отдельностей.

Эти микротрещины, невидимые невооруженным глазом, дают о себе знать при механических испытаниях породы, и в зависимости от их количества результаты получаются довольно различные, но почти всегда низкие.

Другой важной особенностью физико-механических свойств столбчатых туфов, на которой необходимо остановиться, является следующая.

* См. раздел „Жаростойкость туфов и туфолов“.

Мы уже указывали на существующую связь между физико-механическими свойствами туфов и глубиной их залегания, заключающуюся в том, что с возрастанием глубины обычно происходило повышение плотности и прочности породы и т. д.

В покровах столбчатых туфов подобного явления не наблюдается. Установить какую-либо закономерность, обуславливающую изменение вышеуказанных признаков породы, не удалось.

Несмотря на 8—10-метровую мощность покровов столбчатых туфов, образцы нижележащих горизонтов очень близки по свойствам к образцам, формировавшимся наверху в условиях меньшего давления. Возможно, это следует объяснить равномерным двусторонним охлаждением.

Маршалл (1937), указывая на ряд признаков игнимбри-тов, отмечал, что для игнимбри-тов характерна иногда хорошо выраженная столбчатая отдельность, подобная отдельности лавовых потоков, и что столбы тем тоньше, чем выше была температура. В подтверждение этого он отмечал, что там, где столбы тоньше, частицы стекла сильнее расплавлены и структура имеет флюидальный вид.

Не будем рассуждать, насколько приведенный Маршаллом факт соответствует действительности, но отметим только, что наблюдаемая высокая сплюснутость обломков стекла или фьямме вероятнее всего зависела от температуры самих обломков, а не от среды, в которую они падали.

Что касается столбчатых туфов Макарашена и Гайдарлы, то здесь отмеченная Маршаллом закономерность не устанавливается, хотя ширина столбов в пределах месторождений колеблется от 0,5 до 2,5 метров.

Жароупорность туфов и туфолав

Наряду с другими физико-механическими свойствами, подробно освещенными выше, важное значение имеет и исследование жароупорности туфов. Значение этого вопроса вытекает из необходимости применения туфов и туфолав в различных отраслях промышленности в качестве заменителя дорогостоящих шамотных изделий. Туфы и туфолавы, несмотря на свои низкие по сравнению с шамотным кирпичом огнеупорные свойства, по отношению к ним обладают рядом положительных

качеств, как, например, малый объемный вес и достаточная прочность, низкий коэффициент теплопроводности и другие.

Необходимо отметить, что жароупорные свойства армянских туфов до сих пор исследованы недостаточно и слабо освещены в печати. Можно отметить лишь две работы (Геворкян, 1945; Певзнер, 1953), в которых освещены вопросы жароупорности туфов. Но в первой из них говорится только о возможности получения кислотоупорного материала из туфов, и имеет-ся лишь испытание арктической туфолавы на жароупорность, а во второй приводятся лишь результаты испытания нескольких образцов туфолав из арктического месторождения на поведение их под нагрузкой при высоких температурах, и даются рекомендации для использования их в качестве футеровки кирпичеобжигательных печей, а также для футеровки туннельных вагонеток при обжиге глиняного строительного кирпича.

Таким образом, необходимость исследования жароупорности туфов и туфолав по ряду месторождений Армении более чем назрела. Вместе с тем, в зависимости от условий конкретного производственного процесса и требований, предъявляемых к жароупорным материалам, важное значение приобретает исследование линейных изменений при нагревании, деформации под нагрузкой при высоких температурах, термической стойкости и др. свойств.

Исследованные нами в этом профиле несколько десятков образцов охватывают главные месторождения туфов и туфолав Армении. Испытания были осуществлены в Московской керамической лаборатории по ГОСТу 4069-28, предусмотренному для испытания огнеупорных изделий.

В результате испытаний на жароупорность полученные данные целесообразно распределить по трем группам (табл. 16).

В первую группу входят туфы и туфолавы с жароупорностью ниже 1200° , во вторую — от 1200 до 1350° , что, согласно классификации глин, можно сравнить с легкоплавкими глинами, и в третью — с огнеупорностью свыше 1350° , что соответствует тугоплавким глинам. Таким образом, более чем 80% испытанных образцов соответствует категории легкоплавких глин.

В отношении жароупорности различия между туфами и туфолавами не наблюдается. Это исключает связь возможных ко-

№ обр.	Тип туфа и место взятия образца	Жаро- упор- ность	Примечания
I группа			
67	Красный пламенный туф, с. В. Талин	1190	
80	Черный туф, с. В. Талин	1190	
35	Пятнисто-красная туфолава, с. Пем- зашен	1180	
II группа			
20	Туф желтовато-красный, с. Джрвеж	1240	Составляют сверху вниз непрерывный разрез при мощности слоя 3—4 м
17	Туф светло-коричневый	1300	
18	Туф желтовато-черный	1310	
19	Туф черный	1280	Глубина отбора проб 1 м
31	Светло-розовая туфолава, с. Арич	1260	
33	"	1210	В интервале 3,0—4,5 м
36	Пестроцветная туфолава, с. Пем- зашен	1220	
37	Фиолетово-розовая туфолава, с. Пемзашен	1250	На глубине 1,20—4,0 м
44	Розовая туфолава, с. Туфашен	1240	Взяты на глубине 5 м
45	"	1240	На глубине 7 м
46	Розовая туфолава с красноватым оттенком, с. Артик	1220	Верхняя часть слоя
47	Туфолава темно-фиолетового цвета, с. Артик	1220	Нижняя часть слоя
15	Фиолетово-розовая туфолава, с. Артик	1220	
105	Кирпично-красный туф, с. Мична- дзор,	1200	
290	Пирокластический туф красного цвета, г. Мусху	1280	
51	Розово-фиолетовая туфолава, г. Мусху	1230	
292	Пламенный туф, с. Мастара	1220	
294	Розово-фиолетовая туфолава, с. Мастара	1350	
293	Розовая туфолава, с. Мастара	1240	
295	Фиолетово-розовая туфолава, с. Мастара	1230	
234	Серовато-фиолетовая туфолава, с. Заринджа	1280	
225	Туф кирпично-красного цвета, с. Дзитанков	1300	
226	Фиолетово-розовая туфолава	1240	
227	Светло-фиолетовая туфолава	1270	Составляют сверху вниз постепенный переход в указанном порядке
228	Темно-фиолетовая туфолава	1270	
340	Черный „пламенный“ туф, с. Бю- ракан	1310	
353	Туф розово-малинового цвета, с. Бюракан	1260	

лебаний со структурой. Наибольшей жароупорностью (1360°) характеризуются красные туфы из с. Дзитанков, наименьшей — туфы из района с. Талин (1190°).

Колебания показателей жароупорности могут быть обусловлены колебаниями в содержании отдельных групп окислов. В этом отношении положительным компонентом являются глинозем (16—20%) и кремнезем (56,5—68,0%).

К числу отрицательных компонентов можно отнести железо в окисном и закисном состоянии, щелочи, известь и окись титана. Суммарное количество вышеуказанных компонентов изменяется в пределах 15—20%.

Необратимые линейные изменения

Туфы и туфолавы, как и другие породы, после нагревания при определенной температуре претерпевают некоторые линейные изменения (рост или усадку), измеряемые после охлаждения испытуемых проб до комнатной температуры.

Выяснение величины огневых усадок или роста всяких жароупорных изделий имеет важное значение, так как породы со значительными объемными изменениями могут привести к расстройству ту или иную систему производственного агрегата.

Допускаемые изменения объемов, согласно стандарту шамотных изделий, равняются не более 0,7% для первого сорта изделий и не более 1% для второго и третьего сортов.

Испытание туфов и туфолав производилось в лабораторной электрической печи с силитовыми нагревателями при температурах 400, 600, 800, 900 и 1000°. Усадка или рост определялись объемным методом по ГОСТу 5402-50.

Результаты испытания представлены в табл. 17.

Как видно из приведенных данных, лишь для небольшого числа проб характерно изменение размеров в диапазоне от 400—1000° менее чем на 0,7%, другая часть проб по показателям линейных изменений при температурах 800—900° может быть отнесена к шамотным огнеупорным изделиям второго и третьего сортов. Что касается всех остальных проб, имевших усадку или рост более одного процента, то они могут быть использованы при более низких температурах.

Линейные изменения туфов и туфолов при обжиге

№ проб	Температура обжига, в °С					Коэффициент термического расширения при нагреве до 900°С	Примечание
	400	600	800	900	1000		
Линейное изменение, в ‰							
I группа							
78	—	—	-0,78	-0,72	-27,0	$2,3 \cdot 10^{-6}$	Знак + означает рост линейных размеров, знак — усадку
35	-0,75	-0,17	-0,16	+0,33	+ 0,13		
II группа							
17	-0,97	-0,85	-0,73	-6,00	-10,00	$3,9 \cdot 10^{-6}$	Проба № 78 при 1000°С спеклась
20	-0,47	-0,58	-0,33	-0,3	- 1,1		
33	+0,45	-0,1	-0,04	+0,25	- 0,3	$2,4 \cdot 10^{-6}$	
37	-0,6	+0,17	+0,6	+0,33	+ 0,13	$6 \cdot 10^{-6}$	
45	-0,17	+0,19	+0,33	0,00	+ 0,11		
46	+0,18	-0,23	-0,01	+0,03	+ 0,04	$3,9 \cdot 10^{-6}$	
105	—	—	-1,33	-4,9	-19,0	$2,7 \cdot 10^{-6}$	Образец при 1000° оплавился
290	—	—	-0,51	-0,94	-27,0	$1,7 \cdot 10^{-6}$	Образец при 1000°С спекся
294	—	—	-0,9	-0,92	+ 0,18	$2,9 \cdot 10^{-6}$	
293	—	—	+2,2	+0,2	+15,5		
226	—	—	+0,02	+0,46	- 6,8	$3,1 \cdot 10^{-6}$	
227	—	—	-0,04	-0,16	- 1,4		
228	—	—	+0,48	-0,1	+ 0,57	$3,1 \cdot 10^{-6}$	
353	—	—	-1,97	-1,47	- 9,6		
354	—	—	-1,23	-2, 8	—	$6,4 \cdot 10^{-6}$	
359	—	—	-0,34	-0,03	+ 7,8		При 1000°С образец сильно оплавился
III группа							
233	—	—	+0,22	-0,36	- 2,41	$3,4, 1, -6$	

Из полученных результатов выявляется интересное обстоятельство, что туфы при всех температурах обжига с начала до конца претерпевают усадку (пробы № 17, 20, 105, 290, 353, 354), тогда как у туфолов картина линейных изменений с начала до конца не имеет определенного характера.

Большинство туфолов при низких температурах обжига,

так же как и туфы, дает усадку, что впоследствии при более высоких температурах заменяется расширением. Последнее сохраняется до конца обжига, т. е. до температуры 1000° (пробы № 37, 45) или снова изменяется в сторону увеличения объема.

Поведение другой части проб совершенно различное при различных температурах обжига.

Различие в поведении туфов и туфолов можно будет объяснить различием их структуры. Туфолавы, будучи более пористыми породами, могут содержать в себе некоторое количество газов, которые при нагревании, расширяясь соответственным образом, влияют на поведение породы. В особенности большую роль могут играть поры, не сообщающиеся между собой. Наличие их надо предполагать по имеющимся различиям—истинным и кажущимся объемным весам. В конечном счете как для туфов, так и для туфолов должно быть характерно не расширение, а необратимая линейная усадка, но для различных туфолов процесс уменьшения объемов достигается, по-видимому, на различных температурах обжига.

Величины деформаций туфов и туфолов под нагрузкой при высоких температурах

Деформация туфов и туфолов под нагрузкой при высоких температурах характеризует их способность противостоять одновременному воздействию высоких температур и сжимающей нагрузки.

Исследование туфов и туфолов в этом направлении производилось согласно ГОСТу 4070-48.

В результате испытания определялись: температура начала размягчения, температура, соответствующая 4% деформации образца, и температура, при которой образец деформировался на 40% своей первоначальной высоты. Полученные результаты приводятся в нижеследующей таблице.

Как видно из полученных данных, температуры начала размягчения и последующих деформаций туфов и туфолов, а также их различных разновидностей близки между собой и обусловлены не только величинами жароупорности, но и другими физико-механическими показателями пород.

Температуры деформации некоторых разновидностей
туфов и туфолов

№ проб	Температура деформации под нагрузкой		
	Начало размягчения	4% деформации сжатия	40% деформации сжатия
20	840	880	1060
33	970	1030	1070
46	1050	1060	1080
37	990	1020	1050
45	1020	1080	1140
293	1050	1070	1150
227	1000	1030	1100
228	1070	1090	1140
322	850	875	1000
353	930	970	1080
233	980	1010	1080

Термическая стойкость туфов и туфолов

Термической стойкостью огнеупорных материалов называется способность их, не разрушаясь, сопротивляться повторным резким температурным колебаниям. Термическая стойкость туфов и туфолов определялась по потере механической прочности испытуемых образцов, подвергнутых действию шести теплосмен (по переменному нагреванию до 800° и охлаждению в воде до 20°). Образцы вытачивались в виде плиток размерами 30 × 30 × 25 мм. Обжиг проводился в лабораторной электрической печи с силитовыми нагревателями. Предел прочности при сжатии определялся выпиливанием кубика из того же образца согласно ГОСТу 4071-48.

Результаты испытания приведены в табл. 19.

Результаты проведенных всесторонних испытаний показывают, что туфы и туфоловы могут быть широко использованы в промышленности в качестве недорогого теплоизоляционного материала в наружных слоях топок, паровых котлов, тепловых агрегатов нефтяной промышленности, в химических и латуноплавильных печах (700—1200°), в коксовых и стекольных печах (до 1200°) и т. д.

Показатели термической стойкости туфов и туфолав

№ проб	Прочность на сжатие в кг/см ²		Потеря прочности, в %
	до испытания	после шести теплосмен	
67	186	122	34,0
15	92	35	62,0
37	35	25	28
45	94	62	34
291	60	134	0,0
293	33	64	23,0
227	113	154	0,0
322	106	разрушился	100,0
323	122	76	33,0
353	86	82	4,7
232	184	152	17,5
233	30	20	33,3
	Ш а м о т н ы й к и р п и ч		
	100,0	100,0	0,00

Примечание. Повышение механической прочности некоторых проб после шести теплосмен, по-видимому, надо объяснить возможными нарушениями ориентировки образца при раздавливании

Учитывая значительные колебания показателей жаростойкости туфов и туфолав, в каждом случае необходимо предварительное всестороннее испытание образца.

З а к л ю ч е н и е

Основные положения, вытекающие из изложенного в работе фактического материала, могут быть сформулированы в виде следующих выводов:

1. В условиях Армянской ССР четвертичные туфы и туфолавы представляют собой широко распространенные продукты новейшей вулканической деятельности; они слагают толщу значительной мощности в районе г. Арагац, в Приереванском районе и в бассейне р. Памбак.

2. Образование вулканических туфов и туфолав является результатом неоднократно повторившихся вулканических извержений в течение времени от нижнего плейстоцена до голоцена включительно.

3. Центрами извержений туфов Армянской ССР служили серии взаимосвязанных разрывных нарушений и реже расположенные по ним вулканические конусы, наиболее крупным из которых является вулкан Арагац.

4. На основании петрографических признаков, принимая во внимание наиболее типичные разности, условия их формирования, структуру и текстуру, туфы Армении могут быть подразделены на: а) туфолавы и б) пирокластические туфы (игнимбриты). Пирокластические туфы, в свою очередь, подразделяются на: а) туфы ереванско-ленинканского типа, б) пламенные туфы, или туфы шамиран-бюраканского типа, в) пемзовые туфы, или туфы анийского типа.

5. Пирокластические туфы представляют плотную или мелкопористую, типично кластическую породу, состоящую из спекшихся мелких обломков стекла, обычно имеющих характерные для пепловых частиц изогнутые очертания, из более крупных вязких плотных стекловатых масс (фьямме), имеющих в разрезе сплюснутые линзовидные формы, из обломков разнообразных минералов и пород.

6. Туфолавы — это сильно пористые породы, отличающиеся от пирокластических туфов отсутствием обломочной структуры основной массы. Стекловатая структура туфовых лав напоминает лаву, но в отличие от типичных лав в них содержится некоторое количество напоминающих лапилли включений пористого стекла, вследствие чего структурный рисунок породы напоминает обломочную породу.

7. Основные различия между разновидностями типичных пирокластических туфов заключаются в характере содержащихся стекловатых включений и в их соотношении к главной обломочно-пепловой массе.

8. Химический состав туфов и туфолав соответствует составу пород ряда андезито-дацит с отклонениями к щелочным разновидностям.

9. В наиболее полных разрезах строение туфо-туфолаво-вой толщи в Армении (снизу вверх) представлено в следующей последовательности напластования: а) пемзы и пемзовые пески, постепенно переходящие в пемзовые туфы, б) черные туфы (ереванско-ленинканский и пламенный типы), в) фиолетово-

розовые туфолавы, г) черно-красные туфы (еревано-ленинаканский и пламенный типы).

10. Устанавливаются постепенные переходы от туфолав к туфам и от туфов ереванско-ленинаканского типа к пламенным типам, что, однако, не является результатом постмагматических изменений. Такие переходы характеризуют природу особого типа взаимосвязанных вулканических извержений, в продолжительности которых меняется количественное соотношение составных частей выброшенного вулканического материала.

11. В туфах Армянской ССР устанавливается целый ряд признаков игнимбритов, что дает основание считать их образованиями из раскаленных потоков обломочного материала.

12. Формирование туфов ереванско-ленинаканского типа обусловлено почти полным распылением магматического расплава и его выбросом в виде раскаленного пеплового материала; пламенные и пемзовые туфы образуются в тех случаях, когда вместе с пепловым материалом выбрасываются остатки или куски жидкой лавы, способные после падения сплющиваться в виде струй или языков пламени.

13. При образовании туфолав имело место лишь частичное распыление магматического расплава в виде пемзо-шлаковых лапилли. Туфолавы представляют собой смесь обломочного материала и лавы.

14. Физико-механические свойства туфов и туфолав Армянской ССР не постоянны и меняются в определенных пределах. Факторами, обуславливающими изменение признаков туфов и туфолав, являются: условия залегания, мощность слоя и глубина формирования, количество и характер содержащихся включений, форма отдельностей, постэруптивный нагрев и окисленность.

15. Неограниченность запасов, удобное расположение и специфичность физико-механических свойств, легкость разработки и долговечность выдвинули туфы и туфолавы Армянской ССР в число незаменимых и дешевых строительных материалов.

16. Применение туфов и туфолав в строительстве рентабельно как в республике, так и далеко за ее пределами и в то же время имеет ряд преимуществ перед другими видами строительных материалов.

СХЕМАТИЧЕСКАЯ КАРТА РАСПРОСТРАНЕНИЯ ТУФОВ АРМЯНСКОЙ ССР



У С Л О В Н Ы Е О Б О З Н А Ч Е Н И Я

- | | |
|--|---|
| <ul style="list-style-type: none"> Лемзавые туфы анийского типа Туфы ереванско-ленинканского типа Туфовые лавы (туфы арктического типа) туфы ереванско-ленинканского типа и лемзавые туфы („анийские“) | <ul style="list-style-type: none"> Лавовые туфы, туфовые лавы (туфы арктического типа) туфы ереванско-ленинканского и „анийского“ типов Лавовые туфы и туфы ереванско-ленинканского типов <p><i>Примечание: Подчеркнутое шрифтом название указывает, что данная разновидность является основным типом туфа в пределах выделенной площади; подчеркнутые пунктиром, что указанная разновидность туфа в данном участке практического значения не имеет</i></p> |
|--|---|

Наименования месторождений

- | | |
|---|--|
| <ul style="list-style-type: none"> Арктическая группа месторождений Талинская группа месторождений (Заринджа, мастарский, Талиш-Катнахлюрский и Кармрашенский туфовые покровы) Анийское месторождение лемзавого туфа месторождения южных склонов г. Арагац (Бюраканское, Кош-Шамиранское) | <ul style="list-style-type: none"> месторождения бассейна р. Касах и прибрежного района (Бассейн р. Касах и Ереванские впадины, прибрежный район) месторождения Ленинканской равнины месторождения бассейна р. Ламбак прочие месторождения |
|---|--|

ЛИТЕРАТУРА

(цитированная и главнейшая по туфам и туфолавам).

- Абих Г. В.** 1873. Геологические наблюдения в нагорной стране между Курой и Араксом. Зап. Кавк. отд. русск. геогр. об-ва, т. VIII.
- Абих Г. В.** 1899. Геология Армянского нагорья, Западн. часть. Пятигорск.
- Абих Г. В.** 1902. Геология Армянского нагорья, Вост. часть. Орогр. и геолог. описание. Зап. Кавк. отд. русск. геогр. об-ва, т. XXII.
- Авакян Л. А.** 1959. Четвертичные ископаемые млекопитающие Армении. Ереван, Изд. АН АрмССР
- Адамян А. А.** 1950. К вопросу о стратиграфическом расчленении четвертичной туфо-туфоларовой толщи южных склонов массива г. Арагац. «Изв. АН АрмССР», т. III, № 2.
- Адамян А. А.** 1951. Туфы и туфолавы южных склонов массива г. Арагац. «Изв. АН АрмССР», т. 4, № 3.
- Адамян А. А. и Саакян Н. А.** 1955. К вопросу происхождения четвертичных туфов. Тр. Ерев. политехн. ин-та, № 11, вып. 2.
- Амарян В. А.** 1959. Ереван — вершина г. Арагац (Алагез). Путевод. экск. Первого Всесоюзн. вулк. совещ. Ереван.
- Аслабян А. Т.** 1949. О возрасте вулканогенной толщи центральной части Малого Кавказа. «Изв. АН АрмССР», сер. геол., № 6.
- Аслабян А. Т.** 1950. О происхождении массива г. Арагац. ДАН АрмССР, т. XII, № 4.
- Аслабян А. Т.** 1950а. Стратиграфия вулканогенных пород Приереванского района (Армянская ССР). ДАН АрмССР, т. XI, № 5.
- Аслабян А. Т.** 1956. О центрах извержений новейших туфов Армянского нагорья. Сб. научн. трудов ЕПИ, № 13, Изд. Ереван. ун-та.
- Аслабян А. Т.** 1956а. Об открытии нижнего палеолита в Ленинанаканской котловине и его геологическом значении. Сб.: «Вопросы геологии и гидрогеологии АрмССР», Ереван.
- Аслабян А. Т.** 1958. Региональная геология Армении. Ереван.
- Аслабян А. Т.** 1959. Вулкан Арагац. Сб.: «Проблемы вулканизма». Матер. к Первому Всесоюзн. вулк. совещ. Ереван, Изд. АН АрмССР.
- Ацагорцян З. А., Мартиросян О. А.** 1959. Туфы и мраморы Армении (на арм. языке), Айпетрат, Ереван.

- Бальян С. П. 1950. О происхождении г. Арагац в свете новых морфологических данных. «Изв. АН АрмССР», т. II, № 1.
- Белянкин Д. С. и Петров В. П. 1936. О кристобалите в горных породах Кавказа и Закавказья. «Изв. АН СССР», серия геол., № 2—3.
- Белянкин Д. С. 1938. К характеристике брекчиевидных и полосчатых лав вулкана Эльбруса. ДАН СССР, т. 21, № 5.
- Белянкин Д. С. и Петров В. П. 1949. О кристобалите и об условиях кристаллизации его в некоторых породах Закавказья. Тр. Мин. музея, вып. 1.
- Белянкин Д. С. 1952. К вопросу о туфовых лавах Армении. «Изв. АН СССР», серия геол., № 3.
- Богачев В. В. 1938. Фауна диатомитовых плиоценовых отложений в Закавказье. Палеонтологические заметки. Баку, Изд. АзФАН.
- Варданацц Л. А. 1948. Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Ереван, Изд. АН АрмССР.
- Влодавец В. И. 1953. О некоторых семячинских туфолавах и их происхождении. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 3.
- Влодавец В. И. 1957. О происхождении пород, обычно называемых туфолавами и игнимбритами. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 14.
- Влодавец В. И. 1959. Процессы, порождающие пирокластический материал и его первичное перемещение. Сб.: «Проблемы вулканизма», матер. к Первому Всесоюзному вулк. совещ. Ереван, Изд. АН АрмССР.
- Воловикова И. М. 1957. Игнимбриты Кураминского хребта (Северный Тянь-Шань). Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 14.
- Габриелян А. А. 1945. К стратиграфии олигоценовых отложений Армении. ДАН АрмССР, № 2.
- Габриелян А. А. 1946. К истории тектонического развития Армении в третичное время. ДАН СССР, т. III, № 2.
- Габриелян А. А. 1947. Третичные отложения Котайкского района. Ереван. Изд. АН АрмССР.
- Габриелян А. А. 1948. О стратиграфическом положении и возрасте долеритовых базальтов Приереванского района. ДАН АрмССР, № 1.
- Габриелян А. А. 1952. Палеоген и неоген Армении. Тр. конф. по воп. рег. геол. Закавказья (ноябрь, 1951), Баку.
- Гамбарян П. П. 1934. Геолого-петрографический очерк района Средней Занги. Сб.: «Бассейн р. Занги». Тр. СОПС, сер. Закавказ., вып. 10.
- Гамбарян П. П. 1934а. Нурнусское м-ние диатомита. Сб.: «Научно-иссл. тр. НИС при СНК ССР Армении», № 1, Эривань.
- Геворкян Х. О. 1945. Получение кислотоупорных и жароупорных материалов из туфа. «Изв. АН АрмССР», № 4.
- Грейтон Л. К. 1949. Предположения о вулканическом тепле. Перевод с англ. Л. Г. Кваша, М. Изд. иностран. лит.
- Дианова Т. В. и Курицына Г. А. 1955. О туфолавах в Исовском и Красноуральском районах (Сев. часть ср. Урала). Тр. Горно-геол. ин-та уральского филиала АН СССР, вып. 26.

- Еремеев В. П. 1948. Туфы Нальчикского района. Карабахский научн.-иссл. ин-т, Ученые записки, т. III, Нальчик.
- Заварицкий А. Н. 1935. Пересчет химических анализов изверженных горных пород, М.-Л.
- Заварицкий А. Н. 1940. Новейшие вулканические образования Армении. Тр. Ин-та геол. наук. АН СССР, в. 53.
- Заварицкий А. Н. 1944. Некоторые черты четвертичного вулканизма Армении. «Изв. АН АрмССР», естеств. науки, № 56.
- Заварицкий А. Н. 1945. О четвертичных вулканических туфах и туфолавах Армении. «Вестник АН СССР», № 10—11.
- Заварицкий А. Н. 1946. О некоторых данных вулканологии в связи с изучением четвертичных туфов и туфолав Армении. «Изв. АН АрмССР», естеств. науки, № 10.
- Заварицкий А. Н. 1946а. О четвертичных вулканических туфах Армении. ДАН СССР, новая серия, т. 53, № 8.
- Заварицкий А. Н. 1947. Игнимбриты Армении. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 3.
- Заварицкий А. Н. 1948. По поводу замечаний П. И. Лебедева о природе туфовых лав Армении. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 2.
- Заварицкий А. Н. 1950. Введение к петрохимии изверженных горных пород, М.—Л.
- Заварицкий А. Н. 1953. Вулкан Голгат и его продукты. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 7.
- Залесский Б. В. 1928. К вопросу о влиянии геолого-минералогических особенностей горных пород на величины их временного сопротивления раздавливанию. Каменные строительные материалы, сб. III, Л., Изд. АН СССР.
- Залесский Б. В. и Петров В. П. 1931. Арктическое месторождение туфовых лав. Тр. Петр. инст. АН СССР, вып. 1, Л.
- Залесский Б. В., Лапин В. В. и Тер-Григорян Н. С. 1947. Влияние степени неоднородности пород на их физ.-мех. характеристику. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 84.
- Залесский Б. В. и Флоренский К. П. 1952. О некоторых основных предпосылках испытаний каменных строительных материалов на морозоустойчивость. Тр. Инст. геол. наук, петр. серия, № 42.
- Иванчин-Писарев А. А. 1930. Месторождение арктической туфовой лавы. Тр. Ин-та прикл. минер.
- Иванчин-Писарев А. А. 1930а. Пемзы Махмуджучского месторождения. «Минеральное сырье», № 11—12.
- Канкян П. Х. 1957. К вопросу об образовании столбчатой отдельности и поперечных трещин в Макарашенских туфах (Армения). «Изв. АН АрмССР», сер. геол. и геогр. наук, т. X, № 5—6.
- Каракаш Н. И. 1898. О новых находках остатков мамонта на Малом Кавказе. Докл. X съезда русск. естествоисп. и врачей в Киеве.

- Кваша Л. Г. 1956. О строении вулканического центра Араилер (Армения). Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, № 7.
- Кеннеди Дж. К. 1950. Равновесие между летучими и окислами железа в изверженных породах. Вопр. физико-химии в мин. и петр. Сборник статей.
- Котов Е. И. 1938. Арктикский туф как материал для металлургических сооружений. «Цветные металлы», № 5.
- Лебедев П. И. 1928. Туфовые лавы Алагеза. «Каменные строит. материалы», сб. 3, № 67.
- Лебедев П. И. 1930. Вулкан Алагез и его лавы. Тр. по изучению производственных сил. Сб.: «Алагез—потухший вулкан Армянского нагорья». М., Изд. АН СССР.
- Лебедев П. И. 1931. Зона строительных туфовых лав Алагеза (Арагаца). Тр. Петрогр. института, вып. 1.
- Лебедев П. И. 1947. К вопросу о природе туфовых лав вулканов Алагеза. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 6.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1925. Петрография, ч. 1, Л.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1928. Армянское вулканическое нагорье. «Природа», № 5.
- Лейе Я. Б. и Ширинян К. Г. 1957. Об озерных отложениях и новейших вулканических продуктах Агинского района. Тр. Арм. геол. упр., № 1.
- Личков Б. Л. 1931. К характеристике геоморфологии и стратиграфии Алагеза. Труды по изучению произв. сил. Сб.: «Алагез—потухший вулкан Армянского нагорья». М., Изд. АН СССР.
- Малеев Е. Ф. 1958. Еще о классификации пирокластических пород. Зап. Всес. минералог. об-ва, ч. 87, № 1.
- Малеев Е. Ф. 1959. О туфолавах и игнимбритах в связи с выходом сборника «Туфолавы». «Изв. АН СССР», сер. геол., № 2.
- Мерлич Б. В. 1958. Эксплозивные брекчиевидные дайки в Закарпатье. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 3.
- Месропян А. И. 1951. О генезисе четвертичных туфов Армении. «Изв. АН АрмССР», т. IV, № 14.
- Мириманов Х. 1932. Ископаемые почвы в ССР Армении. Почвоведение, № 5—6.
- Мкртчян К. А. 1954. Некоторые замечания о генезисе туфов арктикского типа (Армянская ССР). «Изв. АН СССР», сер. геол., № 5.
- Мкртчян К. А. 1956. К характеристике послевюрмских тектонических движений бассейна р. Памбак. Вопр. геол. и гидрогеол. АрмССР, Ереван.
- Мкртчян К. А. 1958. О памбакском комплексе ископаемых млекопитающих в Армянской ССР. «Изв. АН АрмССР», сер. геол. и геогр. наук, т. XI, № 4.
- Наковник Н. И. 1955. Классификация и терминология пирокластических пород. Зап. Всес. минералог. об-ва, ч. 84, № 3.
- Николаев Н. И. 1941. О четвертичных тектонических движениях и возрасте рельефа Центрального Кавказа и Предкавказья. ДАН СССР, т. XXX, № 1.

- Оганезов Г. Г. 1957. Подземные воды Араратской котловины, т. 1. Энергетические факторы в тектонике Араратской котловины. Ереван, Изд. АН АрмССР.
- Освальд Ф. К. 1915. К истории тектонического развития Армянского нагорья. Зап. Кавк. отд. русск. геогр. об-ва, т. XXIX, вып. 2, Тифлис
- Оффман П. Е. 1953. Некоторые закономерности образования трещин усыхания (К вопросу о происхождении трещин в горных породах). «Изв. АН СССР», сер. геол., № 3.
- Паффенгольц К. Н. 1931. Стратиграфия четвертичных лав Восточной Армении. Зап. Росс. мин. об-ва, ч. 60, № 2.
- Паффенгольц К. Н. 1938. К вопросу о возрасте и генезисе туфолав Армении. Зап. Всерос. мин. об-ва, ч. LXVII, № 3.
- Паффенгольц К. Н. 1939. Алагез и его происхождение. «Природа», № 6.
- Паффенгольц К. Н. 1948. Геология Армении. М.—Л.
- Паффенгольц К. Н. 1951. К стратиграфии вулканогенных толщ Джавахетского (Ахалкалакского) нагорья (Закавказье). Сб.: «Труды Ин-та геол. и минералогии АН ГрузССР».
- Певзнер Р. Л. 1945. Новые данные об огнеупорных свойствах арктической туфовой лавы. ДАН СССР, т. VIII.
- Певзнер Р. Л. 1953. Исследование свойств арктической туфовой лавы в целях ее применения в качестве частичного заменителя огнеупоров. Журн. «Стекло и керамика», № 7.
- Петров И. И. 1931. Способы определения удельного веса пород и руд. М., Геол. изд. ВГРО.
- Петров В. П. 1959. Основы классификации туфовых и вулканогенных пород. Сб.: «Проблемы вулканизма», матер. к Первому Всес. вулк. совещ., Ереван, Изд. АН АрмССР.
- Петров В. П. 1957. Игнимбриты и туфовые лавы. Еще о природе Арктикуфа. Труды Лабор. вулканологии, вып. 14, М.
- Пийп Б. И. 1944. О раскаленных агломератовых потоках Авачи и о типе извержения этого вулкана. Бюллетень Вулканологической станции на Камчатке, № 12.
- Пийп Б. И. 1948. Эруптивная деятельность Ключевской сопки в 1944—1945 гг. Бюллетень Вулканологической станции на Камчатке, № 14.
- Прокин В. А. 1957. К дискуссии о пирокластах. Зап. Всес. минер. об-ва, 86, № 1.
- Рейнгард А. Л. 1939. Морфогенез массива г. Алагез в свете новых геологических данных. Изд. Гос. геогр. об-ва, № 3.
- Рыбалов Б. Л. 1957а. О происхождении некоторых туфолав юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 14.
- Сидоров А. К. 1949. Технологические испытания нерудного минерального сырья. М.
- Соловьев С. П. 1926. Вулканический туф Армении как строительный материал Закавказья. «Экономический вестник Армении», № 3 (15).

- Соловьев С. П.** 1950. Главные черты комплекса молодых кислых эффузивов и игнимбритов Южного Сихотэ-Алиня и его петрохимические особенности. Зап. Всес. мин. об-ва, вторая серия, ч. 79, вып. 3.
- Сперанская И. М.** 1959. О классификации и номенклатуре туфогенных пород. Сб.: «Проблемы вулканизма», матер. к Первому Всес. вулк. совещ., Ереван, Изд. АН АрмССР.
- Степанян О. С.** 1941. Туфовые лавы Армянской ССР. Научн. тр. Ерев. гос. ун-та, т. XVII.
- Фаворская М. А.** 1949. Третичные туфолавы Южного Приморья. «Изв. АН СССР», серия геол., № 6.
- Фаворская М. А.** 1956. Верхнемеловой и кайнозойский магматизм восточного склона Сихотэ-Алиня. Тр. Ин-та геол., руд. мест., петрол. мин. и геохим. АН СССР, вып. 7.
- Фаворская М. А.** 1957. К вопросу о механизме образования некоторых туфолав. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 14.
- Фиолетова А. Ф.** 1931. Исследование причин разнообразной окраски армянских туфов.
- Фрему Г. М.** 1959. Вопросы классификации и номенклатуры пирокластических пород. Сб.: «Проблемы вулканизма», матер. к Первому Всес. вулк. совещ. Ереван, Изд. АН АрмССР.
- Хайн В. Е.** 1949. Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. «Сов. геология», сб. 39.
- Числиев Д. Г.** 1930. Арктические строительные туфовые лавы. Тр. Ин-та прикл. минералогии по строительному и техн. камню.
- Чумаков Н. М., Нечаева Е. А.** 1956. Кислые туфы и туффиты западной части Вилуйской впадины. ДАН СССР, т. 106, № 2.
- Шапошников Н. А.** 1928. Некоторые материалы к методике механических испытаний камней. Каменные строительные материалы, сб. III, Изд. АН СССР.
- Швецов Б. Ц.** 1928а. Арктический туф как строительный материал. «Плановое хозяйство», № 11.
- Ширинян К. Г.** 1956. Химические особенности четвертичных вулканических туфов и туфолав Армении. «Изв. АН АрмССР», серия естеств. наук, т. IX, № 8.
«Бюлл. междунар. ассоциации вулканологии», сер. 2, т. XIX, Неаполь (на англ. языке).
- Ширинян К. Г.** 1956. Вулканические туфы и туфолавы Армении. Сб.: «Проблемы вулканизма», матер. к Первому Всесоюзн. вулкан. совещ., Ереван, Изд. АН АрмССР.
- Ширинян К. Г. и Асланян А. Т.** 1956. Совершенная столбчатая отдельность в покровах вулканических туфов Армении в связи с их происхождением (Макарашен-Гайдарлинское месторождение). Сб.: «Научные труды» ЕПИ, № 13, Изд. Ерев. ун-та.
- Ширинян К. Г.** 1956а. Стратиграфическое расчленение четвертичной туфотуфолоавовой толщи области г. Арагац. Сб.: «Вопросы геологии и гидрогеологии АрмССР», Ереван, Изд. АН АрмССР.

- Ширинян К. Г.** 1957. Новые данные о центрах извержений туфов и туфолоав Армении. ДАН АрмССР, т. XXIV, № 2.
- Ширинян К. Г.** 1958. К вопросу генезиса и строения туфолоавовой толщи Армении. «Изв. АН АрмССР», серия геолого-географическая, т. XI, № 1.
- Ширинян К. Г.** 1958а. Основные черты новейшего вулканизма Армении.
- Anderson T. and Flett J. S.** 1903. Report on the eruption of the Soufriere in St. Vincent in 1902 and on a visit to Montagne Pelee in Martini- que Part I: Roy. Soc. (Lond.). Phil. Trans A., v. 200, p. 353—553.
- Barksdale J. D.** 1951. Cretaceous glassy welded tuffs-Lewis and Clark Coun- ty, Montana: Amer. Jour. Sci., v. 249, p. 439—443.
- Bemmelen R. W. van.** 1950. On the origin of igneous rocks in Yndonesia: Geol. and Mynbourv, g. 12, n. 7, p. 207—220.
- Briggs C.** 1929. The Brisbane tuff. Proc. Roy. Soc. Queensland. v. 40, n. 12, p. 147—164.
- Cook E. F.** 1955. Nomenclature and recognition of ignimbrites (abs). Geol. Soc. Amer. Bull., v. 66, p. 1544.
- Dell' Erba L.** 1892. Considerazioni sulla genesi del piperno «Atti della R. Accad. delle Scienze fis. a mat. di Napoli». v. V, ser. 2, No. 3.
- Enlows H. E.** 1955. Welded tuffs of the Chiricahua National Monument, Arizona: Geol. Soc. America. Bull. v. 66, p. 1215—1246.
- Escher B. G.** 1921. On the hot lahar (mudflow) of the Valley of ten Thou- sand Smokes (Alaska). Proc. Roy. Acad. Amsterdam, v. 24. p. 282—293.
- Fenner C. N.** The Katmai region, Alaska, and the great eruption of 1912: Journ. Geol., v. 28, p. 569—606.
- Fenner C. N.** 1923. The origin and mode of emplacement of the Great tuff deposit in the Valley of Ten Thousand Smokes: Nat. Geogr. Soc Contr. Tech. Papers, Katmai, No. 1, 74 p.
- Fenner C. N.** 1937. Tuffs and other volcanic deposits of Katmai and Yel- lowstone Park: Amer. Geophys. Union Trans., 18 th Ann. Meeting, p. 236—289.
- George H. O.** 1924. The relation of the physical properites of natural glas- ses to their chemical composition. Journ. geol. vol. 32, No. 5.
- Gilbert C. M.** 1938. Welded tuff in eastern California: Geol. Soc. Amer. Bull., v. 49, p. 1829—1862.
- Grange L. I.** 1934. Rhyolite sheet flows of the North Island of New Zea- land. N. Z. Jour. Sci. and Tech., v. 16, No. 2, p. 57—67.
- Griggs R. F.** 1918. The great hot mudflow of the Valley of Ten Thousand Smokes. Ohio Jour. Sci., v. 19, p. 117—142.
- Griggs R. F.** 1918a. Are the Ten Thousand Smokes real volkanoes? Ohio Jour Sci., v. 19, p. 97—116.
- Hausen D. M.** 1951. Welded tuff along the Row River, Western Oregon. M. S. Thesis, University of Oregon, 98 p.
- Iddings J. P.** 1899. Geology of the Yellowstone National Park. U. S. Geol. Surv. Monograph. 32, pt. 2 (esp. p. 404—406).

- Jenks W. F. and Goldich S. S.** 1956. Rhyolitic tuff flows in southern Peru: *J. Geol.*, v. 64, p. 156—172.
- Kalkowsky E.** 1878. Über den Piperno. *Zeitschr. der deutsch. Geol. Gesellch.*, v. XXX, 4.
- Macdonald G. A., Alcaraz Arturo.** 1957. Nuées ardentes of the 1948—1953 eruption of Hibok—hibok. *Bull. Nat. Res. Council Philippines* No 41.
- Mackin J. H. and Nelson W. H.** 1950. Early Tertiary welded tuffs in the Iron Springs district, southwestern Utah (abs.). *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 61, p. 1528.
- Mansfield G. R. and Ross C. S.** 1935. Welded rhyolitic tuffs in southeastern Idaho. *Amer. Geophys. Union Pr.* 16 th Ann. Meeting, 308—321.
- Marschall P.** 1935. Acid rocks of the Taupo-Rotorua volcanic district: *Roy. Soc. (New Zealand) Trans.*, v. 64, p. 323—366.
- Marschall P.** 1953. Ignimbrites: *Pac. Sci. Cong.* 7th, New Zealand, 1949. *Proc.*; v. 2, p. 407—411.
- Martin R. C.** 1957. Vertical variations within some eastern Nevada ignimbrites. *M. S. Thesis, U. of Idaho*, 86 p.
- Matsumoto T., Isikawa T. and Minato N.** 1956. Some problems of welded lava and welded tuff related with the sunken calderas in Japan. *Pac. Sci. Cong.* 8th Philippines, *Proc.* v. 2, p. 130—134.
- Moore B. N.** 1934. Deposits of possible nuée ardente origin in the Grater Lake region, Oregon: *Jour. Geol.*, v. 42, p. 358—375.
- Osborne G. D.** 1950. The Kutting vulcanicity of the Hunter-Karuah district, with specific reference to the occurrence of ignimbrites: *Roy. Soc. New South Wales, Jour. and Proc.*, v. 83, p. 288—301.
- Ross C. S.** 1955. Provenience of pyroclastic materials: *Geol. Soc. America, Bull.* v. 66, p. 427—434.
- Westerveld J.** 1953. Eruptions of acid pumice tuffs and related phenomena along the great Sumatra fault trough system: *Pac. Sci. Cong.*, 7th. New Zealand, *Proc.*, v. 2, p. 411—438.
- Westerveld J.** 1943. Welded rhyolitic tuffs of „ignimbrites“ in the Pasoe-mah region, West Palembang, South Sumatra: *Leidsche Geol. Mededeelingen Decl.* 23, Afl. I. p. 202—217.
- Wilkinson W. D.** 1950. Welded tuff member of the Rattlesnake formation (abs.): *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 61, p. 1534.
- Weyl R.** 1954. Die Smelztuffe der Balsamkette (Beitrage zur Geologie El Salvadors): *Neues Jb. Geol. u. Palaont. Abh.* 99, 1, p. 1—32.
- Williams H.** 1952. Volcanic history of the Meseta Central occidental, Costa Rica: *Univ. California Publ. Geol. Sci.* 29. p. 145—180.
- Zambonini F.** 1919. Il tufo pipernoide della Campania e i suoi minerali: *Mem. par. serv. alla descrizione della Carta geologica d'Italia*, v. 7, pt. 2. 130 p.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Глава I

История исследования	5
--------------------------------	---

Глава II

Геологический очерк района месторождений туфов и туфолав . .	10
--	----

Глава III

Классификация, петрографическая и химическая характеристика .	16
I. Пирокластические туфы	17
1. Туфы еревано-ленинаканского типа	—
2. Пламенный, или шамиран-бюраканский тип	22
3. Пемзовые туфы, или туфы анийского типа	26
II. Туфолавы	28
Особенности химического состава туфов и туфолав Армении	31

Глава IV

Геологическое описание месторождений	34
1. Арктикская группа месторождений	—
2. Талинская группа месторождений	44
Заринджа-Мастаринский туфовый покров	45
Талин-Катнахпюрский туфовый покров	50
Кармрашенский туфовый покров	55
3. Анийское месторождение	56
4. Месторождение южных склонов г. Арагац	60
Бюраканское месторождение	—
Кош-Шамиранский туфовый покров	63
5. Месторождения бассейна р. Касах и Приереванского района .	65
А. Бассейн р. Касах и Ераблурское плато	66
Б. Приереванский район	70
6. Месторождения Ленинаканской равнины	73
7. Месторождения бассейна р. Памбак	76
А. Бассейн р. Памбак	77
Б. Бассейн рр. Байдак и Алавар	81

Глава V

Строение и стратиграфическое расчленение туфо-туфолаговой тол- щи Армении	87
--	----

Глава VI

О центрах извержений	91
--------------------------------	----

Глава VII

О генезисе туфов и туфолов Армении	100
--	-----

Глава VIII

Физико-механические свойства туфов и туфолов и факторы, обуславливающие их изменения	109
Жароупорность туфов и туфолов	141
Необратимые линейные изменения	144
Величины деформаций туфов и туфолов под нагрузкой при высоких температурах	146
Термическая стойкость туфов и туфолов	147
Заключение	148
Литература (цитированная и главнейшая по туфам и туфоловам)	151

Константин Григорьевич Ширинян

Вулканические туфы и туфолавы Армении

Отв. редактор К. И. Карапетян
Редактор издательства Р. А. Штибен
Переплет художника Л. А. Садоян
Техн. редактор Г. С. Саркисян
Корректор Ж. В. Налчаджян

РИСО 644 Изд. № 1865 Заказ 121 Тираж 600 ВФ 00546

Сдано в производство 24/1 1961 г. Подписано к печати 8/VIII 1961 г.
Формат 60×92¹/₁₆. Печ. листов 10+4 вклад., уч.-изд. листов 8,95.
Цена 62 к.

Типография Издательства АН АрмССР, Ереван, Барекамутян, 24

Цена 62 к.

12947