

К. И. КАРАПЕТЯН, А. А. АДАМЯН

НОВЕЙШИЙ ВУЛКАНИЗМ
НЕКОТОРЫХ РАЙОНОВ
АРМЯНСКОЙ ССР

734

Карапетян К.И.

Адамян А.А.

Новейший вулканизм некото-
рых районов Арм.ССР.

Ереван, 1973 | | | | |

296 - 8/11/79
36 - 10/11/88
10 - 12/1/88

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԳԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱՐԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

Կ. Ի. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ, Ա. Ա. ԱԴԱՄՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ
ՈՐՈՇ ՇՐՋԱՆՆԵՐԻ ՆՈՐԱԳՈՒՅՆ
ՀՐԱԲԽԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆԸ

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

551.81

К. И. КАРАПЕТЯН, А. А. АДАМЯН

НОВЕЙШИЙ ВУЛКАНИЗМ
НЕКОТОРЫХ РАЙОНОВ
АРМЯНСКОЙ ССР

734

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН 1973



В первой части книги приводится общая характеристика 105 неогеновых и четвертичных вулканов Гегамского нагорья, их классификация, тектоническая обусловленность размещения и возникновения того или иного типа вулканов. Дается характеристика подводящих трещин, рассматривается роль глубинного разлома в вулканизме и приводятся данные о составе продуктов извержений.

Вторая часть посвящена изучению петрографических, петрохимических, минералогических и геохимических особенностей базальтов Лорийского плато. Устанавливается, что слагающие плато три покрова долеритов и оливиновых базальтов относятся к высокоглиноземистому типу базальтов, практически не дифференцированы и сближены во времени образования. Приводятся детальные сведения о породообразующих и акцессорных минералах.

Книга рассчитана на вулканологов, петрографов, минералогов и геохимиков.

Ответственный редактор
Э. Г. МАЛХАСЯН

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ВУЛКАНЫ ГЕГАМСКОГО НАГОРЬЯ

ВВЕДЕНИЕ

Армения—одна из самых интересных вулканических областей Земли. Десятки и сотни совсем юных, недавно потухших вулканов образуют многочисленные цепи и горные узлы, а продукты их деятельности—высокие вулканические нагорья, занимающие большие пространства страны. Величественные библейские Арарат и Немруд, Арагац и Сипан венчают вулканический ансамбль Армянского нагорья.

Но особый интерес должны вызывать те небольшие, иногда мало заметные вулканы, которые создали Армении славу области классического вулканизма. Именно их пристальное изучение может пролить свет на ряд вопросов вулканизма и особенно вулканизма ареального (много-выходного) типа. Столь хорошо выраженный в Армении этот тип деятельности изучен еще слабо.

Ареальный тип интересен не только с чисто вулканологической и петрологической точек зрения, но и с точки зрения тектоники, истории развития земной коры. Такой своеобразный тип деятельности, в первую очередь, указывает на особое тектоническое состояние фундамента и, как думается, занимает определенное место в развитии земной коры. В этом отношении изучение Гегамского нагорья, благодаря его строению и характерному положению, может дать много интересного.

В настоящей работе разобраны вопросы строения и морфологии вулканов, разработана их классификация, показана связь вулканов с трещинной тектоникой, дана характеристика подводящих трещин, выявлена закономерно направленная эволюция типов вулканов в пространстве и времени. При написании работы автор ставил конечной целью показать роли трещинной тектоники в возникновении и деятельности того или иного типа вулкана и неверности представлений о монотонности ареального вулканизма. Полученные данные позволяют надеяться, что искания в этом направлении могут дать положительные результаты.

В основу настоящего труда легли данные, полученные автором в результате специальных работ за период с 1959 по 1964 гг. Надо добавить, что часть материалов уже опубликована и в отдельных местах работы есть текстовая повторяемость. При проведении полевых исследований отдельные маршруты проходились совместно с К. Г. Шириняном, Р. Т. Джрбашяном и, более всего, с С. Г. Карапетяном; помимо этого,

Здесь необходимо оговориться, что, по нашим наблюдениям, среди этой «формации» выделяются две толщи: а) вулканогенно-обломочная толща андезито-базальтов, андезитов, андезито-дацитов, дацитов, пронизанная многочисленными дайками, силлами и потоками, и б) более молодая эффузивная толща трахиандезитов, трахилипаритов, трахидацитов и т. п. («свита дацитовых лав» А. С. Остроумовой). Фациального перехода между этими толщами нет; отчетливое налегание трахитоидов на обломочные породы можно видеть в районе гг. Гехасар, Спитакасар, в ущелье Дава-гези, у с. Еранос.

3. Нижний—средний (?) плиоцен. Липариты, липарито-дациты, обсидианы, перлиты, пемзы и их брекчии; на периферии нагорья мелко-водные озерные отложения (ракушечники, диатомиты, пепловые пески, пемзы и т. д.). Свыше 100 м.

4. Верхний плиоцен—нижний плейстоцен (?). Лавы и шлаки андезито-базальтового состава; андезито-базальты и андезиты Манычарского покрова. Несколько десятков метров.

5. Апшерон (?) и плейстоцен. Отдельные потоки андезито-базальтов. Аллювиально-пролювиальные отложения и прибрежно-озерные песчано-пепловые осадки («сарыкаинская свита в узком смысле»), общей мощностью до 100—120 м.

6. Голоцен. Андезиты, андезито-базальты и шлаковые конусы северной части нагорья.

В четвертичное время область Гегамского нагорья подверглась оледенению; следы оледенения в виде цирков и каров, троговых долин и моренного материала были отмечены К. Н. Паффенгольцем (1934, 1948), В. Н. Лодочниковым, Е. А. Нефедьевой (1950), А. Т. Асланяном (1958) и др. Одни исследователи (Паффенгольц, 1934, 1948; Варданянц, 1948; Габриелян, 1951; Асланян, 1958; Бальян, 1962) считают, что область подверглась двукратному оледенению (в риссе и вюрме); другие (Думитрашко, 1949; Нефедьева, 1950) признают только одно—вюрмское оледенение. По нашим данным (К. И. Карапетян, 1964), Гегам переживал оледенение, по крайней мере, дважды: после излияния лав манычарского типа и вслед за извержением «голоценовых» (тип Е по К. Н. Паффенгольцу) лав района оз. Акча-лич (Канны-гель). *оледенение вызвано*

* * *

В представлении Е. Е. Милановского (1960) антиклинальные тенденции в области Гегамского нагорья начали проявляться еще с верхнего палеозоя и особенно с верхнего триаса. В результате возникшие поднятия (Аргичинское и Ахтинское) оставались разделенными синклинальным прогибом вплоть до верхнего миоцена.

В дальнейшем, в плиоцене, эти тенденции распространились на весь Гегам; продолжавшиеся и в четвертичное время поднятия сформировали обширную пологую брахиантиклинальную структуру. В послемайкопское время (по Асланяну, 1958) происходит изменение в пространственном соотношении эвгеосинклинали и миогеосинклинали, вследствие

чего и смещается полоса вулканической деятельности к современного вида зоне, Северной дуге (Карское плато—Сюник); Гегамское нагорье, входящее в дугу, уже тяготеет к стыковой части этих двух мегаструктур.

В развитии Гегамского нагорья в послеолигоценовое время Е. Е. Милановский (1960) выделяет две стадии.

В первой (мэотис—средний плиоцен) стадии происходило унаследованное развитие складок северо-западного, субширотного направления и началось общее воздымание нагорья. Стадия характеризуется резким обострением восходящих движений и наземным вулканизмом, а в дальнейшем и выпиранием свода, с которым связано извержение кислых лав. С этого же времени начинается частичный размыв вулканического материала и переотложение его на периферии нагорья.

В верхнеплиоцен—голоценовую стадию продолжалось общее воздымание и расширение свода. Рост складок северо-западного направления почти прекращается. Перестройка, «ломка» северо-западных структур сопровождалась развитием мощных, главным образом меридиональных разломов, с которыми связаны извержения лав андезито-базальтовой формации. Гегамское нагорье принимает современный облик.

История вулканической деятельности

Вулканические явления послеолигоценового времени в границах Гегамского нагорья несколько условно (в смысле определения понятий) могут быть объединены в два вулканических цикла—неогеновый и антропогеновый, каждый из которых подразделяется на три этапа (К. И. Карапетян, 1966). Последовательность в изменении состава продуктов и типа деятельности отражена в табл. 1.

Неогеновый цикл

I этап. Характеризовался образованием мощной (до 600 м) толщи брекчий, агломератовых туфов, вулканических песков и пеплов. В обнажениях осевой зоны и на западной периферии (г. Атис) обломочные породы рассечены дайками и прослаиваются силлами и лавовыми потоками. Состав толщи андезито-базальтовый, андезитовый, андезито-дацитовый, дацитовый. Во многих пунктах породы гидротермально изменены и иногда являются рудовмещающими (Капутанское железорудное месторождение). Тип извержений полигенный, преимущественно эксплозивный. В условиях подъема и продолжавшихся извержений часть материала сносилась к периферии нагорья; переотложение продолжалось в течение всего этапа.

II этап. Интенсивное воздымание сменяется более спокойной обстановкой и, возможно, относительной консолидацией; в этих условиях происходят многовыходные извержения II этапа. Обнажения про-

Последовательность новейших вулканических явлений Гегамского нагорья

Таблица 1

Циклы	Этапы	Состав и характер продуктов извержений	Тип вулканизма, Центры извержений
Антропогенный	III этап (поздне-четвертичный)	Потоки и покровы андезитов, андезито-базальтов и, частью, базальтов	Ареальный. Сложные и простые шлаковые и лавовые конусы, вулканы гегамского типа, линейно-локальные вулканы
	II этап (средне-четвертичный)	Потоки и покровы андезито-базальтов, базальтов и андезитов	Ареальный. Шлаковые и лавовые конусы
	I этап (верхне-плистоценовый — раннечетвертичный)	Лавы, шлаки, пески, пеплы, агломераты андезито-базальтового и базальтового составов	Трещинный и, частично, ареальный. Линейные вулканы.
Неогеновый	III этап	Лавы и брекчии липаритов, липарито-дацитов; обсидианы, перлиты и т. д.	Ареальный. Купола
	II этап	Лавы и лавобрекчии трахиандезитов, трахилипаритов, трахитацитов и т. д.	Ареальный. Купола
	I этап	Вулканогенно-обломочная толща андезитового, андезито-базальтового, андезито-дацитового и дацитового состава. Брекчии, туфы, потоки, дайки, силлы	Центральный. Подлинные вулканы

дуктов деятельности сохранились в южной части нагорья; представлены они трахиандезитами, трахилипаритами, трахидацитами и их лавобрекчиями. Центры извержений выражены куполами, которые сохранились в районе с. Гехаркуник и монастыря Гегард (Еракатар).

III этап. В перерыве между извержениями II и III этапов вновь возросли темп поднятия и расчлененность области. С очередным спадом интенсивности этих явлений в верхнем плиоцене связаны ареальные извержения липаритовой и липарито-дацитово-магмы. Центры извержений, представленные куполами, расположены в водораздельной части и на западной периферии нагорья.

Антропогеновый цикл

I этап. К началу антропогенового цикла область Гегамского нагорья представляла высоко приподнятое и относительно выравненное плато. Извержения этапа, охватывающие верхний плиоцен и раннечетвертичное время, носили трещинный и, возможно, отчасти ареальный характер; наиболее мощные из них были связаны с региональными продольными разрывами, приуроченными к осевой части нагорья. Главная масса продуктов представлена потоками и покровами; в начальных стадиях этапа происходили извержения агломератовых лав, шлаков, песков и пеплов. Продукты деятельности имеют андезитово-базальтовый и андезитовый составы; этап завершился излиянием базальтов.

II этап. После небольшого перерыва в вулканической деятельности, во время которого область подверглась оледенению, начинается окончательное структурное оформление нагорья. Этот процесс сопровождался ареальным вулканизмом II (среднечетвертичного) этапа. Центры извержений в основном представлены простыми шлаковыми и лавовыми конусами; расположены они на восточных склонах, водоразделе и по западной границе нагорья. Размещение вулканов кучное, одиночное и линейное. Состав продуктов андезитово-базальтовый, реже базальтовый и андезитовый.

III (позднетчетвертичный) этап. Извержения последнего этапа связаны с заключительным актом выпячивания и формирования брахиантиклинали Гегама. Характер деятельности остается многовыходным, но центры извержений уже группируются вдоль определенных узких зон; большая их часть аккумулируется в гребневой полосе нагорья. Наряду с простыми шлаковыми и лавовыми конусами действовали вулканы гегамского типа, сложные шлаковые конусы и линейно-локальные вулканы, активная жизнь которых была более продолжительной, а извержения носили сложный характер. Состав продуктов андезитовый, андезитово-базальтовый и, реже, базальтовый.

Сведения об изученности вулканов

Гегамское нагорье с давних пор привлекало внимание исследователей; не случайно, что на сегодняшний день оно считается геологически

вполне изученным. Данные по геологии и, частично, вулканизму сведены в основном в работах Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, Б. М. Куплетского, С. С. Кузнецова, К. Н. Паффенгольца, А. Т. Асланяна, А. А. Габриеляна, Е. Е. Милановского, С. В. Мартиросяна, Т. А. Дадаяна и Дж. А. Оганесяна и др.

В работах этих и ряда других геологов вулканизм Гегамы рассматривался с «общих» позиций: разобраны в основном вопросы стратиграфии вулканических продуктов и частично связи вулканизма с тектоникой и геологической историей нагорья. Что касается непосредственно вулканов, то сведения о них сводятся к сжатой характеристике отдельных центров извержений, к попыткам их классификации и, чаще всего, к простому упоминанию.

Понятно, что отсутствие специальных исследований привело к тому, что многие характеристики и определения страдают недостатками, иногда довольно существенными. Тем не менее данные этих работ представляют несомненный интерес; краткое их изложение приводится ниже. Разбор и критика этих данных и представлений приведены в соответствующих разделах.

С. С. Кузнецов (1929) в статье, посвященной геологии северо-западного побережья оз. Севан, дает более или менее полное описание восьми центров Ератумберской группы, Норадузского и Богусарских вулканов. Несмотря на подчеркивание факта переслаивания шлаков и лав, С. С. Кузнецов все эти вулканы относит к «насыпным вулканическим конусам» паразитического типа.

Б. М. Куплетский (1929) приводит некоторые данные (высоты вулканов, глубины кратеров и т. п.) по значительному количеству вулканов, выделяя среди них «вторичные» шлаковые и лавовые конусы и липаритовые экструзивные конусы (Гехасар и Спитакасар). Помимо этих, сильно разрозненных данных, очень кратко охарактеризованы вулканы Караинлич, Сеган, Гехмаган, Гехасар и Спитакасар.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1928, 1929), рассматривая вулканизм Армянского нагорья, предлагает классификацию вулканов, выделяя среди них: «1) массовые вулканические излияния, или лавовые поля; 2) настоящие полигенные вулканы с центральными кратерами; 3) моногенные экструзивные конусы без потоков и 4) паразитические шлаковые конусы». Последние два типа он видит в вулканах Гегамского нагорья, считая возможным, впрочем, отнести один из «вулканчиков Уч-тапа» (Левинсон-Лессинг, 1928) к типу «конусов набухания».

Сведения о вулканах можно встретить и в работах К. Н. Паффенгольца (1934, 1959^{1,2}); относятся они, главным образом, к конусу Армаган. Среди четвертичных вулканов Гегамского нагорья он выделяет шлаковые конусы, «настоящие лавовые вулканы» и смешанные везувияльные вулканы (по классификации Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, 1913).

В сводной работе А. Т. Асланяна (1958), посвященной геологии Армении, есть сжатая характеристика отдельных центров (Армаган,

Гутансар, Спитакасар) и упоминания о многих других вулканах нагорья. Надо отметить, что А. Т. Асланян подчеркивает моногенный характер их извержений.

Упоминания и определения некоторых вулканов встречаются и в работах А. А. Габриеляна (1959), Е. А. Нефедьевой (1950), Е. Е. Милановского (1956, 1960), К. Г. Шириняна (1962), Г. Г. Оганезова (1962), В. В. Наседкина (1963) и др. Добавим, что Е. А. Нефедьева относит большинство вулканов Гегамы к паразитическим образованиям, оставляя место и полигенным вулканам (Атис, Аждаак, Гутансар), а Е. Е. Милановский упоминает о «шлаково-лавовых конусах».

Начало специальному исследованию вулканов было положено А. Н. Заварицким в 1951 г.; к сожалению, результаты его работ по Ковасару и Гутансару остались неизвестными.

Начиная с 1959 г. вулканы Гегамского нагорья изучались автором. В ходе работ данные по отдельным вулканам и группам и по их систематизации были опубликованы в печати (Карапетян, 1962₁₋₃, 1963); результаты исследований сведены в настоящей работе.

С этого же времени С. Г. Карапетяном начато специальное исследование вулкана Атис и других липаритовых и липарито-дацитовых неогеновых куполов Армении; материалы по этим работам частично опубликованы (С. Г. Карапетян, 1964). Кроме того, этим же исследователем в упомянутой статье и в сообщении, посвященном центрам извержения неогеновых кислых лав Армении (С. Г. Карапетян, 1966), приведены также данные и определения по вулканам Гутансар, Спитакасар, Гехасар, Гюмушскому и Авазану.

СИСТЕМАТИЧЕСКИЙ ОБЗОР ВУЛКАНОВ И ИХ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

Вводные замечания

В настоящем разделе обобщены данные по 105 центрам извержений, деятельность которых протекала в неогене и антропогене. Автор далек от мысли претендовать на исчерпывающую характеристику всех вулканов Гегамского нагорья, тем более что некоторые центры, вне сомнения, остались незамеченными в полном смысле этого слова.

В круг этих вулканов (как убеждает личный опыт) могут войти совершенно уничтоженные эрозией постройки и лавовые конусы «распльившегося» типа. Наконец, в районе сс. Батикян и Гямрез были встречены несомненные следы разрушения вулканов, в виде транспортированного рыхлого материала (бомбы, спумолиты, шлаки), точное местоположение которых установить не удалось. Помимо этого, вне работы остались несколько сомнительных форм рельефа, в собственно вулканической природе которых, как эруптивных центров, автор не

убежден. Таковыми, например, являются возвышенности к западу от Агусарских вулканов и южнее с. Ариндж, липарит-обсидиановые холмы к северу от с. Фонтан, шлаки у с. Котайк и др.

Среди 105 вулканов некоторые обнаружены автором; сведения о них в литературе отсутствуют, нет их обозначений и на всех известных геологических картах. При изучении вулканов встал вопрос их наименования. Большинство вулканов оставалось безымянными и автор был вынужден дать им названия, основываясь на их форме, какой-либо характерной особенности и т. д. Наиболее значительные из них были названы в честь известных исследователей Армении, покойных А. Е. Арцруни, П. П. Гамбаряна, А. П. Демехина, Т. А. Джрбашяна, О. Т. Карапетяна, В. Н. Лодочникова, просветителей, с именами которых связано создание армянского алфавита (Месроп Маштоц, Саак Партев, Ваган Амагуни) и героев национально-освободительного движения—Вардана Мамиконяна и Ваграма Пахлавуня. Помимо этого были переведены на армянский язык названия тюркского происхождения, исключая, конечно, такие стереотипные и много раз повторяющиеся, как «Уч-тапа»; эти последние были просто отброшены.

Объем статьи не позволил дать описания всех вулканов, поэтому характеристика их приводится общая, по классификационным группам. К разделу, для лучшей ориентации, прилагается схема расположения вулканов и их полный список. Номера на схеме соответствуют таковым списка; нумерация сквозная (с юга на север и с востока на запад), вне зависимости от систематики, возрастного положения, состава продуктов и прочих факторов.

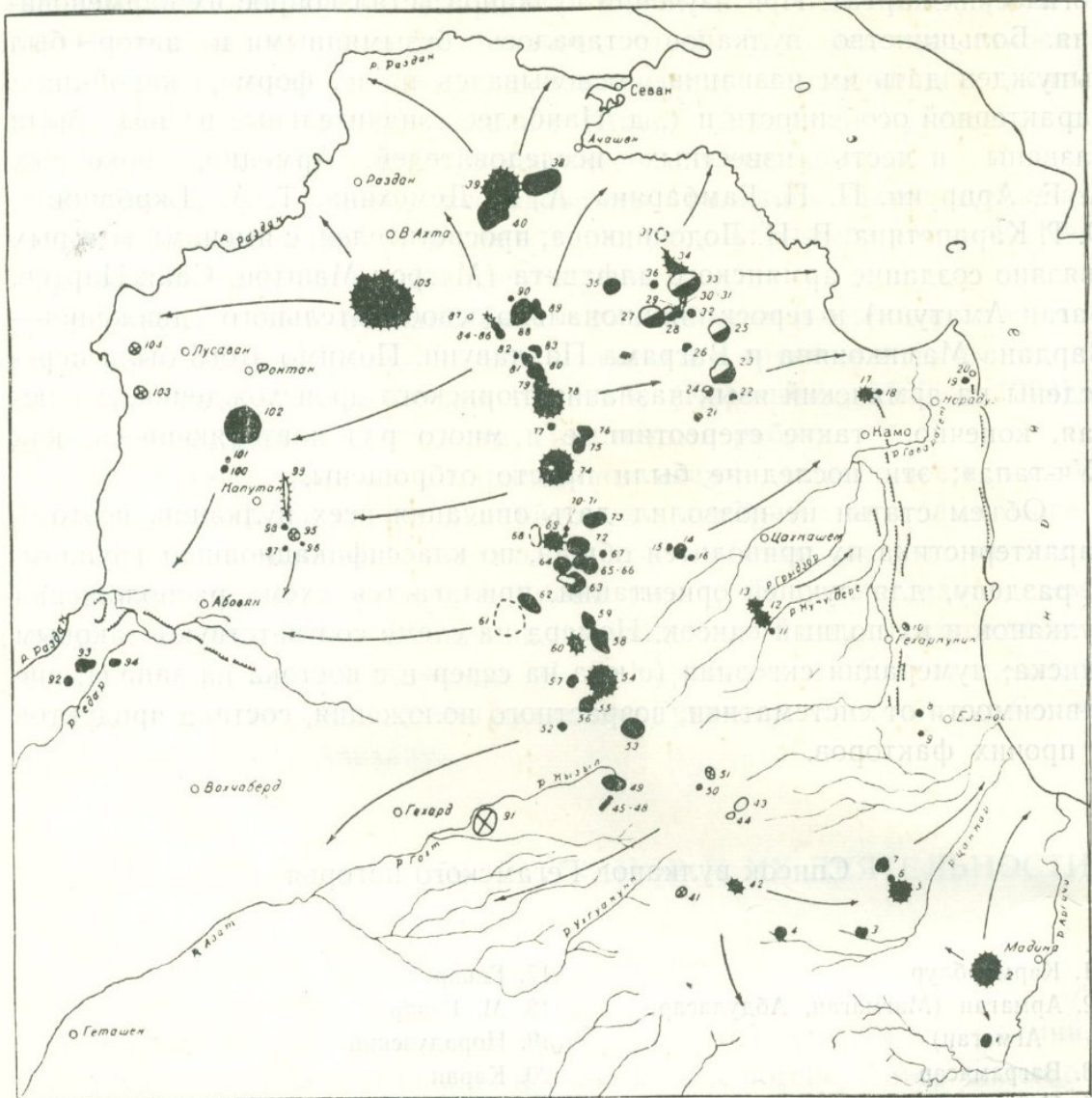
Список вулканов Гегамского нагорья

- | | |
|--|------------------------------|
| ✓1. Кармирблур | и 17. Гавар |
| и ✓2. Армаган (Магмаган, Абдуласар, Агмаган) | и 18. М. Гавар |
| 3. Ваграмасар | и? ✓19. Норадузский |
| 4. Парваглух | и 20. Карап |
| ✓5. Джар-тар | ✓21. Ташацар |
| 6. Таваблур | и 22. Оциглух |
| 7. М. Джар-тар | и ✓23. Джрбашяна (Уч-тапа) |
| ✓8. Ераносский | и 24. Налсар |
| 9. М. Ераносский | и ✓25. Гамбаряна (Уч-тапа) |
| ✓10. Гехаркуник | 26. Сепасар |
| и 11. Ваганасар | и? ✓27. Джанасар (Джан-тапа) |
| и ✓12. Саакасар | и? ✓28. Демехина |
| и 13. Месропасар | и? 29. Мохраглух |
| ✓14. Пахапан (Караул-тепе) | и 30. Конус «а» |
| 15. Авер | и 31. Конус «б» |
| 16. М. Пахапан | и 32. Асегасар |
| | и? ✓33. Карапетяна (Уч-тапа) |

Схема размещения вулканов Гегамского нагорья и их отношения к главнейшим разрывным нарушениям

ИГН АН Арм. ССР, 1965г

Составил Н.И. Паралетян



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"> ○ Лавовые конусы ● Простые шлапавые конусы ⊛ Сложные шлапавые конусы ⊙ Вулканы гегамского типа | <ul style="list-style-type: none"> ⊗ Мупало ⊚ Лимейно-лопальные лавовые вулканы ⊚ Лимейно-лопальные смешанные вулканы | <ul style="list-style-type: none"> — Трещины разрыва — Разрывы взросового характера — Главные направления движения паг |
|---|--|---|

Фиг. 1.

112 211
211.112 211.

- | | |
|--|------------------------------------|
| 34. Тумб | 72. Арцруни |
| √35. Цорнасар (Бугда-тапа) | √73. Марахлапат (Морохлу-тапа) |
| 36. Клорсар | √74. Севкатар (Карадаг, Севсар) |
| 37. Тораблур | √75. Ю. Тамк |
| √38. В. Богусар | √76. С. Тамк |
| 39. Богусар (Богу-даг, Лчасар) | (Имдин-дутан) |
| 40. З. Богусар | √77. Кармратумб (Кырмизи-тапа) |
| √41. Гехасар (М. Аг-даг) | √78. Мазаз (Кызыл-даг, Кармирсар) |
| 42. Вочхаратумб | √79. Конд |
| 43. М. Пич | √80. Тас |
| √44. Пич | √81. Варданасар |
| 45—48. Цакарнер | 82. М. Варданасар |
| 49. Вишапасар (Зиарет) | √83. Матан |
| 50. Аштаракнер | √84. Ю. Акор |
| √51. Спитакасар (Б. Аг-даг) | 85. Акор |
| 52. Налкатар (Нал-тапа) | 86. С. Акор |
| √53. Назели (Назал-тапа) | √87. Пхракар |
| √54. Аждаак (Кызылджи-даг) | √88. Цлуглук |
| 55. Камурч | 89. Срписар |
| 56. Тар | √90. М. Цлуглук |
| 57. Темаблур (Уч-тапа) | 91. Еракатар (Уч-тапа) |
| √58. Ю. Агусар | 92. Аванский |
| √59. Агусар (Агу-даг) | 93. Аринджский |
| √60. З. Агусар | 94. Мгубский |
| √61. Сеган (Зейнари-аттеш) | √95. Атис (Гадис, Шамирамилер) |
| √62. Гехмаган (Кызыл-Зиарет) | 96. Тех |
| √63. Лчанн | √97. Харамблур |
| √64. Парос | √98. Текблур |
| √65—66. Акноцасар (Уч-тапа) | 99. Гцаин |
| 67. Куйт | 100. Менак |
| √68. Караинлич (Караханчал, Карагингель) | 101. Цахкот |
| √69. Лодочникова | √102. Гутансар (Кетан-даг) |
| √70. Погос | 103. Гюмушский |
| √71. Петрос | √104. Авазан |
| | √105. Ковасар (Инак-даг, Менаксар) |

Принципы классификации

Количество изученных вулканов (105) вполне достаточно для попытки более или менее обоснованной их систематизации.

«Обоснованность» классификации вулканов обыкновенно носит весьма и весьма относительный характер; относительность определяется многими факторами и, в первую очередь, чрезвычайно сложным и многообразным характером эруптивных явлений, частым несоответствием морфологии вулканической постройки с типовой принадлежностью, значительной условностью и зачастую неоправданностью принципов классификаций. Все это и целый ряд других признаков делают почти невозможным создание удовлетворительной современной классификации. Не случайно поэтому ведущие вулканологи современности избегают таких классификаций; даже редкие попытки некоторых из них бывают неудачны и не лишены противоречивости (см. систематику А. Ритмана, 1964).



Свои специфические трудности имеет и систематизация центров извержений в областях потухшего вулканизма, где, помимо перечисленного, особое затруднение вызывает степень сохранности вулканических построек, особенно куполов и сложных вулканов. Поэтому естественно, что классификация потухших вулканов, тем более неогеновых и более ранних, бывает еще менее совершенной. Понятно, что вопрос о принципах систематизации вулканов таких областей остается открытым и требует специальной разработки.

Но наибольшая трудность, «корень зла», как и в других областях науки, заключается в обилии переходных типов вулканов и вытекающей отсюда условности группирования. Степень этой условности может быть уменьшена воздержанием от излишней дробности, отбрасыванием более мелких, на первый взгляд важных, а в сущности ничего не значащих признаков и факторов.

Принцип «сдержанности», как будто противоречащий общему ходу развития вулканологии, по глубокому убеждению автора, должен быть одним из основных при составлении классификации, классификации не «самой по себе», а истинно научной, отражающей общие черты в жизни отдельных систем вулканов, геологические и механико-химические условия вулканических явлений. Именно такой подход позволил Г. Штюбелю создать систематику, по сути дела, непревзойденную до наших дней.

С этой точки зрения, конечно, не может вызвать возражений классификация вулканов Армении, предложенная Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (1928, 1929), который выделил: «1) массовые вулканические излияния или лавовые поля, 2) настоящие полигенные вулканы с центральным кратером, 3) моногенные экструзивные конусы без потоков и 4) паразитические шлаковые конусы». О принципиальных ошибках Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, выражающихся в основном в определении «паразитичности» шлаковых конусов, будет сказано отдельно.

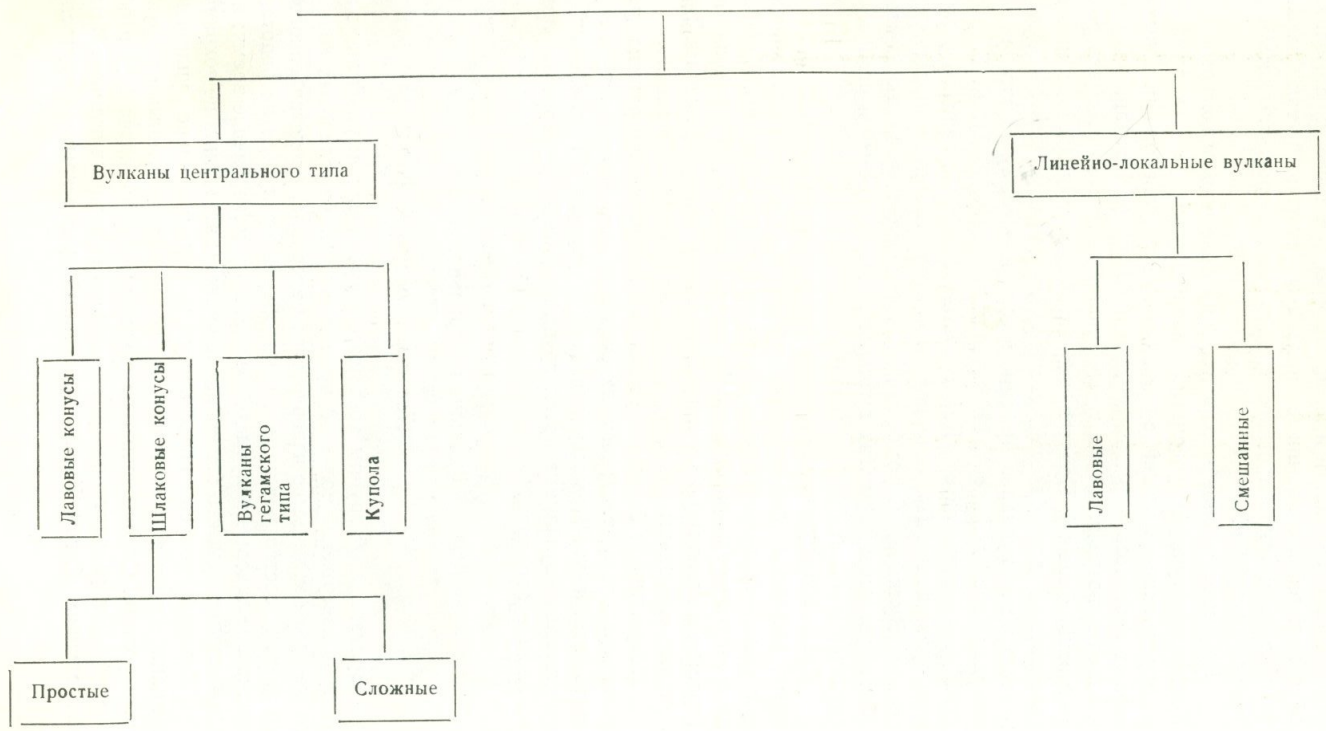
Более поздняя и дробная систематизация К. Г. Шириняна (1962) в принципе мало отличается от классификации Ф. Ю. Левинсон-Лессинга; однако здесь уже подчеркивается важный факт самостоятельности шлаковых конусов.

При составлении классификации вулканов Гегамского нагорья автор, по мере возможности, старался в основу ее положить принципы, которые должны представлять интерес с точки зрения вулканической геологии, истории геологического развития области и ее тектоники. Основными из этих принципов являются:

- а) долговечность активной жизни вулканов,
- б) характер подводящих каналов,
- в) характер деятельности (эффузивный, эксплозивный, экструзивный, смешанный).

Совершенно не учтены такие факторы, как место выхода лав на шлаковых конусах (вершинный, из-под основания) и количество лавовых потоков, размеры вулканических построек, кратерность и т. п. Данные такого порядка, несомненно представляющие интерес, для сравнения сведены в специальные таблицы.

С Х Е М А
КЛАССИФИКАЦИИ ВУЛКАНОВ ГЕГАМСКОГО НАГОРЬЯ



Невозможно было избежать и некоторых условностей таких понятий, как «шлаковый конус» и «купол», не совсем точно определяющих морфологию вулкана и имеющих скорее генетический смысл. Первым объединяются все насыпные аппараты (включая и так называемые «пепловые» и «пирокластические конусы»), вторым—выжатые, экструзивные постройки.

Не менее условны определения феноменологического порядка. Количество «унифицированных» типов деятельности, складывающихся из определенных явлений, с возникновением вулканов или новых характерных процессов при извержениях (Мон-Пеле, Катмаи, Безымянный) неизменно возрастает и искусственность многих из них уже не может вызывать сомнений. Понятно, что вдвойне затруднительна такого рода систематика для областей угасшего вулканизма. Поэтому отнесение деятельности вулканов Армении к тому или иному из «эталонных» типов, как это делали А. Н. Заварицкий (1944, 1945), К. Г. Ширинян (1962) и частично автор (Карапетян, 1962₂, 1963₂), вряд ли можно считать правильным. Правомернее, вероятно, говорить о явлениях типа, скажем, Вулкано, Стромболи и т. п., тем более, что, как показывают факты, извержения многих вулканов носили сложный и разнообразный характер и может быть воссоздана только часть явлений.

Среди 105 эруптивных центров нагорья, которые оказались моногенными, выделены две основные группы (см. схему классификации): вулканы центрального типа и линейно-локальные вулканы. Первая группа, в свою очередь, разбита на: 1) лавовые конусы, 2) шлаковые конусы (простые и сложные), 3) вулканы гегамского типа и 4) купола. Линейно-локальные вулканы подразделены на лавовые и смешанные.

Подавляющее большинство центров извержений выражено вулканами центрального типа; на долю этих вулканов приходится и большая часть извергнутого материала. Из 105 центров 101 (т. е. свыше 95%) представлен вулканами этой группы и только 4 образуют линейно-локальные аппараты.

Вулканы центрального типа

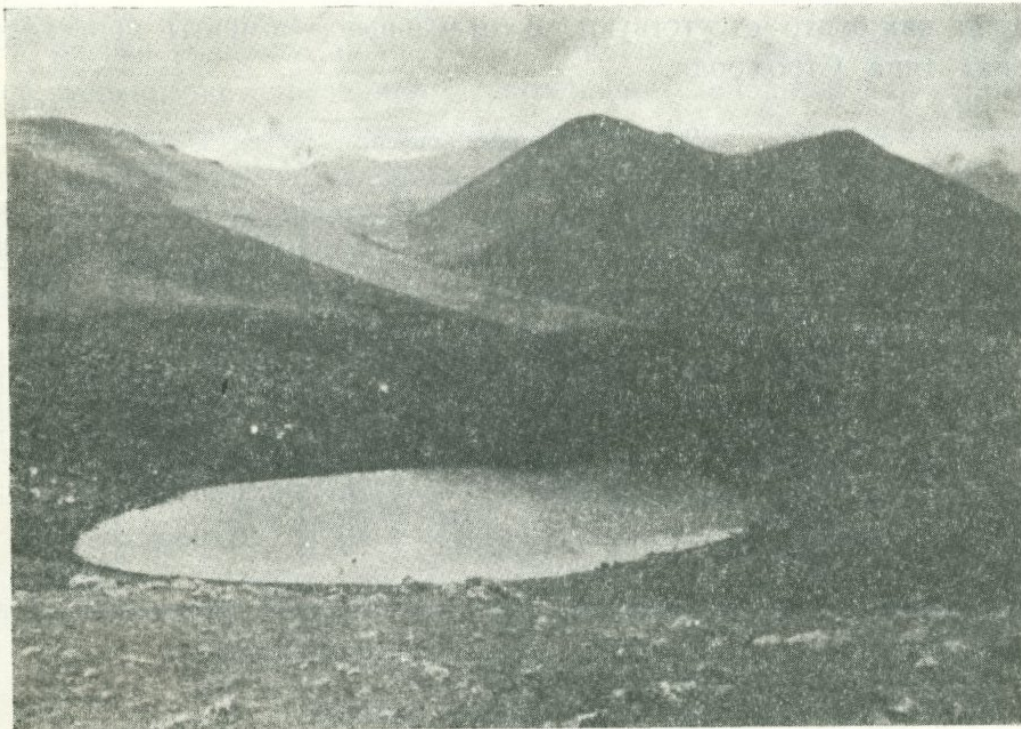
Лавовые конусы

Вулканы этой группы пользуются ограниченным развитием; из 105 центров извержений только 8 принадлежат к типу лавовых конусов. В то же время количество извергнутого материала, представленного только лавами, составляет не менее 1/4 объема продуктов антропогенного цикла. Все лавовые конусы действовали в четвертичное время; не исключено, впрочем, что более ранние вулканы этого типа не сохранились.

Лавовые конусы представлены в общем сильно уплощенными вулканическими аппаратами, почти полностью сложенными эффузивными породами. Склоны вулканов очень пологи (не круче 15°) и обычно постепенно переходят в поверхности мощных лавовых потоков. В отдельных случаях (Сеган, Карап) эрозионный врез вскрывает многослойное



Фиг. 2. Лавовый конус Караинлич. Вид с севера.



Фиг. 3. Кратерное озеро лавового конуса «б». На заднем плане Джанасар. Вид с северо-востока.

строение склонов, выраженное тонкими (до 2 м) лавовыми потоками, которые чередуются с слабо развитыми обломочными прокладками.

Вершины вулканов срезаются площадками; последние в большинстве случаев осложняются блюдцеобразными кратерными углублениями. Излияния лав происходили переливанием через край кратера; случаи прорыва гребней не известны. Отношение глубины кратера (h) к его диаметру (d) изменяется в пределах $1/14$ (конус «а») — $1/7$ (Пич).

Характер строения и морфология лавовых конусов в большинстве случаев делают невозможным определение размеров вулканических построек; приводимые поэтому в табл. 2 данные в значительной степени условны. Тем не менее эти приблизительные сведения говорят о резких габаритных колебаниях лавовых конусов, среди которых встречаются даже такие незначительные постройки, как Карап.

Продукты деятельности лавовых конусов выражены лавовыми потоками и покровами, иногда покрывающими большие площади (покров вулкана Сеган достигает 150 км^2). Обломочный материал встречается очень редко и в виде незначительных шлаковых накоплений бывает приурочен к отдельным частям построек.

Характер потоков глыбовый, в вершинных частях порою плитняковый. В верховьях потоков, особенно в кратерах, лавы нередко бывают пузыристыми и слегка окисленными. Состав лав обыкновенно андезитобазальтовый.

Лавовые конусы в основном ограничивались спокойными эффузиями; извержения были близки к гавайским, хотя следы лавового фонтанирования как будто отсутствуют. В отдельные моменты происходили явления типа Стромболи.

Таблица 2

Данные о лавовых конусах

№ п/п	№ вулканов	Название	H_{abc}	D	H	H/D	Кратер		
							d	h	h/d
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	20	Карап	1940	100	25	1/4	15	1,2	1/13
2	30	Конус „а“	2460	—	—	—	70	5	1/14
3	31	Конус „б“	2470	—	—	—	180	20	1/9
4	37	Тораблур	2280	—	40	—	400	30	1/13
5	43	М. Пич	3280	850	150	1/6	—	—	—
6	44	Пич	3288,8	800	80	1/10	35	5	1/7
7	61	Сеган	3219	1900	100	1/19	—	—	—
8	68	Караинлич	3140	1300	50	1/26	—	—	—

Примечание. В этой и последующих аналогичных таблицах применяются условные обозначения:

- H_{abc} — абсолютная высота вулкана;
- D — максимальный диаметр основания вулкана;
- H — максимальная высота вулкана;
- d — максимальный диаметр кратера по гребню;
- h — максимальная глубина кратера;
- l — протяженность линейного вулкана.

Во второй графе приведены номера вулканов согласно списку; все цифровые данные, исключая отношения H/D и h/d, определены в метрах.

Таблица 3

Химический состав продуктов
лавовых конусов

	1232 44	1043 61	1012 68
SiO ₂	55,05	56,18	57,80
TiO ₂	0,92	0,88	0,70
Al ₂ O ₃	19,27	16,60	15,72
Fe ₂ O ₃	4,65	3,67	4,06
FeO	2,73	4,01	3,84
MnO	0,12	0,12	0,12
MgO	3,52	5,60	5,15
CaO	6,73	7,03	7,03
Na ₂ O	4,55	3,09	3,38
K ₂ O	2,90	3,04	1,90
H ₂ O	—	0,12	0,10
п.п.п.	—	—	0,40
Сумма	100,44	100,34	100,20

Опись химических анализов

Обр. 1232—вулкан Пич, вершина; обр. 1043—вулкан Сеган, вершина; обр. 1012—вулкан Каранлич, юго-восточный склон. Аналитик А. А. Петросян.

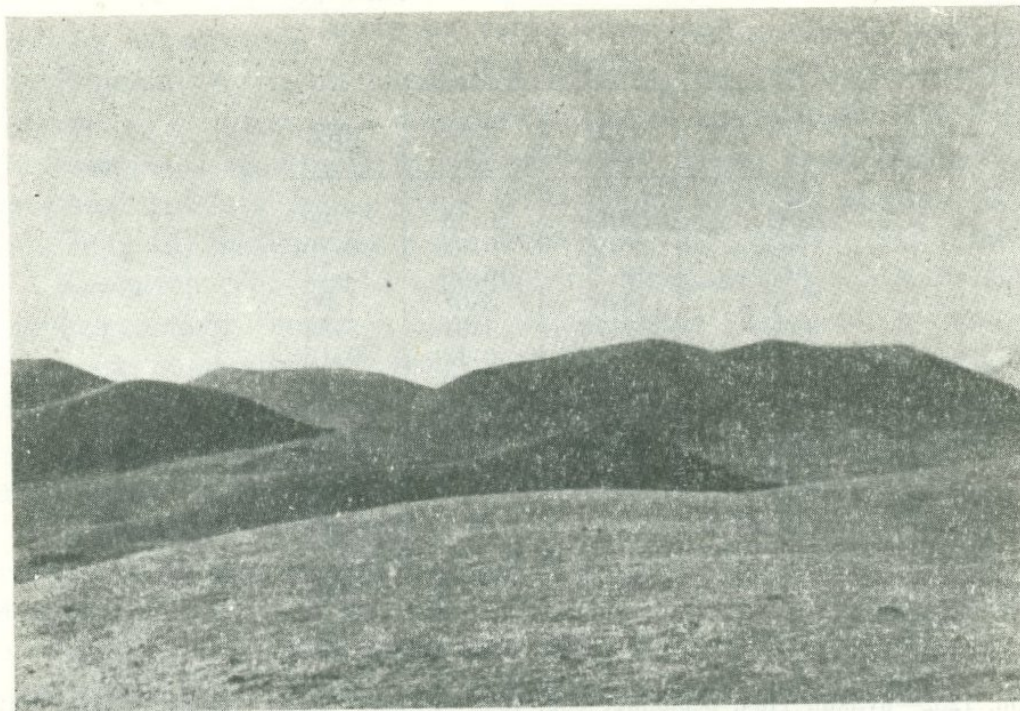
Шлаковые конусы

Наиболее распространенными среди вулканов (79 из 105) являются шлаковые конусы, деятельность которых ограничивалась антропогенным вулканическим циклом.

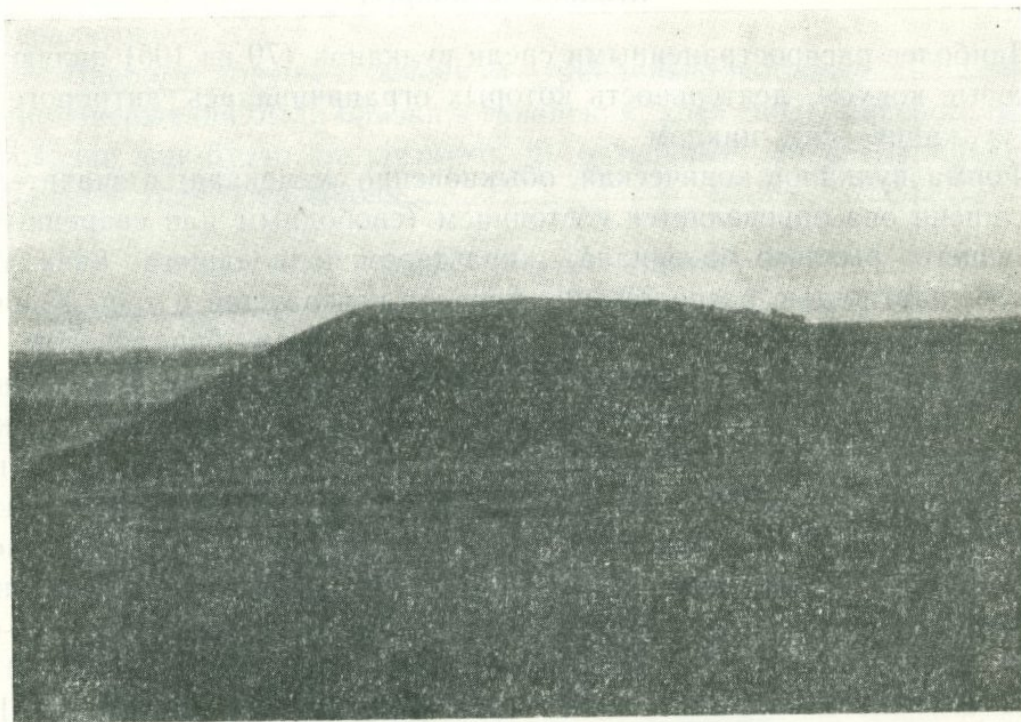
Форма вулканов коническая, обыкновенно усеченная; в значительной степени она определяется состоянием (свободным или сваренным) слагающего рыхлого материала, характером подводящего канала и рельефа, плотностью расположения центров извержений и т. п. Коничность склонов нередко нарушена промоинами типа барранкосов. В большинстве случаев это единичные, уже крупные овраги, реже развиваются многочисленные «временные» неглубокие барранкосы (Севкатар). Многие вулканы сильно разрушены и от их построек сохранились невысокие и небольшие навалы рыхлого материала (Ераносские вулканы, Аштаракнер, Тех и др.). В отдельных случаях корпуса вулканов «подточены» деятельностью ледников (Агусар, Ю. Агусар, Гехмаган). Размеры шлаковых конусов изменяются в больших пределах: D—от 3600 м (Ковасар) до 30 м (Петрос), H—от 450 м (Армаган) до 10 м (Петрос). Отношение H/D колеблется в границах 1/18 (Оциглух)—1/3 (Куйт, Погос, Петрос), в среднем составляя около 1/7.

Важным морфоопределяющим фактором является кратерность вулканов.

Большая часть шлаковых конусов (46 достоверно) в вершинной части имеет кратеры, многие из которых (25) приоткрыты в ту или иную сторону. Приоткрытость кратеров обусловлена прорывами лав (Таваблур, Оциглух, Кармратумб и др.) или шлейфообразным выпадением эксплозивного материала (Клорсар, Ю. Акор и др.). Во втором случае



Фиг. 4. Группа шлаковых конусов к северу от оз. Акна-лич. Вид с юга.



Фиг. 5. Норадузский вулкан с юго-запада. На южном склоне обнажаются агломераты.

характерная форма гребня кратера определяется наклонными взрывами или даже сильным ветром постоянного направления. Теми же причинами, в большинстве случаев, можно объяснить резкое понижение гребня в кольцевых кратерах.

Вершинные кратеры обычно «одинокими» и только Мазаз, Тас и Конд увенчаны парными депрессиями. Помимо этого, оконечности подков прорванных кратеров Пахапана и Лчанна осложнены небольшими воронками взрыва.

Форма кратеров воронкообразная, изредка блюдцеобразная. Склоны их гладки и пологи, глубина небольшая; часто донья кратеров бывают покрыты обвалившимся материалом. Отношение h/d колеблется в пределах $1/20$ (Цлуглух) — $1/2$ (Тар); в среднем эта величина достигает $1/7$. Размерность кратеров также резко изменчива; глубина (h) их измеряется от 200 м (Ковасар) до 2,5 м (Петрос), диаметры по гребню (d) — от 1300 м (Ковасар) до 10 м (Петрос).

Корпуса вулканов обычно сложены шлаками, лапилли, песками, пеплами и бомбами; меньшую роль в строении конусов играют взрывные обломки и спумолиты. В подавляющем большинстве случаев основным строительным элементом являются шлаки; вулканы, сложенные лапилли, песками и пеплами, составляют исключение (В. Богусар). Обычно же пески и пеплы отлагаются в значительных количествах за пределами вулканических аппаратов (Армаган, Ератумберская группа, Ковасар).

В сложении всех вулканов принимают участие шлаковые бомбы. Бомбы «классического» типа (веретенообразные, грушевидные, лимоннообразные, шаровидные и т. п.) встречаются значительно реже и обычно на базальтовых и андезито-базальтовых вулканах. Размеры таких бомб изменяются в пределах 1—3 см (Аринджский вулкан, Пахапан) — 3,5 м (М. Пахапан). Шлаковые разновидности в поперечнике имеют 10—20 см.

В краевых частях вулканов отчетливо наблюдается слоистое строение, обычно подчеркиваемое песчано-пепловыми слоями. Особенно наглядны накопления мелкого материала, в котором по отдельным горизонтам (от 1—2 см до 10—15 см) можно наблюдать градиционную слоистость. Слоистость часто нарушается отдельными взрывными обломками и бомбами; изредка последние образуют самостоятельные горизонты. В строении вулканов Месропасар и Кармратумб принимают участие лепешкоподобные плотные тела эффузивного облика. Длина этих образований достигает 1—1,5 м, толщина 30—40 см; образуют они отдельные слои, залегающие в шлаках согласно общей слоистости.

По приближении к прижерловой части слоистость постепенно исчезает, а материал уплотняется в агломераты и даже агглютинаты. Агглютинаты и агломераты образуют и отдельные горизонты, залегающие на свободнолежащей пирокластике; приурочены они только к вершинным частям конусов. Обычно такие слои опускаются ко дну кратера, реже — по склонам конуса. Нередки случаи совершенно свободного залегания насыпного материала почти по всему аппарату, о чем говорят руины отдельных конусов (Ераносские вулканы, Аштаракнер, Харамблур), а также «валово-полукольцевое» строение вулканов Оциглух, Ташацсар, Цакарнер.

Как правило, насыпной материал, слагающий конусы, окислен и только в единичных случаях (Севкатар, Погос) свежая, черно-серая и



Фиг. 6. Бескратерный шлаковый конус Пхракар.

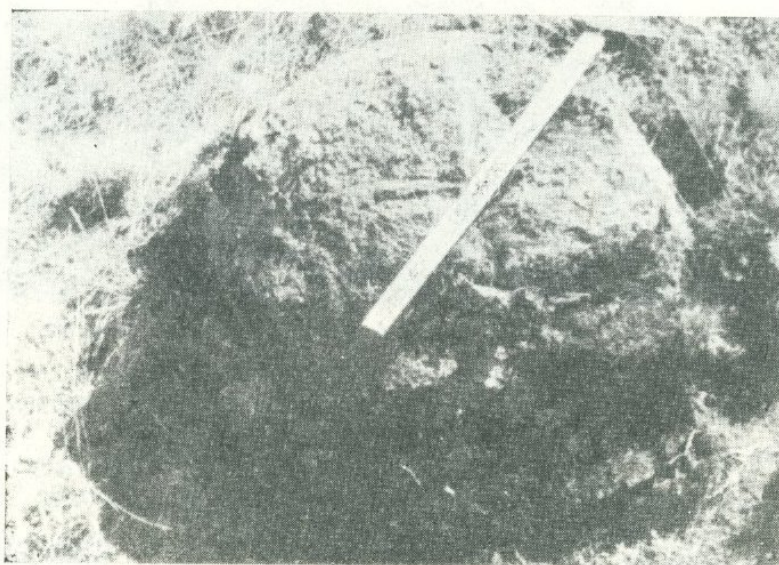


Фиг. 7. Карьер в корпусе В. Богусара. Слоистые отложения пеплов, песков, лапилли и шлаковой мелочи.

серая пирокластика покрывает целые вулканы. В частично окисленных конусах наиболее интенсивные изменения приурочены к кратерным и вершинным частям, причем во многих вулканах с участками резкого понижения гребня кратера связана крайняя степень окисления рыхлого материала (Акноцасар, Парос и др.). Сильная окисленность очень характерна и для агглютинатов. Во «вскрытых» вулканах (Аванский, Месропасар) видно общее понижение степени окисления от центральной части аппарата к его периферии; обычны случаи и различной окисленности перекрывающих друг друга слоев.

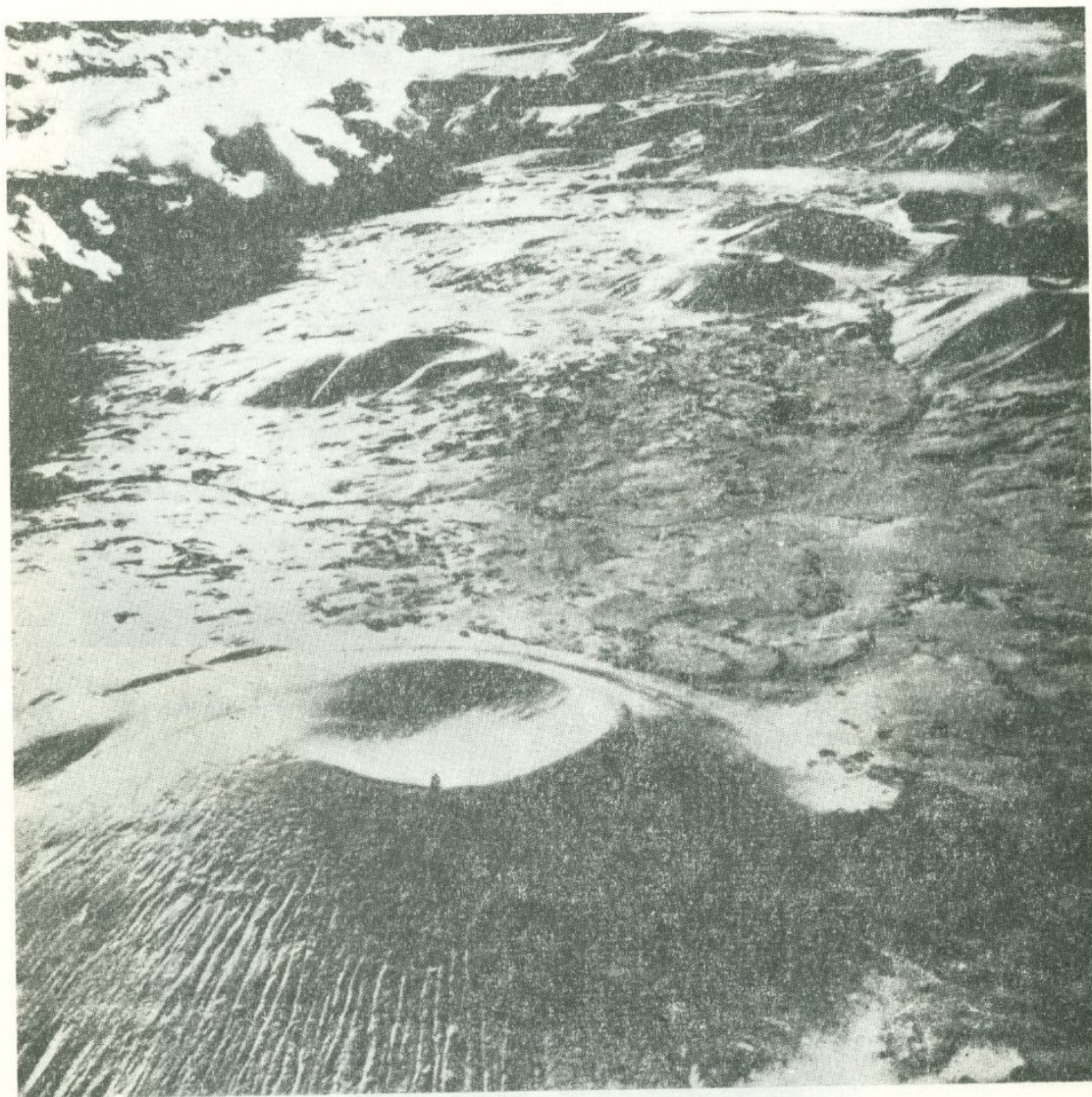


Фот. 8. Агглютинативные слои в привершинной эродированной части.
Ю. Агусара. Вид с юга.



Фиг. 9. Шаровая бомба у основания Цлуглуха.

Извержения шлаковых конусов в большинстве случаев сопровождались эффузивными явлениями; чисто эксплозивными были лишь эрупции 14 вулканов. Излияния происходили из-под оснований конусов, путем прорыва кратера или переливанием через его край, со склонов вулканических аппаратов—причем наиболее обычными были первые два «способа». Объем излившегося материала отдельных конусов значителен: так, лавы Армагана покрыли площадь около 100 км². Состав продуктов извержений базальтовый, андезито-базальтовый и андезитовый.



Фиг. 10. Сложный шлаковый конус Севкатар с севера. Справа у основания виден адвентивный лавовый кратер. На заднем плане вулканы района оз. Акна-лич, слева перед ними—Марахлапат.

Фото Ю. Доброхотова.

Среди шлаковых конусов выделены две группы, подразделение на которые основано, главным образом, на степени продолжительности активной жизни вулканов. Большая часть вулканов (66) отнесена к группе простых, меньшая (13)—к группе сложных шлаковых конусов.

а) Простые шлаковые конусы.

Конусы этого типа характеризуются относительно небольшим промежуточным временем эруптивной деятельности. Аппараты обычно имеют крайне простое строение, а слагающий их рыхлый материал, как правило, лишен поверхностной агглютинизации. Размеры простых шлаковых конусов относительно невелики; большинство бескратерных построек относится к этому типу вулканов.

В эту же группу включены вулканы переходного типа, с одной стороны близко стоящие к сложным шлаковым конусам (Тас, Конд, Лчаин, Пахапан, Акноцасар) и с другой—к вулканам гегамского типа (Мгубский). Все перечисленные конусы имеют сравнительно сложное строение, однако прямых признаков, указывающих на их продолжительную деятельность, как будто нет.

Деятельность простых шлаковых конусов характеризовалась эксплозивно-эффузивными и реже чисто эксплозивными извержениями. Всем им присущи явления типа Стромболи и иногда типа Вулкано.

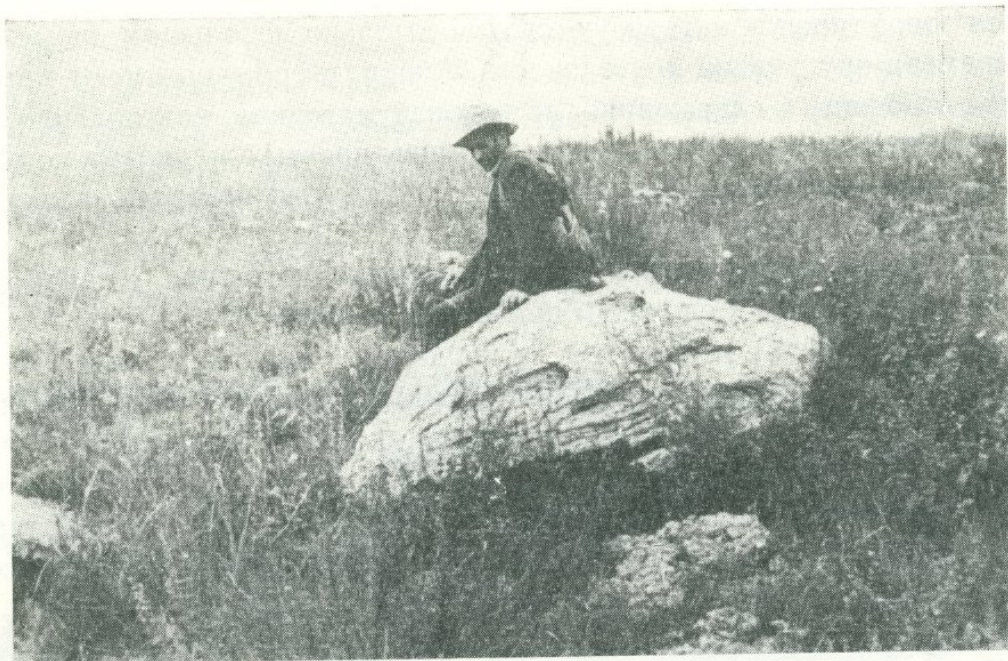
б) Сложные шлаковые конусы.

Морфологически сложные конусы мало отличны от простых; различия заключаются в основном в почти обязательной кратерности и в более крупных размерах.

В строении этих вулканов принимает участие того же вида рыхлый материал, что и в простых шлаковых конусах, который в привершинных и особенно кратерных частях подвергнут интенсивной поверхностной агглютинизации.

Большинство сложных шлаковых конусов имеют побочные образования. Это обычно небольшие первичные шлаковые горнитосы (Джар-тар, Гавар, Богусар, Аждаак) и побочные конусы, давшие свои лавовые потоки (Армаган, З. Агусар, Лодочникова, Севкатар, Мазаз). Побочные конусы выражены небольшими, сильно усеченными пристройками лавового сложения; шлаками сложен только адвентивный кратер Армагана. Все побочные образования располагаются у оснований главных вулканических построек; исключение составляет одиночный адвентивный кратер З. Агусара, находящийся в верхней трети южного склона вулкана.

Для извержений этих вулканов характерны те же явления, что и для простых шлаковых конусов. Однако, помимо всего, отмечается нередкий отход от «нормального» пути извержения; так, деятельность Армагана и Ковасара определялась также экструзивными процессами, а в кратерах Кармратумба и Месропасара действовали лавовые фонтаны. Кроме того, для отдельных вулканов были очень характерны явления типа Вулкано, а в ряде случаев имело место внедрение даек в корпуса аппаратов (Саакасар, Месропасар, Вочхаратумб) и образование локальных, местных трещин с побочными пристройками. Наконец, деятельность Ковасара сопровождалась извержением агломератовых потоков из центрального кратера с частичным разрушением вулканической постройки (явления типа Безымянного по Г. С. Горшкову (1962)). Вероятно, характерным для сложных шлаковых конусов является и более продолжительный постэруптивный период жизни. На это, в частности,



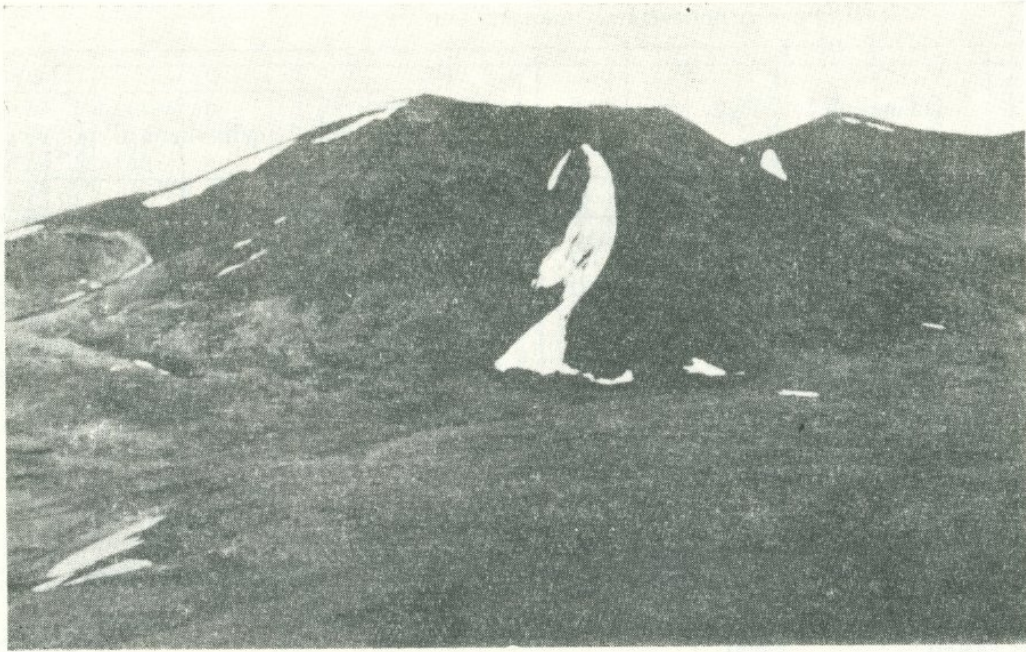
Фиг. 11. Лимонообразная бомба на склоне кратера Ташацсара.



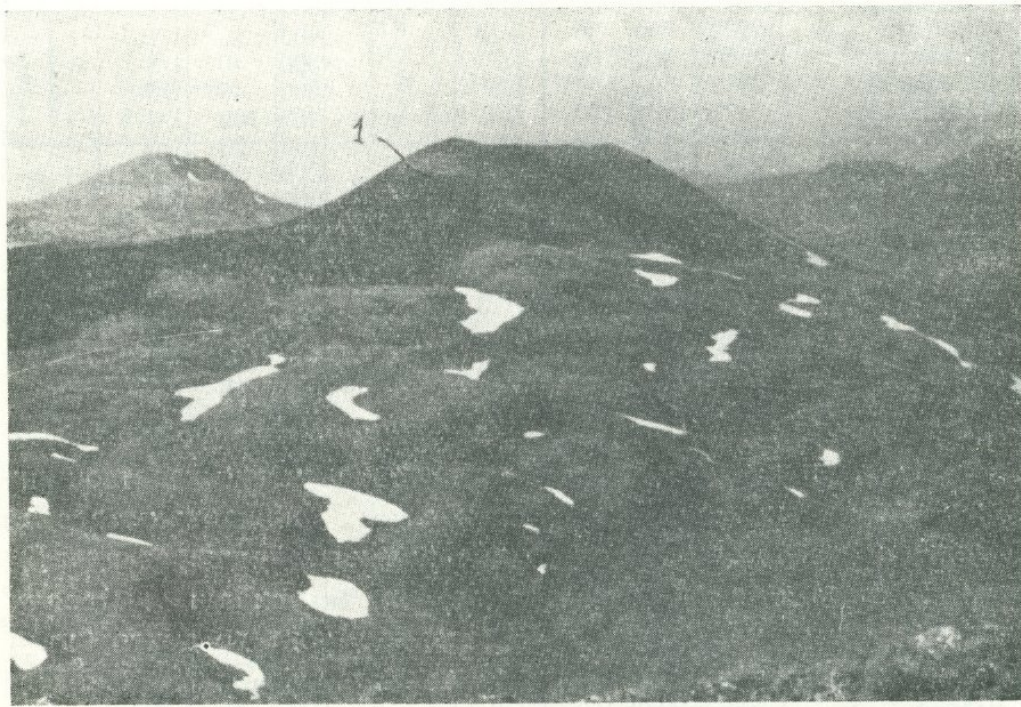
Фиг. 12. Крупная веретенообразная бомба вулкана М. Пахапан.

указывает поверхностная агглютинизация и следы гидротермальной деятельности, преобразующей шлаки в опалиты (Карапетян, Петросов, 1962).

Изложенное позволяет считать, что извержения сложных шлаковых конусов носили более продолжительный и разносторонний характер и всегда сопровождалась излияниями лав. Последовательность в изменении режима деятельности самая разнообразная; можно только отметить,



Фиг. 13. Вулкан Аждаак с севера. На заднем плане конус Тар.



Фиг. 14. Сложный шлаковый конус З. Агусар. Вид с юго-востока.
1—адвентивный кратер; на переднем плане потоки лав, излившиеся из него.
Слева сзади вулкан Гехмаган.

что во всех случаях излияния лав из побочных конусов происходили после оформления главной постройки, вслед за фазами преобладающих эксплозий. При этом состав продуктов деятельности вулкана во времени практически не менялся.

Таким образом, несмотря на безусловную моногенность, сложные шлаковые конусы проявляют явную тенденцию к полигенности и, по сути

Данные о простых шлаковых конусах

№ п/п	№ вул-канов	Название	H _{abc}	D	H	H/D	К р а т е р			Эффузии			
							Открытый	d	h	h/d	вер-шин.	скло-нов	основа-ний
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
1	1	Кармирблур	2350	500	50	1/10	—	—	—	—	—	—	—
2	3	Ваграмасар	2544,4	600	80	1/7,5	—	—	—	—	—	—	—
3	4	Парваглух	2835,6	450	90	1/5	—	—	—	—	—	—	?
4	6	Таваблур	2460	250	25	1/10	В	80	15	1/5	+	—	—
5	7	М. Джар-гар	2543	700	75	1/9,5	—	—	—	—	—	—	+
6	8	Ераносский	2355				Р у и н ы				Не ясно		
7	9	М. Ераносский	2306				Р у и н ы				Не ясно		
8	11	Ваганасар	2520	200	20	1/10	З	120	10	1/12	—	—	+
9	14	Пахапан	2649,3	900	130	1/7	В	500	130	1/4	—	—	+
10	15	Авер	2620				Р у и н ы				Не ясно		
11	16	М. Пахапан	2520	300	40	1/7	СЗ, ЮЗ, В	100	40	1/2,5	—	—	—
12	18	М. Гавар	2005	200	25	1/8	—	—	—	—	—	—	+
13	19	Норадузский	1972,2	300	40	1/7	—	75	10	1/7,5	—	—	+
14	21	Ташацар	2295	700	60	1/12	ЮВ	350	50	1/7	?	—	—
15	22	Очилух	2220	650	35	1/18	Ю	400	25	1/16	+	—	—
16	26	Сепасар	2350	550	80	1/7	ЮВ	300	40	1/8	—	—	+
17	29	Мохраглух	2485	500	60	1/8	—	300	40	1/8	—	+	—
18	35	Цорнасар	2352,7	1000	170	1/6	СЗ	450	100	1/4,5	—	—	+
19	36	Клорсар	2320	456	70	1/6	З	100	20	1/5	—	—	—
20	38	В. Богусар	2220	2300	220	1/10	—	600	90	1/7	—	—	?
21	40	З. Богусар	2330	1800	310	1/6	—	200	60	1/3	—	—	+
		Цакарнер											
22	45	Конус 1	3080	200	20	1/10	Ю	110	12	1/9	+	—	—
23	46	Конус 2	3080	120	20	1/6	—	80	15	1/5	—	—	—
24	47	Конус 3	3075	110	25	1/4	—	80	15	1/5	—	—	—
25	48	Конус 4	3065	80	15	1/5	ЮВ	60	10	1/6	—	—	—
26	49	Вишапасар	3160,8	1400	260	1/5	—	—	—	—	—	—	?
27	50	Аштаракнер	3280				Р у и н ы				Не ясно		
28	52	Налкатар	3188,7	600	150	1/4	—	?	—	—	—	—	—
29	53	Назели	3361,1	1300	260	1/5	ЮЗ	400	50	1/8	+	—	—
30	56	Тар	3510	1000	250	1/4	ЮЗ	300	150	1/2	+	—	—
31	57	Темаблур	3210,5	800	140	1/6	—	—	—	—	—	—	—
32	58	Ю. Агусар	3442	1800	160	1/11	—	—	—	—	—	+	+
33	59	Агусар	3336,3	900	240	1/4	—	—	—	—	—	+	?
34	62	Гехмаган	3319,5	1500	250	1/6	—	—	—	—	+	+	—
35	63	Лчанн	3150	1300	120	1/10	СЗ	800	120	1/7	+	—	?
36	64	Парос	3205	1100	160	1/7	—	500	90	1/6	—	—	?
37	65	З. Акноцасар	3240	700	130	1/5	—	400	65	1/6	—	—	+
38	66	В. Акноцасар	3246,1	1000	140	1/7	—	300	70	1/4	—	—	+
39	67	Куйт	3110	500	150	1/3	—	—	—	—	—	—	—
40	70	Погос	3030	40	15	1/3	—	—	—	—	—	—	—
41	71	Петрос	3010	30	10	1/3	—	—	10	2,5	1/4	—	—
42	72	Арруни	3210	1300	200	1/6,5	—	300	45	1/7	—	—	+
43	73	Марахлапат	3035	1500	200	1/7,5	—	—	—	—	—	—	—
44	75	Ю. Тамк	2950	1200	150	1/8	—	—	—	—	—	—	—
45	76	С. Тамк	2852	900	190	1/5	—	—	—	—	—	—	—
46	77	Кармратумб	2890	550	100	1/5,5	В	320	60	1/5	+	—	—
47	79	Конд	2885	1100	190	1/6	{С	300	55	1/5}	—	—	?
48	80	Тас	2750	950	110	1/8,5	{С	250	30	1/8}	—	—	?
							{—	350	60	1/6}	—	—	+
							{—	280	60	1/5}	—	—	+

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	
49	81	Варданасар	2750	900	160	1/6	—	180	35	1/5	—	—	+	
50	82	М. Варданасар	2630	550	70	1/8	С	200	35	1/6	—	—	—	
51	83	Матан	2650	800	90	1/9	ЮЗ	450	70	1/6	?	—	—	
52	84	Ю. Акор	2540	650	75	1/9	СЗ	400	35	1/11	+	—	—	
53	85	Акор	2485	450	50	1/9	—	65	15	1/4	+	—	—	
54	87	Пхракар	2360	300	30	1/10	—	—	—	—	—	—	—	
55	88	Цлуглук	2520	1500	140	1/11	—	500	25	1/20	—	—	?	
56	89	Срписар	2535,9	800	140	1/6	—	—	—	—	—	—	?	
57	90	М. Цлуглук	2385	120	40	1/3	—	50	10	1/5	—	—	—	
58	92	Аванский	1335	600	60	1/10	—	—	—	—	+	—	?	
59	93	Аринджский	1384,4	1300	100	1/13	—	—	—	—	+	—	—	
60	94	Мгубский	1424	750	80	1/9	—	—	—	—	+	—	?	
61	96	Тех	2300	Р у и н ы							Не ясно			
62	97	Харамблур	2140	100	10	1/10	—	—	—	—	Не ясно			
63	98	Текблур	2450	?	200	—	—	—	—	—	Не ясно			
64	100	Менак	1830	300	50	1/6	ЮВ	70	15	1/5	+	—	—	
65	101	Цахкот	1900	Р у и н ы							Не ясно			
66	102	Гутансар	2303	Не ясно			?	500	60	1/8	—	+	+	+

Таблица 5

Данные о сложных шлаковых конусах

№ п/п	№ вул-канов	Название	H _{abc}	D	H	H/D	К р а т е р			Эффузии			
							открытый	d	h	h/d	вершин	склонов	оснований
1	2	Армаган	2829,9	2200	450	1,5	—	400	50	1/8	—	—	+
2	5	Джар-гар	2560,5	1800	250	1/7	—	—	—	—	—	—	+
3	12	Саакасар	2537,7	900	140	1/7	—	120	20	1/6	—	—	+
4	13	Месропасар	2500	900	95	1/9	—	40	12	1/3	—	—	+
5	17	Гавар	2054,2	800	75	1/10	С	300	20	1/15	—	—	?
6	39	Богусар	2397,9	2500	350	1/7	—	—	—	—	—	+	?
7	42	Вочхаратумб	3237,3	1200	160	1/7	—	—	—	—	+	—	?
8	54	Аждаак	3598,6	1600	370	1/4	—	500	110	1/4,5	+	+	?
9	60	З. Агусар	3450	1000	200	1/5	—	350	60	1/6	+	+	?
10	69	Лодочникова	3259,4	1200	200	1/6	—	450	60	1/7,5	+	—	+
11	74	Севкатар	3231,2	2000	350	1/6	—	600	75	1/8	—	—	+
12	78	Мааз	3094,6	1800	340	1/5	—	250	90	1/3	+	—	+
							—	180	70	1/3	—	—	+
13	105	Ковасар	2401,8	3600	350	1/10	СЗ	1300	200	1/6,5	+	+	+

Таблица 6

Химический состав продуктов шлаковых конусов

	1517	918	1503	360	880	1152	1001	750	1051	730	1214	1053a
	14	21	5	5	1	12	63	98	75	97	90	84
SiO ₂	49,30	49,54	49,57	50,13	50,05	50,38	50,89	52,00	52,10	52,46	52,86	53,06
TiO ₂	1,45	1,50	1,41	1,28	0,93	1,05	0,95	1,31	0,48	1,32	1,05	0,80
Al ₂ O ₃	17,13	18,30	15,64	17,85	17,88	16,56	19,30	19,02	18,95	19,78	15,86	17,76
Fe ₂ O ₃	8,39	7,87	10,75	7,98	4,44	5,60	7,02	5,29	7,87	5,62	10,67	5,54
FeO	2,61	1,66	0,27	2,32	4,56	3,84	4,82	3,42	0,91	2,73	0,19	2,42
MnO	0,11	0,30	0,12	—	0,24	0,16	0,12	0,11	0,26	0,13	0,15	0,22
MgO	5,33	5,75	4,52	4,00	4,15	5,91	4,35	4,41	3,53	4,02	4,68	4,60
CaO	9,67	9,28	9,58	8,05	8,97	10,40	8,25	7,83	8,00	7,86	8,43	8,00
Na ₂ O	4,50	3,74	5,10	5,51	5,20	3,52	3,40	4,12	4,04	3,00	3,48	4,26
K ₂ O	1,90	1,34	2,30	2,27	1,16	1,61	1,28	2,48	2,14	1,90	1,54	2,12
P ₂ O ₅	—	0,46	—	—	0,42	0,57	—	—	0,68	—	0,36	0,68
H ₂ O-п.п.п.	0,10	—	0,12	—	0,20	—	—	0,07	0,28	—	0,22	—
Сумма	100,49	100,54	99,86	100,28	100,78	99,69	100,48	100,31	100,04	99,42	100,37	99,92

	1019 65-66	1021 58	1026 59	1057 83	1058 81	1059 88	954 35	1017 72	1569 18	1035 60	1032 60	1034 60
SiO ₂	53,60	53,68	53,68	54,36	54,40	54,50	54,84	55,00	55,07	55,22	56,30	84,30
TiO ₂	1,00	0,67	0,95	1,27	1,15	1,15	1,15	1,17	0,76	0,95	0,80	0,48
Al ₂ O ₃	17,28	17,44	18,97	17,12	17,72	19,25	17,14	17,99	17,06	19,00	16,76	2,59
Fe ₂ O ₃	8,70	7,34	3,47	7,45	1,91	3,00	4,56	3,13	4,25	5,08	7,65	0,93
FeO	0,33	0,91	4,10	0,90	5,32	3,96	3,83	4,40	4,05	2,28	0,98	—
MnO	0,13	0,24	0,18	0,22	0,18	0,22	0,14	0,18	0,10	0,16	0,10	0,01
MgO	5,90	4,55	5,13	4,45	4,98	5,03	3,91	4,33	3,30	4,08	4,25	сл.
CaO	6,05	7,85	6,88	7,05	6,77	6,25	7,40	6,68	7,32	6,75	6,63	0,56
Na ₂ O	3,50	4,66	3,80	3,86	3,71	3,70	4,01	4,24	4,15	3,42	3,72	0,52
K ₂ O	2,15	2,02	2,18	2,00	2,50	1,90	1,65	2,08	2,65	2,24	2,50	—
P ₂ O ₅	—	0,64	0,63	0,64	0,54	0,64	—	0,56	—	0,62	—	—
H ₂ O- п.п.п.	0,18	0,10	0,10	—	0,22	—	—	—	0,76	0,20	0,20	2,80
Сумма	99,72	100,45	100,07	99,64	100,08	99,94	99,43	99,84	99,95	100,58	100,19	100,27

	1205 87	1004 74	915 19	1055 79	979 38	1041 62	51e 105	1197 105	1217 105	1054 78	1002 70	1052 77
SiO ₂	55,26	55,45	55,48	55,80	56,04	56,42	56,62	57,46	62,24	57,20	57,25	57,42
TiO ₂	1,28	1,00	0,63	0,93	0,86	0,80	0,96	1,01	0,67	0,70	0,75	0,80
Al ₂ O ₃	16,23	17,64	18,10	18,85	16,70	16,76	16,25	17,26	13,18	16,64	16,60	16,41
Fe ₂ O ₃	8,96	4,94	2,50	2,88	3,74	3,91	5,09	6,25	5,31	7,17	2,12	7,26
FeO	0,19	3,65	5,18	3,50	3,83	3,18	3,04	0,48	2,69	0,66	5,32	0,26
MnO	0,11	0,15	0,28	0,22	0,13	0,12	0,10	0,11	0,10	0,12	0,26	0,12
MgO	3,33	3,78	5,75	4,28	4,27	4,60	4,90	4,86	2,82	4,52	4,40	4,18
CaO	8,43	7,30	9,28	6,53	6,54	7,85	7,36	7,65	4,94	6,45	6,98	6,45
Na ₂ O	3,81	3,20	3,74	3,98	3,73	3,58	2,90	3,10	3,81	4,00	3,02	3,50
K ₂ O	2,21	2,24	1,34	1,63	2,29	2,14	1,83	1,70	2,85	2,45	2,38	2,90
P ₂ O ₅	0,57	—	0,46	0,64	—	—	0,30	0,10	0,30	—	0,40	—
H ₂ O- п.п.п.	0,12	0,56	0,80	0,79	0,64	0,64	0,76	0,24	0,36	0,30	0,78	0,70
Сумма	100,49	99,91	100,54	100,03	98,81	100,00	100,11	100,22	100,40	100,21	100,26	100,00

	876 2	882 2	856 2	843 2	1056 80	1007 73	1013 69	1009 64	993 54	1125 8	214 102	1237 53
SiO ₂	57,02	58,09	57,91	58,40	57,48	57,90	58,40	58,55	58,62	59,65	60,98	61,17
TiO ₂	0,99	0,84	0,82	0,84	0,83	0,75	0,55	0,65	0,55	0,52	0,98	1,23
Al ₂ O ₃	17,69	17,76	16,83	17,61	19,45	18,59	16,49	14,59	14,46	18,28	17,91	17,32
Fe ₂ O ₃	2,58	0,74	2,58	6,52	2,03	1,10	2,12	4,94	5,35	2,14	2,91	3,64
FeO	4,13	5,52	4,13	0,59	4,26	4,72	5,32	3,49	3,49	3,84	3,60	2,24
MnO	0,13	0,12	0,12	0,09	0,19	0,15	0,27	0,12	0,14	0,11	0,11	0,10
MgO	3,76	3,69	4,12	3,47	3,50	3,40	4,08	4,05	3,98	1,85	1,86	3,52
CaO	6,32	6,25	6,54	5,82	5,13	6,23	6,75	7,38	7,30	5,43	3,73	5,17
Na ₂ O	3,10	3,36	3,45	2,78	3,90	3,82	4,28	3,58	3,52	3,64	4,48	3,35
K ₂ O	1,94	2,38	2,27	2,26	2,40	3,04	1,54	2,50	2,78	2,85	3,57	2,40
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0,50	0,56	0,32	—	—	0,40	—	—
H ₂ O- п.п.п.	0,23	0,11	0,17	0,27	0,18	—	0,10	0,04	0,14	—	—	—
Сумма	98,66	99,02	99,76	99,80	100,37	100,46	100,52	100,49	100,43	99,73	100,13	100,33

Опись химических анализов

Обр. 1517—Пахапан, лавовый поток. Обр. 918—Ташацар, вершина, крученая бомба.
Обр. 1503—Джар-тар, лавовый поток. Обр. 360—Джар-тар, «вариолит» (Куплетский, 1929). Обр. 880—Кармирблур, западный склон, лавовый слой. Обр. 1152—Саакасар,

лавовый поток. Обр. 1001—Лчаин, вершина, крученая бомба. Обр. 750—Текблур, лавовый поток (данные С. Г. Карапетяна). Обр. 1051—Ю. Тамк, вершина, шлак. Обр. 730—Харамблур, лавовый поток (данные С. Г. Карапетяна). Обр. 1214—М. Цлуглук, вершина, шлак. Обр. 1053а—Ю. Акор, вершина, лавовый поток. Обр. 1019—Акноцасар, северо-восточный склон, шлак. Обр. 1021—Ю. Агусар, вершина, шлак. Обр. 1026—Агусар, восточный склон, лавовый поток. Обр. 1057—Матан, взрывной обломок. Обр. 1058—Варданасар, лавовый поток. Обр. 1059—Цлуглук, западный склон, шлак. Обр. 954—Цорнасар, вершина, шлак. Обр. 1017—Арцруни, вершина, взрывной обломок. Обр. 1569—М. Гавар, лавовый поток. Обр. 1035—З. Агусар, северо-западный склон, лавовый поток. Обр. 1032—З. Агусар, кратер, шлак. Обр. 1034—З. Агусар, там же, опалезированный шлак. Обр. 1205—Пхракар, вершина, шлак. Обр. 1004—Севкатар, вершина, шлак. Обр. 915—Норадузский вулкан, вершина, взрывной обломок. Обр. 1055—Конд, западный кратер, шлак. Обр. 979—В. Богусар, пески и пеплы. Обр. 1041—Гехмаган, юго-восточный лавовый поток. Обр. 51е—Ковасар, северо-западный лавовый поток (Адамян, 1961). Обр. 1197—Ковасар, северное основание, шлак. Обр. 1217—Ковасар, там же, андезито-дацит. Обр. 1054—Мазаз, вершина, шлак. Обр. 1002—Погос, вершина, шлак. Обр. 1052—Кармратумб, вершина, шлак. Обр. 876—Армаган, северо-восточное основание, пески и пеплы. Обр. 882—Армаган, восточное основание, «нижние» лавы. Обр. 856—Армаган, западное основание, «верхние» лавы. Обр. 843—Армаган, побочный кратер, шлак. Обр. 1056—Тас, западный кратер, шлак. Обр. 1007—Марахлапат, вершина, взрывной обломок. Обр. 1013—Лодочникова, адвентивный конус, лавовый поток. Обр. 1009—Парос, кратер, веретенообразная бомба. Обр. 993—Аждаак, лавовый поток южного склона. Обр. 1125—Ераносский вулкан, лавовый поток. Обр. 214—Гутансар, западный лавовый поток (данные С. Г. Карапетяна). Обр. 1237—Назели, лавовый поток. Аналитики А. Петросян, З. Гаспарян, В. Бабаян, Н. Палицын.



Фиг. 15. Отложения агломератового потока вулкана Ковасар.

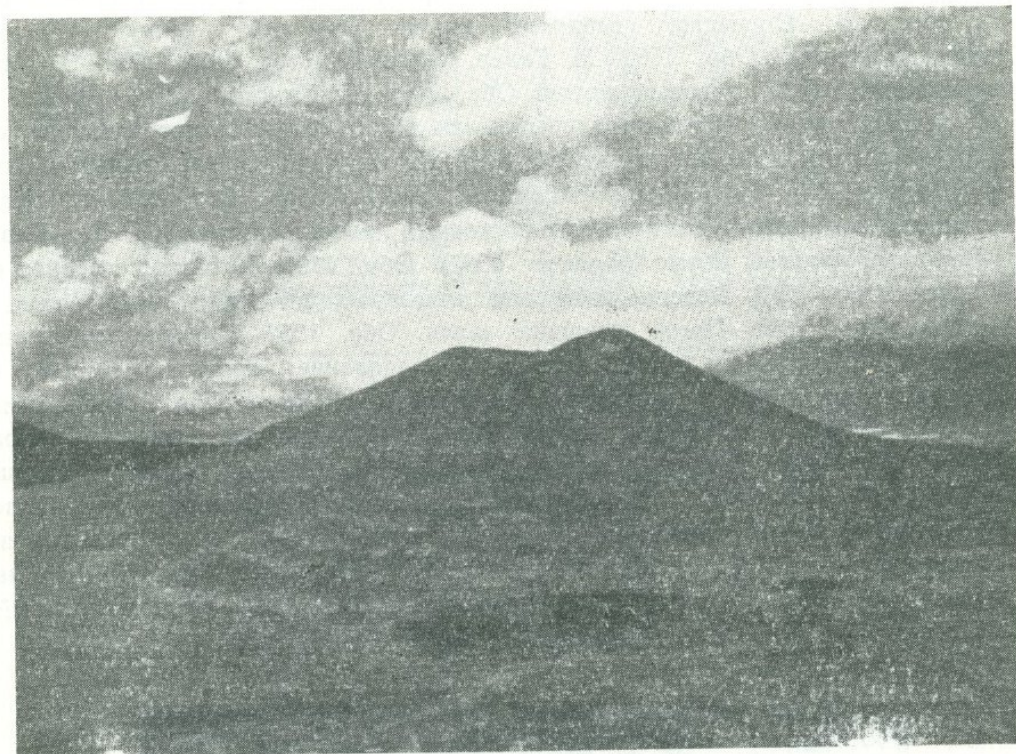
дела, являются «эмбриополигенными» миниатюрными центрами извержений.

Вулканы гегамского типа

Вулканы, объединенные в эту группу, чрезвычайно интересны по своему строению и, судя по литературным данным, составляют исключение; близкое к вулканам гегамского типа строение имеет, пожалуй, только Аноийский вулкан, описанный Е. К. Устиевым (1961). Так как

этот тип выделен впервые (Карапетян, 1962³), помимо общей характеристики здесь приводится и обоснование выделению.

Вулканы гегамского типа входят в состав Ератумберской группы, расположенной на северо-восточной периферии нагорья; из 17 центров группы только 7 отнесены к вулканам этого типа.



Фиг. 16. Вулкан Гамбаряна (гегамский тип) с юга. В нижней части склонов видны ступенчато залегающие лавы, чередующиеся с рыхлым материалом.

Аппараты вулканов гегамского типа выражены относительно крупными (Н от 60 м до 350 м, D от 600 м до 2000 м) коническими телами, в сложении которых принимают участие насыпной материал и лавы. Склоны вулканов круты (до 35°) и усыпаны лапилли и шлаковой мелочью, сквозь которые иногда проглядывают лавовые потоки. На северо-западном склоне вулкана Джрбашяна такие лавы обнажены почти от самой вершины до основания горы, причем в этом направлении цвет их меняется от сизовато-палевого до темно-серого. На южных склонах вулкана Гамбаряна обнажаются ступенчато залегающие (с укорачиванием потоков снизу вверх) лавы, переслаивающиеся с шлаками и лапилли. Отношение Н/D изменяется в пределах $1/5$ (Демехина)— $1/9$ (Налсар); в среднем эта величина составляет около $1/7$.

В отличие от кратеров шлаковых и лавовых конусов кратеры вулканов гегамского типа характерны обрывистыми в гребневой части стенками, которые ниже бывают выложены мощными осыпями.

Кратеры большей частью кольцевые, замкнутые. Исключение составляет подковообразный конус Налсара, открытый на юг—юго-запад. На вулканах Демехина и Асегасар наблюдается резкое понижение гребня, создающее ложное впечатление прорыва кратера. Размеры

кратеров колеблются в значительных границах: h от 40 м (Гамбаряна, Демехина, Асегасар) до 100 м (Джанасар, Карапетяна), d от 120 м (Асегасар) до 350 м (Демехина, Карапетяна). Крайние значения величины h/d : 1/2,5 (Джрбашяна, северный кратер) и 1/9 (Демехина). Среднее значение h/d около 1/6.

В крутых скалистых стенках кратеров видно переслаивание плотных, окисленных до сизо-бурых цветов, лав, с кирпично-красным, бурым и, очень редко, свежим рыхлым материалом. Обычная мощность отдельных слоев лав 2—3 м, иногда она возрастает до 6—8 м. Отдельные потоки в плащеобразном залегании в виде «цельных», более или менее выдержанных лавовых слоев протягиваются вдоль стенок кратера на 2/3—3/4 его периметра (Джанасар, Карапетяна). Падение слоев обыкновенно периклинальное, почти согласное склонам вулкана.

Довольно часто в контактах лав и пирокластики наблюдаются небольшие языкообразные «инъекции» одного материала в другой, напоминающие таковые нижних частей лавовых потоков в месте их соприкосновения с подстилающей обломочной постелью. Никаких следов значительных перерывов между извержениями эксплозивного и эффузивного материалов не обнаружено.

Пирокластика представлена обычными шлаками, лапилли, песками, пеплами, эксплозивными обломками и редко спумолитами. Характерны для вулканов гегамского типа шлаковые бомбы и закрученные тела, несущие на себе подобие «хлебной корки». Бомбы веретенообразные, грушевидные и т. п. на вулканах этого типа не встречены. Рыхлый материал иногда агглютинирован и, как правило, окислен; очень часто в пирокластике, чередующейся с лавовыми потоками, встречаются горизонты и скопления лепешковидных, слабоокисленных лавовых образований. К поверхности этих тел обычно бывает «приварен» рыхлый материал; размеры «лепешек» самые разнообразные—максимальная длина их не превышает 2 м, толщина не более 40 см.

Состав продуктов деятельности вулканов гегамского типа андезитовый и андезито-базальтовый. Судя по всему в сложении корпусов вулканов большая роль принадлежит рыхлому материалу; не исключено, что объем этого материала не менее 2/3 от общего объема постройки.

Некоторые вулканы (Гамбаряна, Джрбашяна, Асегасар) сопровождаются первичными горнитосами и адвентивными кратерами шлакового сложения, расположенными у оснований центральных аппаратов. На вулкане Гамбаряна, помимо кратерных излияний, произошла эффузия мощного потока из небольшой трещины у восточного основания.

* * *

В известных классификациях вулканов Армении (Левинсон-Лессинг, 1928, 1929; Ширинян, 1962) и других вулканических регионов не нашли своего места аппараты, краткая характеристика которых дана выше.

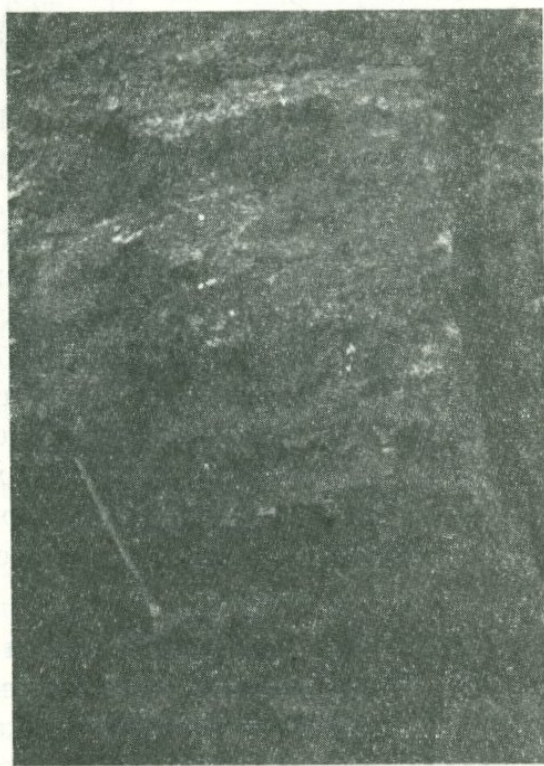
В одной из своих работ Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1928) один из «вулканчиков Уч-тапа» в Ератумберской группе, в стенках кратера которого обнажается лавовый слой, перекрытый шлаками, относит к

центрам, представляющим «...вздутие типа конусов набухания, затем прорванное газами и шлаковыми выбросами» (стр. 439).

К. Н. Паффенгольц (1934), подчеркивая моногенный характер центров Гегама, относит их к «смешанным везувияльным вулканам», отмечая



Фиг. 17. Вершинная часть вулкана Демехина (гегамский тип). Вид с запада.



Фиг. 18. Северная стенка в кратере вулкана Карапетяна. Видны лепешковидные лавовые тела в рыхлом материале.

в то же время наличие небольшого количества «шлаковых конусов» и «чисто лавовых вулканов». Позднее К. Н. Паффенгольц (1959₁) писал, что лавы на территории между гор. Камо и Лчашеном (покров Ератумберской группы) «...являются продуктами центральных извержений настоящих лавовых вулканов» (стр. 99).

С. С. Кузнецов (1929), довольно подробно описавший отдельные центры (в том числе и гегамского типа), вулканы Ератумбера относит к «насыпным вулканическим конусам».

Как видно из характеристики вулканов гегамского типа, отнесение их к «чисто лавовым вулканам» или «насыпным вулканическим конусам» не обосновано. Неверно было бы и выделение их в группу «конусов набухания»: даже если и подобные образования существуют, то уже многократное переслаивание шлаков и лав исключает, в нашем случае, возможность причисления охарактеризованных вулканов к этому типу.

Значительное сходство есть в строении вулканов гегамского типа и стратовулканов, которое заключается в переслаивании эффузивного и пирокластического материалов. Однако в современном понимании стратовулкан характеризуется не только крупными размерами, но и (что очень важно) полигенностью образования. Примерно таких принципов придерживался и Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1913), выделивший в свое время «смешанные вулканы везувияльного типа». Не отражает размеров и генетической стороны термин «лавово-пирокластический вулкан», предложенный В. И. Влодавцем (1958₁) в своей классификации. Еще менее определен термин «шлаково-лавовый конус» Е. Е. Милановского (1956), ничего не говорящий о важном факте многократного переслаивания лав и пирокластики.

Все эти обстоятельства, а также отсутствие каких-либо указаний на наличие аналогичных центров в других вулканических провинциях побудили автора выделить охарактеризованные аппараты в отдельную группу под названием вулканов гегамского типа.

Таким образом, как следует из изложения, *к гегамскому типу относятся небольшие моногенные вулканы, в сложении которых принимают участие многократно переслаивающиеся лавы и рыхлый материал.*

В деятельности вулканов гегамского типа особого внимания заслуживает факт ритмичной смены характера извержений в относительно короткий промежуток времени. В активной жизни этих вулканов эксплозивные фазы чередовались с периодическим повышением уровня жидкой лавы и переливанием ее через край кратера. Здесь помимо явлений типа Стромболи обычным было фонтанирование лав, на что указывают многочисленные лепешкообразные лавовые тела. Фонтанирование, вероятно, связано с периодическим появлением в кратерах вулканов небольших лавовых озер. Помимо сказанного, активность центров гегамского типа иногда сопровождалась явлениями типа Вулкано.

Как и сложные шлаковые конусы, вулканы гегамского типа имеют довольно четко выраженную тенденцию к полигенности, являясь фактически стратовулканами в миниатюре.

Данные о вулканах гегамского типа

№ п/п	№ вулканов	Название	Набс	D	H	H/D	К р а т е р				Эффузии		
							открытый	d	h	h/d	вершина	склонов	оснований
1	23	Джрбашяна	2485,1	1700	220	1/8	—	150	50	1/3	+	—	+
								175	70	1/2,5			
2	24	Налсар	2280	600	70	1/9	ЮЗ	300	60	1/5	+	—	—
3	25	Гамбаряна	2522	1500	230	1/6,5		250	40	1/6	+	—	—
4	27	Джанасар	2554	1500	200	1/7,5	---	300	100	1/3	+	—	+
5	28	Демехина	2500	500	150	1/5	—	350	40	1/9	+	—	—
6	32	Асгасар	2482,5	350	60	1/6	—	120	40	1/3	+	—	—
7	33	Карапетяна	2516	2000	350	1/6	—	350	100	1/3,5	+	—	?

Таблица 8

Химический состав
продуктов вулканов гегамского типа

	948	54	943	899	908
SiO ₂	56,20	57,31	58,38	58,88	59,98
TiO ₂	0,90	0,77	0,90	0,77	0,73
Al ₂ O ₃	15,95	18,22	16,21	16,98	16,43
Fe ₂ O ₃	5,54	4,82	5,90	2,21	5,87
FeO	0,73	0,51	0,22	3,54	0,07
MnO	0,09	—	0,13	0,12	0,13
MgO	3,91	4,36	3,47	3,09	3,42
CaO	6,90	6,64	6,54	6,25	6,47
Na ₂ O	3,45	4,30	3,80	3,33	3,76
K ₂ O	2,14	2,70	3,04	2,98	2,89
H ₂ O	0,52	—	0,02	0,13	0,04
п.п.п.	2,96	0,64	0,52	1,00	0,16
Сумма	99,29	100,27	99,13	99,27	99,55

Опись химических анализов

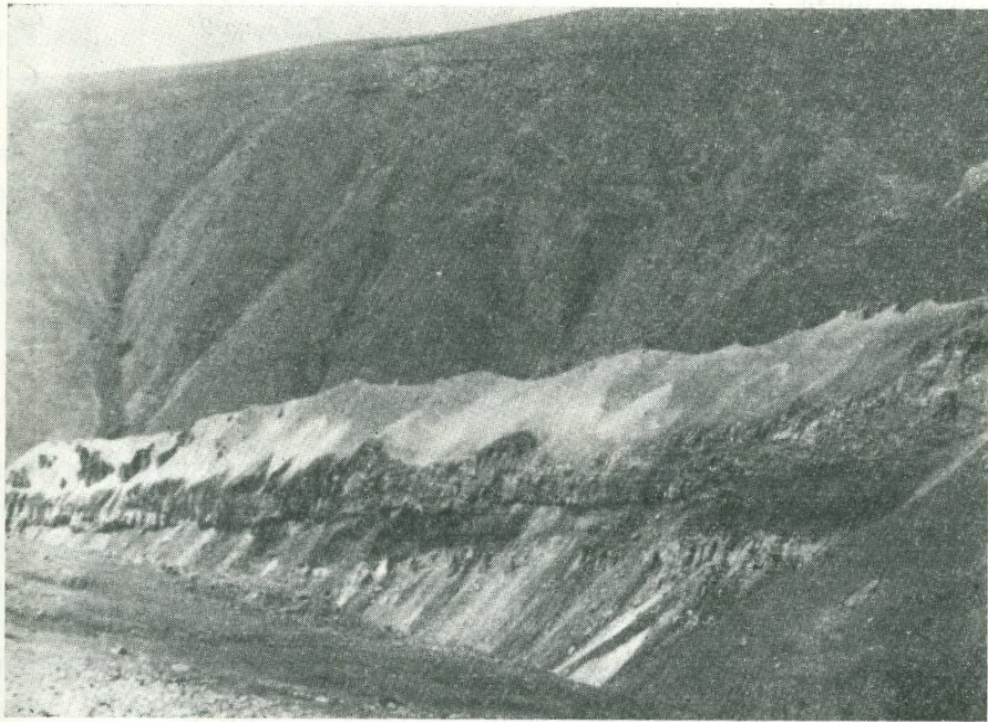
Обр. 948—Демехина, вершина, лавовый поток. Обр. 54—Джанасар (Левинсон-Лессинг, 1929). Обр. 943—Карапетяна, вершина, лавовый поток. Обр. 899—Гамбаряна, восточное основание, лавовый поток. Обр. 908—Джрбашяна, вершина, шлак. Аналитик З. Гаспарян.

Купола

В эту группу выделено 7 вулканов, деятельность которых датируется неогеновым временем. Два из них (Гехаркуник, Еракатар) извергали трахилипариты и трахиандезиты во втором этапе неогенового цикла, а купола Спитакасар, Гехасар, Атис эруптировали лавы, обсидианы и обломочный материал липаритового и липарито-дацитового состава в третьем, последнем этапе того же цикла. Возрастное положение Авазана и Гюмушского вулкана не совсем ясно; можно только утверждать, что действовали они раньше начала второго цикла, до излияния долеритовых лав Приереванского района. Состав продуктов этих двух вулканов липарито-дацитовый; положение их в ходе развития новейшего вулканизма (табл. 1) не отражено.

Несмотря на относительно молодой возраст, сохранность вулканических построек оставляет желать лучшего.

Водораздельные купола Спитакасар и Гехасар подвергнуты особенно сильному разрушению. Массивы этих гор ограничены обрывами эродированных потоков, которые оставляют впечатление останцев размытого единого покрова, а их первичная наклоненность—его слабой дислоцированности. Сами же купола, расположенные в пределах этих массивов и габаритно им подчиненные, имеют относительно небольшие размеры и плохую сохранность. Видимо поэтому К. Н. Паффенгольц (1934) и Е. Е. Милановский (1956), в отличие от других исследователей, отрицают вулканическую природу Гехасара и Спитакасара как центров извержений.



Фиг. 19. Многослойный липарит-обсидиановый поток, отходящий от купола Гехасар в юго-западном направлении.

Значительно лучше сохранился купол Атис, занимающий южную вершину одноименного горного массива. Склоны его, почти не эродированные, с юга, запада и востока покрыты согласно залегающими липарито-дацитовыми лавовыми потоками, с юга и востока сливающимися с «собственным» мощным (до 28 км²) покровом лав, обсидианов, перлитов и брекчий.

Остальные купола покрыты (сложены?) плитняковыми породами, нередко плохо обнаженными. На одних (Авазан, Еракатар) преобладают плиты в свободном залегании, на других больше коренных обнажений. Пространственное размещение отдельности в последнем случае (в общем по куполу) чаще незакономерное (Гюмушский).

В этих условиях, конечно, не было возможности правильного определения структуры куполов, не говоря уже об отнесении их к той или иной классификационной генетической категории. Только в одном случае

(Гехаркуник) удалось определить веерообразность структуры купола; что касается остальных куполов, то об их строении можно только гадать.

Не удалось также установить, являются ли Гюмушский вулкан и Еракатар единичными аппаратами или представляют собой аккумулярованные группы куполов. Не исключено, что оба они являются сложными куполовидными вулканами, причем Гюмушский образовался слиянием двух, а Еракатар—четырёх простых куполов.

Понятно поэтому, насколько условны данные, сведенные в табл. 9. Наиболее достоверны здесь данные размерности Атиса и Гехаркуника; величина H/D этих вулканов ($1/5$) отлична от «постоянной» ($1/2—1/3$) для современных куполов.

Таблица 9

Данные о куполах

№	№ вулканов	Название	H_{abc}	D	H	H/D
1	10	Гехаркуник	2205	120	25	1/5
2	41	Гехасар	3446,7	900	100	1/9
3	51	Спитакасар	3560,1	750	?	—
4	91	Еракатар	2595,7	1500	300	1/5
5	95	Атис	2530,1	750	50	1/5
6	103	Гюмушский	1671	1100	280	1/4
7	104	Авазан	1591,8	900	70	1/13

Преобладающим материалом, слагающим купола, являются лавовые породы; продукты их извержений значительно разнообразнее. Извержения Атиса, Гехасара, Спитакасара не ограничивались процессом экструзии; для этих вулканов характерны также явления эффузий, выбросов и образования агломератовых потоков. Очень возможно, что эксплозии Атиса носили характер явлений типа Пеле или, скорее, Мерапи (в понимании Г. С. Горшкова, 1962). Эффузивно действовали также Еракатар, Гехаркуник и, может быть, Авазан с Гюмушским вулканом. Следы эксплозий этих вулканов как будто отсутствуют.

Вне сомнения, многие купола неогена не сохранились. Об их обязательном наличии говорит факт больших площадей развития неогеновых вулканических продуктов, не связанных с охарактеризованными центрами извержений. Лавово-обсидиановые купола должны быть в районе с. Фонтан, а центры извержений трахитоидов—в районе высот Архашен, у с. Еранос и т. д.

Линейно-локальные вулканы

Вулканы этой группы представлены небольшими трещинами, вдоль которых извержения распределялись более или менее равномерно. Размеры этих вулканов и характер деятельности не идут ни в какое сравнение с вулканами, с которыми связаны массовые трещинные излияния или эксплозии игнимбритового типа.

Выделенные под этим названием центры извержений находятся в тесной пространственной и временной связи с моногенными вулканами центрального типа (шлаковые конусы, вулканы гегамского типа) и,

вероятно, характерны для областей ареального вулканизма. Так, Камурч «соединяет» шлаковые конусы Аждаак и Тар, С. Акор и Тумб причленены соответственно к Акору и вулкану Карапетяна; относительно самостоятелен только вулкан Гцаин. Все линейно-локальные вулканы действовали в антропогеновом вулканическом цикле.

Среди линейно-локальных вулканов встречены две разновидности: лавовые и смешанные (лавово-шлаковые). Вулканические аппараты выражены небольшими надстройками, отмечающими обычно слегка изогнутые трещины извержения. Смешанные вулканы обладают более четко выраженными постройками; высота их достигает 200 м (Камурч), тогда как превышение лавовых вулканов над местностью не более 70 м. Протяженность линейно-локальных вулканов изменяется в пределах 500 м (С. Акор)—2500 м (Гцаин).

Извержения лавовых вулканов С. Акор и Гцаин выражались в спокойных излияниях, деятельность же центров смешанного типа (Камурч и Тумб) носила более сложный характер. Извержение Камурча носило эксплозивный характер, сменившийся излиянием лав вдоль трещины по одну сторону постройки. Деятельность Тумба выражалась

Таблица 10

Химический состав продуктов куполов

	11406	1140a	965	765	1112	154 ³	1	553	554	560	361	3
	10	10	104	95	95	95	41	41	41	51	51	51
SiO ₂	67,68	69,30	69,48	69,90	70,00	74,14	74,20	73,92	74,20	72,48	75,42	75,56
TiO ₂	0,32	0,19	0,12	0,39	0,12	0,10	0,13	—	0,04	сл.	0,04	0,11
Al ₂ O ₃	15,76	15,81	16,00	16,40	15,53	12,26	12,93	14,03	12,00	15,32	11,36	14,18
Fe ₂ O ₃	0,93	1,08	1,80	2,40	—	0,06	0,64	1,24	1,40	1,20	3,20	0,20
FeO	1,21	1,00	0,65	0,48	0,81	1,40	—	0,48	0,90	0,32	0,91	0,50
MnO	0,08	0,05	0,02	0,06	0,06	0,06	—	0,08	0,06	0,11	0,10	0,04
MgO	0,62	0,40	0,76	1,31	1,17	1,30	0,14	—	0,18	—	0,14	0,04
CaO	0,42	0,42	1,66	2,19	1,58	1,18	0,60	1,32	0,90	0,86	0,98	0,61
Na ₂ O	6,08	5,56	5,30	4,20	4,50	4,35	4,09	4,20	4,10	3,70	4,00	4,21
K ₂ O	3,47	3,3	4,00	3,20	4,00	4,27	4,37	4,80	4,65	4,20	4,75	4,56
P ₂ O ₅	0,20	0,14	—	—	0,02	0,01	—	0,04	—	—	0,04	—
F	0,37	0,42	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cl	Следы	0,04	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
S	0,07	0,10	—	—	0,13	0,22	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	2,66	—	0,40	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,62	0,10	—	0,10	0,08	—	2,55	—	0,20	0,07	—	0,16
п.п.п.	1,62	1,49	1,06	0,38	0,12	—	—	0,40	0,20	2,57	—	—
Сумма	99,43	99,46	100,83	100,71	100,78	99,36	100,05	100,47	100,83	100,80	100,94	100,23

Опись химических анализов

Обр. 11406—Гехаркуник, западное основание, трахилипарит. Обр. 1140a—Гехаркуник, там же, шаровые ликвационные обособления. Обр. 965—Авазан, вершина, липарито-дацит (данные С. Г. Карапетяна). Обр. 765—Атис, вершина, липарито-дацит (данные С. Г. Карапетяна). Обр. 1112—Атис, юго-западный склон, перлит (данные С. Г. Карапетяна). Обр. 154³—Атис, там же, обсидиан (данные С. Г. Карапетяна). Обр. 1—Гехасар, липарит (Куплетский, 1929). Обр. 553—Гехасар, вершина, липарит (данные С. Г. Карапетяна). Обр. 554—Гехасар, северный склон, перлитовая порода (данные С. Г. Карапетяна). Обр. 560—Спитакасар, вершина, перлит (данные С. Г. Карапетяна). Обр. 361—Спитакасар, липарит (Турцев, 1931). Обр. 3—Спитакасар, обсидиан (Леонтьева, 1940). Аналитики З. Гаспарян, В. Бабаян, О. Никитина, С. Серопян, Д. Коузов.

в образовании мощной обломочной гряды, на северном продолжении которой происходили незначительные спокойные эффузии; в заключение, в южной оконечности гряды, у места сочленения с вулканом Карапетяна образовался кратер, из которого излился небольшой поток лавы.

Площади развития лав линейно-локальных вулканов невелики; состав продуктов андезито-базальтовый и андезитовый.

Таблица 11

Данные о линейно-локальных вулканах

№ п/п	№ вулканов	Название	Тип вулканов	H_{abc}	l	H	Азимут простираения
1	34	Тумб	Смешанный	2360	1650	150	315—325°
2	55	Камурч	Смешанный	3485	1000	200	48—52°
3	86	С. Акор	Лавовый	2440	500	35	328—332°
4	99	Гцаин	Лавовый	2290	2500	70	358—2°

Коэффициент эксплозивности

Количественная сторона вулканических явлений более или менее наглядно характеризуется соотношением объемов изверженного рыхлого и излившегося материалов, выраженным коэффициентом эксплозивности. Эта величина определяется по формуле:

$$E = \frac{V_0}{V_0 + V_l} \cdot 100\%,$$

где V_0 —объем рыхлого материала, а V_l —объем излившихся лав.

В нашем примере точность определения коэффициента эксплозивности, конечно, невелика и полученные значения уже в большей мере определяют качественные стороны феноменологии вулканической деятельности. Тем не менее результаты определений представляют несомненный интерес.

При определении величины E для вулканов Гегамского нагорья возникла трудность, опять-таки связанная со степенью сохранности вулканических образований; частью из-за этого пришлось отказаться от подсчетов для неогеновых куполов и сильно разрушенных шлаковых конусов (Ераносские вулканы, Аштаракнер, Авер и т. д.—всего 14 построек). С другой стороны, лавовые продукты большинства вулканов сливаются в покровы и разграничение их, а следовательно, расчет их площади просто невозможен. Наконец, чрезвычайно трудно определение мощностей лав, не говоря уже о невозможности учета степени эродированности конусов и потоков. Вследствие всего этого удалось подсчитать только величину E в целом по нагорью для антропогенного цикла вулканизма.

Определение объема эксплозивного материала сводилось к расчету объемов вулканических аппаратов по известным формулам определения объемов конусов и усеченных конусов. Выбор формулы зависел от формы конуса и его кратера (воронкообразный или блюдцеобразный). Формулы эти, применяемые обычно для геометрически правильных тел,

в данном случае (при определениях в км³), оказались достаточно надежными. Результаты подсчетов по шлаковым конусам и вулканам гегамского типа сведены в табл. 12.

При непосредственных подсчетах объемов рыхлого материала вулканов центрального типа автор исходил из того, что шлаковые конусы почти на 100% сложены насыпным материалом, а вулканы гегамского типа состоят примерно на 2/3 из пирокластики. Шлаковые конусы, таким образом, доставили на поверхность около 7,11 км³, а вулканы гегамского типа—около 0,55 км³ (примерно 2/3 от 0,83 км³) рыхлого материала.

Из линейно-локальных вулканов эксплозивно действовали Тумб и Камурч; объем рыхлого материала определялся по формуле:

$$V=SH,$$

где S—площадь основания, а H—средняя высота вулкана. Соответственно это составило около 0,05 км³ и 0,04 км³; всего—0,09 км³.

Общий объем рыхлого извергнутого материала за антропогенный цикл составляет примерно 7,75 км³.

Определение площадей лавовых потоков, связанных с изученными вулканами, производилось по геологическим картам К. Н. Паффенгольца, А. Т. Асланяна и данным автора. Площадь этих лав составила примерно 1550 км²; при средней мощности покрова, равной 30 м, их объем определяется около 46,5 км³.

При полученных данных $V_0=7,75$ км³, $V_{\text{л}}=46,5$ км³ и, следовательно, общем объеме всего изверженного материала в 54,25 км³ коэффициент эксплозивности составил около 14%.

$$E = \frac{7,75}{7,75+46,5} \cdot 100\% = \frac{7,75}{54,25} \cdot 100\% \approx 14\%.$$

При сравнении полученной величины с данными К. Заппера (Ритман, 1964), подсчитавшего коэффициенты эксплозивности для различных областей мира за период с 1500 по 1914 гг., можно видеть, что вулканизм Гегамы в антропогенное время близок к вулканизму Атлантического и Индийского океанов. Если же принять во внимание, что нами не учтены лавы (например, маньчарские), не связанные с изученными вулканами и принадлежащие к раннему, «трещинному» этапу цикла, то станет очевидным, что значение коэффициента эксплозивности цикла несколько уменьшится, а тип вулканизма (по К. Запперу) еще более приблизится к океаническому.

Парадоксальное, на первый взгляд, явление не должно вводить в заблуждение. По данным К. Заппера, для условий, подобных тому, в которых развивался вулканизм Гегамы (так называемых континентальных), величина E должна была составлять около 40%; но следует напомнить, что его подсчеты проводились по очень короткому промежутку геологического времени, вероятно, не точны и не учитывали областей развития ареального вулканизма.

Что касается коэффициента эксплозивности отдельных вулканов, то они, в нашем случае, могут иметь самые различные значения. Так, можно утверждать, что величина E для лавовых конусов практически равна нулю, тогда как для шлаковых конусов без лавовых потоков коэффициент эксплозивности достигает почти 100%. Величина эта для всех других вулканов (особенно для шлаковых конусов и вулканов гегамского типа), конечно, далеко не постоянна. Примером могут служить вулканы Армаган ($E=28\%$), Месропасар ($E=38\%$) и Ваганасар ($E=50\%$).

СВЯЗЬ ВУЛКАНОВ С ТРЕЩИННОЙ ТЕКТОНИКОЙ

Вопросы связи вулканов с трещинной тектоникой на Гегаме и вообще по Армянской ССР разработаны слабо; по изученному району имеются лишь отдельные высказывания, которые будут разобраны в ходе изложения.

Важность темы не нуждается в комментариях. Достаточно сказать, что изучение ее проливает свет на связь различных типов вулканов с различными типами нарушений, на характер подводящих каналов и изменение типов вулканов в пространстве и времени, не говоря уже о чисто тектонических и геологических вопросах. Работы на Гегамском нагорье показали, что более или менее удовлетворительное разрешение этих вопросов вполне возможно. Автор убежден, что сущность вулканизма, особенно ареального, во многом, если не в основном, определяется трещинной тектоникой.

При рассмотрении связи вулканов с трещинной тектоникой, конечно, невозможно обойти и вопросы, связанные с тектоникой в широком смысле этого слова; в разделе они будут затрагиваться с позиций общих представлений. Нужно добавить, что, помимо чисто субъективных недостатков, раздел страдает пробелами, определяемыми геологией Гегамского нагорья; далеки от желаемого данные по связи неогеновых вулканов с тектоникой и нет возможности причислить отдельные вулканы антропогенового цикла к тому или иному этапу. Все это в некоторой степени ограничивает надежность закономерностей и выводов.

Характер вулканической деятельности

Как уже отмечалось, в послеолигоценное время вулканическая деятельность на Гегамском нагорье в основном характеризовалась извержениями ареального типа. Только в первом этапе неогенового цикла извержения носили полигенный, центральный характер, а в начале антропогенового преобладали трещинные излияния.

Имеющиеся в литературе сведения касаются обыкновенно антропогенового цикла вулканизма; наряду с признанием ареальности нередки и другие представления, среди которых наиболее распространенной является точка зрения, признающая только трещинный тип деятельности.

Взгляды о трещинном характере вулканизма наиболее последовательно проводили участники Закавказской экспедиции АН СССР

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1928, 1929), Б. М. Куплетский (1929), С. С. Кузнецов (1929). Представления эти базировались на недостаточно детальных, отрывочных данных, на линейном расположении значительной части вулканов и принципиально неверной основе, согласно которой антропогеновые вулканы являются вторичными, паразитическими образованиями.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1928), характеризуя лавовые поля, относит их «...к тому типу лавовых покровов, в которых не различаются отдельные потоки, из слияния которых могли получиться покровы и в которых не видно определенного направления течения» (стр. 430). Связывая появление этих лав с трещинными извержениями, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг продолжает: «... несомненно лишь одно, что это не продукты центральных извержений настоящих лавовых вулканов» (стр. 434). Сами же вулканы, по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу, «...представляют вторичные паразитические конусы, возникшие на лавовых полях. Если скопление газов, давшее им начало, и нашло себе выход в отдельных каналах, расположенных линейно, если это и можно рассматривать как признаки трещин, то во всяком случае трещин вторичных и незначительных по своим размерам, трещин, возникших на лавовом покрове, а не предшествовавших ему» (стр. 434).

С. С. Кузнецов (1929), имея в виду ератумберские лавы, указывает: «Лавовое поле представляет обширный покров андезито-базальтовой лавы, явившейся в результате трещинных излияний...» (стр. 69) и, далее, «По-видимому, насыпные конусы действовали как своеобразные паразитические вулканы, возникшие на поверхности андезито-базальтового лавового поля» (стр. 80).

Подобных же взглядов придерживается и Б. М. Куплетский (1929); надо, однако, отметить, что вместе с тем этот исследователь как будто, правда весьма туманно, признает и центральный тип вулканической деятельности.

Значительно позже идеи указанных геологов «возродила» Е. А. Нефедьева (1950), которая, рассматривая третичные и четвертичные вулканические образования нагорья, считает, что извержения «... носили трещинный характер. Это подтверждается работами А. Н. Заварицкого (1945), Б. М. Куплетского (1929) и К. Н. Паффенгольца (1931), а также морфологическими данными: линейным расположением шлаковых вулканических вершин и наибольшей мощностью лавовых покровов в гребневой зоне нагорья» (стр. 97). При этом по традиции она относит вулканы к «паразитическим образованиям».

Другие исследователи частью менее определенно (Паффенгольц, 1934, 1948, 1959₁; Асланян, 1958; Габриелян, 1959; Ширинян, 1962), а частью настоятельно (Заварицкий, 1944, 1945; Милановский, 1956, 1960; К. И. Карапетян, 1963₂, 1966, а в последнее время и Ширинян, 1966) подчеркивают ареальность извержений гегамских вулканов в антропогеновое время. Более того, автор считает (К. И. Карапетян, 1966), что ареальный тип был характерен и при извержениях трахитовых и липарит, липарито-дацитовых пород.

Против доводов и, следовательно, представлений сторонников трещинного типа извержений можно привести ряд возражений, часть которых вытекает из изложенного материала.

1. Линейное расположение вулканов не может быть основанием для утверждения о трещинном типе извержений. Действительно, нередки случаи, когда вдоль трещин извержения возникают насаженные вторичные эксплозивные и лавовые небольшие кратера. На Гегаме же в состав цепей часто входят сложные шлаковые конусы и вулканы гегамского типа, которые никак не могут быть паразитичными. Линейное расположение вулканов Гегамского нагорья говорит лишь о приуроченности моногенных центральных вулканов к тектоническим трещинам. Что касается выделенных нами линейно-локальных вулканов, то они характерны для ареальных областей и не сопоставимы с теми трещинами, которые имеют в виду сторонники разбираемой точки зрения. Наконец, что делать с вулканами, которые расположены кучно или одиноко и которых более чем достаточно и на Гегаме, и вообще в Армянской ССР?

2. Неубедительны рассуждения Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1928, 1929) о трещинах в лавовом покрове, на которых возникли вулканы. Невозможно, например, представить образование трещины длиной в несколько километров, возникшей в покрове мощностью до 50 м или даже до 100 м.

3. Не выдерживают критики представления о вторичности вулканов. Помимо вышеизложенного, надо сказать, что невероятно возникновение вулканов 200—300 м высоты, да еще изливших лавы, на относительно тонких потоках и покровах; здесь совершенно не учтены энергетические возможности лавовых тел. Как было показано, все 105 вулканов Гегамы являются совершенно самостоятельными моногенными центрами извержений.

4. Нельзя согласиться и с представлением о сплошном характере лавовых полей, в которых будто бы «не различаются отдельные потоки» и не видно направления течения. Представление опровергнуто работами К. Н. Паффенгольца и автора: геологическая съемка показала, что в подавляющем большинстве случаев (особенно у центров извержений) вполне удовлетворительно устанавливаются и отдельные потоки и направление стока лав. «Сплошность» лавовых полей объясняется плотным расположением вулканов и «морфологическим» слиянием их потоков.

5. Не оригинальны рассуждения А. Е. Нефедьевой (1950). О линейном расположении вулканов уже было сказано; что же касается наибольшей мощности лав в гребневой зоне, т. е. непосредственно у вулканов, то эта закономерность может быть обычна для любых типов вулканов. Удивительна и ссылка А. Е. Нефедьевой на работы К. Н. Паффенгольца (1931) и А. Н. Заварицкого (1945), которые отрицали трещинный тип извержений.

Помимо всего в литературе можно встретить данные, как будто указывающие и на полигенную центральную деятельность отдельных

вулканов в верхнем неогене и антропогене. Касаются они, главным образом, вулканов Гутансар и, частично, Атис, расположенных на западной периферии нагорья.

Так, по данным А. Т. Асланяна (1958), С. Г. Карапетяна (1964) и др., Гутансар в течение неогена и четвертичного времени последовательно извергал обсидиан-перлиты, липарито-дациты и андезиты. И действительно, небольшой кратерный массив г. Гутансар, насаженный на покров перлитов и обсидианов, главным образом, сложен липарито-дацитами и перекрывающими их вулканическими шлаками и, частично, потоками среднего состава. Однако, по материалам автора, достоверным центром извержений Гутансар можно признать только для андезитовых пород и, в крайнем случае, для липарито-дацитов. Даже если принять точку зрения этих исследователей (правда, определенно не указывающих на полигенность Гутансара), то все остальные признаки полигенности вулкана совершенно отсутствуют. Здесь скорее всего имело место совпадение каналов разновозрастных моногенных вулканов—случай сам по себе редчайший и очень интересный. Об этом, правда косвенно, говорит факт разрозненности центров извержений кислых и основных лав на Гегаме и по всей Армении—факт, свидетельствующий о различных источниках питания, размерность массива г. Гутансар и т. д.

Нет достоверных данных и о полигенности вулкана Атис—купола, расположенного в «тесной компании» с разновозрастными шлаковыми конусами и лавовым линейно-локальным вулканом Гцаин. Такое размещение вулканов и случай совпадения каналов на Гутансаре (если оно вообще есть) можно объяснить особым тектоническим состоянием западной периферии Гегамского нагорья, о котором будет сказано ниже.

Что касается прямых указаний на полигенность таких вулканов, как Аждаак (Нефедьева, 1950 и др.) и Армаган (Оганезов, 1962), то они вообще лишены каких-либо оснований. Полигенными были только вулканы, с которыми связано образование обломочной толщи первого этапа неогенового цикла. Кстати, сторонники полигенности эту толщу не рассматривали вообще. Что касается всех остальных вулканов Гегамы, то их моногенность не вызывает сомнений.

Моногенный характер извержений, большое количество вулканов в линейном, кучном и одиночном размещении, их небольшие размеры и быстрая миграция—это признаки типичных явлений ареальной деятельности. Обусловлены они, в первую очередь, характером подводящих трещин (а следовательно и каналов) и положением вулканического очага.

Закономерности размещения вулканов

В распределении вулканов по Гегамскому нагорью намечаются определенные закономерности. Касается это антропогеновых центров извержений, материал по которым (по понятным причинам) наиболее полный и иллюстративный.

Уже при беглом ознакомлении со схемой размещения вулканов бросается в глаза одна любопытная деталь: западные склоны Гегамы

совершенно лишены центров извержений. С этой стороны можно лишь отметить ряд вулканов, совершенно отчетливо фиксирующих границу Гегамского поднятия; к таковым относятся мощные центры группы Богусар, Ковасар, Гутансарские (Менак, Цахкот, Гутансар) и Котайкские (Аванский, Аринджский, Мгубской) вулканы и, вероятно, молодые вулканы массива г. Атис.

В отличие от этой части восточные склоны нагорья характерны значительным развитием вулканов, наибольшая концентрация которых зафиксирована в северной части (Ератумберская группа). Размещение вулканов на этих склонах как будто вне закономерностей. С некоторой долей субъективизма можно наметить прерывистую полосу субмеридионального (ССЗ) протяжения, проходящую примерно по середине склонов: Армаган—группа Джар-тар—Грыдзорские конусы (Ваганасар, Саакасар, Месропасар)—Ератумберские вулканы.

Наибольшая аккумуляция эруптивных центров намечается в гребневой зоне нагорья. В этом месте вулканы образуют величественную эшелонированную цепь, четко отмечающую водораздел на протяжении 30—35 км.

В распределении антропогенных вулканов нагорья есть закономерность и в возрастном, поэтапном размещении.

Здесь необходимо оговориться, что отнесение вулканов к определенным этапам часто вызывает большие затруднения. Относительный возраст (который может определяться даже неделями и месяцами) нередко разрешается просто, уже хотя бы по обтеканию одного вулкана лавами другого. Поэтапному же разграничению вулканов и их лав препятствуют два немаловажных фактора: отсутствие возможности объективного сравнения степени сохранности конусов, высоты которых колеблются в пределах 1335—3599 м, и крайне незначительный врез рек нагорья, не дающий возможности для суждений о взаимоотношении лав с террасами и т. п.

Все же, учитывая относительные изменения в микрорельефе потоков большой протяженности, пересекающих гипсометрические отметки значительной разности, и сравнивая сохранность равновысотных (в смысле абсолютности) вулканов, можно вполне определенно утверждать, что подавляющее большинство позднечетвертичных центров приурочено к водоразделу нагорья и частью к Ератумберскому полю. Спорность в этом отношении касается небольшого количества вулканов.

На фоне приведенной общей характеристики в распределении вулканов выявляются и другие, местные, но не менее важные закономерности. Выражаются они в локальном размещении центров, образующих: 1) отчетливые цепи или ряды, 2) кучно расположенные группы и 3) одиночные, изолированные вулканические постройки.

Распределение вулканов, конечно, не случайно; определяется оно соответствующим расположением подводящих каналов и их пространственным взаимоотношением.

Прежде всего, следует напомнить, что современная вулканология принимает положение, согласно которому подводящие каналы вулканов могут

быть приурочены только к разрывным нарушениям. Положение это обосновано не только непосредственными наблюдениями, но и теоретически: невероятно образование трубообразных каналов, игольное протыкание тектоническим путем; вряд ли способны на такое и сами магмы, независимо от газовой, термической или другого рода агрессивности. Образование каналов возможно только вдоль отдельных или же в месте пересечения двух или более трещин.

Исходя из этого, можно считать, что каждый из вулканов Гегамского нагорья отмечает ту или иную, той или иной этапной принадлежности трещину. Несомненный интерес, конечно, должны представлять направления этих трещин и их протяженность; на эти два вопроса могут дать ответ закономерности (особенно «местные») в распределении вулканов по нагорью.

Наиболее точные данные при определении направления трещин дают линейно-локальные вулканы и цепочки, вдоль которых центры извержений расположены в плотной упаковке. В остальных случаях при привязке вулканов к трещинам автор исходил из возрастного положения, состава лав и реже—типа вулканов. Дополнительными к этому были такие критерии, как вытянутость массивов и удлиненность (часто с опусканиями гребня) кратерных депрессий, которые были проверены на «эталонах» (Ю. Агусар и Агусар, Грыдзорские вулканы). Такая увязка проводилась только в случае близрасположенных вулканов, при обязательном наличии хотя бы одного из критериев. Но и здесь возникали определенные трудности: так, невозможно сказать, приурочены ли вулканы Богусар или Котайкской группы к единым изогнутым трещинам, или же они отмечают две разных направлений трещины, в месте пересечения которых возникли, соответственно, Богусар и Аринджский вулкан.

Во всех остальных случаях от определения направления трещин автор воздерживался. Совершенно гадательными могут быть построения по одиночным вулканам (Армаган, Парваглух, Ковасар, Клорсар и др.) и, тем более, при кучном распределении (к северу от оз. Акналич), где при достаточно развитом воображении можно «воссоздать» целую сеть разноориентированных трещин.

Увязкой вулканов Гегамского нагорья с разрывными нарушениями занимались и другие исследователи; попытки их обычно ограничивались несколькими вулканами (среди которых особое положение, видимо из-за своего привлекательного вида, занимает Армаган) или просто общими указаниями.

С. С. Кузнецов (1929) без видимых оснований выделяет две цепи (Севкатар—Спитакасар и Джанасар—Богусар), приурочивая их к линиям сбросов. К. Н. Паффенгольц (1934, 1959₁) считает, что вулкан Армаган отмечает южный конец (место затухания) крупного меридионального сброса, разделяющего Б. и М. Севан. Е. Е. Милановский (1960) уточняет место Армагана, приурочивая его к месту пересечения упомянутого разлома с разрывом северо-западного простирания. У этого исследователя есть и другие данные подобного рода (Гавар и Норадузский вулкан), правда, весьма спорные; кроме того, он считает, что вулканы водоразде-

ла отмечают «глубокие расколы» меридионального направления. Линейное расположение вулканов, как отражение положения трещин, рассматривали А. Н. Заварицкий (1944, 1945), А. Т. Асланян (1958), А. А. Габриелян (1959, 1963); причем А. Т. Асланян связывает вулканы с полосой трещин глубокого заложения в зоне Ани-Ордубадского разлома, проводя его через вулкан Армаган, а А. А. Габриелян предполагает приуроченность центров извержений в зоне Анкавано-Сюникского разлома (выделяя Армаган), к параллельным ступенчатым разрывам. К. Г. Ширинян (1962) считает, что линейное расположение конусов «...определенно указывает на наличие меридионального разлома, протягивающегося вдоль юго-западной части Севанской впадины» (стр. 87).

Надо сказать, что данные отдельных исследователей, касающиеся в основном характера трещин, в большинстве случаев недостаточно обоснованы. Это следует уже из изложенного по принципам увязки вулканов с трещинами.

Не точнее могут быть, конечно, и определения протяженности трещин, вдоль которых располагаются вулканы, так как нередки случаи, когда значительная часть трещины остается «бесплодной».

В связи с этим представляют очень большой интерес наблюдения Г. Тазиева (1958) в Конго, на северном берегу оз. Киву. Здесь 1 марта 1948 г. возникла зияющая трещина длиной около 7 км, в оконечности которой образовались шлаковый конус Китуро и лавовый—Мухоболи. Характерно, что на всем протяжении трещина оставалась свободной; при ширине в 2—2,5 м местами ее глубина достигала 300 м, местами же к ее бортам поднялась лава, только в одной точке перехлестнувшись миниатюрным потоком. По обе стороны трещины (примерно по 100 м) отложились шлаки, мощность которых не превышала 30—35 см.

Пример явствует, что такая трещина уже через несколько десятков лет будет совершенно «замаскирована», и в таких условиях привязка к ней вулканов и, тем более, определение ее сплошности будет невозможным. Случай очень характерный и поучительный; относительность многих подобного рода определений и построений в областях угасшего вулканизма налицо. Поэтому, естественно, что данные по протяженности трещин на Гегаме условны и фактически дают представления о продуктивной части трещин. Данные эти представляют интерес в смысле порядка длины трещин.

Все наиболее достоверные данные по определениям направления и протяженности трещин сведены в табл. 13. Следы трещин нанесены также на схему размещения вулканов.

Из схемы и таблицы следует, что в антропогеновое время действовавшие вулканы были насажены на целую систему трещин, которые в смысле протяженности были локальными. С течением времени происходило перераспределение этих трещин, выразившееся в сгущении вдоль определенных более узких зон (позднечетвертичное время).

Наибольшим распространением пользуются трещины северо-восточного и северо-западного направлений. «Продуктивная» длина трещин не зависит от их направлений; нет связи между этапной принадлеж-

ностью и простиранием трещин. Любопытен факт тяготения трещин северо-западного направления к близмеридиональному «сектору» (свыше 320°), тогда как большинство северо-восточных разрывов укладывается в границы $48-80^\circ$. Понятно, что о преобладающем меридиональном направлении трещин и, тем более, о едином разломе того же простирания не может быть речи.

Что касается определений направления и протяженности трещин, с которыми связаны неогеновые купола, то здесь данных очень и очень немного. Ничего определенного нельзя сказать о таковых 2-го этапа неогенового цикла, к которому было приурочено образование трахитоидных куполов. Вне определенности остается и положение купола Атис.

Более уверенно можно говорить о куполах Гехасар и Спитакасар, с одной стороны, и Гюмушского и Авазана—с другой. Так, Гехасар и Спитакасар, видимо, связаны трещиной близмеридионального простирания ($10-15^\circ$) с продуктивной длиной около 8 км. Север—северо-западное направление ($350-354^\circ$), вероятно, имела трещина, на которой возникли Гюмушский вулкан и Авазан; длина ее составляет примерно 3 км.

Характеристика подводящих трещин.

Роль глубинного разлома

Как уже было отмечено, определяющим ареальность фактором является тектоническое состояние земной коры, ее своеобразная лабильность, выражаемая в быстротечности жизни трещин, с которыми связаны вулканы. О характере этих трещин, в большинстве случаев, приходится судить предположительно; прямые наблюдения или факты составляют редкое исключение.

Выше было выведено, что трещины, с которыми связаны центры извержений, характерны разнонаправленностью, иногда изогнутостью и небольшой протяженностью. Даже с учетом возможной бесплодности частей трещин, выходящих за пределы конечных вулканов цепей, можно утверждать, что протяженность их вряд ли превышала 10 км, обычно составляя 1—3 км.

Есть основания также считать, что продолжительность активной жизни трещин была небольшой, на что указывал еще А. Н. Заварицкий (1944, 1945). Недолговечность трещин на Гегаме фиксируется быстрой миграцией моногенных вулканов по всему нагорью в пределах хотя бы антропогенного цикла; вне сомнения это же явление было характерно для отдельных этапов. Интересны в этом отношении примеры продолжительности жизни моногенных вулканов, принадлежавших различным трещинам, в районе к северу от оз. Киву (Конго). В этой единственной области современного ареального вулканизма, по данным Л. Каэна (1958), наряду с 8 полигенными вулканами, из которых 2 действующих (Нирагонго и Ньямлагира), имеется несколько сотен моногенных конусов высотой от 50 до 150 м. Расположены они линиями, группами и совершенно изолированно; часть этих вулканов действовала в истори-

Данные о направлении и протяженности подводящих трещин

№ п/г	Название групп и отдельных вулканов	Азимут простирания трещин	Протяженность трещин (в км)
1	Группа Джар-тар	320—325 ⁰	3,0
2	Ераносские вулканы	348—352 ⁰	1,5
3	Грыдзорская группа	320—325 ⁰	2,5
4	Шахкашенская группа	286—290 ⁰	2,0
5	Гаварские вулканы	78—82 ⁰	1,0
6	Норадузские вулканы	46—50 ⁰	1,0
7	Джанасар, Демехина, Мохраглух	76—80 ⁰	2,0
8	Конусы "а, и "б., Карапетяна	14—18 ⁰	1,5
9	Карапетяна, Тумб, Тораблур	315—340 ⁰	4,0
10	Оциглух, Джрбашяна, Гамбаряна	346—350 ⁰	5,0
11	Группа Богусар	123—27 ⁰ 178—82 ⁰	2,5 3,5
12	Пич, М. Пич	50—54 ⁰	2,0
13	Цакарнер	45—50 ⁰	1,0
14	Налкатар /?/. Тар, Камурч	48—52 ⁰	3,5
15	Камурч, Аждаак	0—4 ⁰	1,0
16	Ю. Агусар, Агусар	320—325 ⁰	2,5
17	Ю. Тамк, С. Тамк	28—32 ⁰	1,5
18	Сеган, Гехмаган	46—50 ⁰	3,2
19	Севкатар /?/, Кармратумб, Конд, Мазаз	345—350 ⁰	3,0—3,0/?/
20	Конд, Тас, Варданасар	334—338 ⁰	2,0
21	Акорская группа	328—332 ⁰	2,0
22	Цлуглух, Срписар	72—76 ⁰	1,2
23	Аванский, Аринджский	58—62 ⁰	1,8
24	Аринджский, Мгубский	86—90 ⁰	3,0
25	Харамблур, Текблур,	358—2 ⁰	1,5
26	Гцаин	358—2 ⁰	2,5
27	Гутансарская группа	20—25 ⁰	3,5

ческое время, причем только некоторые из них проявляли зависимость от Нирагонго и Нъямлагире. Подавляющая часть вулканов возникла и жила совершенно независимо; о продолжительности жизни этих центров со дня образования и до полного затухания можно судить по неполному списку Л. Каэна. В список включены вулканы, которые были изучены за период с 1904 по 1948 г.

Наимби. Май 1904 г.—ноябрь 1905 г.

Канамагараги. Июль 1905 г.—декабрь 1905 г.

Румока. 4 декабря 1912 г.—начало 1913 г.

Китуро, Мухоболи. 1 марта 1948 г.—апрель (Мухоболи) и июль (Китуро) 1948 г.

Приведенные факты позволяют предположить, что продуктивная жизнь трещин в общем не продолжительна. Естественно, долговечность подобного рода разрывов не ограничивается указанными сроками и может быть «продлена» до нескольких лет (Парикутин).

На материале Гегамского нагорья более обоснованно можно судить о типовой принадлежности трещин, с которыми связаны вулканы.

На восточных склонах нагорья Е. Е. Милановским (1960) были превосходно описаны средне- и позднечетвертичные близмеридиональные нарушения взбросо-сбросового типа. Система этих нарушений с

восточными крыльями, поднятыми на высоту до 150—200 м, прекрасно выражена в рельефе (Гехаркуникская или Голиглухская гряда) и протягивается от с. Еранос до гор. Камо. На севере линия разрывов, временно затухающих у гор. Камо, загибается к северо-западу; Е. Е. Милановский (1957) предполагает, что на ее продолжении располагается разлом, по которому «проникала лава» Ератумберских вулканов. Другая система (Сарыкаинская) сближенных меридиональных сбросов, уже позднечетвертичных, с суммарной амплитудой более 50 м, описана Е. Е. Милановским восточнее, вдоль западного побережья Б. Севана.

Важно отметить, что ни один из антропогеновых вулканов восточных склонов нагорья не приурочен к этим нарушениям. Исключение (по Е. Е. Милановскому, 1957) составляет Норадузский вулкан, который расположен на восточном, опущенном крыле сарыкаинских сбросов, у самой линии разрывов. Однако в результате картирования выяснилось, что Норадузский вулкан насажен на одну трещину с конусом Карап и непосредственной связи с сарыкаинскими сбросами не имеет. Справедливости ради добавим, что позднее сам Е. Е. Милановский (1960) указал на приуроченность этого вулкана к продолжению «зоны разрывов», заключив при этом, что относительное смещение крыльев трещин, на которых возникли вулканы Гегамы, вероятно, очень невелико. В пользу последнего вывода он приводит примеры Армагана, Гавара и Норадузского вулкана, которые, по его представлениям, расположены в той части сбросов и взбросов, где последние затухают и «амплитуда смещения по ним уменьшается иногда до нуля» (стр. 52).

Еще одна система достоверных нарушений взбросо-сбросового типа четвертичного возраста прослежена нами по линии с. Гямрез—с. Арамус—гор. Абовян—с. Птгни. Система протягивается в северо-западном направлении ($\sim 300^\circ$) на 9 км и, делая крутой поворот, образует петлю, проходящую «обратно» через сооружение «Чайка» (по дороге Ереван—Севан) у с. Мгуб. Нарушения выражены небольшими вздутыми с опущенными внешними (по касательной) крыльями, с амплитудой смещения до 100 м. Разрывы этой системы, которые связывают обычно с соляной тектоникой, также лишены вулканов, хотя создается ложное впечатление, что на продолжении короткого крыла «петли» расположен Мгубский вулкан.

Приведенные данные, правда косвенно, говорят о том, что антропогеновые вулканы Гегамского нагорья не имеют прямого отношения к нарушениям взбросово-сбросового типа и, вероятнее всего, связаны с трещинами разрыва, с нарушениями, крылья которых почти не испытывают вертикальных смещений. Более того, вполне возможно, что вулканы даже не связаны с «затухающими продолжениями» взбросов и сбросов. Понятно, что в свете изложенного нельзя согласиться с представлениями С. С. Кузнецова (1929), А. А. Габриеляна (1959, 1963) и др. о приуроченности вулканов к сбросовым нарушениям.

В пользу этого предположения говорят и наблюдения над цепью Грыдзорских вулканов, преимущество которых заключается в отсутствии заливных лав собственного производства и других более юных вулканов, и в наличии глубоких врезов поперек вулканического ряда. Здесь создались условия относительно свободного вторжения магмы с образованием точечных фокусов извержений, довольно протяженной дайки и других тел внедрения. Такое размещение магматической массы могло произойти только в зоне растяжения; характерно, что в этом месте нет следов вертикальных смещений, а ниже по р. Куку-дере удалось наблюдать коробление более древних маньчарских лав с образованием локальных складок, строго параллельных цепи вулканов и, местами, даже осложненных мелкими сбросами.

Кроме того, каким-то образом (вероятно уступами) должны были выражаться сбросовые нарушения, несущие вулканы и в том случае, если они перекрыты более поздними лавами, не говоря уже о случаях «открытого» фундамента. Однако, по крайней мере на Гегаме и в соседнем Айоцдзоре, нами ничего подобного не наблюдалось.

Наконец, еще раз следует напомнить пример трещины, на которой возникли Китуро и Мухоболи; на протяжении всех 7 км длины никаких смещений нет. Ко всему добавим, что в возникновении вулканов вообще подобного рода трещинам разрыва большое значение придают Н. А. Флоренсов (1954), А. Е. Святловский (1957) и др.

Не менее важной характеристикой трещин, с которыми связаны вулканы, является глубина их заложения; вопрос этот гипотетичен и может быть рассмотрен только в границах предположений.

Прямым индикатором этой характеристики, в нашем случае, могут быть данные о глубине залегания очага, питающего вулканы. Еще в свое время Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1928) и А. Н. Заварицкий (1944, 1945) предполагали, что очаг или очаги четвертичных вулканов расположены на незначительной глубине; в дальнейшем автор (Карпетян, 1963, 1966) на основании изучения ксенолитов, петрохимии вулканических образований и использования метода Л. Грина и Д. Фридлендера пришел к выводу, что верхняя поверхность очага вулканов Айоцдзора расположена на глубине не более 3 км. Относительно гегамского очага такой точности определения были бы преждевременны; это объясняется слабой изученностью ксенолитов и геологического строения фундамента. Однако и здесь предварительные данные говорят о том, что глубина залегания верхней поверхности очага того же порядка, что и в Айоцдзоре*.

На основании изложенного можно считать, что глубина трещин, с которыми связаны антропогеновые вулканы Гегамского нагорья, была незначительной. В то же время нельзя сказать, что все трещины

* Надо отметить, что определение глубины очагов в 0,5 км К. Г. Шириняном (1966) и К. Г. Шириняном и Э. Б. Аджимамудовым (1966), с ссылкой на таблицу Зондера, приводимой А. Н. Заварицким (1944, 1945), совершенно не обосновано. В таблице Зондера данных о глубине залегания очагов или предпосылок к таковым определениям нет; сам А. Н. Заварицкий на основании таблицы таких выводов не делал.

изолированы, прямоточны. В земной коре условия настолько сложны, что возможны случаи, когда многие трещины не доходят до поверхности, другие древовидно расходятся или, наоборот, сходятся, только потом достигая поверхности, сопровождаются опережающими, более мелкими разрывами и т. п. Очевидно, что в надочаговой покрывке Гегама все эти вариации имеют место.

После этого вряд ли можно согласиться с мнением о непосредственной связи вулканов Гегамского нагорья с глубокими расколами; этот взгляд, особенно настойчиво проводимый Е. Е. Милановским, основан на факте смены кислого вулканизма основным и, следовательно, на соответственном увеличении глубины разлома. Представления Е. Е. Милановского строятся на пока еще довольно популярной схеме, согласно которой очаги основных лав залегают глубже очагов «кислых вулканов»; схема эта, возможно и верная для другого рода вулканических явлений, для ареальных областей не должна быть аксиомной.

Резюмируя все сказанное о трещинах, с которыми связаны вулканы, можно в общем и кратко охарактеризовать их как *трещины разрыва, лишенные заметных смещений крыльев, имеющие небольшую глубину заложения и протяженность и отличающиеся сравнительной недолговечностью.*

Не исключено, что с аналогичными разрывами были связаны и неогеновые купола Гегамского нагорья. Изложенные документальные данные дают к тому все основания, хотя материал по этим вулканам далеко не достаточен.

В пользу этих представлений можно привести и данные по паразитическим образованиям полигенных вулканов типа Этны, Ключевской сопки, Фудзи и др. Паразитические образования этих центров выражены моногенными вулканами, по сути дела такими же, как и ареальные эруптивные центры. Наблюдения над их деятельностью говорят о том, что они связаны с аналогичными (по характеристике) нашим трещинами, правда приуроченными к постройкам полигенных вулканов. Недолговечность, малая глубина заложения, разрывной тип и небольшая их протяженность не вызывают сомнения.

В заключение необходимо остановиться на отношении вулканов и вулканизма Гегама к глубинным разломам.

По представлениям А. Т. Асланяна (1958), А. А. Габриеляна (1959) и др., в районе Гегамского нагорья проходят глубинные разломы (или разлом), которым в извержениях новейшего времени придается важное значение. Оставляя в стороне спорные моменты, касающиеся количества, положения, направленности и т. п. этих нарушений, добавлю, что наличие такого регионального разрыва (вероятнее всего только одного) нужно считать бесспорным. Несомненна его роль в вулканизме, однако она представляется несколько иначе.

Разломы подобного рода с длительной и сложной жизнью вряд ли могут непосредственно фиксироваться отдельными небольшими и моногенными вулканами. Вулканы, возникшие на таких разломах, должны быть, вероятно, долгоживущими, крупными полигенными

центрами. На Гегаме же мы имеем дело только с моногенными, быстро мигрирующими фокусами извержений, что, в первую очередь, говорит о канальной лабильности; ведь, по сути дела, при стабильности каналов, а следовательно и подводящих нарушений, на Гегаме, например в антропогене, могло образоваться два-три или даже один полигенный вулкан. В этом смысле ареальный вулканизм может рассматриваться как неудавшийся полигенный. Роль глубинного разлома (Карапетян, 1962, 1963_{1,2}, 1966) заключалась в подаче магмы в неглубоко залегающий вулканический очаг; сами же вулканы снабжались материалом уже из очага посредством тех трещин, характеристика которых была дана выше, и только которые могут объяснить все характерные черты ареальных явлений.

Возможно (Карапетян, 1962, 1963_{1,2}, 1966), что «подводящий» глубинный разлом, вероятнее всего Анкавано-Сюникский, протягиваясь вдоль складчатой зоны Армении, в антропогеновое время питал отдельные изолированные очаги (Гегамский, Айоцзорский, Сюникский и т. д.). К аналогичным выводам, несколько позднее, пришли К. Г. Ширинян и Э. Б. Аджимамудов (1966) и К. Г. Ширинян (1966), однако выделение ими различных типов коровых очагов (межформационных и периферических или вторичных и апофизных) приведено без достаточных оснований.

В связи со сказанным, конечно, нельзя согласиться с представлениями А. А. Габриеляна и С. К. Арзуманяна (Габриелян и Арзуманян, 1962; Габриелян, 1963), которые считают, что в Приереванском районе (западная периферия Гегамы) «существует генетическая связь между проявлениями вулканизма и соляными структурами». Связь эта «выражается в том, что сбросовые нарушения и тектонические трещины, возникновение которых обусловлено дальнейшим ростом и поднятием соляных куполов, служили путями проникновения магмы на дневную поверхность».

Тектоническая обусловленность размещения и возникновения различных типов вулканов

Краткая характеристика «продуктивных» трещин при всем этом остается общей. Естественно, что в намеченных общих границах были и различия в характере трещин, которые, например, могли выражаться в степени приоткрытости, долговечности и протяженности и которые определенным образом должны были сыграть свою роль в продолжительности извержений, в возникновении того или иного рода вулкана и т. п.

Нетрудно заметить, что среди антропогеновых вулканов Гегамско-го нагорья количество различных типов центров извержений достаточно велико. Оставляя в стороне все остальные причины, можно прийти к некоторым заключениям относительно роли трещин в формировании того или иного из выделенных типов вулканов.

Прежде всего бросается в глаза факт наличия линейно-локальных вулканов, вулканов, отмечающих трещину (Гцаин) или часть трещины

(Тумб, Камурч, С. Акэр), вдоль которых происходили равномерные, примерно одновременные извержения, охватывающие часть полости. В данном случае не может быть сомнений в том, что для таких трещин или их отдельных отрезков характерна была стабильность, видимо определяемая относительной глубинной выдержанностью и приоткрытостью, предопределившими возникновение сплошных линейных каналов.

В остальных частях этих трещин и в других трещинах распределение фокусов извержений было точечным, с образованием вулканов центрального типа. Поведение таких трещин более разнообразно: могут быть случаи одновременного действия плотно расположенных вулканов и случаи «шагания», перемещения конусов вдоль трещины (центры к северу от Севкатара). Последние, видимо, объясняются постепенным раскрытием трещины по простирацию и, следовательно, перемещением каналов вдоль нее. Наконец, довольно обычными должны быть примеры, когда по трещинам устанавливаются разрозненные каналы, что можно объяснить частичным «лавовым залечиванием» пространства трещин (см. пример Мухоболи и Китуро) или сильными пережимами на отдельных участках, закрывающими доступ магмы к поверхности. Меньше можно сказать о трещинах, несущих лавовые конусы; в данном случае кажется только вероятным, что подобные образования возможны только после эксплозивной разгрузки, своеобразной дегазации, видимо чаще происходящей на соседнем участке трещины (Карап, конусы «а» и «б», Сеган).

Все это касается главным образом деятельности простых вулканов; совершенно иными выглядят извержения вулканов гегамского типа, сложных шлаковых конусов и смешанных линейно-локальных вулканов, деятельность которых характеризовалась сложными, разнообразными явлениями и большей продолжительностью. Намечаемая здесь отчетливая тенденция к полигенности конечно отражает и состояние подводных трещин. Возможно, что в этом случае происходит своеобразная стабилизация трещины или ее части; стабилизация выражается в значительной продолжительности жизни нарушения и его постоянной приоткрытости, способствующим возникновению долгодействующего канала питания.

При рассмотрении размещения антропогенных вулканов была отмечена очень интересная и важная закономерность относительно распределения простых и сложных вулканов в пространстве и времени. Выражается эта закономерность в том, что большая часть сложных вулканов характерна для последнего этапа антропогенного цикла и приурочена в основном к водораздельной зоне нагорья. Исходя из определяющей роли трещин в изменении и возникновении типов вулканов, можно считать, что аналогичная эволюция во времени и пространстве произошла и в развитии подводных трещин. При этом вырисовывается следующая картина, общая для всех трещин: во второй и, частично, первый этапы подводящие нарушения были рассеяны по водоразделу и восточным склонам нагорья, тогда как в позднечетвертичное время

трещины уже возникали в более определенных, узких зонах, причем для них уже выявляется явно повышенная степень стабильности.

Такое перераспределение трещин и изменение их характера (Карпетян, 1963₂, 1966) связано с ростом, выпячиванием нагорья. С началом обособления и роста Гегамского поднятия намечающаяся брахиантиклинальная структура предопределила образование зон растяжения с весьма расплывчатыми границами. В связи с окончательным структурным оформлением нагорья в позднечетвертичное время зоны растяжения постепенно суживались, приурочиваясь к участкам явных перегибов и изгибов, а возникшие здесь трещины приобретали большую стабильность.

Первый такой участок отмечает замковую часть Гегамского нагорья, на которой происходила наибольшая аккумуляция позднечетвертичных вулканов. Второй участок, менее отчетливый и значительный, фиксирует середину восточных склонов, где на отдельных отрезках наблюдается перегиб слоев дочетвертичных образований (полоса Джартар—Ератумбер). Наконец, третья зона, трассируемая западными вулканами и также выраженная системой трещин (а не единым разломом, как считает Е. Е. Милановский, 1960), отмечает границу нагорья. В связи с особым пограничным положением будучи с самого начала узкой и более или менее стабильной, она в зависимости от постепенного подъема периодически оживлялась, давая начало каналам или, даже возможно, совпадению новых со старыми (Гутансар).

Загадочным остается факт отсутствия антропогенных вулканов на западных склонах Гегамского нагорья; «непроницаемость» этой части фундамента, вероятно, определяется особым (может быть «блоковым») строением. Не исключено, впрочем, что в этой части Гегамы единичные вулканы существовали и только в позднечетвертичное время были перекрыты, уничтожены и растасканы мощными потоками водораздельных центров извержения. Об этом, например, может свидетельствовать факт транспортированного насыпного материала (включая бомбы) на западном склоне Гегамы, у с. Гямрез. Здесь нельзя согласиться с К. Г. Шириняном (1966), который отсутствие вулканов на западном склоне Гегамы объясняет «залеганием вторичных и апофизных очагов в лежащем боку главного магмоподводящего канала, по всей вероятности, падающего на восток» (стр. 46). В таком случае не представляется возможным объяснить факт миграции вулканов и изменение их типов в пространстве и времени.

Все изложенное представляет несомненный интерес с точки зрения тесной взаимосвязи тектоники вообще и вулканизма. Весь период, в течение которого происходит заложение и дальнейшее оформление нагорья, меняет и характер подводящих трещин, что влечет за собой изменение вулканизма от трещинного (базальтовые лавы) через простой до сложного ареального типа. Сложный ареальный вулканизм можно рассматривать уже как переходный к полигенному, как «эмбриополигенный»; не исключено, что при соответствующих условиях

на Гегаме могли бы возникнуть и полигенные вулканы. Своеобразно направленное развитие цикла вулканизма в антропогене — трещинный ареальный — полигенный, было прервано.

По понятным причинам не могло быть обнаружено таких закономерностей по неогеновым ареальным извержениям. Возможно, что и в это время извержения были не столь однообразны и монотонны, как это представляют обычно для ареального вулканизма вообще.

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

БАЗАЛЬТОВЫЕ ЛАВЫ ЛОРИЙСКОГО ПЛАТО

ВВЕДЕНИЕ

В работе освещаются особенности верхнеплиоценовой лавовой толщи Лорийского плато Армении, следующей по левобережью р. Дебед и главному ущелью в районе ст. Туманян, далее заходящей на большое расстояние по правому притоку р. Дебед—р. Бабаджан-дараси. Наибольшей мощности (около 300 м) лавовая толща достигает в районе ст. Туманян, и, постепенно уменьшаясь в мощности, прослеживается до ст. Ламбалу.

В работе рассматриваются петрографические, петрохимические, минералогические и геохимические особенности, до сих пор для описываемой толщи совершенно не изученные.

В разделе «Геохимические особенности лавовой толщи», включающем три относительно разновозрастных покрова базальтовых лав, рассматриваются: 1) содержание микроэлементов в лавах; 2) распределение рассеянных элементов в породах и минералах ранних и поздних покровов и связь их с главными элементами, на основании которых составляется минеральный баланс, представляющий сейчас большой теоретический, а впоследствии также практический интерес.

В работу вошли материалы, собранные за период с 1962 по 1965 гг. Большая мощность и хорошая обнаженность толщи, прослеживающаяся более чем на 50 км, дала возможность исследовать ее как по горизонтальному протяжению, так и по вертикали, путем составления детальных разрезов, отбором протолок весом 50—60 кг.

При камеральной обработке особый упор был сделан на изучение вещественного состава пород и минералов, специальное исследование которых (химическое, спектральное и рентгеноструктурное) производилось в лабораториях ИГН АН Армянской ССР.

Автор не имел возможности на данном этапе исследований применить более точные методы—полноколичественный анализ (вследствие слабой оснащённости лаборатории ИГН соответствующим оборудованием), чем приближенно-количественный анализ с точностью до 25—30%.

Однако, учитывая слабую изученность распределения рассеянных элементов эффузивных пород и слагающих их минералов как у нас в Союзе, так и за рубежом, надо отметить, что достигнутые результаты изучения (совершенно свежих) базальтовых лав исследованной области указанным методом, дают хотя и предварительное, но достаточно полное представление о вещественном составе и об изменении взаимоотношений главных и второстепенных элементов исследованных пород относительно разновозрастных покровов, которые в некоторой мере являются критериями стадии дифференциации магматического расплава.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Краткая геолого-тектоническая характеристика

Лорийское плато является частью высокогорно приподнятой равнинной области, сложенной Цалкинской, Гомаретской, Башкичетской и Лорийской высокогорными равнинами. Указанная область с севера ограничивается Триалетским, на востоке Сомхетским, на юго-западе Бзовдальским хребтами, а на западе сливается с Мокрыми (Кечутскими) горами и Абул-Самсарским хребтом. Южнее Цалкинской равнины находится небольшая Гомаретская равнина, за которой следуют обширные Лорийская и Башкичетская высокогорные равнины, вытянутые близко к меридиональному направлению с небольшим наклоном к югу и юго-востоку. Лорийская равнина на юге у г. Степанавана продолжается в широкую долину юго-восточного направления, которая прорезается р. Дзорагет. Долина эта с юга окаймлена Бзовдальским хребтом. По направлению к Мокрым горам поверхность равнин Лорийской и Башкичетской плавно повышается, сливаясь с их склонами.

В тектонической схеме (Габриелян, 1959) Лорийская равнина входит в Севано-Ширакский синклиниорий, где широко развиты палеогеновые и неогеновые отложения.

Основные черты геологического строения Лорийского плато установлены на основании работ ряда исследователей—К. Н. Паффенгольца, А. А. Габриеляна, А. Т. Асланяна, О. А. Саркисяна и др.

Согласно данным А. А. Габриеляна (1964), геологическое строение Лорийского плато рисуется в следующем виде.

Наиболее древние палеогеновые породы представлены вулканогенной фацией, развиты в бассейне верхнего течения р. Памбак к западу от с. Спитак; они условно отнесены к нижнему эоцену и названы О. А. Саркисяном (1959) спитакской свитой. Свита эта представлена темно-серыми и зеленовато-серыми порфиритами, переслаивающимися с их туфобрекчиями и туфоконгломератами. По литологическому составу спитакская свита делится на две подсвиты—нижнюю туфоконгломератовую с максимальной мощностью 200 м и верхнюю порфиритовую мощностью до 400 м; по предположению О. А. Саркисяна, к этой верхней подсвите относятся также темно-серые и зеленовато-серые

плагиоклазовые и авгитовые порфириты и их туфобрекчии, широко развитые по южным склонам горы Леджан и Локского массива (р-н с.с. Одзун—Ягдан—Сарчапет).

Указанная вулканогенная толща в районе Лалвара и Локского массива трансгрессивно перекрывает различные горизонты юры, а в бассейне р. Памбак—известняки верхнего сенона.

Вулканогенная толща массива параллелизуется с нижнеэоценовой вулканогенной свитой, обнажающейся в западной части южного Сюника, к западу от Хуступ-Гиратахского разлома—на восточном склоне горы Багацсар (Байбулан) и на Мегринском хребте. По данным Ш. А. Азизбекова и Р. Н. Абдуллаева (1947), в основании указанной вулканогенной толщи на западном склоне Сюникского хребта в Ордубадском районе залегают флишевые отложения датского яруса—палеоцена; таким путем большинством исследователей устанавливается нижний возрастной предел вулканогенной толщи.

Верхний возрастной предел указанной толщи в целом устанавливается на основании несогласного перекрывания туфогенной свитой среднего эоцена на водоразделе и на западных склонах Сюникского хребта.

Таким образом, устанавливается нижнеэоценовый возраст спитакской свиты и, следовательно, верхней порфиритовой подсвиты Локского массива.

В бассейне р. Дебед, на неровной поверхности нижнеэоценовой порфиритовой подсвиты с резким стратиграфическим несогласием располагается вулканогенная фация верхнего плиоцена, состоящая из озерно-речных отложений и эффузивных пород. Вулканогенная фация верхнего плиоцена распространена в Степанаванском районе и слагает Лорийское плато. Лавовые потоки с Лорийского плато спускаются к долине р. Дебед и узким языком прослеживаются до Куринской депрессии, где они плавно погружаются и покрываются молодыми речными отложениями. На востоке указанная вулканогенная свита скрыта под более молодыми отложениями. К юго-западу от Лорийского плато породы вулканогенной фации верхнего плиоцена слагают Амасийское вулканическое плато (верхнее течение реки Ахурян), с которого мощный поток спускается в юго-западном направлении к Ленинанканской котловине, где и перекрывается озерно-речными отложениями пост-плиоцена.

Указанные породы широко развиты севернее реки Ахурян, на территории Грузии, и слагают Джавахетское вулканическое (Ахалкалакское) плато.

До сего времени среди геологов нет единого мнения о возрасте вулканогенной толщи, столь широко распространенной в пределах Северной Армении и Джавахетского нагорья Грузии. Большинство исследователей возраст вулканогенной толщи принят как верхнеплиоценовый, на основании того, что указанная вулканогенная толща с большим угловым и эрозионным несогласием в районе Ленинанканской котловины, в бассейне озера Севан и в Приереванском районе налегает

на вулканогенно-обломочную свиту, именуемую вохчабертской свитой, относимой А. А. Габриеляном (1964) к нижне-среднему плиоцену. Автором (1961) в глинистых пропластках вохчабердской свиты обнаружена обильная фауна остракод—плиоценового возраста—крупные формы *Candona rostrata* Brady et Norm; *Cypris pubera*, *Hyocypris*, *Candona* (определения С. А. Бубикян).

Верхнеплиоценовый возраст вулканогенной фации подтверждается еще тем, что в Ленинанканской котловине долериты (в литературе именуемые долеритовыми базальтами) покрываются озерно-речными отложениями, в которых Л. А. Авакяном и Н. О. Бурчак-Абрамовичем определена фауна млекопитающих *Elephas trogothérie* Pohl, *Camelus spoblachi* wehr, *Equus stenonis* Coschi и др., датирующая возраст вмещающих отложений как миндель-миндель рисс (Авакян, 1959). Остатки ископаемых млекопитающих, найденные Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили (1948) на Джавахетском плато (в дислоцированных осадочных породах, перекрывающих долериты вулканогенной фации), Н. О. Бурчак-Абрамовичем определены как *Elephas (Archidiscodon) Planifrons* Fala, et Cauf, *Equus stenonis* Coschi.

По В. И. Громову, фауна датирована как гюнц—гюнц-миндель. Верхнеплиоценовый возраст вулканогенной фации доказывается также данными А. Т. Аслаяна (1958), который указывает на то, что покровные базальты (выделенные нами как долериты) в бассейне р. Воротан, в Агавнадзорском плато и в Приереванском районе подстилаются продуктами размыва мио-плиоценовой вулканогенно-обломочной свиты.

Верхнеплиоценовая вулканогенная фация в исследованном районе представлена тремя покровами базальтовых лав. Указанные три покрова последовательно сменяют друг друга, из них нижний покров (выделяется условно ввиду ограниченности обнажения) представлен оливиновыми базальтами, а два верхних—долеритами. Между двумя мощными покровами долеритов местами наблюдается прослой озерно-речных отложений, представленных породами, быстро сменяющимися друг друга как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении. Каждый покров долеритов—нижний и верхний—сложен из нескольких маломощных потоков, что говорит о неоднократном излиянии базальтовой лавы.

По данным Великовской (1953), осадочные породы между лавовыми покровами верхнеплиоценового возраста представлены глинами, суглинками, песками, песчаниками, галечниками и конгломератами. Наиболее распространенными из них являются темно-коричневые глины, местами даже обожженные, с красным оттенком. Глины бывают песчанистые и известковистые, либо вязкие, почти лишенные примеси песчаных частиц. Весьма часто пески и песчаники чередуются с более грубым крупнообломочным материалом: галечниками, конгломератами, состоящими из галек разных эффузивных пород.

Среди более грубого материала располагаются линзы и прослой светлых глинистых, иногда мергелистых песчаников. Часто в них наблюдаются растительные остатки, местами, отчетливо горизонтальная

слоистость. Мощность отдельных прослоев и линз колеблется в широких пределах—от долей сантиметра до 5 и более метров.

По данным того же исследователя, происхождение указанного осадочного комплекса аллювиальное и озерно-аллювиальное. Кроме аллювия, местами наблюдаются также делювиальные образования, представленные неокатанными обломками различной величины, суглинками и песками.

В тектоническом отношении, по данным А. А. Габриеляна (1954), Лорийское плато представляет крупный грабен-синклиналь, расположенный между Базумским антиклинорием на юге, Локским и Алавердским антиклинориями на север—северо-востоке.

Разлом, ограничивающий с юга Лорийский грабен-синклиналь, хорошо фиксируется вдоль северных подножий Базумского хребта.

По данным того же исследователя, Лорийский грабен-синклиналь образован преакчагыльскими складкообразовательными движениями, благодаря которым были интенсивно дислоцированы вулканогенно-обломочные и пролювиально-обломочные образования нижнего и среднего плиоцена. Далее наступает кратковременное затишье, сопровождающееся лишь некоторым опусканием в акчагыле, вызвавшем выравнивание рельефа, и уже в среднем и верхнем акчагыле вновь усиливаются тектонические движения дифференцированного характера. В это время происходят сводово-глыбовые поднятия древних антиклинальных массивов и грабенообразные опускания синклинальных депрессий, которые и сопровождались интенсивной вулканической деятельностью; к этим вулканическим действиям приурочены покровы лавовых излияний, которые бронируют и отчасти нивелируют слабо пенеплинизированный рельеф почти всей центральной части Антикавказа. Верхнеплиоценовыми лавами сложены Лорийское, Канакерское, Егвартское, Кармрашенское, Ераблурское плато, г. Арагац, Джавахетский, Кечутский и Ишхансарский хребты.

Кроме того, верхнеплиоценовые лавы нивелировали слабо пенеплинизированный доверхнеплиоценовый рельеф, заполнив крупные и широкие речные долины (Дзорагет, Дебед, Раздан и др.).

По данным Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1949) и А. Н. Заварицкого (1944), верхнеплиоценовые лавы по происхождению главным образом обязаны трещинному типу извержения. Центральный тип извержений, вероятно, был мало развит. Центры извержения почти не сохранились, за исключением Арайлера и некоторых вулканов на Цахкуняцком хребте, остальные разрушены эрозией или скрыты под лавовыми покровами.

В конце цикла лавовых излияний происходит поднятие массивов г. Арагац, Гегамского хребта и др., сопровождаемое опусканием их периферических частей, вследствие чего образуется ряд синклинальных чаш—Арагатской, Ширакской, Апаранской, Севанской, Лорийской котловин с накоплением озерных отложений.

В конце плиоцена и в начале постплиоцена начинается общее поднятие Антикавказа, носящее дифференциальный характер и сопровождающееся вулканической деятельностью. Лавы, изливаясь,

заполняли в основном уже выработанные долины и ущелья современных рек, вследствие чего образовался высокогорный рельеф, который интенсивно размывался с накоплением пролювиальных и флювиогляциальных отложений вдоль северо-восточной и южной территорий, благодаря чему образовались обширные наклонные равнины.

Эффузивный комплекс Лорийского плато

Область развития базальтовых лав охватывает значительную часть территории Северной Армении и ограниченные участки в центральной Армении, приуроченные к Арагацской и Гегамской структурно-геоморфологическим зонам. Лавы Лорийского плато образуют наиболее возвышенные части Туманян-Степанаванского района и покрывают свыше 50 км² (фиг. 20); основные лавы слагают большой массив Лорийского плато при наибольшей мощности около 300 м и при средней мощности (ориентировочно) от 200 до 220 м. Имеющиеся данные (о чем будет сказано ниже более подробно) позволяют высказать предположение о наличии, по крайней мере, трех излияний магматического расплава (фиг. 21), по всей вероятности, быстро следовавших один за другим. С первыми из них было связано образование оливиновых базальтов, встреченных на небольшом участке около ж.-д. ст. Туманян. Они характеризуются темно-серой окраской, плотным кристоллическим сложением, наблюдается брекчиевидно-шаровидная отдельность, размеры блоков от 20 до 50 см. Брекчиевидные обломки местами обладают округленностью и напоминают шаровидную отдельность. Порода носит следы трещиноватости. Ввиду ограниченности выхода оливиновых базальтов в исследуемом районе судить о протяженности и размерах потока не представляется возможным; видимая мощность потока в обнаженной части 40—50 м. Аналогичные породы обнажаются также по левому берегу р. Дебед у тоннеля по дороге в ДзораГЭС.

В результате второго и третьего излияний образовались долериты, которые слагают мощные покровы, прослеживающиеся по долинам рек Дебед и Дзорагет. Эффузивный характер указанных покровов не вызывает сомнения, так как верхний покров долеритов не прикрыт осадочными породами и нет следов выветривания; нет также следов выветрелости на верхней границе нижнего покрова долерита. Указанный факт, а также сравнительное постоянство и однообразие материала, слагающего толщу эффузивов, затрудняют расчленение ее на отдельные потоки в полевых условиях; только в зонах контакта между покровами, и то не повсеместно (около с. Одзун и у второго поворота дороги, ведущей от Степанавана в Калинино), наблюдаются маломощные прослой озерно-речных отложений—тонкие прослой глин и валунно-галечные отложения мощностью 0,3—0,5 м. Микроскопическое изучение позволило обнаружить некоторые детали состава и структуры пород двух покровов, на основании которых удалось расчленить долеритовую толщу на два покрова, слагаемые долеритами, выделенными нами как

Схематические разрезы

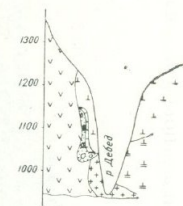
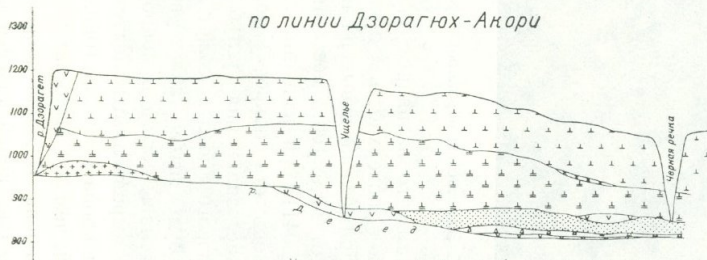
по линии Куйбышев-Туманян

Масштаб гориз. 1:50000
верт. 1:5000



по линии Дзорагюх-Акори

по линии Цатер-Туманян

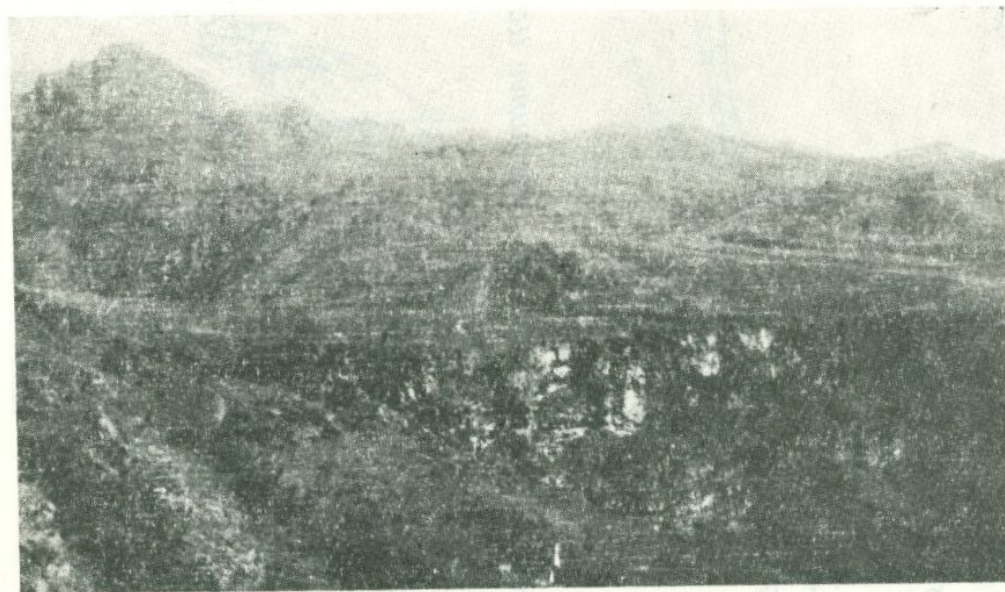


Условные обозначения

Верхний ярус	Далерит верхнего яруса	Далерит-диабазовый	Андезитовый порфирит	Осадочная порода
	Далерит нижнего яруса		Диабаз	Глина (обожженная)
	Оливиновый базальт		Кварцевый диабаз	Обесцвеченные породы
				Валунно-галечные отложения

Фиг. 21.

нижние и верхние долериты. Нижний предел долеритов не всюду вскрывается; местами реки Дебед и Дзорагет протекают по долеритам нижнего покрова, не вскрывая подошву, а местами—по порфири-там, которые подстилают долериты. В Туманянском районе долериты подсти-лаются юрскими, а в Степанаванском—эоценовыми порфири-тами. Порфириты в районе станции Туманян поднимаются высоко, примерно на 100—150 м от уровня реки Дебед, и контактируются с долеритами нижнего покрова. Порфириты в контакте с долеритами интенсивно изменены, обожжены, что видно по окраске красно-оранжевого цвета. Нижняя граница покрова извилистая (фиг. 22), это, вероятно,



Фиг. 22. Заполнения неровностей рельефа долеритов (у с. Агви).

объясняется тем, что излияние лавы имело место на не полностью нивелированную поверхность древних подстилающих порфири-тов, о чем говорит также невыдержанная мощность нижнего покрова, колеблющаяся от 20 до 100 и местами даже до 120 м. По данным В. Н. Лодочкикова (1941), при излиянии лавы на более или менее ровную поверхность мощность покрова может колебаться от 20 до 50 м, и только в случае заливания углубления, следуя древнему рельефу, мощность лавового потока может достигнуть 100 и больше метров, причем она не будет выдержана по всему потоку.

Излиянием лавы нижнего покрова, вероятно, древний рельеф не полностью был выровнен, что следует из того, что подошва верхнего долеритового покрова также не горизонтальна, но в ней заметно меньше неровностей, чем это было замечено в случае рассмотрения подош-вы нижнего покрова. Верхний покров характеризуется также невыдер-жанной мощностью, колеблющейся в пределах 50—70 м.

Верхние и нижние части покровов интенсивно пузырчатые, тогда как центральные их части являются плотными и компактными, за исключением долеритов верхнего покрова, в центральных частях которого местами встречаются шлаковидные лавовые образования с

крупной ноздреватой пористостью, местами доходящей до размеров пещер, выклинивающихся на небольшом расстоянии, что, вероятно, можно объяснить локальными скоплениями летучих компонентов—паров и газов, содержащихся в магматическом расплаве. Кроме крупных ноздреватых пор, для верхних долеритов характерно линейное расположение пор от 2 до 5—6 мм, реже до 1 см в диаметре, в средней плотной части покрова. В порах изредка наблюдается тонкая корка карбонатного вещества. Такие пузыри с линейным расположением имеют протяженность от 20 до 50 см, по краям цепочек размеры и количество пор увеличивается. Содержанием летучих компонентов можно объяснить также миндалекаменный характер нижних долеритов в приконтактных частях. Газы и пары при образовании нижнего покрова скапливались в периферической части, а образовавшиеся пустотки впоследствии заполнялись арагонитом с характерным радиально-лучистым строением, которое является также одним из отличительных признаков для долеритов нижнего покрова.

Характерной особенностью долеритов нижних и верхних покровов является их отдельность. Последняя различна в нижних и верхних долеритах.

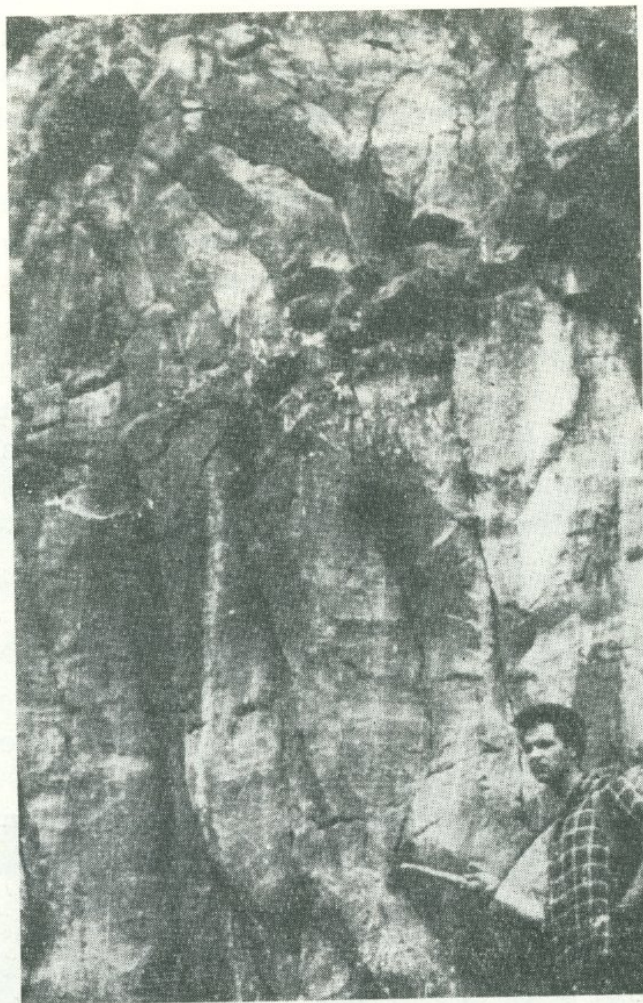
Основной отдельностью долеритов Лорийского плато является подушечно-шаровидная и столбчатая. Столбчатая отдельность характерна для долеритов верхнего покрова (фиг. 23). Она образует 4—5 и



Фиг. 23. Грубостолбчатая отдельность в верхней части верхнего покрова (у с. Одзун)

6-гранные призмы с диаметрами столбов до 50—60 см. Столбы обычно перпендикулярны. Часто они бывают изогнуты, оставляя впечатление наклона их друг к другу под острым углом (фиг. 24). Более редкой является веерообразно расходящаяся система трещин отдельности,

что, вероятно, можно объяснить раздувом или наклоном покрова в случае обтекания неровностей древнего рельефа. Характер отдельности для долеритов нижнего покрова—глыбово-шаровидный (фиг. 25).



Фиг. 24. Изогнутая столбчатая отдельность в верхних долеритах (по дороге Санаин—Одзун).

Размер глыб-шаров от 50 до 80 см. Появление «шаровой отдельности» связано с процессами выветривания.

Помимо трещин отдельности, наблюдаются трещины различных направлений, способствующих образованию скальных выходов, часто имеющих ступенчатый облик.

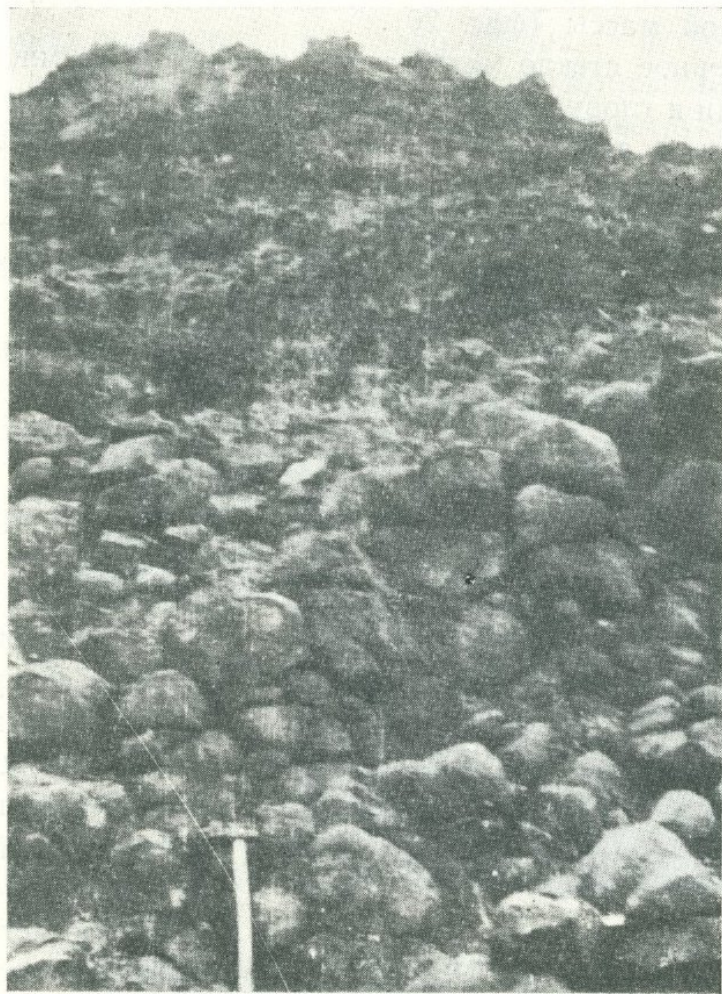
Отсутствие каких-либо признаков выветривания на поверхности нижнего покрова и наличие маломощных прослоев интенсивно обожженных глин указывают на то, что вулканическое излияние, образовавшее второй покров долеритов, совершилось без сколько-нибудь длительного перерыва после первого излияния.

В отношении возраста эффузивного комплекса, как было сказано выше, нет единого мнения. К. Н. Паффенгольц (1946) считает его образованием четвертичного периода, а большинство исследователей возраст вулканогенной толщи, охватывающей эффузивный комплекс и озерно-речные отложения, принимает как верхнеплиоценовый.

Об эффузивных породах в литературе имеются весьма скудные данные, и собранный нами материал дал возможность многосторонне изучить вышеуказанные все три покрова.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Как уже говорилось выше, верхнеплиоценовый эффузивный комплекс Лорийского плато состоит из трех покровов основных пород: первый сложен из оливиновых базальтов, второй и третий—из долеритов*.



Фиг. 25. Глыбово-подушечная отдельность в нижних долеритах.

Долериты нижнего и верхнего покровов характеризуются близкими или практически тождественными структурными и минералогическими особенностями, различие между которыми можно установить только при помощи количественно-минералогического подсчета и по характеру вторичных минералов, развивающихся по породообразующим минералам.

Наиболее распространенным типом микроструктуры является переходная между офитовой и пойкилоофитовой, характеризующаяся

* О количестве потоков среди исследователей имеются разногласия и этот вопрос ныне является дискуссионным. *Ред.*

местами значительным развитием, особенно в приподошвенных частях, палагонито-хлоритового базиса.

Оливиновые базальты

Выходы оливиновых базальтов весьма ограничены. В обнаженных частях они характеризуются шаровидной отдельностью и трещиноватостью. Макроскопически порода темно-серого цвета, структура афировая, текстура массивная, порода в целом трещиновата. Микроскопически структура от афировой до микропорфировой с интерсертальной структурой основной массы (фиг. 26).

В буро-черное стекло метастазиса, пропитанного многочисленными кристаллитами и глобулитами полевого шпата, погружены многочисленные микролиты и лейсты совершенно свежего плагиоклаза. Много в породе свежих зерен оливина; более или менее крупные зерна имеют четко выраженные кристаллографические очертания—ромбические, пирамидальные, треугольные, призматические, а мелкие зернышки характеризуются круглыми очертаниями, они бесцветны, слабо трещиноваты. Оливин образует серийно порфировые включения, местами образуются гломеропорфировые скопления. Весьма редко наблюдаются окислы железа по



Фиг. 26. Оливиновый базальт с интерсертальной структурой. Шл. 46, обн. у ж.-д. ст. Тумаян. (ув. 72 ннк. 11).

краям зерен. Характерным для данной группы породы является очень ограниченное присутствие клинопироксена, а в ряде шлифов, клинопироксен совершенно отсутствует. Вторым главным породообразующим минералом является плагиоклаз, который в виде лейст и микролитов погружен в темно-бурое стекло метастазиса, с показателем преломления 1,583. Изредка попадаются лейсты со следами слабого оп-

лавления, что свидетельствует о выпадении более или менее крупных лейст плагиоклаза задолго до излияния лавы.

По замерам оптических констант плагиоклаз определяется как лабрадор, содержание анортита от 56 до 57%, закон двойникования карлсбадский. Приближенный химический состав оливиновых базальтов, определенный по показателю преломления искусственного стекла породы, согласно кривой, разработанной автором совместно с Г. М. Мкртчяном (1966), показывает содержание SiO_2 —48—49%. Данные приближенного химического состава подтверждаются также полным силикатным анализом, по результатам которого содержание SiO_2 = 48,3% (см. табл. 46).

Долериты

Макроскопически долериты представлены твердыми преимущественно массивными, реже пористыми от тонко- до мелкозернистого сложения породами. Цвет их от серого до темно-серого.

Микроскопически—структура породы долеритовая (фиг. 27), пойкилоофитовая, последняя характерна для долеритов верхнего покрова (фиг. 28), в нижних долеритах встречается также олигофировая структура. Пойкилоофитовая структура характеризуется развитием наиболее крупных короткопризматических выделений клинопироксена, в которые заключены лейсты плагиоклаза. Иногда сростки плагиоклаза ориентированы в самых разнообразных направлениях; встречаются также сростки клинопироксена и плагиоклаза. Взаимоотношение между собой главных, слагающих породу минералов, свидетельствует о следующем



Фиг. 27. Нижний долерит с долеритовой структурой. Шл. 105²/31, Степанаван. (ув. 63 ник. 11).

порядке их выделения: первым кристаллизовался титаномагнетит, (наблюдаемый включенным как в оливине, так и в пироксене), затем кристаллизовались наиболее идиоморфные зерна оливина (наблюдае-



Фиг. 28. Верхний долерит с пойкилоофитовой структурой. Шл. 1054/33, с. Одзун. (ув. 63 ник. 11).

мого в виде включения как в пироксене, так и в плагиоклазе), предпоследним выделился клинопироксен, включенный в плагиоклаз, который вмещает в себя вышеперечисленные минералы; возможно, в верхних долеритах выделение плагиоклаза и пироксена происходило одновременно, так как они образуют как бы взаимные проростания. Может быть, даже местами кристаллизация плагиоклаза опережала кристаллизацию клинопироксена, так как он образует пойкилитовые вроски в пироксене.

В состав долеритов входят следующие главные минералы: лабрадор, оливин, авгит (см. табл. 22). Данные минералогического анализа (см. ниже) указывают на присутствие в породе циркона, апатита, сфена, на единичные знаки рутила, корунда, ильменита и флюорита. Из рудных минералов, в аншлифах, установлен титаномагнетит, гематит, пирит, магнетит, в очень ограниченном количестве халькопирит, в одном случае сфалерит; в протолочках обнаружен самородный цинк и весьма редко—самородное железо в виде мелких округлых зерен. Из вторичных минералов развит палагонит, иддингсит, кальцит и окислы железа, из хлоритов редкие зерна антигорита.

Таблица 14

Количественно-минеральный состав долеритов нижнего покрова в объемных процентах

№ п/п	№ шлифов	Место взятия	Первичные минералы			
			оливин	клинопироксен	плагиоклаз (% A_n)	Титаномагнетит
1	27	Куйбышев	10,3	25,2	56,1	8,4
2	28	Ягдан	10,8	27,0	53,4	8,8
3	28 ^a	Ягдан	6,2	30,4	57,0	6,4
4	31	Степанаван	13,2	20,1	54,8	11,9
5	39	Качаган	10,7	22,8	58,6	7,9
6	493	Акори	17,5	12,0	47,5	30,0
7	494	Акори	13,5	17,5	55,5	13,5
8	494 ^a	Акори	11,9	17,9	57,7	12,5
9	496	Акори	15,9	16,4	59,7	8,0
10	624	Степанаван	8,3	24,8	61,1	5,8
11	628	Степанаван	7,7	25,4	61,3	5,6
Среднее содержание			11,5	20,8	56,8	10,8

Среди породообразующих минералов главную роль играет плагиоклаз. Содержание плагиоклаза колеблется от 47,5 до 61,3%, в среднем составляет 56,8% (среднее выведено из II шлифа, см. табл. 14) для нижних долеритов и несколько меньше—53,9%—для верхних долеритов (табл. 15). Из цветных минералов клинопироксен, представленный авгитом, встречается в одинаковых количествах как в нижних, так и в верхних долеритах—20,8% и 20,3% соответственно (табл. 14 и 15). Несколько иначе ведет себя оливин, количество которого в нижних долеритах превышает вдвое—11,6% против 5,8% в верхних долеритах (табл. 15). Среди рудных минералов главную роль играет титаномагне-

Количественно-минеральный состав долеритов верхнего покрова
в объемных процентах

№ п/п	№ шли- фов	Место взятия	Первичные минералы				Вторичные минералы		
			оливин	пироксен, плагиок- лаз (% An)	рудный минерал	стекло	окис- лы же- леза	кар- бонат	
1	30	Степанаван	11,3	21,8	54,0	6,3	—	6,6	—
2	30 ^a	"—"	10,7	23,6	45,3	11,5	—	8,9	—
3	471	Одзун	1,5	18,9	52,6	24,6	—	2,4	—
4	473	"—"	0,5	18,3	56,0	22	—	3,2	—
5	474	"—"	1,7	16,6	51,1	26,2	—	4,4	—
6	475	"—"	6,9	15,3	43,7	20,3	—	13,8	—
7	476	"—"	8,3	17,1	51,9	14,4	—	8,3	—
8	478	"—"	5,8	15,4	53,0	7,7	—	16,4	1,7
9	547	Туманян	19,6	18,5	52,1	9,8	—	—	—
10	549	"—"	9,0	22,5	62,2	6,3	—	—	—
11	550	"—"	12,1	22,0	60,6	5,3	—	—	—
12	552	Дзорагюх	4,8	—	40,3	6,4	38,1	10,4	—
13	553	"—"	9,5	12,5	47,1	2,3	25,5	3,1	—
14	554	"—"	4,3	11,3	54,3	9,7	8,0	12,4	—
15	555	"—"	4,9	26,8	56,4	7,0	—	4,9	—
16	556	"—"	6,9	20,8	49,5	13,9	—	6,9	—
17	557	Туманян	3,5	27,9	60,6	4,1	—	0,9	—
18	558	"—"	3,0	15,0	55,6	24,0	—	2,4	—
19	559	"—"	8,7	21,1	52,2	3,6	14,4	1	—
20	561	"—"	8,2	—	38,2	—	40,9	12,7	—
21	562	"—"	3,4	23,5	59,7	5,6	—	8	—
22	563	"—"	5,9	27,7	59,5	5,2	—	1,7	—
23	565	"—"	3,3	25,4	65,6	5,7	—	—	—
24	574	Одзун	4,5	38,8	48,6	8,1	—	—	—
25	460	"—"	10,9	19,7	54,9	10,4	—	4,1	—
26	647	Степанаван	13,2	18,7	57,9	10,2	—	—	—
27	32	"—"	10,5	21,1	52,6	15,8	—	—	—
28	33	"—"	8,1	26,4	55,9	9,6	—	—	—
29	36	"—"	3,4	31,9	52,6	12,1	—	—	—
30	34	Калинино	9,4	23,2	58,0	9,4	—	—	—
31	35	Саратовка	2,5	29,6	61,0	6,9	—	—	—
32	463	Одзун	10,0	15,8	59,6	8,7	—	5,9	—
33	516	Алаверди	8,9	17,0	62,1	4,9	—	7,1	—
34	518	"—"	10,3	20,7	55,2	8,3	—	5,5	—
35	551	Дзорагюх	2,4	17,3	57,7	9,6	—	13,0	—
Среднее из 35 шл.			5,8	20,3	53,9	10,5	—	8,1	—

тит, встреченный почти в равных количествах в обоих покровах—10,8 и 10,5%.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Породообразующие минералы

Породы Лорийского плато были опробованы наиболее детально с целью изучения минерального состава, как породообразующего, так и аксессуарного. Низкое содержание аксессуарных минералов в протолочках (что является результатом пониженного содержания этих минералов в породе) не дало возможности столь детального изучения их, как это было сделано для породообразующих минералов, описание которых приводится ниже.

Главными породообразующими минералами эффузивного комплекса Лорийского плато являются: плагиоклаз, оливин, клинопироксен.

Плагиоклаз. Самым распространенным породообразующим минералом для эффузивов Лорийского плато является плагиоклаз, размеры и формы зерен которого разнообразны. Наиболее распространенный размер для всех призматических зерен плагиоклаза трех покровов 0,3—0,7 мм в длину при ширине в 4—5 раз меньшей.

Реже встречаются более длинные призматические выделения плагиоклаза длиной 1,0 и 1,1 мм при ширине 0,15—0,20 мм. Такой тип выделений плагиоклаза характерен для долеритов нижнего покрова, в которых наряду с призматическими кристаллами встречаются таблитчатые бесформенные зерна со слабо выраженным зональным строением, размеры которых превышают 0,8—1,0 см в длину и 0,6—0,8 мм в ширину. Плагиоклаз гиалопилитовой основной массы оливиновых базальтов представлен в преобладающем большинстве случаев игольчатыми микролитами.

Зерна плагиоклаза обычно свежие и прозрачные. В плагиоклазах долеритов нижнего покрова встречаются зернышки рудного минерала, оливина и авгита. Оливиновые зернышки в плагиоклазе ожелезнены, идингситизированы и слабо палагонитизированы точно так же, как оливины в породе.

Изменение оливина в породе сопровождается увеличением объема и вызывает растрескивание в зерне плагиоклаза; такие трещины в плагиоклазах располагаются преимущественно по периферии кристаллов (в местах стыка с оливином) радиально лучисто (фиг. 29).



Фиг. 29. Радиально-лучистые трещины в зернах плагиоклаза. Шл. 1077/54, Ахтала. (ув. 120 ник. +).

Кроме радиально лучистых трещин, в зернах плагиоклаза наблюдается также поперечная трещиноватость. Трещиноватость особенно характерна для плагиоклазов из долеритов нижнего покрова, причем, это особенно наблюдается в палагонитизированных долеритах нижнего покрова. В призматических зернах хорошо выражено двойниковое сложение преимущественно по альбитовому и карлсбадскому законам;

изредка встречаются сложные двойники по карлсбадско-альбитовому закону (табл. 16), нередко также срастания блок-кристаллов; последнее характерно для долеритов нижнего покрова.

Плагиоклаз по своему составу сравнительно однообразен и в основном принадлежит к ряду кислого лабрадора (табл. 16), определен по точным замерам на Федоровском столике и по показателям преломления, определенным иммерсионным методом $N_g=1,565$, $N_p=1,558$ (средний показатель по 17 замерам табл. 16). Из таблицы видно, что лабрадор нижних долеритов чуть кислее (содержание анортитовой молекулы колеблется от 51 до 55%), чем лабрадор верхних долеритов, в которых содержание анортитовой молекулы колеблется от 55 до 60%. Более кислым характером лабрадора и сравнительно большим содержанием его в нижних долеритах (см. табл. 14 и 15), вероятно, и можно объяснить более кислый характер долеритов нижнего покрова (табл. 46).

В долеритах нижнего покрова, наряду с плагиоклазом ранней генерации, встречаются также плагиоклазы поздней генерации с ксеноморфным очертанием и многочисленными включениями темноцветных минералов, со слабо выраженным зональным строением. В большинстве случаев зональность проявляется в виде каймы в периферической части кристалла, внутренняя же часть кристалла остается однородной. Это указывает на то, что реакционные явления, имеющие место в кристаллизующемся расплаве, происходили лишь в позднем этапе кристаллизации. Интересны колебания в содержании плагиоклаза в пределах одного и того же покрова от подошвы до кровли. Колебания в содержании плагиоклаза в различных частях покрова характерны для долеритов нижнего потока снизу вверх—от 47,5 до 59,7% (см. табл. 14 обр. 493, 494, 494а и 496), что, вероятно, объясняется местной кристаллизационной дифференциацией, подтвержденной еще тем, что в этом же разрезе наблюдается обратное соотношение рудного компонента, количество которого снизу вверх убывает от 30 до 8%.

Анализируя химический состав плагиоклазов из долеритов нижнего (2 анализа) и верхнего (3 анализа) покровов, следует отметить, что они укладываются в рамках лабрадора (табл. 16).

Присутствие небольшого количества в сотых долях Fe и Mg, возможно, объясняется включением мельчайших, невидимых под обычной бинокулярной лупой темноцветных и рудных минералов, которые нами обнаружены лишь в иммерсионных препаратах. Таким образом, плагиоклазы основных эффузивов Лорийского плато имеют состав лабрадора (с небольшими отклонениями, что, вероятно, можно объяснить загрязненностью пробы) и находятся в прямой зависимости от содержания кремнекислоты в породах (хотя и содержание кремнекислоты дает незначительные отклонения порядка 3—4%, так как исследуемые породы относятся к одной основной ветви). Такие же небольшие отклонения наблюдаются в содержании плагиоклаза в пределах различных покровов Лорийского плато.

В целях выявления геохимической природы плагиоклазов основных эффузивов в 23 плагиоклазах из протолочек пород Лорийского плато (одна проба из оливинового базальта, 14 проб из нижних долеритов и 8 проб из верхних долеритов) определены редкие и рассеянные элемен-

Таблица 16

Химический состав лабрадора

	1	2	3	4	5
SiO ₂	52,05	55,97	50,32	50,35	50,20
TiO ₂	—	0,11	—	—	0,20
Al ₂ O ₃	28,79	25,33	28,81	30,16	25,56
Fe ₂ O ₃	1,26	1,20	0,84	0,84	1,3
FeO	—	1,07	—	—	1,5
CaO	10,50	9,40	13,00	12,33	14,48
MgO	0,90	3,91	0,72	0,97	1,27
MnO	—	—	0,01	—	—
Na ₂ O	5,00	4,00	4,50	4,50	4,30
K ₂ O	0,87	1,25	0,75	0,79	0,65
Сумма	100,29	102,24	100,35	100,18	99,46
Np	1,557	1,558	1,561	1,558	1,563
Ng	1,563	1,563	1,565	1,565	1,565
2V	—	—	—	+79 (x)	+80 (x)

Количество ионов в пересчете на 32 (0)

Si	9,58	9,99	9,34	9,23	9,44	
Al	6,21	5,31	6,31	6,51	5,65	
Fe ⁺³	0,176	0,149	0,332	0,124	0,181	
Ti	—	0,017	—	—	0,034	
Mg	0,241	1,03	0,189	0,264	0,356	
Fe ⁺²	—	0,160	—	—	0,236	
Mn	—	—	0,011	—	—	
Na	1,781	1,390	1,631	1,610	1,56	
Ca	2,03	1,795	2,59	2,42	2,91	
K	0,200	0,288	0,156	0,191	0,135	
Мол. %	Ab	44,6	40,2	37,3	38,2	33,9
	An	50,6	51,7	59,1	57,3	63,3
	O ₂	4,8	8,1	3,6	4,6	2,8

1. Лабрадор из нижнего долерита Лорийского плато, ст. Туманян (обр. 40). Аналитик З. О. Гаспарян. 2. Лабрадор из верхнего долерита Лорийского плато с. Куйбышев. (27). Аналитик А. А. Петросян. 3. Лабрадор из нижнего долерита Лорийского плато, с. Санаин (51). Аналитик З. О. Гаспарян. 4. Лабрадор из верхнего долерита Лорийского плато, г. Степанаван (33). Аналитик З. О. Гаспарян. 5. Лабрадор из верхнего долерита Лорийского плато, с. Туманян (44). Аналитик А. А. Петросян.

ты, приближенным количественным методом с ориентировочной чувствительностью для Cu, Be—0,0001%: для V, Cr, Mo, Mn, Mg, Ga, и Li—0,0003% для Zr, Sc, Ni, Co, Ti, B—0,001%; Pb—0,002%; Nb, Zn, Sr, —0,003% и Ba—0,01.

Результаты спектральных анализов сведены в табл. 17. Замечено, что почти во всех пробах плагиоклазов, за исключением двух-трех, обнаружено из малых петрогенных элементов: Li, Be, Sr, Ba из элементов группы железа за исключением V, который встречен лишь в 7 пробах, остальные Ti, Mn, Cr, Ni и Co встречены во всех образцах, из метал-

Содержание элементов-примесей в плагноклазах Лорийского плато (по данным спектральных анализов)

Таблица 17

№-проб	Mn	Ni	Co	Ti	v	Cr	Zr	Cu	Pb	Zn	Ga	Y	La	Sr	Ba	Na	K	Li	Be	Mo	P
Оливиновый базальт																					
46	~0.01	0.0003-0.001	~0.001	≥0.1	~0.003	~0.0003	~0.01	0.001-0.003	≥0.003		~0.003	~0.001		~0.1	0.03	1-3	0.3-1	≥0.001	~0.0001		0.03
Нижний долерит																					
28 ^a	~0.01	0.003	0.001-0.003	0.1-0.3	~0.003	~0.003	~0.003	≥0.003	0.001-0.003	≥0.01	0.003-0.01	0.001-0.003	≥0.01	0.1-0.3	0.03	3-10	~0.3	0.0006-0.001	~0.0001		~0.1
28	~0.1	0.0003		0.3	~0.001	0.001	≥0.001	≥0.001			0.01	0.001-0.003	~0.03	≥0.1	≥0.01	≥3	~0.3	~0.0006	~0.0001		
31	≥0.1	0.001		0.3		0.0003	≥0.001	~0.0003			≥0.001	~0.001	0.03-0.1	0.03-0.1	0.003-0.01	0.3-1	0.03	X			
39	≥0.03	0.0003-0.001		0.1-0.3		0.003	0.001-0.003	≥0.001			0.001-0.003					0.3-1	0.03		~0.0001	X	X
40	0.003	~0.0003		0.1-0.3		~0.003	~0.003	0.001-0.003	~0.003		~0.003	~0.003	≥0.1	≥0.1	≥0.03	3-10	0.1	0.0006	≥0.0001	X	≥0.1
44	0.01	~0.0003	≥0.001	0.3	~0.003	0.003	0.003	0.001-0.003	~0.003		~0.003	~0.003	~0.01	~0.1	~0.01	1-3	≥0.3	~0.0006			~0.03
45 ^a	0.003			0.1-0.3	~0.001	0.003	≥0.003	0.0003-0.001	≥0.001	≥0.01	≥0.001	0.003-0.01	0.01	~0.3	≥0.03	3-10	~1	~0.003	0.0001-0.0003	X	0.1
50	0.01	~0.0003	0.001	0.1-0.3		~0.0003	≥0.003	0.001-0.003	≥0.003		0.003-0.01		X	0.1	0.03	3-10	≥0.3	0.0006	0.0001		0.03
51	0.003	~0.0003	0.001	0.1-0.3	0.001	0.003	≥0.003	0.001-0.003		0.01	0.001-0.003	≥0.03	0.03	0.3	0.01	1-3	0.3	0.0001			
54 ^a	0.01	≥0.0003	~0.001	0.3		~0.003	≥0.003	0.001-0.003	~0.003	0.03	0.003-0.01		X	≥0.1	≥0.03	3-10	≥0.3	~0.0006	~0.0001		≥0.03
56	0.003	~0.0003	≥0.001	0.1-0.3		0.003	≥0.003	0.001-0.003	~0.001		0.01	~0.001	X	0.1	~0.03	3-10	~0.3	0.0006	0.0001		~0.03
44 ^a	0.003	~0.001	0.1-0.3	0.3	0.0003	~0.003	≥0.003	~0.003	0.003		0.01-0.03	≥0.001		≥0.1	~0.03	3-10	~0.3	0.0006			~0.03
42	~0.03	0.001	0.001	0.03-0.1		≥0.003	≥0.001	0.001-0.003		~0.003	~0.001	≥0.001	~0.01	0.1-0.3	0.03-0.1	~1	0.1-0.3	~0.0006	~0.0001		X
41	0.01	~0.001		0.1-0.3		~0.001	0.003	0.001-0.003	~0.003	0.01-0.03	~0.003	0.001	~0.03	≥0.1	0.1-0.3	1	1	~0.0003	~0.0001		≥0.03
42 ^a	0.01	0.003	0.001-0.003	0.1-0.3	?	~0.0003	≥0.003	0.001-0.003	≥0.003		0.01	0.003	~0.1	~0.1	~0.03	≥10	~0.3	~0.0006	~0.0001		X
Верхний долерит																					
32	0.003	~0.0003	≥0.001	0.1-0.3	~0.003	~0.003	0.001-0.003	≥0.003	0.003-0.01		0.001-0.01	~0.001		≥0.1	0.01-0.03	3-1	0.3	≥0.0006	~0.0001	0.003-0.01	≥0.03
33	0.003	~0.001	≥0.001	0.1-0.3		0.001-0.003	0.001-0.003	~0.003	0.003-0.01	≥0.003	0.01-0.03	0.001	~0.01	≥0.1	~0.03	3-1	≥0.3	?	~0.0001		0.03
34	~0.01	~0.0003	≥0.001	0.1-0.3		0.001-0.003	≥0.001	~0.003	0.01		0.01-0.03	~0.001	0.01	~0.3	≥0.03	3-1	0.3-1	~0.003	~0.0001		0.1
36	≥0.1			~0.1		~0.0003	≥0.003	0.0003-0.001			~0.001	<0.001	~0.01	≤0.03	≥0.01	0.3	~0.3	~0.0006			X
36 ^a	~0.03	~0.003	~0.001	0.1-0.3	~0.01	~0.003	0.001-0.003	~0.001	~0.003		~0.003	~0.003	~0.01	~0.1	~0.03	3	~0.3	0.001-0.003	?		
52	0.01-0.03	~0.0003	≥0.001	≥1	≥0.001	~0.003	0.001-0.01	≥0.003	0.001-0.01	~0.003	0.001-0.01	~0.003	X	~0.3	≥0.03	3	≥0.3	0.0006-0.001	~0.0001		~0.03
Палагонитизированный верхний долерит																					
30	~0.3			≤0.003				0.0001-0.0003					~0.03	~0.3	X	0.3					
30 ^a	≥0.3	~0.001		≤0.03				0.003-0.01					~0.01	0.03	X	0.003-0.01		≥0.0003	≥0.0001		X
48	0.003	~0.0003	~0.001	0.1-0.3		~0.0003	~0.003	0.0003-0.001	~0.001	≥0.003											
27	0.01	~0.0003	~0.001	0.1-0.3		~0.0003	~0.003	0.003-0.01	~0.003-0.01		~0.003-0.01	~0.001	≥0.1	≥0.3	≥0.03	3-1	0.3-1	0.0006-0.001	~0.0001		≥0.1

логенных элементов медь встречена повсюду, не во всех пробах обнаружены Рв и Zп; из группы редких элементов в исследуемых пробах встречены Zг и Ga. Встречены также редкие земли Za и Y.

Стронций. Сравнивая состав и содержание элементов примесей в плагиоклазах основных пород всех трех покровов, следует отметить, что присутствие Sr довольно постоянно и составляет 0,1—0,3%, редко опускаясь до 0,03%. Наблюдаемое постоянное присутствие в плагиоклазах наводит на мысль, что Sr в основном маскируется в кальцийсодержащих минералах, в данном случае в анортитовой молекуле, хотя, по данным Таусона (1961), Sr не характерен для плагиоклазов. С. Р. Нокколдс, Р. Л. Митчелл (1952) считают, что Sr имеет меньший ионный радиус, но более высокий электростатический заряд, чем ион калия, и что Sr должен иметь тенденцию концентрирования в кальцийсодержащих минералах, которые могут удерживать его. На нашем примере эта точка зрения не подтверждается, в нашем распоряжении 5 химических анализов плагиоклаза, в которых содержание K_2O колеблется от 1,25 до 0,65 (табл. 16); казалось бы, что в образце 27, в котором содержание K_2O завышенное и равно 1,25%, должно было бы быть больше и Sr⁺. Но замечено, что содержание Sr во всех случаях остается постоянным и не зависит от содержания калия; получается, что стронций не связан с калием. Вероятно, концентратом стронция является плагиоклаз: ион Ca^{2+} , входящий в решетку лабрадора, согласно второму правилу Гольдшмидта (1952), может быть легко замещен ионом того же знака и близким по размерам, но обладающим более высоким электростатическим зарядом; в нашем случае таковым является ион стронция.

Барий сравнительно со стронцием содержится почти в 10—13 раз меньше и в некоторых случаях в равном количестве с ним; в большинстве же случаев содержание Ba в плагиоклазах, из нижних и верхних долеритов, равное и в среднем колеблется от 0,025 до 0,026% (табл. 18). По данным Нокколдса и Митчелла (1952), в силу близости величин ионных радиусов Ba и K—1,33 и 1,43 Å соответственно, Ba может дать концентрацию по отношению к калию. Нашими исследованиями данное предположение подтверждается: в плагиоклазе из верхнего долерита— в обр. 27, по данным химического анализа, содержание K немного завышено (1,25%); в этой пробе завышено также содержание Ba и равняется 0,03%, тогда как в других пробах при содержании K 0,65% и чуть больше соответственно и понижается содержание Ba—0,01.

Вхождение элементов Ba и K в решетку плагиоклаза, по предположениям тех же исследователей, происходит без значительного изменения последней.

Литий. Во всех анализированных плагиоклазах, за исключением образцов 31 и 39, был выявлен элемент Li в выдержанном количестве от 0,0006 до 0,001%, в одном случае—в обр. 45а количество его возрастает до 0,003%. По данным Нокколдса и Митчелла (1952), обнаружение лития в плагиоклазах каледонских интрузивных пород объясняется его связью со вторичной слюдой, и они считают, что Li не является

Элемент. Порода	Be	Sr	Ba	Mn	Ti	V	Cr	Co
Нижний долерит	0,00012	0,160	0,025	0,027	0,02	0,002	0,0017	0,0015
Верхний долерит	0,00001	0,16	0,026	0,037	0,02	0,002	0,0015	0,0010

первичной составной частью плагиоклаза. По нашим исследованиям, в 20 проанализированных пробах совершенно свежих зерен плагиоклаза без каких-либо следов серицитизации был выявлен Li. В анализированных пробах наблюдается прямая зависимость между количеством Na и Li и это не случайное явление—на эту связь лития и натрия в природных процессах впервые обратил внимание еще А. Е. Ферсман.

Л. В. Таусон (1961) при балансировании лития по мономинеральным фракциям гранитоидов сусамырского батолита показал, что среди светлых минералов пород наиболее высоким содержанием Li отличаются плагиоклазы.

Бериллий относительно к Li содержится в подчиненном количестве. Бериллий установлен в преобладающем большинстве случаев в пробах плагиоклазов из долеритов как нижнего, так и верхнего покрова и из оливинового базальта в выдержанном количестве. Присутствие бериллия в плагиоклазах можно считать вполне обоснованным, так как Be, являясь литофильным элементом, изоморфно входит в структуры силикатных породообразующих минералов; в нашем случае в плагиоклазы в количестве 0,0001%, в редких случаях повышаясь до 0,0003% (пр. 45а).

Цирконий и галлий. Из редких элементов, в плагиоклазах всех изученных основных эффузивных пород, постоянно присутствуют в равных количествах Zr и Ga. Цирконий в количестве 0,001—0,003, реже достигая 0,01% (пр. 52, 30а) верхнего долерита и 41, 42, 44—нижнего долерита; галлия чуть больше, обычно содержание его в 60% анализированных проб 0,003%, а в остальных от 0,003 до 0,01, причем приведенные данные (табл. 19) показывают, что отношение галлия (умнож. на 1000) к алюминию остается практически постоянным; во всех исследованных образцах содержание алюминия меняется незначительно, изменение количества галлия при этом тоже оказывается незначительным. Очевидно также, что минералом-носителем этого редкого элемента—Ga в базальтоидах, так же как в гранитоидах, является плагиоклаз, что объясняется возможностью замещения галлием алюминия, находящегося в четверной координации решетки плагиоклаза. Тесная геохимическая связь галлия и алюминия определяется близостью их химических и кристаллохимических свойств, что обусловлено близостью их ионных радиусов— $Al^{3+}—0,57\text{Å}$ $Ga^{3+}—0,62\text{Å}$, сходным строением атомов и одинаковой валентностью.

в плагиоклазах (в %)

Ni	Ga	Cu	Mo	Pb	Zn	Zr	Y	Li
0,0006	0,003	0,014		0,006	0,003	0,003	0,0025	0,0014
0,0007	0,003	0,0017	0,0005	0,004	0,004	0,008	0,0014	0,0014

Присутствие циркония в довольно выдержанных количествах во всех исследованных плагиоклазах из лав трех покровов как бы наводит на мысль, что он входит в минерал в виде изоморфной примеси. Но изоморфное вхождение циркония в порообразующие минералы, согласно литературным данным, еще не доказано (Таусон, 1961) и в ряде случаев обнаружение циркония в минералах гранитоидов приписывается включениям циркона, видимых под микроскопом. В нашем случае, при максимальном увеличении (объектив 60) включения циркона в плагиоклазах не обнаружены, так что причина присутствия циркония в плагиоклазах (в среднем 0,002%) пока что остается не объяснимой.

Как было сказано выше, из элементов группы железа во всех пробах почти равномерно встречены Ti, Mn, Cr, Ni, Co, V, последний элемент встречен только в 7 пробах. По данным Нокколдса и Митчелла (1952), присутствие V и Cr можно объяснить возможностью изоморфного замещения Al в связи с близостью ионных радиусов $V=0,61-0,65 \text{ \AA}$, $Cr=0,65 \text{ \AA}$ и $Al=0,57 \text{ \AA}$.

Таблица 19

Отношение Ga и Al в плагиоклазах эффузивных пород Лорийского плато

№ пробы	Порода и покров	Ga/Al* · 1000
40	Долерит—нижний покров	0,35
44 ^a	" " "	0,24
51	" " "	0,20
54	" " "	0,23
27	Долерит—верхний покров	0,39
33	" " "	0,36

* Содержание Al взято из данных химических анализов, содержание Ga—по данным спектральных анализов.

Что касается остальных элементов, то, вероятно, их присутствие можно объяснить включениями зернышек рудных минералов, наблюдаемыми в зернах плагиоклаза. Замечено, что количество Co в плагиоклазах из нижних долеритов чуть больше, чем в плагиоклазах верхних долеритов.

Из металлогенных элементов интересно присутствие меди, поведение которой более или менее равномерно. Количество меди в плагиоклазах из нижних и верхних долеритов 0,001—0,003%. Поведение цинка по отношению к свинцу более неравномерно. Цинк встречен лишь в трех из 13 проб нижних долеритов и 3 образцах из 6—верхних долеритов,

а в плагиоклазе оливиновых базальтов его совершенно нет. Замечен значительный разброс в содержании Zп в плагиоклазах исследуемых пород (0,003 до 0,01%), в одном случае даже до 0,03%, что, вероятно, можно объяснить неравномерным включением зернышек самородного цинка, который встречается повсеместно в протолочках исследуемых пород.

Частота встречаемости свинца в плагиоклазах, при отсутствии включения сульфидных минералов в них, с которыми частично мог быть связан Pb, объясняется тем, что этот элемент по своим кристаллохимическим особенностям может быть связан с К, который в малом количестве, но во всех случаях был обнаружен в плагиоклазах (табл. 17).

В отношении содержания редких земель* замечено, что La и Y присутствуют во всех изученных плагиоклазах в количествах, доступных определению.

Содержание лантана в плагиоклазах повышенное по сравнению с Y, и максимальное его содержание наблюдается в наиболее ранних образованиях.

La и Y в плагиоклазах, вероятно, изоморфно замещают Ca.

Для выяснения геохимической природы плагиоклазов изверженных пород в табл. 21 приводятся данные распределения редких и рассеянных элементов в плагиоклазах эффузивных пород Лорийского плато и аналогичные данные для интрузивных пород других областей. Ввиду скудости литературных данных, мы ограничиваемся данными Нокколдса и Митчелла (1952) и данными Т. А. Аревшатян по дайковым породам Мегринского плутона Армянской ССР (по неопубликованным материалам).

Таблица 20

Среднее содержание иттрия и лантана в плагиоклазах из основных эффузивов Лорийского плато (в частях на миллион)

Порода	Содержание Y в плагиоклазах в γ/γ	Содержание La в плагиоклазе в γ/γ
Оливиновый базальт	10	—
Нижний долерит	10—100	100—300
Верхний долерит	10—100	100

При рассмотрении табл. 21 с ясной очевидностью выступает то положение, что Ga содержится почти в одинаковых количествах в плагиоклазах разнотипных пород в количестве 2—4 десятка γ/γ .

Хром не является характерным элементом для плагиоклазов, встречается он в малых количествах и то не во всех пробах.

Ванадий встречен в выдержанном количестве от нескольких до 11 γ/γ в плагиоклазах рассматриваемых пород, несколько особняком

* К сожалению, данные о содержании других редкоземельных элементов вовсе отсутствуют, этот пробел думаем восполнить в дальнейшем.

стоят диориты Мегринского плутона, в которых V встречен приблизительно в количествах, раз 5—6 больших. По меди данные не однозначны.

По содержанию лития заметны также небольшие отклонения; обычно он содержится в небольших количествах—от 1 до 7 γ /г.

Как кобальт, так и никель не являются характерными элементами для плагиоклазов. В содержании циркония заметно пятикратное обогащение в плагиоклазах эффузивного комплекса Лорийского плато.

Несколько особняком стоят плагиоклазы Лорийского плато по содержанию Mn, которым они обогащены в трех-четырекратном размере. По содержанию Sr заметна некоторая (пока весьма ориентировочно) закономерность—понижение содержания Sr по мере уменьшения кислотности плагиоклаза. В содержании свинца плагиоклазы Армении несколько обогащены по сравнению с плагиоклазами других областей.

Таблица 21

Содержание рассеянных элементов в γ /г в плагиоклазах эффузивных пород Лорийского плато и в различных породах других областей

Рассеянные элементы	Долериты комплекса эффузивных пород Лорийского плато	Пироксено-сланцевой диорит комплекса Гарабал-Хилл Глейн-Файн	Среднезернистый гранодиорит Гарабал-Хилл Глейн-Файн	Порфириновый гранодиорит, там же	Гранодиорит Сусымырского батолита	Дайковые породы Мегринского плутона Армянской ССР		
						монзонит	диорит	гранодиорит
Ga	17	14	19	18	25	21	43,7	10,5
Cr	9	—	—	3	—	0,47	6,8	—
V	11	9	7	5	—	1,2	57,5	—
Cu	9	—	Нет данных	Нет данных	—	7,8	63	—
Li	7	1	1	—	—	1,2	5,8	3,5
Ni	3	—	—	—	—	3,9	—	—
Co	5	7	—	—	—	—	5,8	—
Zr	30	7	—	—	—	2,3	5,8	—
Mn	148	38	23	—	—	22,7	43,7	—
Y	11	—	—	—	—	—	5,7	—
Sr	880	1410	1410	1380	Нет данных	3,91	575	1050
Pb	27	5	5	5	—	23	26,6	—
Ba	146	94	564	460	—	297	575	—

Выводы

1. Плагиоклазы основных лав Лорийского плато по своему составу сравнительно однообразны и в основном принадлежат к ряду лабрадора.

2. В исследованных плагиоклазах установлены: из малых петрогенных элементов Li, Be, Sr и Ba; из группы элементов железа Ti, Mn, Cr, Ni, Co; из металлогенных—Cu; не во всех пробах встречены Pb и Zr. Из редких

элементов встречены Zr и Ga, а из редких земель обнаружены La и Y.

3. На нашем материале доказывается, что концентратом Sr является лабрадор.

4. Наблюдается тесная геохимическая связь Li и Na, Al и Ga.

5. В содержании цинка замечается значительный разброс, объясняемый неравномерным распределением включений зернышек самородного цинка в кристаллах плагиоклаза.

6. Плагиоклазы Лорийского плато по сравнению с плагиоклазами пироксеново-слюдяных диоритов комплекса Гарабал-Хилл Глейн-Файн обогащены Zr в четырехкратном, Mn в трехкратном размерах и несколько свинцом и обеднены ванадием по сравнению с плагиоклазами Мегринского плутона.

Клинопироксен. Вторым главным породообразующим минералом для долеритов нижнего и верхнего покровов Лорийского плато является клинопироксен, который характеризуется значительным разнообразием форм и размеров. Так, для долеритов нижнего покрова характерны микрокристаллические изоморфные, реже короткопризматические зернышки размерами от 0,05 до 0,1 мм, кучно расположенные в угловатых и параллельных участках между зернами плагиоклаза. Нередко мелкие зернышки его располагаются вокруг зерен оливина. Для долеритов верхнего покрова характерна офитовая, пойкилоофитовая структура с размером зерен 0,2—0,4 и реже до 0,5 мм, причем для такого пироксена характерны ксеноморфные, неправильной формы выделения типа пойкилокрстов, прорезанные мелкими призматическими и таблитчатыми кристаллами плагиоклаза. В ряде участков клинопироксен проявляет субидiomорфные призматические очертания, проросшие идиоморфными длиннопризматическими зернами плагиоклаза, где явно наблюдается одновременность кристаллизации клинопироксена и плагиоклаза.

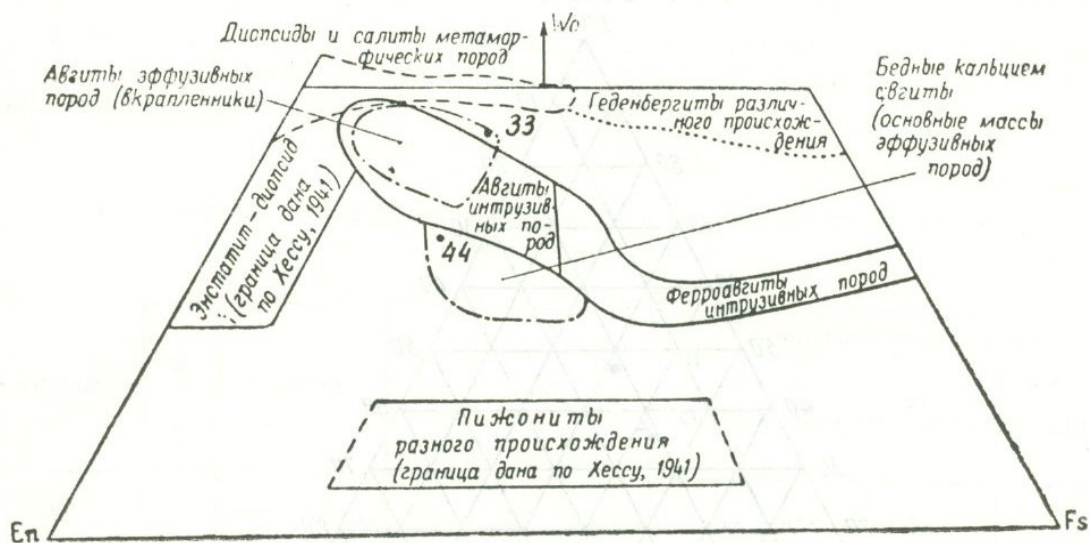
Для точного определения состава клинопироксенов мы задались целью произвести их химический анализ. Обязательным условием при отборе было отсутствие оливина в образцах, предназначенных для выделения пироксенов на химический анализ. Вообще отбор цветного компонента долеритов представлял большие трудности. Нам удалось под биноклем из фракции 0,1 мм отобрать два образца—44 из долеритов нижнего покрова, 35 из долеритов верхнего покрова. Произвести химические анализы пироксенов исследуемых пород больше указанного числа оказалось невозможно, вследствие малых размеров зерен и присутствия включений и тесного срастания их с рудным минералом, поэтому пришлось ограничиться лишь изучением их оптических констант на большом числе образцов.

Ввиду структурных особенностей пород—отсутствия порфировых вкрапленников (см. табл. № 14 и 15) нами изучены пироксены только единой генерации и—при сопоставлении с данными А. М. Веселовской (1950)—в предложенной ею диаграмме «Состава и свойств для оптиче-

ской диагностики пироксенов различных генетических групп» мы будем придерживаться данных пироксенов основной массы эффузивных пород, а не вкрапленников.

Приведенные в табл. 22 пересчеты данных химических анализов 2 образцов клинопироксенов на кристаллохимические формулы ясно показывают принадлежность их к ряду авгита.

При описании долеритов нижнего и верхнего покровов приводились данные, доказывающие идентичность этих пород; то же самое можно сказать о клинопироксенах, что для двух по времени несколько отличных покровов характерны одинаковые определенные виды клинопироксенов, в обоих случаях он представлен авгитом с ясно выраженным глиноземистым характером. Необходимо отметить, что авгит верхних долеритов, в отличие от авгитов нижних долеритов, содержит несколько



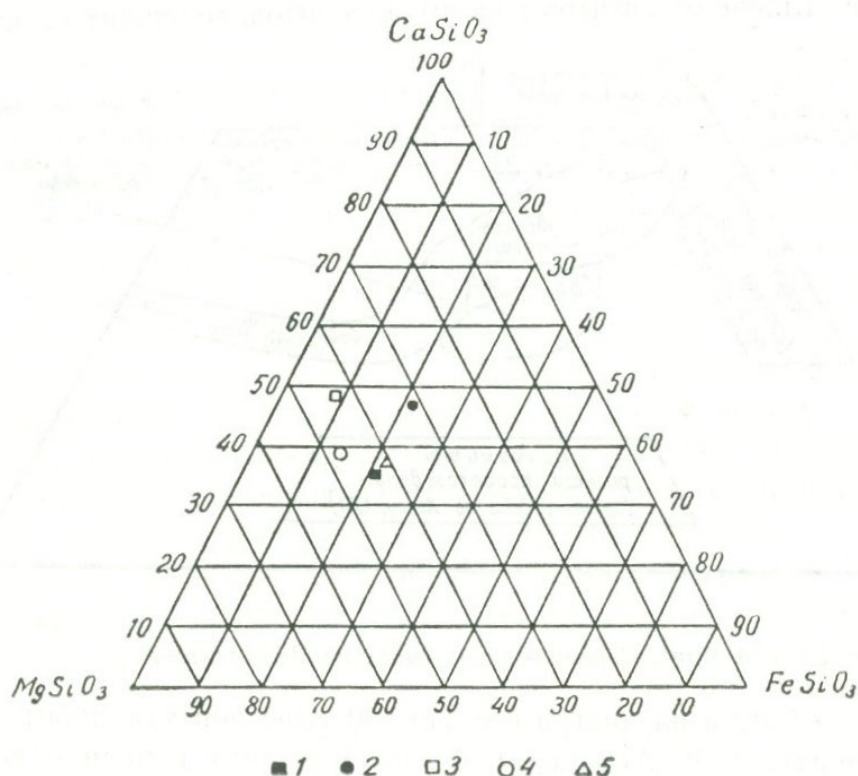
Фиг. 30. Классификация пироксенов (по Веселовской).

больше TiO_2 и CaO и на диаграмме фиг. 30 (Веселовская, 1950) авгит нижнего долерита (обр. 44) ложится в поле «бедные кальцием авгиты (основные массы эффузивных пород)», а авгит верхнего долерита (обр. 33) на той же диаграмме приближается к полю «авгиты эффузивных пород» (вкрапленники). Августы верхних долеритов несколько отличаются также по своим физическим свойствам (табл. 23) от авгитов нижних долеритов. Август верхних долеритов в шлифе ясно буроватый, тогда как августы нижних долеритов светло-зеленого цвета, угол CNg августов верхних долеритов несколько превышает, колеблясь от $44-52^\circ$ против августов нижних долеритов, с колебаниями от $44-49^\circ$. Приведенные в табл. 23 молекулярные составы определялись по диаграмме А. М. Веселовской «Зависимость между $2V$ и составом в пироксенах эффузивных пород».

С целью сопоставления клинопироксенов из интрузивных и эффузивных основных пород составлена треугольная диаграмма для энстатитовой, волластонитовой и ферросилитовых частей (фиг. 31). Молекулярный состав для авгита интрузивных пород взят из статьи (Чибухчян,

1964). Из диаграммы ясно видно, что авгиты из основных эффузивных пород несколько обогащены ферросилитом и обеднены энстатитом по сравнению с авгитом из основных интрузивных пород.

Таким образом, подводя итог всему изложенному, можно отметить, что оптика для всех измеренных пироксенов (с учетом превышения $2V$ на $5-6^\circ$ для пироксенов эффузивных пород по сравнению с пироксенами интрузивных пород (Веселовская, 1950) довольно хорошо согласуется с химизмом; описываемый нами авгит обладает сравнительной устойчивостью, постоянством химического состава, умеренным однообразным содержанием кальция от 21 до 35% и более значительными вариациями в отношении между магниальным и железистым силикатами и богат глиноземом (табл. 22), что вообще характерно и для других породообразующих минералов (см. оливин). Несколько особня-



Фиг. 31. Состав клинопироксенов в основных породах Армении.

1. Долерит нижнего покрова Лорийского плато (обр. 44).
2. Долерит верхнего покрова Лорийского плато (обр. 33).
3. Габбро-пегматит Атарбежянского р-на (З. О. Чибухчян, обр. 433).
4. Габбро-пегматит Вединского р-на (З. О. Чибухчян, обр. 1273).
5. Габбро из Мегринского плутона (З. О. Чибухчян, обр. 1).

ком стоит образец 33, в котором $Wo=46,5\%$, завышенное содержание CaO практически не влияет на оптические константы минерала. Повышенное содержание Ca , вероятно, можно объяснить микроскопическими включениями кристаллов плагиоклаза, от анортитовой молекулы последнего могло зависеть содержание волластонитовой молекулы в авгите.

Итак, учитывая приведенные данные, следует отметить, что рассматриваемые долериты Лорийского плато (по оптическим и химиче-

Таблица 22

Химический состав авгита			Количество ионов в пересчете на 6 (0)		
	1	2		1	2
SiO ₂	46,8	47,04	Si	1,78	1,84
TiO ₂	0,15	2,34	Al	0,22	0,09
Al ₂ O ₃	9,41	8,57	Al	0,19	0,30
Fe ₂ O ₃	2,81	3,95	Ti	0,004	0,07
FeO	9,36	8,15	Fe ³⁺	0,07	0,12
MgO	14,40	10,0	Mg	0,80	0,58
CaO	15,74	20,05	Fe ²⁺	0,29	0,26
Na ₂ O	0,83	—	Ca	0,63	0,60
K ₂ O	0,15	—	Na	0,05	—
			K	0,004	—
			Mg	45,7	32,5
			Fe	18,6	21,05
			Ca	35,7	46,5

1. Авгит из нижнего долерита Лорийского плато, с. Туманян (обр. 44). Аналитик А. А. Петросян 2. Авгит из верхнего долерита Лорийского плато, г. Степанаван (обр. 33). Аналитик А. А. Петросян.

Таблица 23

Молекулярный состав и оптические константы авгитов из долеритов Лорийского плато

№ образцов	Покров	Порода	2v	CNg	Ng	Np	Молекулярный состав (в %)		
							En (MgSiO ₃)	Wo (CaSiO ₃)	FeS (FeSiO ₃)
46	I	Оливиновый базальт	54	49°	1,718	1,696	40	46	14
44	II	Н. долерит	54	44°	1,726	1,699	44,5	37,1	20,4(x)
571/41	II	"	59(x)	45°			45,7	35,7	18,6
572/42	II	"	60(x)	46°			42	45	13
493/—	II	"	54(x)	46°			40	46	14
494/4	II	"	59(x)	44°			46	35	19
640/—	II	"	60(x)	45°			42	45	13
496/—	II	"	59(x)	44°			40	46	14
—/33	III	В. долерит	60(x)	41°	1720	1,696	42	45	13
—/48	III	"	59(x)	44°	1,720	1,696	32,5	46,5	21,05*
52/516	III	"	60(x)	45°	1,712	1,693	42	43	15
47/—	III	"	60(x)	45°	1,712	1,693	42	46	14
—/553	III	"	61(x)	48°			40	46	14
—/554	III	"	60(x)	49°			41	47	12
—/555	III	"	59(x)	46°			40	46	14
—/557	III	"	61(x)	48°			42	45	13
—/558	III	"	62(x)	52°			41	47	12
—/559	III	"	60(x)	49°			40	48	12
—/560	III	"	62(x)	50°			40	46	14
—/562	III	"	61(x)	49°			40	48	12
—/563	III	"	60(x)	46°			41	47	12
—/565	III	"	60(x)	44°					
—/549	III	"	59(x)	46°					

* Определялся непосредственно из химического состава.

ским данным содержащихся в них пироксенов) характеризуются развитием авгита, о чем свидетельствуют также данные рентгеноструктурного анализа (обр. 33 и 44).

Авгит в процессе автометаморфических изменений устойчив и в противоположность оливину в большинстве случаев остается свежим, а в палагонитизированных долеритах он в слабой мере хлоритизирован, и в ряде шлифов наблюдается распад его на рудный минерал (фиг. 32, 33).

Таблица 24

Рентгенограмма авгита из долеритов
верхнего покрова

Образец 33*			
№ линии	l	d^d/n	d^b/n
1	5	3,18	2,89
2	10	2,95	2,67
3	6	2,91	2,64
4	10	2,49	2,26
5	6	2,09	1,895
6	4	2,013	1,825
7	3	1,819	1,649
8	3	1,759	1,594
9	8	1,742	1,579
10	9	1,618	1,466
11	9	1,417	1,285
12	6	1,407	1,275
13	8	1,319	1,195
14	5	1,278	1,158
15	3	1,241	1,125
16	9	1,073	1,972

Рентгенограмма авгита из долеритов
нижнего покрова

Образец 44**		
№ линии	l	D
1	2	3,170
2	10	2,954
3	10	2,470
4	5	2,090
5	4	2,010
6	5	1,731
7	7	1,498
8	7	1,403
9	3	1,322

* Условия съемки Fe α , β —45 часов; камера 2R=57,3; 2r=0,45.

** Условия съемки—Cu—Ni; камера 2R=57,3; 2r=0,5.

Анализ обр. 33 произведен в лаборатории ИГи АН АрмССР. Аналитик С. Герверкин. Анализ обр. 44 произведен в лаборатории ИГи АН АрмССР. Аналитик Э. Хуршудян.

Какой-либо закономерности в количественном распределении авгита в пределах нижнего и верхнего покрова, так же как и в химическом составе, подметить не удалось, они в обоих случаях присутствуют почти в одинаковых количествах—20,3% и 20,8% (табл. 15) соответственно; нет также различия в составе редких и рассеянных элементов; в авгитах нижних и верхних покровов замечено лишь небольшое отклонение в их количествах.

Спектральные анализы выявили присутствие в авгитах следующих элементов примесей (табл. 25)*: Sr, Li, Cu, Ga, Sc, Zr, Ti, Mn, Cr, Ni, Co, Zn, Y.

* В табл. 25 приводятся также данные для малых количеств. Чтобы получить истинный процент содержания элементов для малых количеств необходимо переумножить на соответствующий коэффициент (табл. 28), выведенный в спектральной лаборатории аналитиком Г. М. Мкртчяном.

Сравнивая содержание примесей малых петрогенных элементов Li, Sr в авгитах двух покровов долеритов (табл. 25), следует отметить, что присутствие Sr в авгитах верхнего покрова на 0,002% больше, чем в авгитах нижнего покрова. Выше нами было высказано предположение, что в наших породах Sr в основном маскируется в кальцийсодержащих минералах, в данном случае, по всей вероятности, концентратом Sr



Фиг. 32. Пегматитовые вроски рудного минерала в авгите. Шл. 1079/56, нижний долерит у с. Ламбалу (ув. 160, ник. 11).



Фиг. 33. Скелетные формы рудного минерала в авгите. Шл. 1076/53, нижний долерит, с. Ахтала (ув. 160, ник. 11).

является волластонитовая молекула, что находит полное подтверждение почти в равномерном распределении кальция в авгитах нижнего и верхнего долеритов.

Элемент Li по сравнению с Sr ведет себя несколько иначе, его количество в авгитах нижнего покрова почти в два раза меньше ($=0,0035\%$), тогда как в авгитах верхнего покрова в среднем достигает $0,006\%$.

По литературным данным (Таусон, 1961), в геохимической истории Li известно, что он тесно связан с Mg, входящим в биотит; Mg в биотите

Среднее содержание микроэлементов в

	Be*	Sr	Ba	Mn	Ti	V	Cr	Co	Ni
Нижний поток	0,0001	0,018	0,01	0,25	1	0,1	0,108	0,007	0,02
Верхний поток	0,0003	0,02	0,009	0,38	1	0,1	0,093	0,007	0,012

* Не равнозначный—обнаружен в одном образце авгита верхнего долерита и в занимает несколько отличное положение по сравнению с Mg в пироксенах. Mg в биотите тесно связан с гидроксильной группой, и так как Li обладает основным характером, то связь Li с гидроксильной группой в биотите будет более прочной, чем у Mg, и поэтому замещение магния литием в биотите произойдет легче, чем в других минералах. Обнаружение Li в небольших количествах в авгите можно объяснить трудностью замещения Mg литием, вероятно, Li частично замещает также Fe^{+2} с ионным радиусом=0,80Å и алюминий, величина ионного радиуса которого близка к величине ионного радиуса Li.

Присутствие бериллия в пироксенах носит случайный характер: он обнаружен в двух образцах нижних долеритов и в одном образце—верхних долеритов. Бериллий входит в виде изоморфной смеси в структуры силикатных породообразующих минералов, в данном случае в авгит; он в таком же количестве был обнаружен в плагиоклазах.

Сквозными элементами ранних и поздних авгитов являются элементы группы железа—Ti, Mn, V, Cr, Ni, Co, из которых по количеству преобладают Ti и Mn (табл. 26) при преобладании Ti, причем следует отметить, что авгит из верхних долеритов несколько обогащен Mn, тогда как титан содержится в равных количествах—около 1%. Титан в рассеянном состоянии присутствует практически во всех изученных минералах, как это будет показано ниже, но основная его масса связана с титаномagnetитом. По геохимической природе Ti гетеровалентно может заместить Si^{4+} и Fe^{3+} . Присутствие титана в равном количестве в авгитах нижних и верхних долеритов при учете почти равного содержания Si, Fe^{3+} (табл. 27) делается вполне понятным.

В авгитах нижних и верхних долеритов из остальных элементов группы железа Cr, V и Co присутствуют в равных количествах. Несколько больше Ni—0,02% в ранних авгитах, против 0,012 в поздних авгитах, тогда как поздний авгит содержит несколько больше Sc—0,02% против 0,015% в ранних авгитах. Вероятно, такое колебание вызвано окислением железа.

Из металлогенных элементов медь и цинк встречены во всех анализированных образцах, причем количественное содержание указанных элементов несколько больше в ранних авгитах—0,012 и 0,013% соответственно против 0,007 и 0,001% в поздних авгитах. Учитывая, что цинк не с одинаковой легкостью входит в структурные решетки железомagneзиальных силикатов в силу его склонности к образованию гибри-

авгитах долеритов Лорийского плато

Ca	Cu	Mo	Pb	Zn	Zr	Y	Li	Sc
0,002	0,012		0,001	0,013	0,009	0,003	0,0035	0,015
0,0019	0,007	0,2	0,003	0,001	0,006	0,003	0,006	0,02

двух образцах авгита нижнего долерита.

ных связей (Белов, 1953) и что он большей частью концентрируется в амфиболах и биотитах, наличие его в наших авгитах вероятно нельзя объяснить изоморфной смесью, а скорее всего наличием микроскопических включений самородного цинка (в протолочках нами обнаружен самородный цинк—более подробно будет сказано ниже). Неравномерность содержания Zn в авгитах нижних и верхних долеритов находит свое объяснение в разных количествах включений, которые не подчиняются никакой закономерности. То же можно сказать про медь, которая в наших породах встречена в виде сульфида-халькопирита (халькопирит обнаружен в аншлифах при большом увеличении). Несколько иначе ведут себя авгиты верхних долеритов в отношении содержания свинца—они обогащены им—0,003 против 0,001% в авгитах нижних долеритов. Любопытен также факт нахождения Mo—0,002% в одном образце.

Из группы редких элементов в авгитах постоянно присутствует Ga и Zr. Ga распределяется поровну в ранних и поздних авгитах, составляя 0,002%. Этого уж нельзя сказать в отношении Zr—им обогащен авгит нижнего долерита в 1,5 раза больше по сравнению с авгитом верхнего долерита, количество Zr в котором равно 0,006%.

Таблица 27

Содержание Si, Fe³⁺ и Ti в авгитах нижних и верхних долеритов

Минерал	Элементы		
	Si	Fe ³⁺	Ti
Авгит (верхний долерит)	21,9	1,97	1
Авгит (нижний долерит)	21,8	2,70	1

Кристаллохимическая связь Ga с Al считается доказанной, присутствием Al₂O₃ в выдержанном количестве в ранних и поздних авгитах обуславливается и равное содержание Ga в исследованных авгитах.

Неравномерное содержание Zr в ранних и поздних авгитах может быть объяснено неравномерным содержанием включения циркона в авгитах. Цирконий считается аксессуарным элементом, он образует аксессуарный минерал; нами обнаружен циркон в протолочках в виде чистого аксессуарного минерала.

В наших пироксенах из редкоземельных элементов присутствует Y. Содержание Y в авгитах нижних и верхних долеритов одинаковое и

равно 0,003%. Отсутствие редкоземельных минералов в исследованных породах дает основание сделать предположение, что Y изоморфно замещает элемент Ca в авгитах.

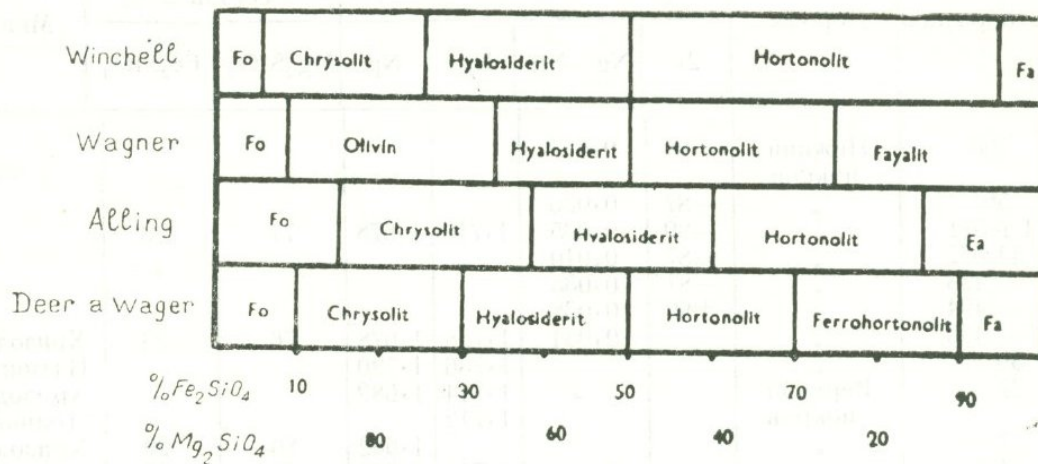
Таблица 28

Коэффициент для пересчета спектральных анализов малых навесок пироксена
($C\% = K \times C$ условный)

Элемент	5мг	10мг	15мг
Si	2,2	2,0	1,5
Al	4,5	2,2	1,8
Mg	1,5	1,3	1,3
Ca	3,0	2,2	1,8
Fe	6,7	3,1	2,0
Na	4,6	1,2	1,2
Mn	3,1	2,5	2,5
Ni	6,1	2,3	1,2
Co	4,9	2,3	1,1
Ti	3,1	2,5	1,7
V	4,6	3,1	2,3
Cr	4,0	2,6	1,5
Zr	2,7	1,9	1,2
Cu	5,0	2,1	1,8
Zn	5,0	1,9	1,5
Ga	6,6	3,3	1,5
Sr	3,4	1,9	1,23
Sc	2,8	2,3	1,4
Li	3,8	2,9	1,5

Оливин—один из главных породообразующих минералов как для оливиновых базальтов, так и для долеритов—и нижнего, и верхнего покровов. Содержание оливина в молодых эффузивах Лорийского плато колеблется от 3,0 до 11,5%. В нижних долеритах содержание оливина максимальное, меньше его в долеритах верхнего покрова—5,8%, и еще меньше в оливиновых базальтах. Сечения зерен оливина в преобладающем большинстве случаев изометричны, они бывают ромбовидной, четырехугольной, шестиугольной и большей частью округлой и неправильной формы. Они встречаются реже одиночно, чаще группами кристаллов в ассоциации с рудными минералами и пироксеном. Преобладают зерна размерами 0,05—0,1 мм, реже 0,1—0,2, и весьма редко 0,2—0,4 мм. Оливин в большинстве случаев прозрачный, в верхних долеритах, вследствие выделения окислов железа, он приобретает оранжевую окраску; причем мелкие зернышки полностью меняют цвет, а более или менее крупные зерна оторочены окислами железа. В некоторых случаях, в основном в нижних частях покрова, оливин замещен желто-бурым, реже зеленоватым палагонитом, при этом форма его зерна не сохраняется. Местами минерал нацело превращен в идингсит. Не замечено какой-либо закономерности в поведении оливинов нижних и верхних долеритов, за исключением количественного содержания: в нижних долеритах его содержится в два раза больше, что вполне понятно при учете более раннего этапа выделения оливина.

Оливин отличается устойчивостью для долеритов обоих покровов и относится как по химическому составу (табл. 29), так и по оптическим константам (табл. 30) к магниальным членам изоморфного ряда—хризолита.



Фиг. 34. Классификация оливинов по химическому составу (по данным различных исследователей).

При сопоставлении с диаграммой (фиг. 34), заимствованной из статьи Рихарда Крапа (1961), наши ортосиликаты не выходят за пределы хризолита по данным Дир-Вагера, Аллинга, Винчела, а по Вагеру—оливины. Учитывая приведенные данные, следует отметить, что эффузивы Лорийского плато по оптическим и химическим данным содержащихся в них ортосиликатов характеризуются развитием оливинов с содержанием фаялита от 20 до 27%. Необходимо особо отметить глиноземистость состава оливина.

В химических анализах трех образцов (табл. 29), отобранных под биноклем (размер зерен >0,10 мм), было обнаружено Al_2O_3 в количествах 6—7%, в одной пробе (№ 1) даже до 13%, что не вяжется с теоретическим химическим составом оливинов. Нами был проделан ряд

Таблица 29
Состав оливинов из долеритов Лорийского плато

№ п/п	№ образцов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Молекулярное количество в %	
											Fo	Fa
1.	44/572	38,0	0,43	6,36	—	18,45	2,32	34,02	0,57	0,15	77	23
2.	35/52	38,6	0,48	6,66	—	18,72	0,86	28,50	0,38	0,20	73	27
3.	50/33 (1)	35,2	0,64	13,08	3,53	14,02	5,0	28,02	0,80	0,12	74	26

Структурные формулы оливинов

1. $[(Mg_{1,44} Fe^{2+} 0,43 Al_{0,09}) 1,96 Si 0,99 Al_{0,01} O_4] + 0,73 CaAl_2Si_2O_6 + 0,08Na AlSi_3O_8$
2. $[(Mg_{1,2} Fe^{2+} 0,44 Al_{0,17} Ti_{0,01}) 1,82 Si 1,04 O_4] + 0,27 CaAl_2Si_2O_6 + 0,07Na AlSi_3O_8$
3. $[(Mg_{1,32} Fe^{2+} 0,37 Fe^{3+} 0,08 Al_{0,13}) 1,9 Si_{0,9} Al_{0,1} O_4] + 1,6 CaAl_2Si_2O_6 + 0,14Na AlSi_3O_8$

Оптические свойства и состав оливинов в долеритах
Лорийского плато

№ образцов	Породы	Оптические константы				Молекулярный состав в %		Минерал
		2v	Ng—Np	Ng	Np	Mg ₂ SiO ₄	Fe ₂ SiO ₄	
566	Нижний покров	—88	0,037					
567	"	—87	0,036					
4 1/571	"	—89	0,035	1,718	1,678	77	23	
44/572	"	—87	0,040					
—/493	"	—87	0,035					
—/494	"	±90	0,038					
—/496	"		0,034	1,718	1,678	76	23	Хризолит
39/—	"			1,736	1,720			Иддингсит
27/—	Верхний покров			1,714	1,682			Хризолит (оливин)
	"			1,712				Хризолит
32/—	"				1,682	80	20	
33/57	"			1,712	1,686	73	27	"
35/52	"	—88	0,030	1,712	1,682	80	20	"
37/—	"	—87	0,036	1,714	1,673	74	26	"
50/33	"	—88	0,030					
(1)	"	—89	0,041					
—/552	"							
	"	±90	0,039					
—/553	"	—86	0,036					
—/554	"	—87	0,039					
—/555	"	—89	0,039					
—/557	"	—87	0,036					
—/558	"	—88	0,038					
—/559	"	—87	0,036					
—/560	"	—86	0,038					
—/561	"	—89	0,036					
—/562	"	±90	0,035					
—/563	"	—86	0,036					
—/564	"	—88	0,037					
—/516	"	±90	0,038					
—/518	"	—89	0,037					
—/519	"	±90	0,037					

контрольных определений, которые подтвердили предыдущие данные. При пересчете химических анализов на структурные формулы оливина, во избежание недоразумений, мы пересчитали на возможное присутствие плагиоклаза, который мог в незначительном количестве остаться незамеченным в пробе в силу весьма мелких размеров зерен. После пересчета на плагиоклаз в составе оливина оказалось, что Al₂O₃ является его неотъемлемой частью.

Структурные формулы оливинов показывают, что от 43,5% всего количества Al₂O₃ в оливине находится в координации 4 (табл. 32) (Al³⁺ с Si⁴⁺ в тетраэдрах), остальная часть, вероятно, замещает Mg и Fe.

Алюминий, содержащий оливин, был обнаружен также в западночешских базальтах Рихардом Кралом (1961). В статье указывается, что в 6 образцах оливина из западночешских третичных и четвертичных базальтов отмечается необычно высокое содержание Al₂O₃ до 9,95%.

Содержание элементов-примесей в оливидах лав Лоринского плато (по данным спектрального анализа)

№ пробы	Количество в мг	Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Ni	Co	Ti	V	Cr	Mo	Zr	Cu	Pb	Zn	Ga	In	Y	La	Sr	Ba	Na	K	P	Be	Li	Sc
Оливиновый базальт																													
46	13	3-10	0.1	10	0.3	3	0.1-0.3	0.03	0.03-0.01	0.01	-	0.03	-	-	0.001	-	0.003	-	-	-	-	X	0X	0.01-0.03	-	-	-	-	-
Нижний долерит																													
28	22	10	0.3	10	0.3	10	0.03	0.03	0.01-0.03	0.03	0.01-0.03	0.01	X	0.003	0.01-0.03	0.001	0.03	-	-	-	-	X	X	0.1	0.03	X	0.0003	0.0003	-
31	22	3-10	0.01	10	0.01	10	0.03	0.01-0.03	0.01-0.03	0.01-0.03	0.01-0.03	0.01-0.03	X	X	0.001	-	0.003	-	-	-	0.01	X	X	0.1	-	-	-	-	-
39	8	<10	0.1	10	0.3	10	0.3	0.1-0.03	0.01-0.03	0.01-0.03	0.01-0.03	0.01-0.03	X	-	0.003	-	0.003	-	-	-	0.01	X	X	0.01-0.03	X	0.0001	0.0001	-	-
40	22	10	0.3	10	1-3	10	0.3	0.1-0.03	0.01-0.03	0.01-0.03	0.01-0.03	0.01-0.03	X	0.003	0.01	-	0.01	-	-	-	0.01	X	X	0.3-1	0.3	X	0.0001	0.0005-0.001	-
44	7	0.3-1	0.03	10	0.03	0.03	0.01-0.03	0.003	0.01	0.01	-	0.0003	-	-	0.01	-	-	-	-	-	0.01	X	X	0.01	X	X	-	-	-
45	22	3-10	0.3	10	1	10	0.3	0.01	0.003	0.01-0.03	0.01-0.03	0.01-0.03	X	0.01	0.003	-	0.01	-	-	-	0.003	X	X	0.3-1	0.3	0.0001	0.001-0.001	-	-
50	11.5	3-10	0.1	10	0.1	10	0.3	0.3	0.01	0.03	-	0.003	-	-	0.01	-	0.003	-	-	X	-	X	X	0.1	-	-	0.001-0.001	-	-
53	10	3-10	0.1	10	0.3	10	0.3	0.1-0.03	0.01-0.03	0.01-0.03	0.01-0.03	0.01-0.03	X	0.001	0.0003	-	-	-	-	0.01	-	X	X	0.03	X	0.0001	0.0001	-	-
54	10	3-10	0.03-0.1	10	0.1	10	0.3	0.1-0.03	0.01	0.1	-	0.003	X	0.003	0.01	-	0.01	-	-	X	-	X	X	0.003	-	-	0.001-0.001	-	-
44*	22	3-10	0.1	10	0.3	3-10	0.1-0.03	0.003	0.003	1	0.03	0.03	X	0.01-0.03	0.003	-	0.003	0.001	X	0.003	0.01	0.01	-	0.3	0.03	X	0.0001	0.001-0.003	-
Парагонитизированный нижний долерит																													
51	12.5	3-10	0.03-0.1	10	0.1-0.03	10	0.3	0.1-0.03	0.01	0.01	-	0.03-0.01	X	X	0.01-0.03	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0003-0.01	X	-	-	-	-
Верхний долерит																													
53	16	3-10	0.1	10	0.3	3-10	0.3	0.03	0.01	0.1	0.001-0.003	0.01-0.03	X	X	0.003	-	0.003	-	-	X	-	X	X	0.1	-	-	0.0001-0.0003	-	-
52	22	10	0.1	10	0.3	10	0.3	0.01	0.01	0.03	0.001-0.003	0.01-0.03	X	X	0.003	-	0.01	-	-	0.01	X	X	0.03	-	-	-	-	-	-
34	18	3-10	0.3	10	0.3	3-10	0.3	0.03	0.003	0.3	0.03	0.03	-	0.003	0.002-0.01	0.001	0.003	-	-	0.001-0.003	-	0.003	0.03	0.03	0.03	0.0003	0.0005	-	-
35	6	3-10	0.3	10	0.3	3-10	0.3	0.03	0.01	0.1-0.03	0.001-0.003	0.01-0.03	0.001	0.001	0.001-0.003	-	0.003	-	-	0.001	-	0.003	X	0.01-0.03	-	0.0001-0.0003	-	-	
36	9	3-10	0.1	10	0.1-0.03	10	0.3	0.1-0.03	0.01	0.03	0.01	0.01	X	0.001-0.003	-	-	-	-	-	X	-	-	-	0.01	-	-	-	-	
37	20	10	0.3	10	1	10	0.3	0.03	0.01	0.3	0.003	0.01-0.03	-	0.003	0.003	0.003	0.01	0.0003	-	-	0.01	0.003	0.3	0.03	0.03	0.0001-0.0003	-	-	
33*	5	0.3-0.1	0.1	10	0.1	10	0.3	0.03	0.01-0.03	0.01	0.01	0.003	X	0.001	0.001	-	-	-	-	-	0.01	X	X	0.01-0.03	-	-	0.0001	-	-
52	14	3-10	0.03	10	0.1	10	0.3	0.01-0.03	0.01-0.03	0.03	0.001	0.03	-	X	0.001	-	-	-	-	-	-	-	-	0.01	-	-	-	-	
57	9.5	3-10	0.1	10	0.1-0.03	10	0.3	0.03	0.01	0.1	-	0.01	X	X	0.0003-0.001	-	0.003	-	-	X	-	X	X	0.01	-	-	0.0001-0.001	-	-
56	9	3-10	0.03-0.1	10	0.1	10	0.3	0.1-0.03	0.01	0.01	-	0.003-0.01	X	X	0.0003	-	-	-	-	-	-	-	-	0.003-0.01	-	0.0001	-	-	
47	22	3-10	0.3-1	10	0.3	3-10	0.3	0.03	0.003	0.3	0.003-0.01	0.01-0.03	X	0.003-0.01	0.003-0.01	0.03	0.03	0.03	-	-	0.01	X	0.01-0.03	0.3-1	0.1-0.03	0.0001	0.001-0.003	-	
52	22	3-10	0.1-0.3	10	0.3	10	0.3	0.03	0.003	0.1-0.03	0.01-0.03	0.01	X	-	-	-	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Верхний долерит																													
30	5	0.3-1	0.3-1	0.3	0.1-0.03	0.1-0.03	0.1-0.03	0.1-0.03	0.01	0.01	-	-	X	-	0.0001	-	-	-	-	-	0.03-0.01	0.1	X	0.1-0.03	-	-	-	-	-
27	16	3-10	0.1-0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.003	0.001-0.003	0.1-0.03	-	-	X	0.001-0.003	0.003-0.01	0.003	0.0003	-	-	0.01	0.003	X	0.3	0.03	0.0001	0.0005-0.0003	-	-	
27*	20	10	0.3-1	10	0.3-1	10	0.3-1	0.1	0.01	0.3	0.01-0.03	0.01	X	0.01-0.03	0.01-0.03	0.003	0.003	-	-	-	-	-	0.1	0.03	0.0003	0.0003	0.0003	0.0003	-

Число атомов алюминия, изоморфно замещающего часть атомов Si

Название пород	Число атомов Al			
	всего	на долю	Si ⁴⁺	%
Нижний долерит, образец 44/572	0,10	0,01		10
Верхний долерит, образец 50, 33 (1)	0,23	0,10		43,5
образец 35/52	0,17	—		—

Указывается также, что соответственно меняются и межплоскостные расстояния; d_{130} кристаллической структуры по сравнению с теоретическим значением, вычисленные интерполированием между чистым форстеритом и фаялитом, причем d_{130} от теоретических значений уменьшается с повышением концентрации изоморфного Al³⁺.

По данным рентгеноструктурного анализа (табл. 33), грань hko наших оливинов, по сравнению с одноименной гранью чистого оливина (по теоретическим данным), уменьшается и находится в соответствии с выводом Рихарда Краля (1961) (табл. 34).

Таблица 33

Рентгенограмма оливина, образцы 50, 33(1) и 35/52
Условия съемки для образца 50, 33(1) 43 ч камера 2R=57,3
2 θ =0,5, а для образца 35/52 условия съемки Cu—Ni 2R=57,3
2 θ =0,5

Образец 50,33(1)						Образец 35/52	
№ линии п/п	l	$\frac{d}{n}$	№ линии п/п	l	$\frac{d}{n}$	l	$\frac{d}{n}$
1	3	5,17	21	5	1,672	2	4,39
2	3	4,33	22	6	1,633	2	3,67
3	4	3,90	23	6	1,620	2	3,22
4	3	3,48	24	5	1,568	8	2,758
5	2	(3,06)	25	2	(1,535)	8	2,538
6	2	3,01	26	6	1,494	7	2,477
7	9	2,770	27	8	1,479	1	2,382
8	4	2,730	28	8	1,393	8	2,277
9	8	2,511	29	7	1,349	3	1,885
10	9	2,455	30	6	1,314	10	1,749
11	2	2,390	31	3	1,294	2	1,639
12	1	2,313	32	3	1,188		
13	8	2,235	33	2	1,183	2	1,621
14	4	2,253	34	3	1,141	7	1,507
15	4	2,157	35	3	1,134	3	1,488
16	2	2,023	36	2	(1,126)	6	1,387
17	5	1,925	37	1	1,116	2	1,306
18	2	1,809	38	6	1,098		
19	2	1,791	39	3	1,063		
20	9	1,751	40	3	1,037		
			41	7	1,021		

Заключение: оливин

Анализы произведены в лаборатории ИГН АН АрмССР. Аналитик— Э. А. Хуршудян.

Изменение межплоскостных расстояний грани h_{100} в связи с вхождением Al в решетку оливина из долеритов Лорийского плато

	Чистый оливин (по теоретическим данным)	Оливин с содержанием Al_2O_3 в %	
		Образец 35/52	Образец 50, 33 (1)
		6,6	13,08
$d(130)$	2,790	2,758	2,770

Итак, оливин из долеритов Лорийского плато по своему составу и типу кристаллической структуры несколько отличается по теоретическому составу, он содержит в среднем до 8,74% Al_2O_3 . Al находится в изоморфной смеси с Si^{4+} , как и с Mg^{2+} и Fe^{2+} , и влияет на межплоскостные расстояния грани d_{130} в сторону их уменьшения.

Таким образом, по всем показателям, принадлежность оливина к магнезиальному типу с содержанием глинозема не подлежит сомнению. Судя по данным приближенно количественных спектральных анализов (27) проб оливинов из нижнего и верхнего долеритов и из оливинового базальта*, в отношении содержания элементов примесей нет разницы, за исключением количественного преобладания того или другого элемента (табл. 35).

Спектральные анализы выявили присутствие в оливинах из малых петрогенных элементов-примесей Li и Si. Количество Li в оливинах долеритов нижнего и верхнего покровов одинаково и равняется 0,001%. Кристаллохимическая природа Li очень близка к Mg. Выдержанное его количество в оливинах нижнего и верхнего покровов объясняется устойчивостью состава оливинов нижних и верхних долеритов.

Содержание CaO в оливинах обоих покровов обуславливает присутствие Sr, количество которого в два раза больше в оливинах нижних долеритов—0,007% против 0,003% в оливинах верхних долеритов, что может найти объяснение в большей концентрации Sr в первой порции базальтовой магмы, образовавшей нижний, ранний покров долеритов.

Be—в оливинах встречен не во всех анализированных пробах; его присутствие ограничивается десятитысячными долями процента—от 0,00012 до 0,0006, что во всех случаях меньше, чем указывает И. X. Хамрабаев (1958). Он отмечает присутствие Be в главных породообразующих минералах, в том числе и в оливинах, в тысячных долях процента.

Присутствие бериллия в цветных минералах Беус (1958) объясняет гетеровалентным изоморфным вхождением его в магнезиальные

* Содержание микроэлементов в оливиновых базальтах приводится по данным одной пробы. При сравнении в основном берутся в расчет долериты нижнего и верхнего покровов.

минералы с содержанием титана. Бериллий с титаном замещает магний и кремний ($Mg^{2+} + Si^{4+} - Ti^{4+} + Be^{2+}$).

Постоянным спутником для наших оливинов являются элементы группы железа Ti, Mn, V, Cr, Ni и Co, из которых Mn находится почти в равных количествах в ранних и поздних оливинах. Что касается Ti, V, Co и Ni, то их количество несколько больше в ранних оливинах (табл. 35).

Присутствие Mn почти в равных количествах до 0,6—0,5% в ранних и поздних оливинах еще раз подтверждает тенденцию накопления Mn в цветных минералах, в данном случае в оливинах, а также о его геохимической особенности—замещать двухвалентное железо, как элемент, обладающий почти равным ионным радиусом: $Mn^{2+} - 0,91\text{Å}$, $Fe^{+2} - 0,83\text{Å}$. Устойчивостью составов ранних и поздних оливинов объясняется одинаковое процентное содержание в них Mn. Содержание Co и Ni находится в полном согласии с положением Гольдшмидта о том, что никель встречается в количествах больших, чем кобальт; в нашем случае количество Ni исчисляется десятыми долями—0,16 до 0,10%, соответственно в ранних и поздних оливинах, а кобальта в сотых долях процента (табл. 35). По приведенным цифрам нетрудно убедиться, что в ранних оливинах содержание Ni и Co несколько больше, чем в поздних оливинах; они являются элементами ранних этапов кристаллизации, чем, вероятно, обуславливается большее их содержание в ранних оливинах. Отношение Ni:Co=7:1 и 10:1—в ранних и поздних оливинах соответственно несколько больше по сравнению с данными, приведенными Санделлом и Голдичем (1952), согласно которым отношение никеля и кобальта для основных пород 3:1.

Основные геохимические свойства Ni и Co определяют возможность изоморфно замещать магний и железо— $Ni^{2+} - 0,78\text{Å}$, $Co^{2+} - 0,82\text{Å}$, $Mg^{2+} - 0,78\text{Å}$, и $Fe^{2+} - 0,83\text{Å}$.

Ванадий в оливинах нижнего долерита содержится в три раза больше, чем в оливинах верхнего долерита. Если принять во внимание, что в оливинах нижних долеритов больше включений рудного минерала и что сам оливин редко бывает в свежем состоянии, то вполне оправдано присутствие ванадия 0,02% против 0,006 в оливинах верхнего долерита. Подобная концентрация V—в рудном минерале (в нашем случае он представлен титаномагнетитом) объясняется близостью ионных радиусов $V^{3+} - 0,65\text{Å}$, Ti—0,64Å и Fe—0,67Å.

Наибольшее содержание Cu зафиксировано в оливинах верхних долеритов—0,057% и почти в два раза меньше в оливинах нижних долеритов—0,022%.

Из металлогенных элементов Cu и Zn встречены во всех анализированных пробах. В распределении Zn и Cu в ранних и поздних оливинах нельзя заметить какой-либо закономерности, так как их присутствие, вероятно, можно приписать механическим включениям самородного цинка и халькопирита (самородный цинк обнаружен в протоlochках долеритов, а халькопирит установлен в аншлифах в виде микроскопиче-

	Be	Sr	Ba	Mn	Ti	V	Cr	Co
Нижний доле- рит	0,00012	0,007	—	0,6	0,5	0,20	0,022	0,02
Верхний доле- рит	1,0006	0,003	—	0,5	0,2	0,06	0,057	0,01

ских включений в породообразующих минералах).

Содержание Zn в среднем от 0,012 до 0,017%, а Cu—от 0,014 до 0,004%.

Pb встречен не во всех образцах, притом в количестве 0,001%. Из группы редких элементов в оливинах постоянно присутствуют Ga и Zr. Наибольшее содержание Ga (0,001%) наблюдается в ранних оливинах, что в 3 раза превышает его количество в поздних оливинах.

Ga, как сопровождающий алюминий элемент, теоретически не должен быть в оливинах, но его обнаружение в оливинах наших эффузивов можно считать обоснованным, так как в оливинах часть Si, Fe и Mg замещена Al. Ga является типичным рассеянным элементом в магматическом процессе и очень тесно связан с алюминием (Таусон, 1961). Такой вывод сделан на основании изучения распределения Ga по минералам гранитоидов Сусамырского батолита, проведенного им совместно с Л. А. Борисенко.

Цирконий встречается в тысячных долях процента, оливины нижних долеритов показывают более высокое его содержание—0,008% и в два раза меньше в оливинах верхних долеритов. Неравномерное распределение циркония, вероятно, носит случайный характер, так как его присутствие в оливинах объясняется наличием включений циркона. В оливинах из редкоземельных элементов содержатся Y, La (содержание La в дальнейшем должно быть проверено, так как La в большом количестве содержится также в угольных электродах, сжигаемых вместе с пробой). Что касается Y, то он встречен только в 2 пробах оливинов из нижних долеритов в количестве 0,003%, что, вероятно, объясняется изоморфным замещением Ga, который констатирован в оливинах.

Выводы

1. Ортосиликаты из долеритов Лорийского плато по оптическим и химическим данным характеризуются наличием оливинов с содержанием фаялита от 20 до 27%.

2. Оливины из долеритов Лорийского плато по своему составу и типу кристаллической структуры несколько отличаются от теоретического оливина, они содержат в своем составе Al_2O_3 от 6 до 13%, причем Al находится в изоморфной смеси как с Si^{4+} , так и с Mg^{2+} и Fe^{2+} и влияет на межплоскостные расстояния грани hko в сторону ее уменьшения.

из лав Лорийского плато

Ni	Ga	Cu	Pb	Zn	Zr	Y	Li
0,159	0,010	0,010	0,001	0,012	0,008	0,003	0,001
0,100	0,0003	0,004	0,001	0,017	0,004	—	0,001

Средние выводы из 27 анализов.

3. В содержании редких и рассеянных элементов в ранних и поздних оливинах нет разницы за исключением количественного преобладания того или другого элемента.

4. Из петрогенных элементов Li содержится в одинаковом количестве в ранних и поздних оливинах, до 0,001%.

5. Наблюдается двукратное превышение содержания Sr в оливинах нижних долеритов, что находит свое объяснение в большой концентрации Sr в первой порции базальтовой магмы, образовавшей нижний (ранний) покров долеритов.

6. Вe в оливинах содержится в десятитысячных долях процента.

7. Постоянным спутником в оливинах из долеритов Лорийского плато являются элементы группы железа—Ti, Mn, V, Cr, Ni и Co.

8. Содержание Co и Ni находится в полном согласии с положением Гольдшмидта о том, что никель в оливинах встречается в количествах больших, чем кобальт.

Акцессорные минералы

Титаномагнетит. Рудный минерал является наиболее распространенным акцессорным минералом долеритов Лорийского плато. По данным точных методов исследований (подробно будут писаны ниже), он представлен титаномагнетитом. Титаномагнетит, подобно другим цветным минералам, выступает только в промежутках между зернами плагиоклаза в тесной ассоциации с оливином.

Титаномагнетит проявляется в зернах двух видов: 1) в виде хорошо образованных кристаллов кубической формы, включенных в зерна оливина, или в стыке с последним размером 0,01—0,02 мм; 2) в виде игольчатых и скелетных форм, часто образующих пегматитовые вроски в авгите (фиг. 35), последнее особенно характерно для нижних долеритов. Нахождение минерала в виде включений в оливине говорит о его выпадении в одну из наиболее ранних фаз. Содержание титаномагнетита в нижних и верхних долеритах почти в одинаковом количестве и достигает 11% (табл. 14, 15).

В протолочках титаномагнетит в преобладающем большинстве случаев встречается в виде неправильных обломков в сростках с породо-

образующими минералами, реже попадаются кубики весьма мелких размеров, сравнительно чаще попадаются октаэдрические формы преимущественно в виде его обломков. Изучение полированных шлифов, изготовленных из образцов долеритов, указывает на наличие «магнетита» со своими характерными физическими особенностями: высокая магнитность, октаэдрическая форма кристаллов, высокая твердость, в



Фиг. 35. Кубики титаномагнетитов в ассоциации с оливином. Шл. 1067/44, нижний долерит, с. Тумаян (ув. 160, ник. 11).

отраженном свете—серый цвет и способность травиться соляной кислотой. В иммерсии с трудом различается решетчатая структура распада.

По химическому составу (табл. 36) для всех анализированных

Таблица 36

Состав титаномагнетитов по данным химического анализа

№ проб	Порода	Состав в %			
		TiO ₂	Fe-Fe ₂ O ₃	CoO	Cr ₂ O ₃
39	Нижний покров. Долерит	12,14	Не опр.	0,009	Не обн.
44	" — " — "	2,73	80,36	Не опр.	Не обн.
55	" — " — "	14,21	80,04	Не опр.	Не обн.
1*	" — " — "	13,72	Не опр.	Не опр.	Не обн.
41	Палагонитизированный долерит	12,80	82,08	Не опр.	Не обн.
33	Верхний покров. Долерит	16,00	88,36	Не опр.	Не обн.
2**	" — " — "	14,15	Не опр.	Не опр.	Не обн.

* Средняя проба из 4 образцов нижнего долерита—54, 50, 28, 31.

** Средняя проба из 4 образцов верхнего долерита—27, 35, 34, 47.

образцов рудного минерала характерно постоянное присутствие Ti , являющегося его основной составной частью; Ti позволяет с полным основанием относить исследуемые рудные акцессоры к титаномагнетитам. Что касается их физических свойств, указанных выше, и данных рентгеноструктурного анализа (табл. 37) (рентгенограммы порошков 33, 44, 41 и 55+56 идентичны), которые больше напоминают магнетит, то таковые, вероятно, можно объяснить интенсивной закалкой (Бетехтин, 1950) титаномагнетитовых зерен, состоящих из механической смеси двух минералов магнетита $Fe-Fe_2O_3$ и ильменита $FeTiO_3$ в силу быстрого охлаждения, благодаря чему не удается заметить включений зерен ильменита внутри зерен магнетита, а также характерную для титаномагнетита решетчатую структуру распада во всех зернах.

Таблица 37

Рентгенограмма магнетита (образцы 33, 44, 41,
55+56)

№ линий	l	Dj	Db
1	6	2,947	2,671
2	4	2,767	2,51
3	10	2,52	2,280
4	2	2,296	2,081
5	7	2,076	1,882
6	2	1,780	1,617
7	4	1,736	1,573
8	8	1,619	1,468
9	9	1,487	1,348
10	0	3,163	2,867

Заключение: Магнетит. Условия съемки: камера $2R=57,3$, $2\gamma=0,5$.

Анализ произведен в лаборатории ИГН АН АрмССР. Аналитик—Э. А. Хуршудян.

Таким образом, из вышесказанного ясно, что наш рудный акцессорий, без сомнения, представлен титаномагнетитом, но любопытно завышенное содержание TiO_2 по сравнению с теоретическим составом (Бетехтин, 1950), по данным которого содержание TiO_2 в титаномагнетитах исчисляется до нескольких процентов. Завышенное содержание TiO_2 подтверждается также данными спектрограмм, показывающих содержание Ti от 3—10% (табл. 38).

Характерной особенностью исследуемых титаномагнетитов является обнаружение спектральными анализами в составе титаномагнетитов элементов Mo , Sn и Nb , которые своей кристаллохимической и геохимической природой тесно связаны с титаном. Небольшие их содержания, как это видно из табл. 39, вполне делают понятным отсутствие их в породообразующих минералах, в которых Ti входит только в незначительных количествах, изоморфно замещая часть Si , а в титаномагнетите Ti составляет существенную составную часть, входя в минерал ильменит; последний в виде тонких нитевидных полосок входит в магнетит. Рассматривая нахождение Mo в титаномагнетите, необходимо отметить, что он обнаружен в одном образце палагонитизированного долерита

Содержание микроэлементов в титаномагнетитах лав Лорийского плато

	Be	Ca	Cr	V	Mo	Nb	Sr
Нижний долерит	0,0001	0,0026	0,02	0,244	0,0003	0,0038	0,0013
Верхний долерит	0,0001	0,002	0,03	0,25		0,0030	0,0013

№ 51 (табл. 38) в количестве 0,0003%, а в 10 образцах не удалось выявить его содержание ввиду помех со стороны других элементов, т. е. наложения на основные спектральные линии Mo линии других элементов. Таким образом, ясно одно, что молибдена вообще мало в исходном расплаве и он увлекается минералами при чувствительном содержании Ti и в силу их кристаллохимических свойств: ионного радиуса $Ti_{4+} = 0,64\text{Å}$, $Mo^{4+} = 0,68$, суммарного потенциала ионизации 91, 93—89, 90 соответственно и электроотрицательности 1,6—1,8; допускается вполне возможное изоморфное замещение Ti в ильмените—Mo.

В титаномагнетитах за Ti следует также Sn; он обнаружен в тысячных долях в титаномагнетите как из долеритов, так и из палагонитизированных долеритов в 30% анализированных проб.

Вхождение олова в титаномагнетит объясняется близостью его кристаллохимических особенностей с Ti—ионных радиусов $Ti^{4+} = 0,64\text{Å}$ $Sn^{4+} = 0,74\text{Å}$ электроотрицательности—1,6 и 1,8 соответственно и суммарных потенциалов ионизации—91,93 и 93,49.

Существенным обстоятельством, определяющим геохимическую судьбу Ti в титаномагнетитах, является то, что несмотря на практическое отсутствие Nb в породе (скорее всего нахождение этого элемента в пределах ниже чувствительности метода), он обнаружен только в титаномагнетитах и не обнаружен в породообразующих минералах. Этим самым подтверждается мнение Гаусона (1955) о том, что ионы ниобия, подобно другим акцессорным элементам, выступают как многозарядный катион, входящий в минералы преимущественно в октаэдрической координации, и что в силу высокого заряда своих ионов ниобий не может изоморфно замещать петрогенные элементы Mg^{2+} , Fe^{2+} и он может выступать в породообразующих минералах только как спутник титана; так как в наших породообразующих минералах очень мало Ti, с которым может быть связан Nb в количестве ниже чувствительности метода, он не улавливается спектрограммой. Элементы группы железа—Mn, V, Cr, Co, Ni—присутствуют в титаномагнетитах почти в равных количествах (табл. 39), из коих Cr несколько больше в титаномагнетите из верхних долеритов и равняется 0,03% против 0,02% в титаномагнетите из нижних долеритов.

В целом, сравнивая элементы примеси титаномагнетитов ранних и поздних долеритов, замечаем большое однообразие и лишь двукратное преобладание Zr в верхних и несколько превышенное содержание Li в титаномагнетитах нижнего покрова.

Содержание элементов-примесей в титаномагнетитах лав Лорийского плато (по данным спектральных анализов)

№ пробы	Колич. в мг.	Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Ni	Co	Ti	V	Cr	Zr	Cu	Pb	Zn	Ga	Sn	La	Sr	Ba	Na	K	Li	Be	Mo	Nb	
Нижний долерит																												
28	22	≥3	0.3-1	1-3	0.3	>10	0.3-1	0.01	0.003-0.01	3-10	0.3-1	-	0.01	0.01	0.001	0.03	0.003	-	X	0.003	-	0.3	0.3	0.003	-	-	X	-
31	13	3-10	0.3-1	1-3	0.3	~10	0.1	0.01	0.03	~3	0.03-0.1	0.01-0.03	0.003	0.001	0.001	0.01	X	-	-	0.003	X	0.3	0.1	0.003	-	X	0.003	
31*	17	3	0.3	~3	0.3	~10	0.3	0.01	0.003	~1	0.03	X	0.003	0.03	0.001	0.01	0.003	-	-	X	-	1	0.3	0.003-0.01	-	X	0.003	0.0001
32	9	3	0.3-1	0.3-1	0.3	>10	~1	0.01	0.003	~3	0.3	-	0.001-0.003	0.03	0.001	0.03	0.003	-	-	0.003	-	0.3-1	0.3-1	0.003-0.01	-	X	0.003	0.0003
44	22	3-10	1-3	~3	0.3	>10	~1	0.01	0.003	10	0.3-1	0.01	0.003-0.01	0.01	0.003	0.03	0.003	-	-	0.003	-	0.3-1	0.3-1	0.003-0.01	-	X	0.003	0.0001
40	6	≥1	0.1-0.3	0.3-1	0.3	~10	0.3	0.01	0.003	1-3	0.1	-	0.001-0.003	0.03	0.001	0.03	X	-	-	0.003	-	0.1	0.3	0.003	-	X	0.003	0.0001
50	8	3	0.3-1	~1	0.3	>10	0.3	0.003-0.01	0.003	~3	0.3	0.0003	0.01	0.01	0.001	0.03	0.001	-	X	X	X	0.1-0.3	0.03-0.1	0.003	-	X	0.003	0.0001
55	20	3-10	~1	~3	~1	>10	~1	≥0.01	0.01	3-10	0.3-1	-	0.01-0.03	0.01	0.001-0.003	0.03	0.003	-	-	0.003	-	~1	0.03	0.003	-	X	0.003	0.0001
54	8	0.3	0.03-0.1	0.1	0.1	~3	0.1	0.003	0.003	~1	0.03	-	0.001-0.003	0.003	0.001-0.01	0.03	0.003	-	0.01	X	X	0.3-1	0.03	0.006	-	X	0.003	0.0001
56	22	3-10	1	~3	~1	>10	0.3-1	0.01	0.01	~10	0.3	-	0.01	0.01	0.001	0.03	0.003	0.001	X	0.003	-	≥1	0.1	0.001-0.003	-	X	0.003	0.0001
Палагонитизированный нижний долерит																												
42	22	3-10	~1	~3	0.3-1	>10	0.3-1	0.01	0.01	~10	0.3-1	0.03	0.03	0.01	0.003	0.03	0.003	-	-	0.003	-	0.3	0.3	0.01	-	X	0.003	0.0001
41	21	1-3	0.3	~3	0.3	>10	0.3-1	0.03	0.01	3-10	0.3-1	-	0.03	0.01-0.03	0.003	0.03	0.003	0.001-0.003	-	0.003	-	0.1-0.3	0.3	0.001-0.003	-	X	0.003	0.0003
51	22	0.1-0.3	0.03-0.1	0.1	0.03-0.1	~3	0.03-0.1	0.003-0.01	0.001-0.003	0.3-1	0.01	0.0003	0.003	0.01	0.001	0.1-0.3	0.001-0.003	0.001	-	X	X	0.3-1	0.03	0.001-0.003	-	X	0.003	0.0003
Верхний долерит																												
32	15	~3	0.3-1	~1	~1	>10	0.3	0.003-0.01	0.003-0.01	3-10	0.3-1	0.03	0.01-0.03	0.01-0.03	0.001	0.003	0.003	-	0.003	0.003	-	0.3-1	0.1	0.003-0.01	-	-	0.003	0.0001
33	22	1-3	0.3-1	~1	~1	>10	0.3-1	0.01	0.01	3-10	0.3	0.01	0.03	0.03	0.001	0.003	0.003	-	0.003	0.003	-	0.3	0.03	0.003	-	-	0.003	0.0001
34	10	~1	0.1-0.3	~1	0.1	>10	~3	0.01-0.03	0.003-0.01	3	0.3	0.001	0.03	0.01	0.001	X	0.001-0.003	0.003	-	0.003	-	0.01-0.03	0.03	0.001-0.003	-	X	0.003	0.0003
35	11	~1	0.3	~1	0.3	>10	0.3-1	0.01-0.03	0.01	~3	0.3	-	0.03-0.01	0.01	0.001	X	0.003	0.003	-	0.003	-	0.003	0.03	0.001-0.003	-	X	0.003	0.0001
37	22	~3	0.3-1	~1	0.3	>10	~1	0.01	0.01	3-10	0.3-1	0.03	0.03-0.01	0.01	0.001	0.003-0.01	0.003	-	-	0.003	-	0.1-0.3	0.03	0.003-0.01	-	X	0.003	0.0001
47	12	~3	0.3	~1	0.3	>10	~3	0.01	0.003	3	0.3	-	0.01	0.01-0.03	0.001	0.03-0.01	0.003	0.001	-	0.003	-	0.1-0.3	0.1	0.001-0.003	-	X	0.003	0.0001
52	22	0.3-1	0.1	0.3	0.3	3-10	0.1	0.003-0.01	0.003-0.01	0.3-1	0.03	0.001	0.003	0.03	0.001	0.3	0.003	0.001	-	X	X	0.3-1	0.3	0.003	-	X	0.003	0.0003
Палагонитизированный верхний долерит																												
30	21	~3	1-3	~1	0.3-1	>10	≥0.1	0.01	X	~3	0.1-0.3	0.01-0.03	0.01-0.03	0.0003-0.001	0.001	0.03	0.001-0.003	-	X	X	0.3	0.3	0.003-0.01	-	X	0.003	0.0001	
27	22	1-3	0.3-1	~1	0.3	>10	0.3-1	0.03	0.01	~10	0.3	-	0.03	0.01	0.001	0.03	0.003	0.001-0.003	X	0.003	-	0.1-0.3	0.03	0.003	-	X	0.003	0.0003

(по данным спектральных анализов в %)

Li	Ni	Gv	Zn	Cu	Zr	Mn	Sr	Pb
0,0034	0,01	0,007	0,034	0,0113	0,02	0,4	0,003	0,0016
0,0024	0,01	0,007	0,062	0,014	0,025	0,4	0,003	0,0015

Таким образом, на основании химических и спектральных данных выяснилось, что титаномагнетит в свою решетку включает ряд элементов из группы железа, малых петрогенных, металлогенных и из группы редких элементов, которые изоморфно замещают Ti^{4+} и Fe^{2+} и говорят об определенных почти одинаковых физико-химических условиях кристаллизации.

Любопытно сравнение состава рудного аксессуара кислых и основных пород. В статье В. В. Ляховича (1959) приведены данные о составе магнетита в гранитоидах различных районов Советского Союза.

Из данных табл. 40 ясно видно, что содержание никеля варьирует и не зависит от основности пород. При этом наблюдается отчетливая тенденция увеличения содержания Al, Sr, V, Mn, Mg, Co, Ga в рудном аксессуаре основных пород, что находится в соответствии с составом базальтоидного расплава.

Аксессуарный рудный минерал основных пород представлен титаномагнетитом, а в кислых породах — магнетитом.

Апатит присутствует повсеместно в качестве аксессуарного минерала в виде единичных знаков, входя в массу неэлектромагнитной фракции. Как правило, кристаллы апатита призматические, длиннопризматические, разности преобладают над короткопризматическими таблитчатыми разностями.

Отношение длины к ширине кристалла 2:1, 3:1 (фиг. 36) при длине 0,15 и 0,05 мм, но встречаются также более игловидные кристаллы соотношением 6:1 и 5:1 при той же длине 0,15, реже 0,2 и толщине 0,02—0,03 мм; весьма редко попадаются бочковидные формы при $d \sim 1$. Форма кристаллов гексагонально-призматическая с гранями (1010), изредка они заканчиваются пирамидальными гранями (1011), весьма редко попадаются формы с гранями дигексагональной призмы и пирамиды. Нередки также обломки кристаллов. В большинстве протолок кристаллы апатитов бесцветны, изредка попадаются зерна с бледно-желтым оттенком, причем окраска распространяется в теле кристалла неравномерно, периферические части окрашены более интенсивно, чем центральная часть кристалла. Кристаллы апатита прозрачны и имеют стеклянный блеск, изредка блеск делается несколько тусклым.

Апатит изредка наблюдается в шлифах в виде игловидных включений в плагиоклазовых зернах (обнаружен при увеличении 280). Оптические свойства апатитов из разных протолок долеритов нижнего

Таблица 4^б

Средний состав аксессуарного рудного минерала из гранитоидов и долеритов
различных районов Советского Союза

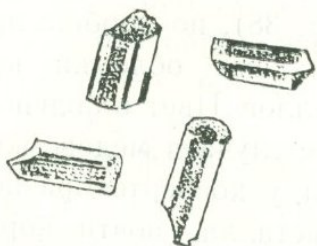
Район	Минерал	Количество анализов	Средний состав аксессуарного рудного минерала из гранитоидов и долеритов различных районов Советского Союза																			
			Al ³⁺	Cr ³⁺	V ³⁺	Ti ⁴⁺	Ga ³⁺	Mo	Nb	Cu ²⁺	Zr	Mn	Sc	Ge ⁴⁺	Mg ²⁺	Ni ²⁺	Co ²⁺	Zn ²⁺	Pb ⁴⁺	Li	Be	
Г р а н и т о и д ы																						
Горный Алтай	Магнетит	46	0,008	0,005	0,05	0,05	0,001	—	—	0,001	0,01	0,0002	0,0001	0,008	0,005	—	0,008	0,001	0,0002			
		100	39	83	93	41	—	—	57	100	—	7	100	78	—	80	43	28				
Западная Тува	"	84	0,05	0,1	0,05	0,1	0,001	0,002	0,008	—	0,06	—	—	0,01	0,05	0,001	0,008	0,0003	0,005	—		
		100	100	97	94	48	15	—	100	100	—	—	100	100	14	7	30	80				
Восточный Са- ян	"	12	0,05	0,1	0,1	0,3	0,0005	—	0,005	—	0,03	—	—	0,05	0,1	0,002	0,01	0,001	0,001	—		
		100	100	100	100	60	—	—	100	100	—	—	100	100	17	63	50	60				
Восточное За- байкалье	"	102	0,005	0,005	0,05	0,05	0,001	—	0,001	—	0,01	—	—	0,005	0,005	0,002	0,01	0,0002	0,001	—		
		100	35	95	93	65	—	—	95	98	—	—	100	59	9	80	18	28				
Кольский полу- остров	"	12	0,008	0,005	0,1	0,01	0,001	—	0,0005	—	0,01	—	—	0,008	0,005	0,001	0,01	—	—	—		
		100	58	94	58	83	—	—	92	100	—	—	100	75	8	83	—	—				
Д о л е р и т ы																						
Армения—Ло- рийское плато	Титано- магнетит	12*	0,02	0,025	0,25	7,35	0,002	0,0003	0,0034	0,012	0,025	0,4	0,003	—	1,78	0,01	0,007	0,048	0,015	—	0,003	0,0001
К в а р ц е в о - о л и в и н о в ы й д и а б а з																						
Р. Борус**	Титано- магнетит	20	0,2	0,5	7,9	0,002	—	—	0,005	—	0,1	—	—	0,5	0,02	0,005	—	—	—	—	—	

* При выводе среднего содержания в расчет берутся анализы проб весом 20—22 мг.

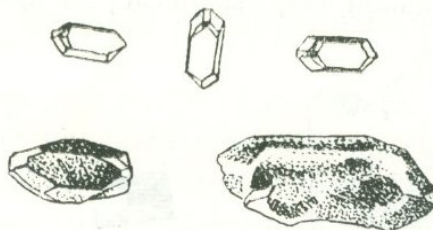
** Заимствован из работы В. И. Гоньшаковой (1961).

и верхнего покрова идентичны $N_m=1,634$, $N_p=1,626$, по величине показателя преломления минерал определяется как фтор-апатит.

Из-за малого количества материала (чуть больше, чем в случае циркона нам не удалось получить характеристику элементов примесей в апатитах.



Фиг. 36. Призматические бесцветные кристаллы апатита. Долерит, ув. 66.



Фиг. 37. Призматические прозрачные кристаллы циркона.

Циркон. Кроме рудных аксессуаров, в долеритах Лорийского плато одним из наиболее распространенных аксессуарных минералов является циркон; он обнаружен в тяжелой неэлектромагнитной фракции всех протолочек как нижнего, так и верхнего покрова.

Несмотря на его повсеместное распространение, количество циркона в протолочках исчисляется лишь единичными знаками, не дающими возможности для более детального их изучения. В шлифах циркон улавливается очень редко—в виде весьма мелких включений (он обнаружен в шлифе № 31 при большом увеличении—объектив № 20) в зернах плагиоклаза. Форма кристаллов циркона в долеритах представляет собой комбинацию коротких призм (110) и тетрагональной пирамиды III (см. фиг. 37). Однако надо отметить, что иногда кристаллы бывают неправильной угловатой формы, что говорит о неравномерном развитии граней; наряду с неправильной угловатой формой попадают также кристаллы почти овальной формы.

Для цирконов характерно отношение длины 3:1, 2:1 при $l=0,1-0,15$ и $d=0,03-0,05$ мм; встречаются также почти изометрические зерна $d \sim l = 0,05$ мм. Цирконы представлены исключительно бесцветными прозрачными зернами с алмазным или стекловатым блеском.

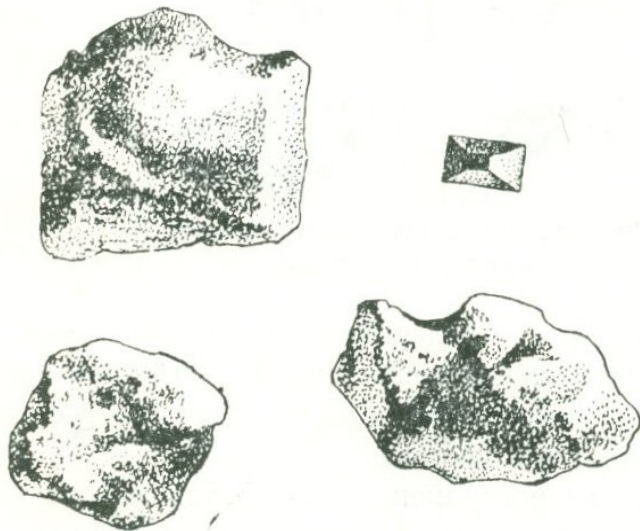
Под микроскопом в иммерсии в цирконах наблюдаются редкие включения газовых пузырьков, едва заметные мелкие точечные включения красного цвета, вероятно, гидроокислы железа. Часты вокруг цирконов плеохроирующие темные почти черные ореолы; иногда они бывают до того широкие, что маскируют грани и не поддаются определению. Присутствие плеохроирующих ореолов вокруг зерен циркона говорит о примесях радиоактивных элементов, но изучить их более подробно пока не удалось ввиду весьма малого количества вещества. Показатель преломления $N_o=1,94$.

Наличие мелких включений циркона в плагиоклазах и в свежих темноцветных породообразующих минералах в тысячных долях процента, а также мелкие их размеры, отсутствие включений и окраски

свидетельствует о раннем магматическом этапе формирования породы, кристаллизовавшейся в условиях среды, бедной аксессуарией.

Нами встречен циркон лишь одной генерации и большего нельзя было ожидать в породах свежих, без следов каких-либо изменений.

Сфен в виде единичных зерен встречается в тяжелой фракции большинства протолок. Облик кристаллов клиновидный, а также конвертообразной формы размером 0,08 мм (фиг. 38), но вообще преобладают обломки кристаллов. Цвет в большинстве случаев медово-желтый, у конвертообразного кристалла почти коричневый; обычно обломки кристаллов сфена прозрачны с характерным раковистым изломом, редко содержатся в них мелкие точечные включения титаномагнетита; конвертообразный кристалл мутный, непрозрачный, блеск от жирного до стекловатого. Сфен в шлифах не замечен. Изучен в иммерсии,



Фиг. 38. Конвертообразная форма сфена с неравномерно развитыми гранями. Долерит, ув. 66.

показатель преломления $\sim 1,92-2,06$ характеризуется высоким двупреломлением, интерференционная окраска высокая, хорошо выражен плеохроизм, N_g буровато-желтый, N_p —бесцветный. Показатель преломления $N_g < 2,06$ говорит о предположительном химическом составе сфена TiO_2 до 35%, Fe_2O_3 —1,34%, Al_2O_3 —1,02%, $(CeY)_2O_3$ —4,51%. Винчелл (1953) ссылается на данные С. Морганта (1949). Отсутствие явления метасоматоза в эффузивных породах Лорийского плато дает основание полагать, что встреченный сфен магматического происхождения.

Флюорит. Единичные зерна флюорита отмечались не во всех протолочках; они были встречены в неэлектромагнитной фракции, но иногда попадались и в электромагнитной фракции в виде обломков многогранников и октаэдров, с ясно выраженной комбинацией двух простых форм $\{111\}$ и $\{100\}$ —октаэдра и куба. Окраска флюорита пятнистая, от сиреневого до темно-фиолетового цвета, просвечивает по краям зерен, блеск стеклянный, спайность по кубу, по плоскости спайности наблюдается сгущение окраски.

Под микроскопом оптически изотропный, с низким показателем преломления $n=1,430$. Флюорит в шлифах не обнаружен.

Корунд (Al_2O_3) содержится весьма редко в единичных зернах; он встречен в тяжелой неэлектромагнитной фракции, иногда попадает и

в электромагнитной; в виде очень мелких обломков—размерами 0,05 до 0,1 мм; светло-синий со стекляннм блеском, с высокой твердостью.

Корунд в шлифах не найден. В иммерсии обнаруживает одноосный характер и слабый плеохроизм.

Не удалось установить ассоциирующие минералы, а также и генезис, но свежесть породы, включающей корунд, подсказывает нам мысль о первичном происхождении этого минерала.

Гематит определен как в протолочках (в электромагнитной фракции), так и в аншлифах.

В протолочках как в нижних, так и в верхних долеритах гематит встречен в форме пластинок и неправильных зернышек. По краешкам зерен и пластинок просвечивает буро-красным цветом. Цвет в массе железно-черный; он непрозрачен, имеет характерный металлический блеск, реже матовый, потускневший. Гематит в аншлифах характеризуется нитевидной формой, часто образует отрывистые каемки вокруг нерудных минералов, главным образом по зернам оливина.

Гематит в этих тонких каемках—явно изотропный с характерным цветным эффектом коричневого оттенка. Ввиду высокой твердости (в аншлифах) гематит характеризуется отсутствием следов царапин. Гематит по происхождению можно считать вторичным, он образует псевдоморфозы по магнетиту, образовавшемуся за счет каймы вокруг зерен оливина. Наблюдается также промежуточная окисленная разность маггемит—окисленный магнетит, который полностью не успел превратиться в мартит.

Таблица 41

Содержание элементов-примесей в гематите по данным спектрального анализа (навеска—5 мг)

Fe	Mn	Ni	Ti
~ 10	0.003—0.01	≤ (0.001)	~ 0.03

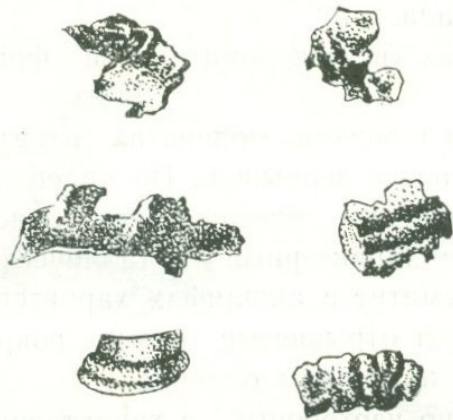
Обыкновенная роговая обманка обнаружена только в одной протолочке, по внешнему виду напоминает уралит, форма зерна продолговатая, окраска неравномерная—зеленого цвета, много включений рудного минерала. В иммерсии—цвет зеленый, плеохроичный $N_g > N_m > N_p$, по N_g —бутылочно-зеленый, по N_p —буро-зеленый, угол погасания $CN_g = 14^\circ$, $N_g - N_p = 0,020 - 21$, $N_g > 1,63$.

Встречены также обломки базальтической роговой обманки в виде единичных знаков; представлена она в виде удлиненных зерен красно-бурого цвета; с хорошо выраженным плеохроизмом от красновато-бурого по N_g до буровато-зеленого цвета по N_p , $c:N_q = 12^\circ$, $N_q - 1,74$, $N_p - 1,66$.

Самородный цинк имеет повсеместное распространение в тяжелых фракциях всех протолочек как нижних, так и верхних долеритов. Он встречен в единичных знаках, но по количеству больше, чем аксессуар-

ные минералы. Самородный природный металлический цинк является редким явлением, он обнаружен в базальтах Брунсвика (около Мельбурна, Австралия).

Самородный цинк описан Т. Я. Гончаровой (1959), он образует налет на вулканическом стекле. В нашем случае встречается в виде весьма мелких образований в форме стружки, веретенообразных скрученных пластинок треугольной продолговатой и неправильной формы (фиг. 39) размерами 0,02—0,05 мм, при толщине пластины 0,005—реже до 0,008 мм.



Фиг. 39. Изогнутые пластинки самородного цинка. Долерит, ув. 66.



Фиг. 40. Пирит кубической формы со штриховкой на гранях.

Цвет серебристо-серый, черта белая, блеск металлический, непрозрачный, мягкий, весьма хрупкий, при притрагивании иглой распадается на весьма мелкие бесформенные кусочки. Перед паяльной трубкой горит синим пламенем.

Металлический цинк в аншлифах не встречен, вероятно, при шлифовке выпал вследствие мягкости частиц. Ввиду ограниченности материала не удалось в нем определить состав примесей.

Пирит преимущественно фиксирован в аншлифах, где выступает в виде точечных включений в породах, обнаруженных только при большом увеличении.

Пирит в протолочках выявлен в единичных знаках, встречен в виде мелких кубиков, пентагондодекаэдров и обломков, размерами 0,02—0,05 и реже 0,07 мм. Для встреченных кубиков характерна штриховка на гранях (фиг. 40).

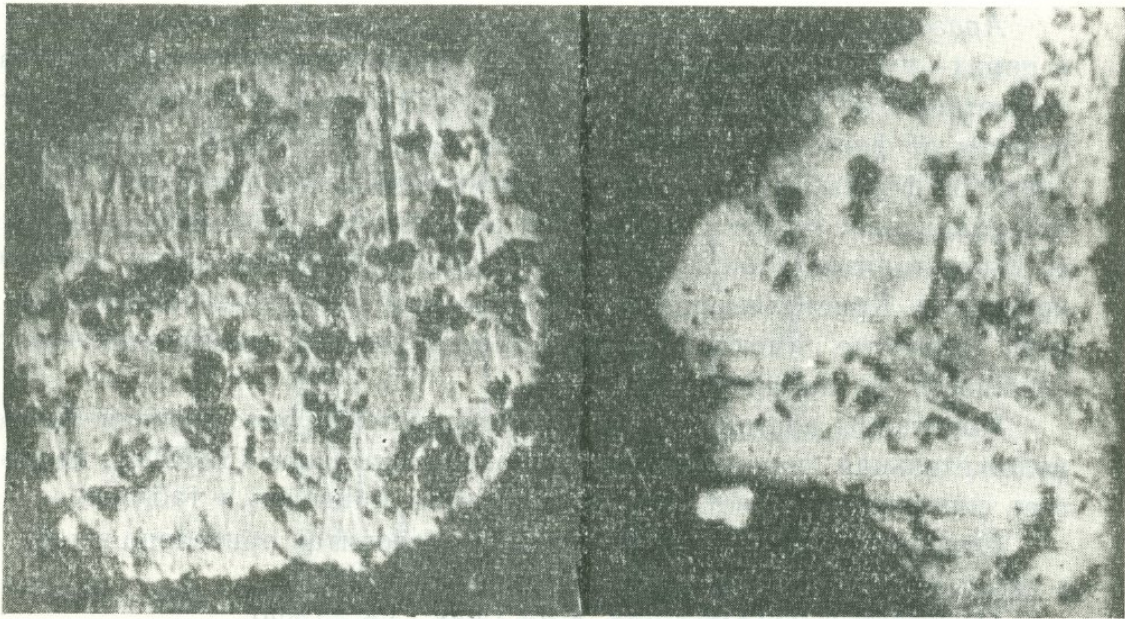
Халькопирит менее распространен, чем пирит, он обнаружен только в аншлифах в виде бесформенных зерен, более крупных, чем пирит, размером до 0,1 мм, в ассоциации с пироксеном, с характерной желтой окраской, с высокой отражательной способностью, с заметной анизотропией и с низким рельефом по сравнению с пироксеном. В протолочках халькопирит не встречен; видимо, при промывке потерян. Встречено одно-единственное зерно малахита (?), вероятно, образовавшееся в результате окисления халькопирита.

Как пирит, так и халькопирит преимущественно встречены в палагонитизированных долеритах.

Ильменит обнаружен не во всех протолочках долеритов, он представлен единичными знаками в электромагнитной фракции. Для суж-

дения о химическом и элементарном составе ильменита данных нет, ввиду недостаточного количества материала для аналитических исследований. Наибольшее его количество входит, вероятно, в виде механической примеси с магнетитом, образуя титаномагнетит со значительным содержанием TiO_2 .

Ильменит встречается в форме обломков толстотаблитчатых кристаллов размерами от 0,05 до 0,1 мм с характерным полуметаллическим блеском. Грани на обломках слабо испещрены неглубокими ямками, заполненными желтоватым агрегатом лейкоксена, образовавшегося в результате замещения ильменита. В полированных шлифах ильменит образует решетчатую структуру с магнетитом (фиг. 41), выступая в виде тонких игольчатых и нитевидных образований,—отдельные зерна



Фиг. 41. Титаномагнетит с характерной структурой распада твердого раствора.

нами не замечены, а в шлифах отличить их от магнетита почти невозможно. Генетически ильменит связан, вероятно, с магматическими процессами и является одним из ранних минералов, выделившихся при кристаллизации базальтического расплава.

Вторичные минералы

Лимонит широко распространен в долеритах верхнего покрова, образуя нередко полные псевдоморфозы по оливину, чаще развивается также по микротрещинам последнего. Наблюдаются случаи замещения лимонитом зерен титаномагнетита.

Кальцит является одним из характерных вторичных минералов верхних долеритов; он развивается по оливину, иногда полностью замещает последний с сохранением формы оливина, нередко отдельны-

ми участками замещает породу, сохраняя первичную структуру. Кальцит встречается в виде бесформенных зерен, иногда в форме пластинок размерами 0,08—0,1 мм, при толщине 0,01—0,02 мм, водяно-прозрачных по краям, просвечивающих синеватым цветом со стекляннм блеском без каких-либо включений. Кальцит был изучен в иммерсии, показатель преломления $N_o=1,654$, $N_e=1,483$, двупреломление высокое. Кальцит в нижних долеритах слагает отдельные гнезда, обрастает стенки пустот в виде весьма мелких почковидных образований, часто с землистым строением от белого до кремоватого цвета.

Карбонат верхних долеритов был подвергнут спектральному анализу, элементарный состав которого приводится в табл. 42. Был произведен также рентгеноструктурный анализ (данные приведены в табл. 44).

Арагонит характерен для долеритов нижнего покрова, встречается в порах—пустотах в виде крупного радиально-лучистого агрегата, диаметром от 1 до 3—4 см. Форма радиально-лучистых агрегатов зависит от формы пустот—часто они бывают овальной, неправильно-округлой формы. В связи с этим длина лучеобразно вытянутых кристаллов различная; головки кристаллов доломчатые, наблюдается штриховка вдоль горизонтальной оси, что говорит о пинакоидальном характере кристалла. Кристаллы арагонита бесцветны, прозрачны, блеск стеклянный, в изломе имеют жирный блеск, хрупки, твердость около 4. Спайность не наблюдается.

Кристаллы арагонита в HCl растворяются бурно: реакция Майгена положительная, порошок при кипячении в растворе $Co[NO_3]_2$ приобретает сине-лиловый цвет. Состав арагонита приведен в табл. 43.

Содержание элементов-примесей в арагонитах приведено в табл. 42, а данные рентгеноструктурного анализа—в табл. 44.

Показатель преломления $N_g=1,688$, $N_p=1,529$.

Из табл. 44 видно, что рентгенограмма образца 482 полностью отвечает структуре арагонита. Образец 30 определяется так же, как арагонит, но имеются характерные линии кальцита, обозначенные черточками. Смешанный характер рентгенограмм можно объяснить смещением зерен арагонита и кальцита при отборе пробы.

Происхождение арагонита, вероятно, пневматолитовое.

Иддингсит. Среди низкотемпературных гидротермальных минералов наиболее распространенным является минерал иддингсит, который особенно часто является результатом изменения оливина; в случае, когда порода в результате быстрого застывания целиком формируется и остается лишь небольшое количество водяных паров, они действуют на уже выкристаллизованные минералы и замещают последние низкотемпературно-гидротермальными минералами (Соболев, 1936). В данном случае оливин частично, а местами даже полностью замещается иддингситом.

Вид зерен иддингсита обусловлен формой зерен оливина: они ромбовидные, треугольные, чаще всего округленные, цвет его красно-бурый, желто-бурый с золотистым отливом в центре зерна (наблюдает-

Содержание элементов-примесей в карбонатах лав Лорийского плато (по данным спектрального анализа малых количеств от 3 до 5 мг)

Таблица 42

№ шлиха	Вес про- толок	Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Ti	Zr	La	Sr	Ba	Na	K	Cu	V	Cr
50	3	~0,1	≥0,03	≥0,01	≥3	Нижний долерит 0,0063—0,01	~0,003	0,001—0,003	≥0,003	~0,01	>0,1	x	≥0,003				
482	22	0,4	0,05	0,05	10	0,1	0,06	—	—	—	1	—	0,01	x	0,003	x	x
30	5	0,3	0,03— 0,01	~0,1	3—10	Верхний долерит ≥0,003	≥0,1	≥0,01	—	?	~0,3	>0,1	0,003— 0,01				
48	3	~0,01	0,01— 0,03	0,003 —0,01	1—3	Палагонитизированный 0,003—0,01	0,0003	верхний долерит 0,003—0,01	—	~0,1	~0,1	x	≥0,001				

Состав арагонита по данным химического анализа

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O
0,60	0,60	0,70	55,80	0,16	0,09	0,01

Таблица 44
Рентгенограмма карбонатов из лав
Лорийского плато

№ линий п п	Образец 30		Образец 482	
	l	D	l	D
1	6	3,383	10	3,412
2	10	3,022	3	3,285
3	6	2,683	10	2,704
4	6	2,466	6	2,486
5	6	2,360	8	2,372
6	3	2,268	8	2,348
7	5	2,100	3	2,196
8	7	1,967	4	2,103
9	7	1,893	10	1,976
10	7	1,861	8	1,877
11	3	1,811	6	1,815
12	6	1,732	8	1,741
13	1	1,595	8	1,721
14	1	1,431	3	1,555
15	1	1,415	2	1,494
16	3	1,235	3	1,464
17	4	1,041	4	1,405
18	4	1,029	3	1,358
19			2	1,258
20			6	1,235
21			2	1,221
22			4	1,202
23			3	1,185
24			4—5	1,170
25			1	1,124
26			1	1,107
27			4	1,034
28			4	1,006
29			2	0,969
30			2	0,957
31			1	0,924

Примечание: Условия съемки Co—Ni, камера 2R=573, 2r=0,45.

Для выяснения химических особенностей основных эффузивов Лорийского плато произведены химические анализы 9 образцов и пересчитаны по методу Заварицкого. Результаты сведены в табл. 48.

По данным пересчетов (табл. 46) составлена векторная диаграмма (фиг. 42), на которой для сравнения нанесены векторы средних составов: долеритов Приереванского района, базальтов Центральной и Северной Армении. Для сравнения нанесены также векторы: 1. среднего базальта

мый под бинокляром.) Показатель преломления по Ng—1,842, Np—1,782.

Иддингсит проанализирован спектральным методом, данные приведены в табл. 45.

Палагонит развит в нижних частях покрова, образует псевдоморфозы по оливину, выполняет многочисленные микроскопические трещины, что свидетельствует о вторичном его происхождении.

Палагонит представляет геолоподобное аморфное вещество с показателем преломления 1,543, зеленовато-бурого цвета. Изредка показывает анизотропное строение и раскристаллизован в хлоритовые продукты с показателем преломления Nm—1,555—1,558.

ХИМИЗМ ЭФФУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА

Петрохимические особенности

В данной главе мы рассмотрим химизм верхнеплиоценовых основных лав Лорийского плато и сопоставим его с химизмом траппов Сибирской платформы и других регионов, а также с основными лавами других областей Армении.

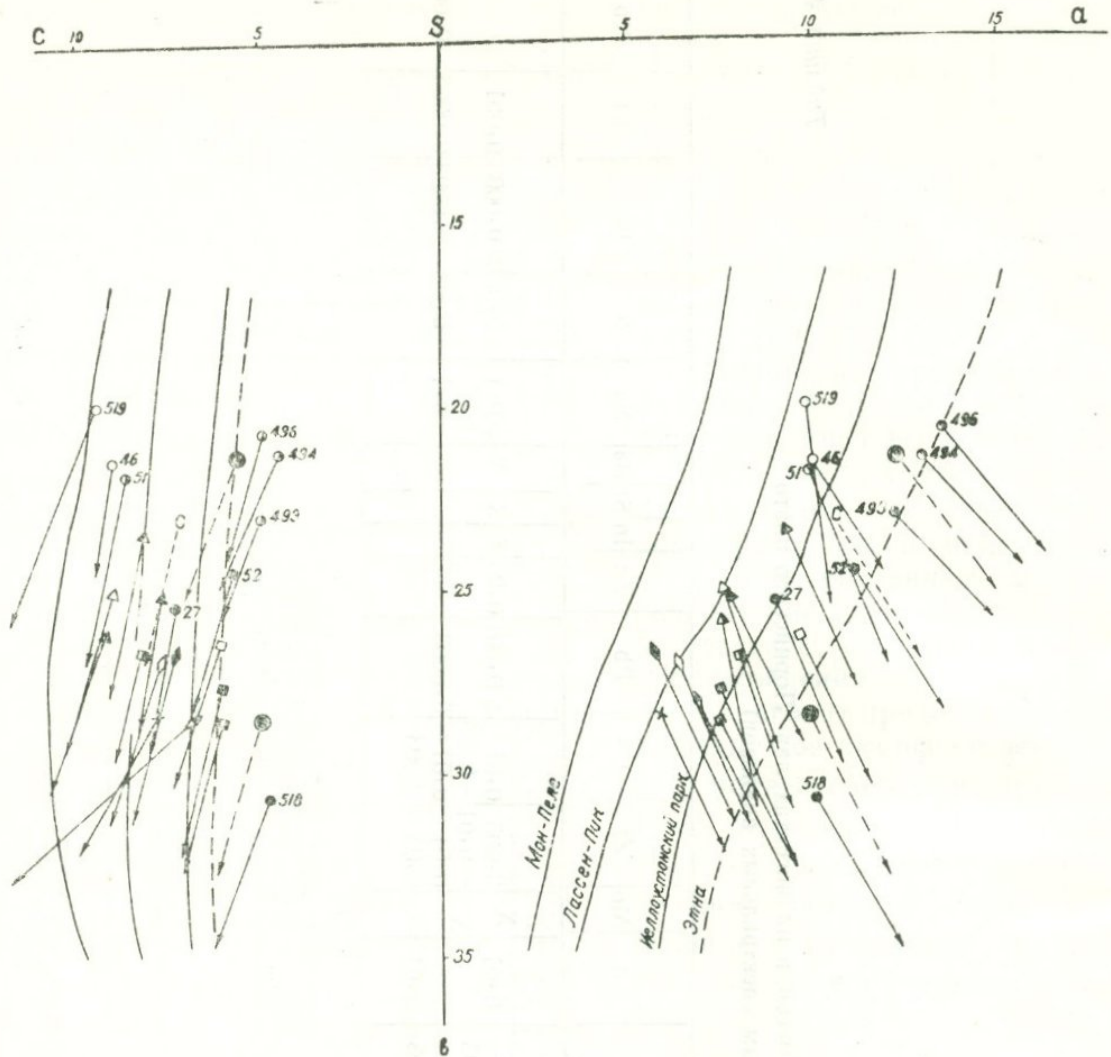
Таблица 45

Содержание элементов-примесей в иддингитах лав Лорийского плато
(по данным спектральных анализов)

№ образцов	Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Ni	Co	Ti	V	Cr	Mo	Zr	Cu	Pb	Zn	In	Sr	Ba	Na	K	Be	Li	Nb
28 ¹	≥ 10	≥ 0,3	> 10	0,3	~ 10	~ 1	0,03 - 0,1	0,01	0,3	0,01— 0,03	~ 0,01	X	0,003 - 0,01	0,01— 0,03	≥ 0,001	0,03	X	X	X	≥ 0,1	≥ 0,03	≥ 0,0003	0,001	—
27 ²	≥ 10	0,3 - 1	> 10	0,3 - 1	≥ 10	0,3 - 1	≥ 0,1	0,01	≥ 0,3	0,01— 0,03	≤ 0,01	X	0,01— 0,03	0,01— 0,03	0,0003	—	—	—	—	≥ 0,1	0,03	0,0003	0,0003	- 0,003

¹ Иддингсит из долеритов нижнего покрова.

² Иддингсит из долеритов верхнего покрова.



10 20 30 40 50 60 70 80 90 100 110 120 130 140 150 160 170 180

Диаграмма химических составов основных эффузивов Армении и других областей

1-оливиновые базальты, 2-долериты нижнего покрова (Лорийское плато), 3-средний состав долеритов нижнего покрова (Лорийское плато), 4-долериты верхнего покрова (Лорийское плато), 5-средний состав долеритов верхнего покрова (Лорийское плато), 6-средний химический состав основных эффузивов Лорийского плато, 7-долериты нижнего потока (приреванский р-н), 8-долериты верхнего потока (приреванский р-н) 9-средний состав долеритов приреванского р-на, 10-базальты нижнего течения р. Ахурян, 11-базальты центральной и Северной Армении, 12-средний мировой базальт по Делю, 13-долериты по Делю, 14-базальты все (средние) по Вашингтону и Делю, 15-долериты Тунгуско-Ленского комплекса, 16-траппы сева части Сибирской платформы, 17-оливиновые базальты Камчатки, 18-средний состав долеритов Карру по Уокеру (без воды)

Фиг. 42.

по Дэли (базальты все по Вашингтону и Дэли), долериты Тунгуско-Ленского комплекса, траппы северной части Сибирской платформы, оливиновые базальты Камчатки, средний состав долеритов Карру по Уокеру. Составлена также вариационная диаграмма параметров А. Н. Завариц-

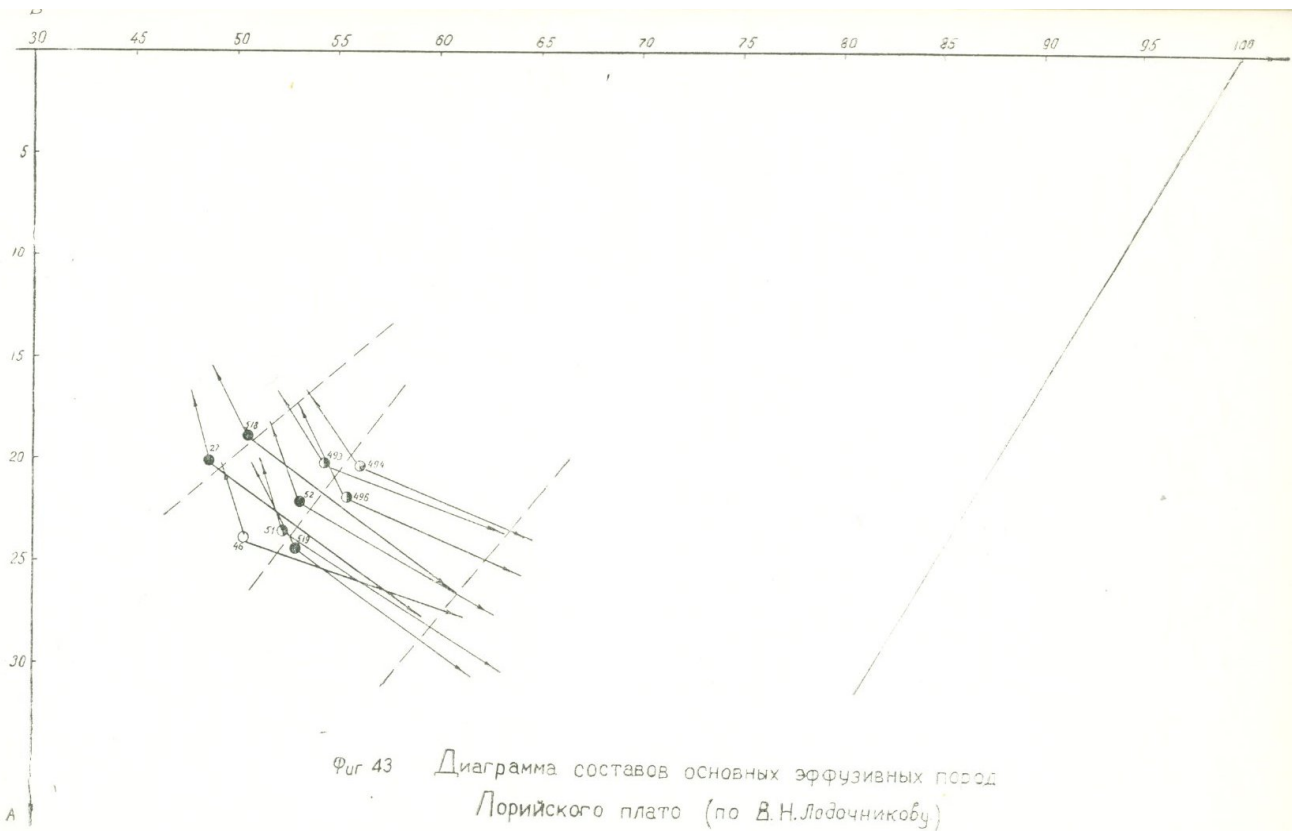
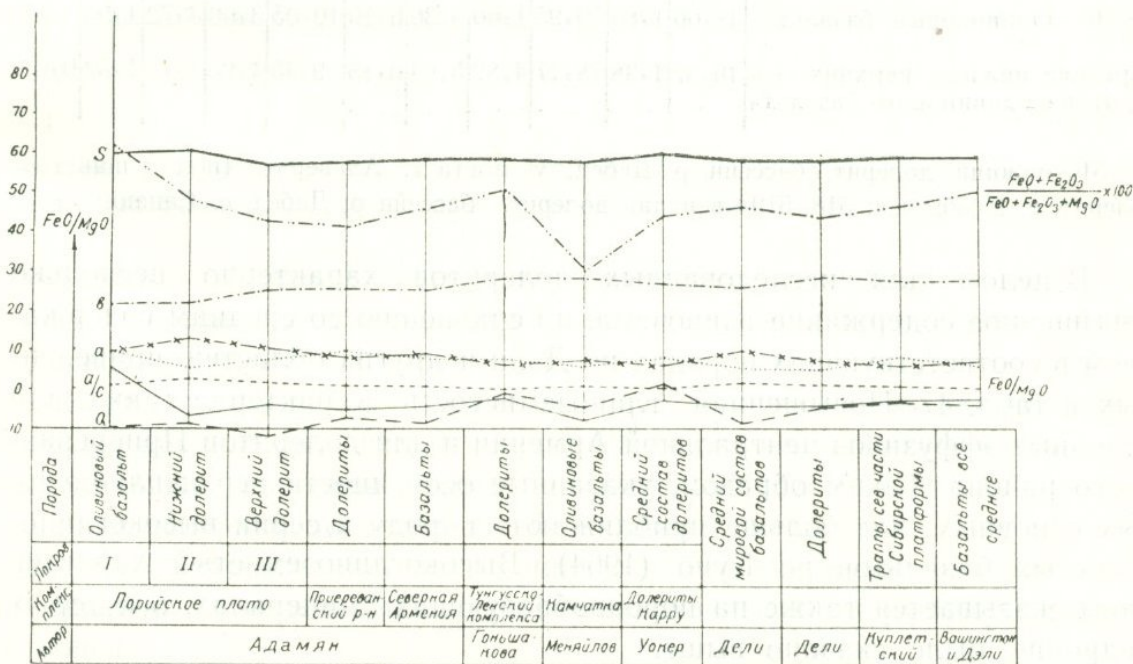


Fig 43 Диаграмма составов основных эффузивных пород Лорийского плато (по В.Н.Лодычкикову)

○ 1 ● 2 ● 3
 1 - оливиновый базальт, 2 - долерит нижнего покрова, 3 - долерит верхнего покрова

кого и отношений FeO/MgO и $\frac{(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} \cdot 100$ (фиг. 44).

По химическим особенностям (средний из 4 анализов) долериты нижнего покрова Лорийского плато несколько отличаются как от обычных пород этой группы по Дэли, так и от долеритов верхнего покрова. По отношению к долеритам верхнего покрова являются более кислыми; содержание SiO_2 в них достигает 51,31% против 48,8—в верхних долеритах при повышенном содержании щелочей, особенно натрия, слегка завышенном среднем значении Al_2O_3 и при значительном занижении содержания окисей Mg и Fe^{2+} и преобладании Fe_2O_3 (что, вероятно, объясняется окисленностью породы в целом). Фигуративные точки состава сдвинуты вверх и вправо по отношению к оси SB и ложатся на кривую Этны, ограничивающую щелочно-земельную ассоциацию от известково-щелочной ассоциации; такое расположение начальных точек векторов говорит о том, что в составе долеритов нижнего потока несколько уменьшено количество полевошпатовой извести и увеличено содержание щелочей. Относительно более пологое залегание вектора нижних долеритов в поле ASB по сравнению с вектором верхних долеритов говорит о более повышенном



Вариационная диаграмма параметров А. Н. Заварицкого для средних составов верхнеплиоценовых основных лав Армении и других областей

Фиг. 44.

содержанию свободной извести. Сравнительно небольшое удаление начальных точек векторов в поле CSB по сравнению с фигуративными точками верхних долеритов указывает на более низкую основность плагиоклазов и более высокую щелочность этих пород, а большая крутизна свидетельствует о преобладании Na над K .

Химический состав основных эффузивов

№ п/п	№ образцов	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
1	51	Нижний долерит	49,80	1,35	19,78	6,00	0,55	0,16	10,29	6,43	3,60	1,20	0,4
2	493	"	50,60	0,74	16,27	10,2	2,11	0,12	8,78	3,58	3,96	2,26	—
3	494	"	52,55	0,64	16,44	8,70	1,82	0,10	8,45	3,86	4,06	2,78	—
4	496	"	52,28	1,27	17,11	6,97	2,84	0,12	8,59	3,70	4,73	2,07	—
Среднее значение			51,31	1,00	17,40	7,97	1,83	0,12	9,03	4,39	4,09	2,08	0,1
5	27	Верхний долерит	47,00	1,05	16,43	8,45	5,40	0,21	9,48	7,80	3,30	0,85	0,26
6	52	"	50,26	1,35	16,66	4,71	5,63	0,16	9,35	5,45	4,00	1,50	0,42
7	518	"	48,27	1,59	14,96	4,86	8,01	0,18	9,87	7,51	3,42	1,98	—
8	519	"	49,69	1,39	20,58	1,57	6,78	0,15	8,38	6,01	3,08	1,81	—
Среднее значение			48,80	1,34	17,16	4,89	6,65	0,17	9,27	6,69	3,45	1,53	0,17
9	46	Оливиновый базальт	48,00	1,80	19,95	1,60	9,36	0,16	10,05	3,60	3,72	1,95	—
Среднее нижних, верхних долеритов и оливинового базальта			49,37	1,38	18,17	4,82	5,94	0,15	9,45	4,93	3,75	1,52	0,09

51—нижний долерит, бассейн р. Дебед, у моста г. Алаверды (под глинистым долерит, с. Куйбышев; 518, 519—верхний долерит, бассейн р. Дебед, с. Санаин; 46—

В целом для исследованных долеритов характерно несколько повышенное содержание глинозема, по сравнению со средним содержанием в соответствующих породах по Дэли и других областей, приведенных в табл. 47. Повышенная глиноземистость характерна также для основных эффузивов центральной Армении и для долеритов Приереванского района. Таким образом, указанные особенности верхнеплиоценовых основных лав больше приближают породу к серии высокоглиноземистых базальтов по Куно (1964). Высокоглиноземистый характер лавы сказывается также на породообразующих минералах, о которых подробно было сказано выше.

Для сравнения содержания отдельных компонентов в породах трех покровов исследованной области используется диаграмма В. Н. Лодочникова (1926). Наиболее важно в этой диаграмме (фиг. 43) то, что фигуративные точки слегка отклоняются и не совсем строго укладываются в один ряд, что позволяет предположить образование данной серии пород путем частичной ассимиляции подстилающих пород во время внедрения и поднятия расплава. Кроме того, диаграмма В. Н. Лодочникова позволяет выявить некоторые дополнительные особенности химизма пород отдельных покровов. Диаграмма показывает, что породы второй фазы (второго покрова) отличаются от пород первой и

Лорийского плато

H ₂ O—	H ₂ O+	п.п.п.	Сумма	FeO : MgO*	$\frac{FeO + Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO} \cdot 100$	$\frac{Na_2O + K_2O}{FeO : MgO}$	Fe ₂ O ₃ : FeO	a	c	b	s	f'	m'	c'	n	Q	a/c
0,10	0,70	н.сб.	100,45	0,04	22,0	1775	5,4	10,0	8,6	21,9	59,5	29,6	51,2	19,2	81,7	-96	1,1
0,35	—	1,42	100,40	0,33	51,3	266	2,2	12,3	5,0	23,1	59,6	47,9	26,7	25,4	72,7	-104	2,4
0,62	—	0,92	100,94	0,26	45,0	366	2,8	13,0	4,5	21,5	61,0	43,1	30,0	26,9	69,0	-8,5	2,9
0,35	—	0,69	100,70	0,42	47,2	233	1,1	13,5	4,8	20,8	60,9	42,2	30,4	27,4	77,5	-10,0	2,8
0,35	0,17	0,76	100,46	0,23	40,0	383	1,9	12,3	5,8	21,6	60,3	39,9	35,1	25,0	75,0	-9,8	2,1
0,16	н. о.	0,14	100,56	0,33	40,0	260	0,7	8,5	6,8	30,6	54,2	41,0	43,2	15,7	84,8	-8,8	1,2
0,34	0,46	0,48	100,85	0,57	44,0	140	0,4	11,1	5,6	24,6	58,7	38,6	37,7	23,7	80,2	-10,4	2,0
0,18	—	н.об	100,80	0,59	43,0	129	2,7	10,1	4,7	30,7	54,5	37,3	40,1	22,6	72,3	-15,9	2,1
0,13	—	н.сб.	99,57	0,63	40,5	107	1,06	9,9	9,5	20,0	60,0	40,9	53,4	5,7	72,5	-8,1	1,0
0,20	0,11	0,15	100,58	0,55	42,0	130	0,32	9,8	4,9	28,4	56,9	37,1	40,0	22,9	77,4	-10,7	2,0
0,24	—	0,60	100,03	1,46	61,0	48,5	0,08	11,5	8,3	21,5	58,7	50,0	29,1	21,0	74,0	-13,7	1,3
0,26	0,09	0,50	100,42	0,67	46,0	113	0,36	10,7	7,2	23,3	58,8	43,3	36,7	20,0	79,1	-11,0	1,5

прослоем); 493, 494, 496—нижний долерит, бассейн р. Дебед, с. Акори, 27—верхний оливковый базальт, из района ж.-д. станции Туманян.

третьей фаз (покров) несколько повышенной кремнекислотностью, образуя составы, обедненные MgO и частично CaO за счет повышенного содержания Al₂O₃.

В эту группу пород входят нижние долериты, при образовании которых проявлялись, видимо, процессы частичной контаминации при прохождении расплава через относительно более кислые породы (нижние долериты непосредственно налегают, местами же находятся в тесном соприкосновении, выравнивая неровности рельефа, сложенного интенсивно измененными, серицитизированными порфиритами юры и эоцена).

С нашей точки зрения все три покрова основных лав (оливиновые базальты, нижние и верхние долериты), слагающие Лорийское плато, являются продуктами трехкратного излияния лавы из единого магматического очага базальтовой магмы.

Излияние каждой порции, вероятно, совершилось без сколько-нибудь длительного перерыва последующего излияния (об этом более подробно сказано в I главе), но вместе с тем необходимо отметить, что породы этих трех покровов резко отличаются между собой по значению FeO:MgO и Fe₂O₃:FeO. В оливиновых базальтах самый нижний покров, т. е. первая фаза излияния базальтовой магмы по сравнению с по-

* Во всех случаях отношения даны в молекулярных количествах.

Средний химический состав основных эффузивов Лорийского

№ п/п	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
		1 Средний химический состав основных эффузивов Лорийского плато	49,37	1,38	18,17	4,82	5,94	0,15	9,45	4,93	3,75	1,52
2 Долериты Приереванского района	47,84	0,81	18,01	5,75	5,35	0,19	9,50	6,27	2,90	1,14	—	
3 Базальты Центральной Армении верхнеплиоценового времени	48,72	1,11	17,50	5,43	6,08	0,16	9,45	5,80	3,09	1,34	0,07	
4 Средний базальт по Дэли	48,80	1,40	15,80	5,40	6,30	0,30	8,00	6,00	3,20	1,60	0,50	
5 Долериты по Дэли	49,94	1,57	14,50	3,74	8,01	0,33	9,71	6,93	2,65	0,97	—	
6 Базальты все(среднее) по Вашингтону и Дэли	49,49	1,82	14,42	4,05	8,69	0,21	9,26	6,11	2,77	0,98	—	
7 Долериты Тунгусско-Ленского комплекса	48,18	1,73	15,69	3,77	9,52	0,15	10,07	6,20	1,73	1,40	0,81	
8 Траппы северной части Сибирской платформы	48,58	1,23	15,88	2,80	8,74	0,13	9,98	6,48	2,10	1,02	0,10	
9 Оливиновые базальты Камчатки	50,40	1,03	15,50	7,03	2,73	0,18	10,90	7,89	1,52	2,52	0,17	
10 Средний состав долеритов Карру по Уокеру (без воды)	52,50	1,00	15,40	1,20	9,30	0,20	10,30	7,10	2,10	0,80	0,10	

следующими II и III излияниями, характеризуется резко повышенным отношением $FeO : MgO = 1,46$ и, наоборот, пониженным отношением $Fe_2O_3 : FeO = 0,08$ (табл. 46 и фиг. 44), тогда как в долеритах II и III излияний эти отношения меняются—отношение $FeO : MgO = 0,23$ и $0,55$, а $Fe_2O_3 : FeO = 1,9$ и $0,32$ соответственно. Колебания в отношении $FeO : MgO$ в эффузивных породах Лорийского плато хорошо объясняются минералогическим составом пород и количественным соотношением темноцветных компонентов, слагающих породу. В оливиновых базальтах темноцветный минерал в основном представлен железистым оливином (табл. 1, 2), клинопироксена в них очень мало, что указывает на абсолютное обогащение железным компонентом, входящим в состав темноцветного минерала оливиновых базальтов, оливина.

Пониженное значение отношения $FeO : MgO$ в долеритах нижнего и верхнего покровов $0,23$ и $0,55$ сказывается на появлении в породах магнезиального пироксена, количественно в 2—3 раза превышающего оливин (содержание энстатитовой молекулы в клинопироксенах как в

плато и основных пород других областей

H ₂ O--	H ₂ O+	п.п.п.	Сумма	FeO:MgO*	FeO+Fe ₂ O ₃	FeO+Fe ₂ O ₃ +MgO . 100	Na ₂ O+K ₂ O	FeO:MgO	Fe ₂ O ₃ :FeO	a	c	b	s	f'	m'	c'	n	Q	a/c
0,26	0,09	0,50	100,42	0,67	46,0	113	0,36	10,7	7,2	23,3	58,8	43,3	36,7	20,0	79,1	11,0	1,5		
			97,76	0,48	41,5	123	0,48	7,6	9,0	25,2	58,2	44,1	44,4	12,5	71,9	7,8	0,8		
—	0,51	0,80	100,06	0,59	45,1	133	0,40	9,0	7,7	25,3	58,0	42,1	40,1	17,0	78,1	9,7	1,2		
—	1,80	—	100,00	0,60	45,9	116	0,40	9,6	6,0	26,5	57,9	41,9	39,0	19,1	75,3	9,4	1,6		
1,28	0,37	—	100,00	0,60	43,7	85,7	0,20	7,4	6,0	28,6	58,0	38,6	41,2	20,0	79,6	4,8	1,2		
—	1,85	—	99,65	0,80	49,0	70,0	0,21	7,5	6,0	27,8	58,7	43,0	47,6	19,4	81,4	3,6	1,2		
—	1,32	0,24	100,11	0,80	50,5	48,7	0,18	5,8	7,8	28,4	58,0	44,7	38,2	17,1	64,3	1,1	0,7		
—	2,90	—	99,94	0,70	46,2	64,3	0,14	6,4	7,8	27,2	58,6	40,8	41,9	17,3	75,5	3,4	0,8		
—	0,30	—	100,19	0,20	30,0	255	1,20	7,0	6,8	28,3	57,9	30,8	46,9	22,3	47,0	5,0	1,0		
—	—	—	100,00	0,70	43,6	61,4	0,05	5,8	7,3	26,9	60,0	36,7	44,2	19,1	80,0	1,1	0,8		

нижних, так и в верхних долеритах колеблется от 45 до 50%).

Таким образом, получаются породы, обедненные железом и обогащенные магнием. При сравнении отношения FeO:MgO в долеритах нижнего и верхнего покровов замечен резкий разрыв—0,23 против 0,55 соответственно. Такое обеднение нижних долеритов компонентом FeO, на наш взгляд, является кажущимся судя по повышенному отношению Fe₂O₃:FeO=1,9 против 0,32 для долеритов верхнего покрова; вероятно, данное явление можно объяснить процессами окисления FeO до Fe₂O₃, что и находится в соответствии с петрографическим составом породы нижнего покрова,—интенсивным замещением пироксена и частично оливина окислами железа, тогда как в долеритах верхнего покрова процессы окисления FeO до Fe₂O₃ не играли существенной роли, а если и играли, то весьма незначительную роль и сказались на наиболее приповерхностных частях покрова.

* Во всех случаях отношения даны в молекулярных количествах.

Малые значения отношения $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO} = 0,08$ в оливиновых базальтах свидетельствуют о небольшой роли рудного компонента в начальные моменты становления покрова первого излияния базальтоидной магмы.

Таким образом, прослеживая поведение отношения FeO/MgO в эффузивах Лорийского плато, следует отметить постепенное его уменьшение к последнему излиянию. Так, в начальной фазе оно исчисляется цифрой 1,4, а в последней—0,6, что указывает на существование единой базальтовой магмы, явившейся первоисточником трех излияний в Лорийской котловине в верхнем плиоцене.

Закономерное понижение отношения $\text{FeO}:\text{MgO}$ указывает на отсутствие долгих перерывов между тремя излияниями и процессами дифференциации, для которых потребовался бы большой промежуток времени.

Принадлежность пород всех трех покровов к единой недифференцированной первоначальной магме также доказывается полным отсутствием явления метасоматоза.

Сравнивая средний химический состав основных эффузивов Лорийского плато с долеритами Приереванского района и с базальтами Центральной Армении, а также с основными изверженными породами других регионов (см. табл. 34), замечаем следующие характерные для них особенности.

По ряду химических характеристик основные лавы вышеуказанных трех районов Армении полностью отвечают среднему мировому базальту и долериту по Дэли. Отношение $\text{FeO}:\text{MgO}$ для указанных пород очень близко к отношению $\text{FeO}:\text{MgO} = 0,6$ по Дэли.

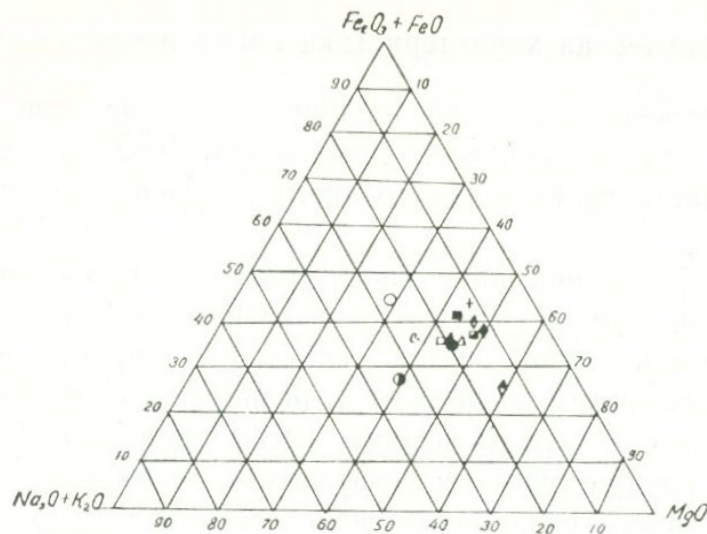
Абсолютное значение FeO и отношение $\text{FeO}:\text{MgO} = 0,6$ очень приближают наши породы к платформенным долеритам Карру (по Уокеру отношение $\text{FeO}:\text{MgO} = 0,7$) и к траппам северной части Сибирской платформы, где также отношение $\text{FeO}:\text{MgO} = 0,7$ по Б. М. Куплетскому, выделенные В. Н. Гоньшаковой (1961) в особую, более основную провинцию, обедненную железом и обогащенную магнием, которые идентифицируются с траппами Карру.

Платформенный характер долеритов Лорийского плато доказывается также близостью отношения $\text{FeO}:\text{MgO}$ с основными породами Русской платформы, где отношение $\text{FeO}:\text{MgO} = 0,5$. Особенно близки к ним долериты Приереванского района, у которых отношение $\text{FeO}:\text{MgO} = 0,48$. Долериты Приереванского района по сравнению с остальными долеритами более обогащены MgO .

Для наглядного сопоставления химизма пород различных покровов Лорийского плато и основных пород других областей составлена нами тройная диаграмма главных окислов $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ и MgO (фиг. 45).

Тройные диаграммы, с одной стороны, четко показывают, что верхние долериты Лорийского плато ложатся примерно в одно поле с основными породами других областей, за исключением оливиновых базальтов Камчатки, и точно совпадают со средним мировым базальтом по Дэли; с другой стороны, диаграммы позволяют наглядно сопоставить

химизм пород различных покровов Лорийского плато. Самый нижний покров, представленный оливиновыми базальтами, характеризуется



Фиг. 45 Химические вариации основных эффузивов Лорийского плато

1 — средний состав основных эффузивов Лорийского плато, 2 — оливиновый базальт, 3 — средний для нижнего долерита, 4 — средний для верхнего долерита, 5 — долериты Приеребанского района, 6 — базальты Центральной и Северной Армении, 7 — средний мировой базальт по Дэли, 8 — долериты по Дэли, 9 — базальты бее (среднее) по Вашингтону и Дэли, 10 — долериты Тунгусско-Ленского комплекса, 11 — траппы сев. части Сибирской платформы, 12 — оливиновые базальты Камчатки, 13 — средний состав долеритов Карру по Уокеру (без воды).

наибольшей обогащенностью железом, как и следовало ожидать для первой порции внедрения из единого магматического очага расплава. В то же время в указанных породах слегка завышена щелочность при заниженной магнезиальности, что, вероятно, можно объяснить минералогическим составом подстилающих порфиритов, которые могли частично ассимилироваться при прохождении расплава оливиново-базальтового состава до достижения поверхности земли. Подобную же тенденцию испытывают породы второго покрова, представленные долеритами, отличающимися от предыдущих лишь заниженностью железистости. Что касается химизма долеритов верхнего покрова, то, как было сказано выше, он полностью соответствует химизму основных пород других областей при весьма незначительных отклонениях, что полностью отвечает составу первоначальной базальтовой магмы.

Химическая однородность основных пород в различных частях поверхности земли, в частности на азиатском материке, находится в соответствии с гипотезой Куно, а впоследствии и Г. С. Горшкова (1964), что источник базальтовой магмы находится не в земной коре, а

еще глубже, в верхней мантии, и что роль ассимиляции чуждого материала на пути магмы к поверхности в общем ограничена.

Геохимическая характеристика пород и минералов

Петрографическое сходство оливиновых базальтов нижних и верхних долеритов, несомненно, доказывает, что все они являются продуктами единого вулканического цикла верхнеплиоценового возраста.

В последние годы внимание многих исследователей направлено на проблему геохимии редких элементов в изверженных горных породах. Минералого-геохимический метод особенно широко используется геологами, работающими в областях развития кислых интрузивных пород, акцессорные минералы которых весьма доступны для изучения.

В районах распространения эффузивных комплексов применение геохимического метода очень ограничено в связи с трудностями получения мономинеральных фракций и в связи с прочно укоренившимся мнением о чрезвычайной бедности этих пород акцессорными минералами.

В данной работе, ввиду ограниченности материала по акцессорным минералам, нам пришлось заняться изучением рассеянных элементов пород и породообразующих минералов.

При разработке данной проблемы нам пришлось выяснить: 1. содержание микроэлементов в лавах Лорийского плато; 2. распространение рассеянных элементов в ранних и поздних долеритах и в оливиновых базальтах и связь их с главными петрогенными элементами; 3. распространение рассеянных элементов в главных породообразующих минералах ранних и поздних долеритов*.

Для осуществления поставленных задач мы располагали значительным количеством приближенно-количественных данных спектральных анализов.

Отбор минералов вручную из мелкозернистых и тонкозернистых долеритов, а также из оливиновых базальтов с интерсертальной структурой был совершенно невозможным; мы дробили породу до 0,5 мм, просеиванием делили на +0,25 и -0,25 мм фракции. Из фракции -0,25 мм получить чистые мономинеральные фракции было очень трудно в силу взаимного проникновения минералов, потому нам приходилось дробить дополнительно до 0,1 мм и из фракции +0,1 мм посредством электромагнитной сепарации и с помощью тяжелых жидкостей (главным образом бромформа) отделить фракции тяжелых и легких минералов. Выделение мономинеральных фракций цветных минералов из тяжелой фракции производилось при помощи бинокюляра. Химическим путем проанализированы только главные породообразующие минералы,

* Некоторые выводы автора, касающиеся поведения рассеянных элементов в породах и минералах, являются дискуссионными и нуждаются в дальнейших уточнениях. *Ред.*

определение рассеянных и редких элементов производилось спектрографированием.

Способы, применяемые для спектрографического определения рассеянных элементов, следующие. Размельченный материал в количестве 22 мг сжигался в угольном электроде при 9 амперах в катодном слое дуги. Оценка производилась визуальным сравнением спектрограммы. В случае недобора материала до 22 мг—особенно это имело место при изучении клинопироксена, путем статистического подсчета выводились коэффициенты для 1, 3, 5, 10, 15 мг, перемножались на данные визуальных определений спектрограмм малых навесок, для однозначности с полными навесками 20—22 мг. При этом способе пределы чувствительности для различных элементов различные. Как правило, при спектрографических определениях в случае большой плотности спектральных линий точность уменьшается и может достигнуть 50%. Обычно при данном способе при соответствующей интерпретации и благоприятной плотности спектральных линий ошибка в определении может достигнуть 25—30%.

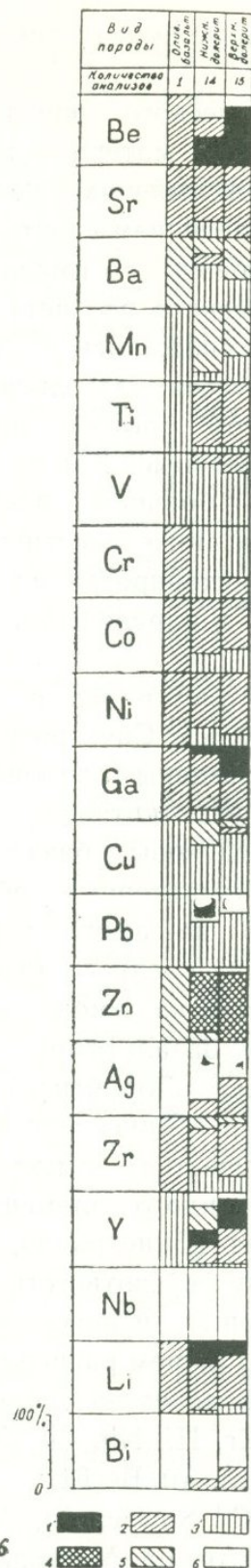
Элемент La присутствовал в применяемых электродах и потому данные по указанному элементу не брались в расчет. Спектрографические исследования пород и минералов были произведены в лаборатории ИГН АН Армянской ССР под руководством Г. М. Мкртчяна.

Для изучения микроэлементов в верхнеплиоценовых базальтовых лавах Лорийского плато нами были выбраны характерные образцы трех покровов Лорийского плато (15 образцов из самого верхнего покрова, сложенного долеритами, 14 образцов из среднего (второго) покрова, также сложенного долеритами, и 1 образец из самого нижнего первого покрова, представленного оливиновыми базальтами).

Результаты анализов для пород комплекса Лорийского плато даны в табл. 41 и на диаграмме (фиг. 46). По оси абсцисс расположены породы по покровам с обозначением количества выполненных анализов, а по оси ординат—элементы. Для каждого элемента высчитывается процент содержания выше кларка (Виноградов, 1962), кларковый и ниже кларка к данному количеству в соответствующем масштабе. Содержания выше кларка, кларковые и ниже кларка обозначены определенными условными знаками. В нашем распоряжении 38 приближенно-количественных спектральных анализов на следующий комплекс элементов: Mn, Ni, Co, Ti, V, Cr, Mo, Zr, Hf, Nb, Cu, Pb, Ag, Sb, Bi, As, Zn, Cd, Sn, Ge, Ga, In, Y, La, Sr, Ba, Li, Au, Be, Pt.

Из перечисленных 30 элементов—10 Sb, As, Cd, Sn, Ge, In, Au, Nb, Sc, Pb не были обнаружены ни в одной пробе. Bi, Ag, La, Mo обнаружены в единичных пробах.

Учитывая важную роль распределения элементов-примесей в базальтовых лавах в изучении процессов эволюции верхней мантии и связанного с нею базальтового слоя земной коры, с достаточной подробностью приводим геохимические данные о распространении рассеянных элементов в ранних и поздних долеритах, в оливиновых



Фиг. 46. Распределение элементов-примесей в лавах Лорийского плато. 1. Выше кларка в 5 раз. 2. Выше кларка в 2 раза. 3. Кларковое. 4. Ниже кларка в 10 раз. 5. Ниже кларка в 2 раза. 6. Вне предела чувствительности.

¹ В дальнейшем будут приводиться только первые буквы.

базальтах и их связь с главными элементами, а также распространение рассеянных элементов в главных породообразующих минералах ранних и поздних долеритов. В разделе «Содержание микроэлементов в базальтовых лавах Лорийского плато», мы ограничимся только приведением данных о содержании микроэлементов в породе, с целью сравнения их с кларковыми содержаниями по А. П. Виноградову и с данными К. Кафла, Турекяна и Карла Ганз Ведыполя о распределении редких элементов в основных породах земной коры.

В нижних долеритах содержание Ве в 68% анализированных проб выше кларка, в 32%—ниже чувствительности метода.

В среднем содержание Ве—0,00016 в 4 раза больше кларка 0,00004% и в полтора раза превышает данные Турекяна и Wedepole¹ 0,000-%.

В верхних долеритах Ве выше кларка в 88% анализированных проб, в 12%—ниже чувствительности метода; среднее содержание его в 5 раз превышает кларк и в два раза—данные Т. и W.

Стронций по сравнению с бериллием встречается несколько в заниженном количестве. В оливиновых базальтах содержится 0,1%—почти в 2 раза больше кларка—0,044 и в столько же раз больше по сравнению с данными Т и W—0,0465. В нижних долеритах содержания Sr в 24% анализированных проб кларковые, в 76%—выше кларковых; в среднем содержание его 0,095, что в два раза превышает кларк и данные Т. и W.

В верхних долеритах все 100% анализированных проб выше кларка, в среднем содержание Sr в них 0,09, что также в два раза превышает кларк и данные Т. и W.

Барий установлен в лавах всех трех покровов, содержание его в оливиновых базальтах ниже кларка в 3 раза—0,01

против 0,03%, почти в столько же раз меньше по сравнению с данными Т. и W.—0,033%. В нижних долеритах содержания Ва в 22% анализированных проб кларковые, в остальных—ниже кларка; в среднем содержание Ва 0,027%, чуть меньше, чем кларковое содержание—0,030, чуть меньше также по сравнению с данными Т. и W.—0,033 для основных пород земной коры.

Марганец. Содержание марганца в оливиновых базальтах кларковое—0,2% и чуть больше по сравнению с данными Т. и W.—0,15%. В нижних долеритах в 15% анализированных образцов содержание марганца кларковое, в остальных—ниже кларка, в среднем содержание 0,11, почти в два раза меньше кларкового содержания—0,2%. Содержание марганца в верхних долеритах в 36% анализированных проб кларковое, а в остальных—ниже кларка. В среднем содержание Mn в верхних долеритах 0,17%, несколько больше, чем в нижних долеритах, но также чуть меньше кларка и несколько больше по сравнению с данными Т. и W.—0,15%.

Титан является характерным элементом в исследованных породах и встречается в них до 1%, местами даже больше, соответствует кларковому содержанию в оливиновых базальтах, превышает его почти в 1,5 раза (по данным хим. анализов) в нижних и верхних долеритах и находится в соответствии с данными Т. и W.—1,38% для соответствующих пород.

Ванадий, кобальт, никель. Эти элементы присутствуют постоянно и в повышенном против кларка содержании почти в два раза, кобальт—0,008, никель—0,08 и ванадий—0,03%, чуть больше кларка и данных Т. и W. для соответствующих пород.

Хром. Наибольшее содержание хрома, превышающее в два раза соответствующее кларковое—0,02, зафиксировано в оливиновых базальтах и в 22% анализированных проб верхнего долерита, в размерах чуть больше кларкового содержания в нижних долеритах и 74% проб верхнего долерита.

Галлий. Постоянный спутник алюминия и поэтому мало характерный элемент, в наших лавах превышает кларковое содержание 0,0018% от двух до 5 раз, в среднем его содержание от 0,003 до 0,0037%.

Медь является постоянным и характерным спутником долеритов при среднем содержании 0,019%. В оливиновых базальтах содержание меди кларковое—0,001%, в нижних и верхних долеритах в преобладающем большинстве анализированных проб чуть больше кларка—0,017—0,013% соответственно.

Цинк является характерным элементом для основных пород, но в исследуемых породах намечается в виде ничтожных количеств—0,003, против соответствующего кларкового содержания 0,013%.

Свинец является нехарактерным элементом; он присутствует в оливиновых базальтах в 65—85% анализированных проб в кларковых содержаниях 0,001%, а в остальных ниже чувствительности метода.

Серебро отмечается в единичных пробах в содержаниях, в два раза превышающих кларк основных пород—0,00001%.

Цирконий. Долериты Лорийского плато отличаются повышенным содержанием циркония—0,015%. В 70% анализированных проб количество циркония в два раза превышает кларковое содержание, а в остальных пробах соответствует кларковому содержанию—0,01%.

Литий. В частности для наших долеритов характерно присутствие лития, превышающее кларковые содержания от 2 до 3 раз—0,0026—0,004% при кларке соответствующих пород 0,015%.

Иттрий считается редким элементом для основных пород, но в долеритах Лорийского плато он присутствует в больших количествах, превышая кларковое содержание от 2 до 3 раз, в особенности для долеритов верхнего покрова. Указанное явление находится в соответствии с данными Сахама (1952) об обогащенности иттрием основных пород южной Лапландии.

Таким образом, наиболее интересной особенностью для долеритов и для оливинового базальта Лорийского плато является обогащение их Co и Ni, в два раза превышающее кларк для основных пород. Обогащение этими двумя элементами основных пород известно давно (Фогт и Гольдшмидт, 1934) и считается, что Ni и Co в значительной степени скрыты в оливине, и так как вышеуказанные породы обогащены оливином в одинаковой степени, то в них наблюдается содержание Ni и Co почти в равном количестве, что говорит о наличии единого магматического очага. Для основных пород характерно также обогащение Sr, но в наших долеритах Sr находится в соответствии с кларковым содержанием, а оливиновые базальты, как наиболее ранние образования, содержат Sr в два раза больше долеритов.

Полученные данные по породам и слагающим ее минералам в пересчете в частях на миллион изображены в виде диаграммы (фиг. 47), составленной по следующему принципу; в левой части приводятся рассеянные элементы, расположенные по мере увеличения ионного радиуса, правее показывается процентное содержание элемента в различных минералах, выведенное путем пересчета минерального баланса пород и входящих в него минералов (табл. 48, 49, 50) как для нижних, так и для верхних долеритов, в правой части диаграммы дается абсолютное количество элементов в породе в частях на миллион $\gamma/\text{г}$ на диаграмму нанесены цифры по данным средних показателей, полученных путем среднестатистических подсчетов данных спектральных анализов.

Как для нижних, так и для верхних долеритов в правой части диаграммы дается абсолютное количество элементов в породе (табл. 52) для нижних долеритов и (табл. 53) для верхних долеритов (все значения даны в частях на миллион $\gamma/\text{г}$). На диаграмму нанесены данные 30 анализов пород и 85 анализов минералов.

Для изучения рассеянных элементов в минералах нами брались характерные образцы из трех покровов эффузивных пород Лорийского плато: одна протолочка оливинового базальта из самого нижнего покрова, 14 протолочек долерита из среднего покрова и 11 протолочек

Таблица 48

Минеральный баланс Be, Ga, Cr, V, Li, Ni, Co, Zn, Cu, Zr, Mn, Y, Sr, Pb, Ba образца 46^a оливинового базальта (все значения даны в частях на миллион)

Минерал	Элемент	Содержание элемента в минерале в %/г	Количество элементов минерала при пересчете на 1 г породы	% элемента, приходящийся на данный минерал	Общее содержание элемента в породе
Плагиоклаз	Be	1	0,55	55	1
Оливин		—	—	—	
Стекло		1	0,42	42	
			<u>0,97</u>	<u>97</u>	
Плагиоклаз	Ga	30	1,65	5,5	30
Оливин		—	—	—	
Стекло		20	8,4	28,0	
			<u>10,05</u>	<u>33,5</u>	
Плагиоклаз	Cr	3	0,165	0,055	300
Оливин		47	1,410	0,470	
Стекло		100	42,00	14,00	
			<u>43,575</u>	<u>14,525</u>	
Плагиоклаз	V	30	1,65	0,55	300
Оливин		200	84	28,0	
Стекло		—	—	—	
			<u>85,65</u>	<u>28,55</u>	
Плагиоклаз	Li	10	5,5	18,3	30
Оливин		—	—	—	
Стекло		20	8,4	28,0	
			<u>13,9</u>	<u>46,3</u>	
Плагиоклаз	Ni	—	—	—	300
Оливин		500	15	5	
Стекло		100	42	14	
			<u>57</u>	<u>29</u>	
Плагиоклаз	Co	10	5,5	5,5	100
Оливин		450	13,5	13,5	
Стекло		30	8,6	8,6	
			<u>27,6</u>	<u>27,6</u>	
Плагиоклаз	Zn	—	—	—	30
Оливин		47,4	1,422	4,74	
Стекло		60	25,200	84,00	
			<u>26,622</u>	<u>88,74</u>	
Плагиоклаз	Cu	10	—	—	100
Оливин		1,85	0,0555	0,0555	
Стекло		60	25,200	25,200	
			<u>25,255</u>	<u>25,255</u>	
Плагиоклаз	Zr	100	55,0	27,5	200
Оливин		—	—	—	
Стекло		100	42	21	
			<u>97,0</u>	<u>48,5</u>	
Плагиоклаз	Mn	100	55,0	2,75	2000
Оливин		2940	88,2	4,41	
Стекло		1000	420,0	21,00	
			<u>563,2</u>	<u>28,16</u>	

1	2	3	4	5	6
Плагиоклаз	Y	10	5,5	18,3	30
Оливин		—	—	—	
Стекло		30	12,6	42	
			18,1	60,3	
Плагиоклаз	Sr	1000	550	55,0	1000
Оливин		—	—	—	
Стекло		200	8,4	0,84	
			558,4	55,84	
Плагиоклаз	Pb	30	16,5	165	10
Оливин		—	—	—	
Стекло		—	—	—	
			16,5	165	
Плагиоклаз	Ba	300	165	165	100
Оливин		—	—	—	
Стекло		100	42	42	
			207	207	

Содержание минералов в породе: плагиоклаз—55%, оливин—3%, стекло—42%.

из верхних долеритов, отобранных также по протяжению, с соблюдением метода отбора по вертикальному разрезу.

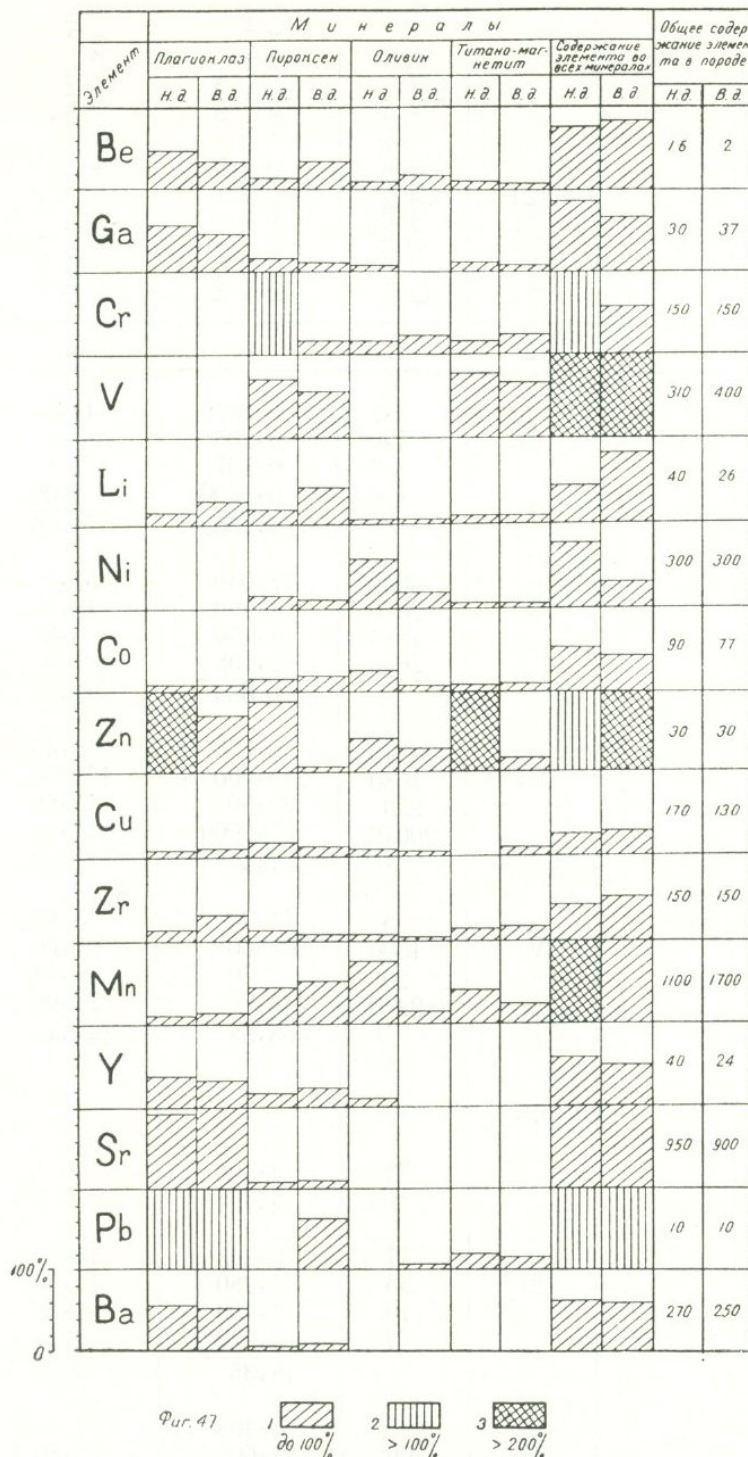
Результаты анализов протолок трех покровов сведены в табл. 54, где в первой графе приводятся элементы в виде ионов с валентностями, во второй графе—размеры ионных радиусов (последние взяты из статьи Ноколдса и Митчелла), в графах 3, 4, 5 приводятся усредненные данные главных и рассеянных элементов, полученных из среднестатистических подсчетов 18 анализов по нижним долеритам и 11 анализов по верхним долеритам.

Для сопоставления полученных данных в таблице приводятся аналогичные данные по долеритам Карру по Ф. Уокеру и А. Польдсварту и долеритам тунгусско-ленского комплекса по В. И. Гоньшаковой (1961), и с целью сравнения с данными интрузивных пород аналогичного химического состава приводятся данные по габбровым породам из офиолитовой формации Армении (по неопубликованным данным С. Б. Абовяна), среднее из 14 анализов.

Наиболее интересной особенностью ранних основных эффузивов верхнеплиоценового времени исследованного района является обогащение оливиновых базальтов двухвалентным железом, хромом и с небольшим преувеличенным содержанием кобальта по сравнению с нижними и верхними долеритами, что свидетельствует о более ранней кристаллизации оливиновых базальтов из единого базальтового расплава, за счет которого несколько позже образовались долериты нижнего и верхнего покрова.

По данным Фогта (1923) и Гольдшмидта (1934), первые фазы кристаллизации бывают более обогащены Co, Cr и Ni. По предположениям Ноколдса и Митчелла (1952), Cr содержится в рудном минерале, а

Со может скрываться в оливине. В нашем случае весьма вероятно, что Cr содержится в темно-бурой основной стекловатой массе, так как в оливиновых базальтах не удается различить зерна рудного минерала.



Фиг. 47. Минеральный баланс редких и рассеянных элементов в долеритах Лэррийского плато.

Несколько повышенное содержание Co—100 γ /г против 90 γ /г и 77 γ /г в долеритах, вероятно, можно объяснить также более ранней кристаллизацией оливиновых базальтов, чем долеритов.

Минеральный баланс Be, Ga, Cr, V, Nb, Sn, Zr, Ni, Co, Zn, Se, Cu, Zr, Mn,
Y, Sr, Pb, Ba в нижних долеритах Лорийского плато
(все значения даны в частях на миллион)

Минерал	Элемент	Содержание элемента в минерале в γ/γ	Количество элемента в минерале при пересчете на 1 г породы	% элемента, приходящийся на данный минерал	Общее содержание элемента в породе
1	2	3	4	5	6
Плагиоклаз	Be	1,2	0,6816	42,5	<u>1,6</u>
Авгит		1,0	0,208	13,0	
Оливин		1,2	0,137	8,5	
Титаномагнетит		1,0	0,1296	8,06	
			<u>1,1562</u>	<u>72,06</u>	
Плагиоклаз	Ga	30,0	17,040	57,0	<u>30</u>
Авгит		20,0	4,160	13,9	
Оливин		10,0	1,150	3,8	
Титаномагнетит		26,0	2,708	9,0	
			<u>25,058</u>	<u>83,7</u>	
Плагиоклаз	Cr	17,0	9,656	6,45	<u>150</u>
Авгит		1080	214,600	143,60	
Оливин		220	25,30	16,80	
Титаномагнетит		200,0	21,6000	14,40	
			<u>271,157</u>	<u>181,26</u>	
Плагиоклаз	V	20	11,36	3,66	<u>310</u>
Авгит		1000	208,00	67,00	
Оливин		20	2,30	0,74	
Титаномагнетит		2440	241,92	78,00	
			<u>463,58</u>	<u>149,4</u>	
Плагиоклаз	Nb	—	—	—	<u>40</u>
Авгит		—	—	—	
Оливин		—	—	—	
Титаномагнетит		38	4,104	—	
			<u>4,104</u>	<u>—</u>	
Плагиоклаз	Li	11	6,248	15,6	<u>40</u>
Авгит		35	7,280	18,3	
Оливин		10	1,150	2,9	
Титаномагнетит		34	3,672	9,2	
			<u>18,35</u>	<u>46</u>	
Плагиоклаз	Ni	6	3,408	1,13	<u>300</u>
Авгит		200	41,600	13,80	
Оливин		1590	182,850	60,90	
Титаномагнетит		100	10,800	3,60	
			<u>238,65</u>	<u>79,43</u>	
Плагиоклаз	Co	10	5,68	6,3	<u>90</u>
Авгит		70	14,66	16,4	
Оливин		200	23,00	25,5	
Титаномагнетит		70	7,56	8,4	
			<u>50,8</u>	<u>56,6</u>	

1	2	3	4	5	6
Плагиоклаз	Sn	—	—	—	
Авгит		—	—	—	
Оливин		—	—	—	
Титаномагнетит		15			
Плагиоклаз	Zn	70	39,96	136,0	
Авгит		130	27,04	90,0	
Оливин		120	13,80	46,0	
Титаномагнетит		300	32,40	106,0	
			113,0	378,0	30
Плагиоклаз	Sc		31,20	—	
Авгит		150			
Оливин					
Титаномагнетит					
Плагиоклаз	Cu	14	7,950	4,67	
Авгит		120	24,960	14,65	
Оливин		100	11,500	6,76	
Титаномагнетит		13	1,404	9,82	
			45,81	26,90	170
Плагиоклаз	Zr	30	17,04	11,35	
Авгит		90	18,72	12,45	
Оливин		80	9,20	6,2	
Титаномагнетит		200	21,60	14,4	
			66,56	44,4	150
Плагиоклаз	Mn	170	96,56	8,7	
Авгит		2500	520,00	47,3	
Оливин		6000	690,00	62,7	
Титаномагнетит		4000	432,00	39,2	
			1738,5	157,9	1100
Плагиоклаз	Y	25	14,20	35,4	
Авгит		30	6,24	15,6	
Оливин		30	3,45	8,6	
Титаномагнетит		—	—	—	
			23,89	59,6	40
Плагиоклаз	Sr	1600	908,8	95,5	
Авгит		180	37,4	3,94	
Оливин		70	8,05	0,84	
Титаномагнетит		30	3,24	0,34	
			957,5	100,02	950
Плагиоклаз	Pb	60	34,88	340,8	
Авгит		—	—	—	
Оливин		—	—	—	
Титаномагнетит		16	1,728	17,2	
			35,36	358,0	10
Плагиоклаз	Ba	270	153,36	56,6	
Авгит		100	20,8	7,71	
Оливин		—	—	—	
Титаномагнетит		—	—	—	
			174,16	65,3	270

Содержание минерала в породе: плагиоклаз—56,8%; авгит—20,8%; оливин—11,5%; титаномагнетит—10,8%.

Минеральный баланс Be, Ga, Cr, V, Mo, Nb, Sn, Li, Ni, Co, Zn, Sc, Cu, Zr, Mn,
Y, Sr, Ba, Pb в верхних долеритах Лорийского плато
(все значения даны в частях на миллион)

Минерал	Элемент	Содержание элемента в минерале в γ/γ	Количество элемента в минерале при пересчете на 1 г породы	% элемента, приходящий на данный минерал	Общее содержание элемента в породе
1	2	3	4	5	6
Плагиоклаз	Be	1(7)	0,539	26,9	<u>2</u>
Авгит		3(3)	0,609	30,4	
Оливин		6(4)	0,348	17,4	
Титаномагнетит		1(2)	0,105	5,02	
			<u>1,601</u>	<u>79,72</u>	
Плагиоклаз	Ga	31(11)	16,709	45,16	<u>37</u>
Авгит		19	3,85	10,46	
Оливин		3	0,174	0,47	
Титаномагнетит		20	2,1	5,7	
			<u>22,833</u>	<u>61,79</u>	
Плагиоклаз	Cr	15(10)	8,085	5,36	<u>150</u>
Авгит		930(10)	188,8	125,8	
Оливин		570(9)	33,06	19,3	
Титаномагнетит		300(7)	31,5	21,0	
			<u>261,446</u>	<u>171,46</u>	
Плагиоклаз	V	20(5)	10,78	2,71	<u>400</u>
Авгит		1000(10)	203,0	50,6	
Оливин		60(6)	4,48	1,1	
Титаномагнетит		2500(8)	262,5	66,1	
			<u>480,76</u>	<u>120,51</u>	
Плагиоклаз	Mo	60(1)	—	—	—
Авгит		20(1)	—	—	
Оливин		—	—	—	
Титаномагнетит		—	—	—	
Плагиоклаз	Nb	—	—	—	—
Авгит		—	—	—	
Оливин		—	—	—	
Титаномагнетит		30(4)	3,1	—	
Плагиоклаз	Sn	20	—	—	—
Авгит		—	—	—	
Оливин		—	—	—	
Титаномагнетит		—	—	—	
Плагиоклаз	Li	14(5)	7,5	28,8	—
Авгит		60(5)	12,2	46,8	
Оливин		10(3)	0,58	2,23	
Титаномагнетит		24(8)	2,52	9,5	
			<u>22,8</u>	<u>87,33</u>	<u>26</u>

1	2	3	4	5	6
Плагиоклаз Авгит Оливин Титаномагнетит	Ni	7(9) 120(10) 1000(9) 100(9)	3,77 24,36 58,00 10,5	1,25 8,10 19,3 3,5	
			<u>96,63</u>	<u>32,15</u>	<u>300</u>
Плагиоклаз Авгит Оливин Титаномагнетит	Co	10(7) 70(7) 100(9) 70(8)	5,39 14,21 5,8 7,35	7,0 18,4 7,5 9,5	
			<u>32,75</u>	<u>42,4</u>	<u>77</u>
Плагиоклаз Авгит Оливин Титаномагнетит	Zn	40(5) 10(6) 170(5) 620(7)	21,56 2,03 9,96 6,51	71,86 6,76 33,20 21,70	
			<u>40,06</u>	<u>133,52</u>	<u>30</u>
Плагиоклаз Авгит Оливин Титаномагнетит	Sc	200	40,60	—	
Плагиоклаз Авгит Оливин Титаномагнетит	Cu	18(10) 70(10) 40(9) 140(8)	9,702 14,21 2,320 14,70	7,46 10,09 1,9 11,3	
			<u>40,932</u>	<u>30,75</u>	<u>130</u>
Плагиоклаз Авгит Оливин Титаномагнетит	Zr	80(10) 46(11) 40(11) 250(7)	43,12 9,338 2,32 26,23	28,74 6,2 1,54 17,48	
			<u>81,008</u>	<u>53,96</u>	<u>150</u>
Плагиоклаз Авгит Оливин Титаномагнетит	Mn	370(11) 3800(10) 5000(9) 4000(8)	199,47 771,40 290,0 420,0	11,7 45,4 17,1 24,7	
			<u>1680,87</u>	<u>98,9</u>	<u>1700</u>
Плагиоклаз Авгит Оливин Титаномагнетит	Y	14(5) 30(9) — —	7,546 6,09 — —	31,41 25,37 — —	
			<u>13,636</u>	<u>56,78</u>	<u>24</u>
Плагиоклаз Авгит Оливин Титаномагнетит	Sr	1600(11) 200(9) 30(4) 30(5)	862,4 40,6 1,74 3,15	96,0 4,5 0,19 0,35	
			<u>907,81</u>	<u>101,04</u>	<u>900</u>
Плагиоклаз Авгит Оливин Титаномагнетит	Pb	40(8) 30(1) 10(1) 15(9)	21,56 6,09 0,58 1,575	215,6 60,9 5,8 15,7	
			<u>29,805</u>	<u>298,0</u>	<u>10</u>

1	2	3	4	5	6
Плагиоклаз	Ba	260(10)	140,14	50,5	250
Авгит		90(3)	18,27	7,3	
Оливин		—	—	—	
Титаномагнетит		—	—	—	
			158,41	57,8	

Содержание минерала в породе: плагиоклаз—53,9%; авгит—20,3%; оливин—5,8%; титаномагнетит—10,5%; окислы железа—9,5%.

Второй особенностью для оливиновых базальтов является обедненность Ba. Из литературных данных известно, что ввиду близости ионных радиусов Ba—1,43 Å и K=1,33 Å, концентратом Ba могут быть калийсодержащие минералы. В наших породах калийсодержащие минералы отсутствуют, K до 1% содержится лишь в плагиоклазах (табл. 16) и в десятых долях в пироксенах (табл. 22).

Судя по минеральному балансу (табл. 51, 52, 53), Ba содержится в плагиоклазах и пироксенах нижних и верхних долеритов, а также в плагиоклазе и стекле оливиновых базальтов. Содержание Ba в плагиоклазах и обогащенных Ca пироксенах наводит на мысль, что он связан также с элементом Ca.

Таблица 51

Содержание рассеянных элементов в породе и минералах оливиновых базальтов (по данным спектральных анализов обр. № 46а)

Элементы	Порода	Оливин	Плагиоклаз	Стекло	Минеральный состав
Ca	0,003	—	~0,003	0,001—0,003	Плагиоклаз—55 % Оливин —3 % Стекло —42 %
Cr	0,03	0,0047	≥0,0003	≥0,01	
V	0,03	—	~0,003	0,01—0,03	
Mo	X	—	—	X	
Cu	0,01	0,000185	0,001—0,003	0,003—0,01	
Li	0,003	—	≥0,001	0,001—0,003	
Ni	0,03	0,05	0,0003—0,001	~0,01	
Co	0,01	0,045	~0,001	≥0,003	
Zr	0,01—0,03	—	~0,01	~0,01	
Mn	0,1—0,3	0,294	~0,01	~0,1	
Y	≥0,003	—	~0,001	≥0,003	
La	—	—	X	—	
Sr	0,1	X	~0,1	0,01—0,03	
Pb	≥0,001	—	≥0,003	—	
Zn	≥0,003	0,00474	—	0,003—0,01	
Ba	≥,01	X	~0,03	≥0,01	
Be	>0,0001	—	~0,0001	0,0001	

Кроме вышеуказанных элементов, остальные рассеянные элементы Be, Ga, V, Li, Ni, Zn, Cu, Zr, Y, Sr и Pb содержатся в породах всех трех покровов в равном или почти равном количестве. Замеченные небольшие расхождения в количествах содержания того или другого элемента обуславливается колебанием количественного содержания того или иного минерала; например, несколько повышенная концентрация Cu в нижних долеритах 170 γ/г (табл. 54), вероятно, может быть объяснено

Таблица 52

Содержание рассеянных элементов в породе и минералах нижних долеритов Лорийского плато
(по данным спектральных анализов)

Элементы	Ионный радиус	Порода	Плагиоклаз	Авгит	Оливин	Титаномагнетит	Минеральный состав
Be	0,34	0,00016(10)	0,00012(10)	0,0001(8)	0,00912(8)	0,0001(9)	Плагиоклаз—56,8% Авгит —20,8% Оливин —11,5% Титаномагнетит—10,8%
Ga	0,62	0,003(15)	0,003(15)	0,002(8)	0,001(3)	0,0026(13)	
Cr	0,64	0,015(15)	0,0017(14)	0,108(14)	0,022(10)	0,02(4)	
V	0,65	0,031(15)	0,002(8)	0,1(14)	0,02(5)	0,244(13)	
Mo	0,68	—	—	—	—	—	
Nb	0,69	—	—	—	—	0,0038(7)	
Sr	0,16	—	—	—	—	0,0015(6)	
Li	0,78	0,004(15)	0,0011(9)	0,0035(11)	0,001(4)	0,0034(13)	
Ni	0,78	0,03(11)	0,0006(12)	0,02(15)	0,159(10)	0,01(13)	
Co	0,82	0,009(15)	0,001(6)	0,007(10)	0,02(10)	0,007(14)	
Zn	0,83	0,003(14)	0,003(14)	0,013(13)	0,012(7)	0,034(10)	
Sc	0,83	—	—	0,015(13)	—	—	
Cu	0,83	0,017(15)	0,0014(14)	0,012(15)	0,01(10)	0,0113(14)	
Zr	0,89	0,015(15)	0,003(13)	0,009(14)	0,008(16)	0,02(14)	
Mn	0,91	0,11(15)	0,017(14)	0,25(15)	0,6(6)	0,4(14)	
Y	1,06	0,004(15)	0,0025(11)	0,003(14)	0,003(13)	—	
Sr	1,27	0,035(15)	0,16(14)	0,018(15)	0,007(3)	0,003(10)	
Pb	1,32	0,001(11)	0,006(9)	0,001(1)	0,001(1)	0,0016(10)	
Ba	1,43	0,027(15)	0,027(13)	0,01(2)	—	—	

В скобках показано количество анализов.

Таблица 53

Содержание рассеянных элементов в породе и минералах верхних долеритов Лорийского плато
(по данным спектральных анализов)

Элементы	Ионный радиус	Порода	Плагиоклаз	Авгит	Оливин	Титаномагнетит	Минеральный состав
Be	0,34	0,0002(8)	0,0001(7)	0,0003(3)	0,0006(4)	0,0001(2)	
Ca	0,62	0,0037(11)	0,003(11)	0,0019(8)	0,0003(2)	0,002(11)	Плагиоклаз —53,9%
Cr	0,64	0,015(11)	0,0015(10)	0,093(10)	0,057(9)	0,03(7)	Авгит —20,3%
V	0,65	0,04(11)	1,002(5)	0,1(10)	0,006(6)	0,25(8)	Титаномагнетит —10,5%
Mo	0,68	—	0,006(1)	0,002(1)	—	—	Оливин —5,8%
Nb	0,69	—	—	—	—	0,003(4)	Окислы железа —9,0%
Sn	0,74	—	0,002(1)	—	—	0,0013(3)	
Li	0,78	0,0026(11)	0,0014(5)	0,006(5)	0,001(3)	0,0024(8)	
Ni	0,78	0,03(11)	0,0007(9)	0,012(10)	0,1(9)	0,01(9)	
Co	0,82	0,0077(11)	0,001(7)	0,007(7)	0,01(9)	0,007(8)	
Zn	0,83	0,003(8)	0,004(5)	0,001(6)	0,017(5)	0,062(7)	
Sc	0,83	—	—	0,02(9)	0	—	
Cu	0,83	0,013(11)	0,0018(10)	0,007(10)	0,004(9)	0,014(8)	
Zr	0,89	0,015(11)	0,098(10)	0,006(10)	0,004(4)	0,025(7)	
Mn	0,91	0,17(11)	0,037(11)	0,38(10)	0,5(9)	0,4(8)	
Y	1,06	0,0024(11)	0,0014(5)	0,003(9)	—	—	
In	1,22	—	—	—	—	—	
Sr	1,27	0,09(11)	0,16(11)	0,2(9)	0,003(4)	0,003(5)	
Pb	1,32	0,001(6)	0,004(8)	0,003(1)	0,001(1)	0,0015(9)	
Ba	1,43	0,014(11)	0,026(10)	0,009(3)	—	—	

В скобках дается количество анализов, по которым произведен статистический подсчет

Второстепенные и главные элементы в эффузивных породах Лорийского плато и других областей

(все значения даны в частях на миллион)

Элементы	Ионный радиус	Оливиновый базальт	Долериты		Габро Армении (среднее из 5 анализов)	Долериты из других областей	
			нижний	верхний		Тунгусско-ленский комплекс по Гоньшаковой (среднее из 10 анализов)	Долериты Карру по Ф. Уокеру и А. Польшерваргу
Si ⁴⁺	0,39	230·10 ³	240·10 ³	236·10 ³	225·10 ³	228·10 ³	223·10 ³
Al ³⁺	0,57	990·10 ²	918·10 ²	900·10 ²	946·10 ²	826·10 ²	813·10 ²
Ti ⁴⁺	0,64	82·10 ²	59·10 ²	80·10 ²	51·10 ²	103·10 ²	59·10 ²
Fe ³⁺	0,67	338·10 ²	556·10 ²	340·10 ²	265·10 ²	263·10 ²	83·10 ²
Mg ²⁺	0,78	219·10 ²	264·10 ²	400·10 ²	405·10 ²	373·10 ²	428·10 ²
Fe ²⁺	0,83	728·10 ²	142·10 ²	516·10 ²	406·10 ²	745·10 ²	721·10 ²
Na ⁴⁺	0,98	300·10 ²	329·10 ²	313·10 ²	170·10 ²	139·10 ²	168·10 ²
Ca ²⁺	1,06	702·10 ²	645·10 ²	660·10 ²	820·10 ²	714·10 ²	735·10 ²
K ¹⁺	1,33	162·10 ²	172·10 ²	127·10 ²	49·10 ²	118·10 ²	66·10 ²
Be	0,34	1	1,6	2	3	—	—
Ga ³⁺	0,62	30	30	37	20	71	30
Cr ³⁺	0,64	300	150	150	300	345	600
V ³⁺	0,65	300	310	400	200	47	450
Zi ¹⁺	0,78	30	40	26	8	—	10
Ni ²⁺	0,78	300	300	300	100	55	100
Co ²⁺	0,82	100	90	77	40	38	35
Zn ²⁺	0,83	30	30	30	50	—	70
Cu ²⁺	0,83	100	170	130	70	58	200
Sc ³⁺	0,83	—	—	—	—	55	15
Zr ⁴⁺	0,89	200	150	150	50(3)	1500	Не отмечены
Mn ²⁺	0,91	2000	1100	1700	1100	—	700
Y ³⁺	1,06	30	40	24	20(2)	Нет сведений	Нет сведений
La ³⁺	1,22	—	—	—	—	Нет сведений	Нет сведений
Sr ²⁺	1,27	1000	950	900	400	375	Нет сведений
Pb ²⁺	1,32	10	10	10	—	—	Не отмечены
Ba ²⁺	1,43	100	270	250	300(1)	92	200
Ga·1000/Al		0,3	0,3	0,4	0,2	0,8	0,4
Ni·1000/Mg		13,0	11,0	7,5	22	1,4	2,3
Co·1000/Mg		4,5	3,0	1,9	1,0	1,0	0,8
Ni·/Co		3,0	3,2	3,9	2,0	1,5	2,8
Li·1000/Mg		1,4	1,5	0,7	0,2	—	0,2
Fe ²⁺ ·Mg		2,9	0,5	1,3	1,0	2	1,7
Co·1000/Fe ²⁺		1,4	6,0	1,5	0,9	0,5	0,5
Mn·1000/Fe ²⁺		27,0	77,3	33,0	27,0	20,0	9,7
Fe ³⁺ ·+/Fe ²⁺		0,5	3,9	0,7	0,6	0,4	0,1
Cr·1000/Fe ³⁺		8,9	2,7	4,4	11,4	13,1	22,8
V·1000/Fe ³⁺		8,9	5,6	11,8	11,3	1,4	17,0
Sr·1000/Ca		14,2	14,5	13,6	5,0	5,2	—
Ba·1000/K		11,5	11,6	11,5	4,5	4,5	—
Ba·1000/Ca+K		6,2	16,0	20,0	61(1)	8,0	17,0
Ba·1000/Ca-K		1,1	3,3	3,2	3,4	1,1	2,4

большим количественным содержанием оливина (табл. 14) по сравнению с оливиновым базальтом и верхним долеритом (табл. 15), в которых и встречен Cu .

Вышеприведенное краткое изложение показывает общее поведение рассеянных элементов в изученных породах, но было бы немаловажным рассмотреть связь отдельных рассеянных элементов с элементами, имеющими близкие к ним ионные радиусы, так как такого рода сведения для исследуемых нами пород практически отсутствуют.

В случае равенства и близости ионных радиусов и электростатического заряда рассеянного и главного элемента Гольдшмидт применяет термин «маскировка». В наших породах имеет место маскировка галлия алюминием; и постоянство отношения Ga к Al в породах всех трех покровов, равное 0,3, 0,3, 0,4 (табл. 54), говорит о неизменности химизма первоначального базальтического расплава и о кратковременности перерыва между излияниями трех покровов, почти идентичных по химическим и геохимическим особенностям. По Гольдшмидту и Петерсу, концентрация Ga по отношению к Al отмечается в более поздних породах. В нашем случае отношение Ga к Al остается практически постоянным.

По данным тех же авторов, ввиду близости ионных радиусов Ni^{2+} и Li^{1+} с ионными радиусами Mg^{2+} , в данную кристаллическую решетку Ni и Li войдут с такой же легкостью, как Mg , чем и должно быть обусловлено постоянство отношения Ni/Mg и Li/Mg . Но, как видно из табл. 41, заметна небольшая концентрация Ni^{2+} по отношению к Mg относительно в более ранних породах; данное явление, вероятно, объясняется тем, что Ni в рудном минерале частично может замещать также Fe^{2+} . Отношение Li/Mg почти одинаково в оливиновых базальтах и нижних долеритах и несколько меньше в более поздних верхних долеритах—1,4, 1,5 и 0,7 соответственно. По представлениям Штрока (1963), в поздних породах наблюдается концентрация Li по отношению к Mg , что считается критерием стадии дифференциации. Концентрация Li по отношению к Mg подтверждается также данными Нокколдса и Митчелла (1952); в наших породах, сложенных по времени образования относительно разновозрастными покровами без каких-либо признаков дифференциации, подтвержденных химическим и петрографическим однообразием, делается понятным отсутствие концентрации Li по отношению к Mg в более поздних породах (верхние долериты) по сравнению с более ранними породами (оливиновые базальты и нижние долериты).

Содержание Co в породах относительно разновозрастных покровов практически можно считать постоянным; заметно лишь незначительное уменьшение его содержания от древних к молодым (табл. 51, 52, 53), 100, 90 и 77 γ /г соответственно, что касается геохимического поведения Co по отношению к Mg , то здесь выявляется более чувствительное колебание 4,5, 3,0 и 1,9 (табл. 54), что, вероятно, можно объяснить геохимической связью кобальта также с двухвалентным железом. Из литературы известно, что кобальт и никель могут входить в решетку как

наиболее ранних фаз кристаллизации оливинов и пироксенов, так и наиболее поздних—в титаномагнетиты; на нашем примере хорошо подтверждается, что Со в виде изоморфной примеси входит в титаномагнетит (см. табл. 37, 38, 39).

Полученные нами отношения Ni к Со в среднем 3,4 для эффузивов Лорийского плато вполне отвечают данным, приведенным Санделлом и Голдичем (1952), для основных пород равным 3,5.

При рассмотрении отношения Со к Fe^{2+} замечено, что для оливиновых базальтов и для верхних долеритов это отношение равно 1,4; 1,5 (табл. 54), что и можно считать характерным для исследуемых пород. Для нижних долеритов отношение Со/Fe доходит до 6, что вполне объяснимо при учете окисления Fe^{2+} до Fe^{3+} , подтверждаемого изменением отношения Fe^{3+}/Fe^{2+} от 0,5 в оливиновых базальтах и 0,7 для верхних долеритов до 3,3—нижних долеритов (табл. 54).

Содержание марганца в породах Лорийского плато от древних к молодым не подчиняется никакой закономерности: в наиболее ранних оливиновых базальтах и в наиболее поздних—верхних долеритах имеется несущественное отличие, тогда как в промежуточных долеритах (в среднем покрове) абсолютное его содержание несколько занижено; что касается отношения Mn к Fe^{2+} , то оно колеблется от 27 до 33 в оливиновых базальтах и верхних долеритах соответственно. От такого положения несколько отклоняются долериты нижнего покрова, в которых наблюдается повышение концентрации Mn, $Mn/Fe^{2+} = 77$, что делается вполне объяснимым при учете окисления Fe^{2+} до Fe^{3+} как это имело место в случае Со.

По причине близости величин ионных радиусов $Cr = 0,64 \text{ \AA}$ и $Fe^{3+} = 0,67$ эти два элемента тесно ассоциируют друг с другом в железомagneзиальных минералах, часть железа Fe^{3+} изоморфно замещается Cr.

Ниже по минеральному балансу редких элементов в минералах (табл. 51, 52, 53) ясно видно присутствие Cr во всех породообразующих минералах долеритов. Содержание Cr в нижних и верхних долеритах одинаково и равняется 150 γ /г породы, однако содержание его в породах самого нижнего покрова в 2 раза превосходит содержания в долеритах, что объясняется тем, что в них, как самых ранних породах, должна наблюдаться относительная их концентрация Cr по сравнению с железом, что и подтверждается цифрой 8,9, показывающей отношение Cr/Fe^{3+} . Отношение Cr/Fe^{3+} для нижних и верхних долеритов при одинаковом содержании Cr варьирует между цифрами 2,7 и 4,4, что также можно объяснить увеличением окисного железа в нижних долеритах за счет окисления закисного железа.

По содержанию V наиболее поздние породы—верхние долериты—несколько обогащены (табл. 54), больше также отношение V/Fe^{3+} составляя 11,8 против 5,6 и 8,9 в нижних долеритах и оливиновых базальтах соответственно. Данное колебание, вероятно, можно будет объяснить замеченным небольшим отличием минералогических соотношений породообразующих минералов. Небольшая разница ионных

радиусов $\text{Fe}^{+3}—0,67\text{Å}$ и $\text{V}—0,65\text{Å}$ сближает эти два элемента, но одновременно также с Ti , с ионным радиусом $=0,64$. Таким образом, обуславливается накопление V как в железо-магнезиальных, так и в титаномагнетитовых минералах; в нашем случае наблюдается максимальная концентрация.

V в титаномагнетитах (см. табл. 52, 53) по содержанию варьирует от 2440 до 2500 $\gamma/\text{г}$. Количественное преобладание V в наиболее поздних породах, вероятно, говорит о тенденции элемента к накоплению в продуктах более поздних образований.

В содержании стронция нет больших колебаний: в наиболее ранних породах количество его доходит до 1000 $\gamma/\text{г}$, а в наиболее поздних — 900 $\gamma/\text{г}$, что вполне согласуется почти с одинаковым процентным содержанием основного плагиоклаза—55,0, 56,8, 53,9% в породах всех трех покровов (табл. 14, 15), с чем и связан Sr . Это подтверждено минеральным балансом (табл. 35, 36, 37), из которых ясно видно, что 95—96% из всего количества Sr сосредоточено в плагиоклазах. Исходя из близости величин ионных радиусов $\text{Sr}=1,27\text{Å}$ и $\text{Ca}=1,06\text{Å}$, Sr с одинаковой легкостью входит в решетку основного плагиоклаза пород всех трех покровов при сохранении постоянства отношения Sr/Ca от ранних к поздним породам $=13,5—14$, постоянным остается также отношение $\text{Sr}/\text{Ca}+\text{K}=11,5$.

В отношении абсолютного содержания Ba выше было сказано, что наряду с калием Ba частично может замещать кальций в силу близости их ионных радиусов. Отношение $\text{Ba}/\text{K}+\text{Ca}$ в оливиновых базальтах ниже 1,1 в долеритах.

В протолочках изученных пород были обнаружены кристаллы циркона. Спектральными анализами выявлен цирконий во всех породах и породообразующих минералах.

Исходя из предположения Таусона (1961), что цирконий очень долго удерживается в расплаве в виде многовалентного катиона, который кристаллохимически не может быть связан ни с одним из породообразующих элементов, не имея возможности вхождения в силикатные структуры ввиду большого размера заряда своего иона, цирконий образует самостоятельный минерал циркон. Этот вывод им сделан на основании изучения гранитоидов. Надо полагать, что в случае базальтоидов цирконий ведет себя аналогично цирконию гранитоидов, выпадая в виде аксессуарного минерала.

При сравнении количественного соотношения циркония в гранитоидах и базальтоидах исследованного района нет разницы, как это видно из табл. 55.

На наличие циркония в субщелочных траппах юго-восточной части Сибирской платформы указывает В. И. Гоньшакова (1961) в количестве 145 $\gamma/\text{г}$ и в три раза больше в лейкократовых долеритах. Вывод Т. Г. Сахама (1952) о том, что основные породы исключительно бедны цирконием, не находит подтверждения на нашем материале.

Надо полагать, что этот вывод характерен только для основных и ультраосновных пород южной Лапландии.

	Базальтоиды Лорийского плато			
	Оливиновый базальт	Нижний долерит	Верхний долерит	Граниты Вурмберга из Гарца, Германия, по Дегенхардту
Общее содержание Zr в породе в $\gamma/\text{г}$	200	150	150	150

Содержание Zr в наших породах вполне согласуется с данными содержания Zr в базальтах океанского типа Полинезии (данные Чао Эдуарда и Флишера Михаила, 1960), в которых содержание Zr колеблется от 120 до 300 г/т. Присутствие циркония, установленное спектральным анализом отдельных породообразующих минералов эффузивных пород Лорийского плато, вероятно, надо приписать наличию в этих минералах включений циркона, которые были выявлены в шлифах при большом увеличении.

Свинец зафиксирован в большинстве анализированных проб в выдержанном количестве 10 $\gamma/\text{г}$ породы. Свинец был встречен почти во всех анализированных (15) плагиоклазах и титаномagnetитах и в единичных пробах в пироксенах и оливинах. Из литературы известно (Таусон, 1961), что вопрос содержания свинца в породообразующих минералах, не содержащих К, является спорным и пока не доказанным, в каком виде он может входить в плагиоклаз (в нашем случае 75% баланса свинца содержится в плагиоклазах долеритов).

Наши тщательные микроскопические изучения аншлифов и протоколов не привели ни к каким результатам. Вероятно, свинец или свинцовый минерал находится в виде субмикроскопических выделений или же в виде сорбционного молекулярного растения, как предполагает Таусон (1961), чем и можно объяснить спектрально определяемое выдержанное содержание его в породообразующих минералах.

Для решения вышеприведенной задачи мы провели трехкратное избирательное выщелачивание свинца из долеритов верхних и нижних потоков—на примере 9 образцов, из которых два образца были отобраны из палагонитизированных разностей. Анализ производился по предложенной методике (Таусон, 1961). После каждого выщелачивания было определено количество свинца в растворе, а после трехкратного избирательного выщелачивания все образцы были подвергнуты спектральному анализу с целью выявления оставшегося в них (невыведенного) свинца (предел чувствительности 0,001%)*. Результаты проведенных опытов приведены в табл. 56.

Как видно из приведенной таблицы в графе «содержание свинца в породе» приводятся показатели только для четырех образцов (в остальных пяти образцах содержание свинца, вероятно, ниже чувстви-

* Анализы произведены в гидрохимической лаборатории при секторе гидрогеологии ИГН АН АрмССР, аналитик—Э. А. Кюрегян.

Таблица 56

№ образцов	Порода	Содержание свинца в $\gamma/\text{г}$	Количество выщелоченного свинца			Сумма выщелоченного свинца	% выщелачивания
			(после 2-кратного выщелачивания)	(после 3-кратного выщелачивания)	(после 3-кратного выщелачивания)		
39	Нижний долерит	10	0,4	0,3	0,7	7%	
50	" "	10	Не обн.	Не обн.	—		
54	Палагонитизированный нижний долерит	Не обн.	0,5	Не обн.	0,5		
41		Не обн.	0,7	0,2	0,9		
41 ^a	" "	— " —	0,8	0,8	1,0		
32	Верхний долерит	— " —	0,3	0,2	0,5		
34		— " —	0,7	Сл. следы	0,7		
36	" "	10	0,1	Не обн.	0,1		
55	" "	10	Не обн.	0,2	0,2		

тельности метода, в силу чего не удается расшифровка спектрограммы свинца).

Наличие свинца в указанных образцах не вызывает сомнения, так как результаты второго и третьего избирательного выщелачивания показывают наличие свинца. Результаты избирательного выщелачивания из 3 образцов долеритов (39, 50, 36) показывают, что извлечено от 1 до 10% находящегося в них свинца. Это говорит о том, что в долеритах лишь небольшой процент свинца находится в виде самостоятельного минерала, а подавляющее большинство входит в решетки силикатов и рудного минерала; в нашем случае 70—80% присутствовавшего свинца содержится в плагиоклазах и в титаномагнетитах (см. табл. 51, 52, 53).

Таблица 57

№ образцов	Минерал. Содержание Рb в $\gamma/\text{г}$	Количество выщелоченного Рb				Сумма выщелачивания Рb в $\gamma/\text{г}$	% выщелачивания Рb
		после I выщелачивания	после II выщелачивания	после III выщелачивания	после IV выщелачивания		
52 ^a	Плагиоклаз 20	6	—	2	—	8	40
41	Титаномагнетит 30	7	—	—	—	7	23
42	" " — 30	—	—	—	—	—	—

Для подтверждения мнения, что свинец в плагиоклазах и титаномагнетитах также входит в виде изоморфной примеси, был произведен анализ с четырехкратными выщелачиваниями в трех образцах, результаты которого приводятся в табл. 57.

Из приведенной таблицы также ясно, что от 20 до 40% из общего количества свинца, входящего в минерал, образцы 52 и 41 находятся в виде механической примеси и легко выщелачиваются, а большая часть—от 60 до 80% свинца—входит в решетку минерала, а в образце 42—все 100% входят в минерал в виде изоморфной примеси.

Спектральный анализ пород Лорийского плато показал, что цинк фиксируется в породах всех трех покровов (табл. 54) в равном количестве—30 γ /г и находится в соответствии с предположениями Санделла и Голдича (1952), что Zn находится в прочной зависимости от кремнекислоты. Наш материал ясно показывает, что в породах однотипных при почти постоянном содержании SiO₂ содержание Zn также постоянно. Отношение Zn/Pb в однотипных и несколько отличных по возрасту оливиновых базальтах и долеритах оказывается достаточно равномерным и равняется трем, из анализированных 14 образцов только в одном случае в образце нижнего долерита отношение Zn/Pb поднимается до 10, что, вероятно, можно объяснить наложением вторичных процессов (образец взят в районе Ахтальского полиметаллического месторождения). Таким образом, подобное равномерное распределение рудных элементов относительно разновременных потоков основных эффузивных пород свидетельствует о значительной гомогенизации, что следует также из отсутствия следов дифференциации, на которую потребовалось бы очень длительное время затишья.

Рассматривая вопрос о геохимическом поведении цинка, надо сказать, что из разбора нашего фактического материала (табл. 51, 52, 53) ясно видно, что наши данные не согласуются с утверждением Гольдшмидта (1938) о том, что цинк может входить не во все железомагнезиальные силикаты, что пироксены составляют исключение и что Zn может концентрироваться в оливине. По нашим данным, 20—25% Zn входит в пироксен, Zn зафиксирован также в титаномагнетитах, вероятно, в ильменитовой части титаномагнетита.

Таблица 58
Выщелачивание цинка из долеритов Лорийского плато

№ образцов	Порода	Общее содержание Zn γ /г	Количество выщелачивания Zn				Сумма выщелаченного Zn	% выщелоченного Zn
			после I выщелачивания	после II выщелачивания	после III выщелачивания	после IV выщелачивания		
32	Верхний долерит	30	15	10	4	1	30	100
45	— " —	30	6	—	—	—	6	20
54	— " —	30	13	2	2	1	18	60
55	— " —	30	21	5	3	1	30	100

Для выяснения геохимической природы цинка, было произведено избирательное выщелачивание цинка из образцов исследовавшихся долеритов, как и в случае свинца. Результаты опытов сведены в табл. 58.

Как видно из табл. 58, количество цинка, выщелачиваемого из долеритов, колеблется от 20 до 100% его общего содержания в породах.

В среднем по данным анализа четырех образцов долеритов извлекается около 70% находящегося в них цинка. При этом следует заметить, что основная масса растворимого цинка извлекается из породы

уже при первой обработке более 65% всего выщелоченного цинка и закономерно уменьшается, четвертая обработка существенного растворения цинка не дает; по всем 3 образцам выщелачивания по 1γ/г цинка.

Таким образом, опыты по дифференциальному выщелачиванию цинка показывают, что цинк в породе неполностью входит в виде изоморфной примеси в породообразующие минералы и может быть легко извлечен из породы. Это говорит о том, что в базальтоидах можно предполагать существование разных форм нахождения цинка; в нашем случае встречен самородный цинк, который легко выщелачивается, и цинк, который входит в виде изоморфной примеси как в железомagneзиальный минерал, так и в плагиоклаз.

Медь. По данным спектральных анализов, в распределении меди в исследованных породах не удастся наметить какой-либо закономерности—самая меньшая концентрация отмечается в оливиновых базальтах—100γ/г, в нижних долеритах она повышается до 170γ/г, а в верхних долеритах вновь понижается до 130γ/г.

Медь почти одинаково появляется во всех породообразующих минералах. Появление меди в пироксенах, оливинах и титаномагнетитах объясняется сходством ионных радиусов Cu^{2+} и Fe^{2+} , а в плагиоклазах, вероятно, просто механической примесью сульфидов (микроскопические включения халькопирита установлены нами в аншлифах исследованных пород). Наличие меди в ранних продуктах кристаллизации—в оливинах и пироксенах—частично можно объяснить изоморфным вхождением в решетку минералов, но наличие главной массы объясняется, вероятно, механической примесью.

Распределение рассеянных элементов в минералах

В предыдущей главе мы рассмотрели распределение рассеянных элементов в базальтоидных породах, в настоящей главе мы остановимся на распределении рассеянных элементов в главных породообразующих минералах исследуемых пород; мы не можем рассмотреть распределение акцессорных минералов, так как не удалось отделить требуемое количество по всем акцессорным минералам для спектрального анализа. Имеются неполные данные по апатитам, но скудость количества анализированных проб и заметный разброс не дают возможность усреднить их. Оперирование ими может привести к ненадежным выводам.

Нами подведен минеральный баланс для каждого покрова (табл. 59, 60, 61), который показывает содержание редких и рассеянных элементов, входящих в породу в целом и в состав отдельных породообразующих минералов, слагающих породу, исходя из их известного содержания. В табл. 59 дается распределение рассеянных элементов в оливиновых базальтах, в минералах и в стекле основной массы; в табл. 60—распределение рассеянных элементов в долеритах нижнего покрова и в минералах, входящих в них; табл. 61—распределение рассеянных

элементов в долеритах верхнего покрова и в минералах, входящих в них. Данные, приведенные в вышеуказанных таблицах, взяты из таблиц минерального баланса (табл. 49, 51, 53) соответствующих пород, где в левой части приводится средний % содержания в данной породе отдельных минералов, выведенных из 43 подсчетов (14 по нижним долеритам, 28 по верхним долеритам и 1 проба для оливиновых базальтов), далее дается среднее содержание элемента в минерале в миллионных частях (γ /г), полученное путем статистического подсчета, в следующей графе приводятся соответствующие расчетные цифры, показывающие количество элемента минерала при пересчете на 1 г породы, и, наконец,

Таблица 59

Оливиновые базальты Лорийского плато
Распределение рассеянных элементов в породе и минералах
(все значения даны в частях на миллион)

Элементы	Порода	Плагиоклаз	Оливин	Стекло	Сумма минералов	Недостаток (%)
Be	1	0,6	—	0,4	1,0	±0
Ga	30	1,6	—	8,4	10,0	-66
Cr	300	0,2	1,4	42,0	43,6	-85
V	300	1,6	—	84	85,6	-71
Li	30	5,5	—	8,4	13,9	-53
Ni	300	—	15,0	42,0	57,0	-81
Co	100	5,5	13,5	8,6	27,6	-72
Zn	30	—	1,4	25,2	26,6	-11
Cu	1000	—	0,4	25,2	25,3	-74
Zr	200	55,0	—	42,0	97,0	-51
Mn	2000	55,0	88,2	420	563,2	-21
Y	30	5,5	—	12,6	18,1	-34
Sr	1000	550,0	—	8,4	558,4	-44
Pb	10	16,5	—	—	16,5	+65
Ba	100	165,0	—	42,0	207,0	+107

Таблица 60

Нижние долериты Лорийского плато
Распределение рассеянных элементов в породе и минералах
(все значения даны в частях на миллион)

Элементы	Порода (Б)	Плагиоклаз	Авгит	Оливин	Титаномагнетит	Сумма минералов (А)	Недостаток (в % А/Б)
Be	1,6	0,7	0,2	0,1	0,1	1,1	-31
Ga	30,0	17,0	4,2	1,1	2,7	25,0	-17
Cr	150	9,6	214,6	425,3	21,6	271,1	+80,7
V	310	11,4	208,0	2,3	241,9	463,6	+50
Nb					4,1		
Li	40	6,2	7,3	1,1	3,7	18,3	-56
Ni	300	3,4	41,6	182,8	10,8	238,6	-20
Co	90	5,7	14,5	23,0	7,5	50,7	-43
Zn	30	40,0	27,0	13,8	32,4	113,2	+276
Sc			31,2				
Cu	170	7,9	24,9	11,5	1,4	45,7	-73
Zr	150	17,0	18,7	9,2	21,6	66,5	-56
Mn	1100	96,5	520,0	690,0	432,0	1738,5	+58
Y	40	14,2	6,2	3,4	—	23,8	-40
Sr	950	908,8	37,4	8,0	3,2	957,4	+0,8
Pb	10	34,1	—	—	1,7	35,8	+258
Ba	270	153,4	20,8	—	—	174,2	+32

Верхние долериты Лорийского плато
 Распределение рассеянных элементов в породе и минералах
 (все значения даны в частях на миллион)

Элемент	Порода	Плагиоклаз	Авгит	Оливин	Титаномагнетит	Сумма минералов	Недостаток (в %)
Be	2	0,5	0,6	0,3	0,1	1,5	-25
Ga	37	16,7	3,8	0,2	2,1	22,8	-38
Cr	150	8,0	188,8	33,0	31,5	261,4	+74
V	400	10,8	203,0	4,5	262,5	480,8	+20
Nb					3,1		
Li	26	7,5	12,2	0,6	2,5	22,8	-12
Ni	300	3,7	24,4	58,0	10,5	96,6	-68
Co	77	5,4	14,2	5,8	7,3	32,7	-15
Zn	30	21,6	2,0	9,9	6,5	40,0	+33
Sc			40,6				
Cu	130	9,7	14,2	2,32	14,7	40,9	-68
Zr	150	43,1	9,3	2,3	26,2	80,9	-46
Mn	1700	199,5	771,4	290,0	420,0	1680,9	-1
Y	24	7,5	6,1	—	—	13,6	-43
Sr	900	862,4	40,6	1,7	3,2	907,9	+0,8
Pb	10	21,4	6,1	0,6	1,6	29,8	+198
Ba	250	140,1	18,3	—	—	158,4	-36

процентное содержание элемента, приходящегося на данный минерал, высчитанное на основании данных общего содержания элемента в породе, которое приводится в правой части таблицы (получены также путем статистического подсчета).

На основании вышеуказанных средних показателей в табл. 59, 60, 61 рассеянных элементов в породе и в минералах по покровам вводятся средние показатели в целом для комплекса молодых эффузивов Лорийского плато, сведенные в табл. 62. Данные, приведенные в указанной таблице, показывают неполное совпадение результатов, полученных суммированием содержания элементов в минералах с данными содержания элемента в породе в целом (левая часть таблицы); такое несовпадение становится понятным, если учесть точность применяемого нами метода полуколичественного анализа не более $\pm 50\%$.

В преобладающем большинстве случаев наблюдается совпадение; замеченное расхождение между вышеуказанными данными не выходит за пределы допустимой ошибки, за исключением меди, циркона, свинца и цинка. Недостача меди и циркония объясняется отсутствием данных спектральных анализов халькопирита и циркона, в которых и концентрируется медь и цирконий соответственно.

По цинку и по свинцу наблюдается излишек, что, вероятно, можно объяснить неточностью метода—по интерпретации спектральщиков—при определении интенсивности линии Zn большое влияние оказывает присутствие в пробе Na, который поступает одновременно с Zn в дуговой разряд, снижает температуру и ослабляет интенсивность линии, и полученные результаты не дают полную картину.

Рассматриваемые породы в качестве основных породообразующих минералов содержат из бесцветных минералов плагиоклаз, в котором наблюдается концентрация галлия, циркония, иттрия, стронция и бария

Долериты Лорийского плато
 Распределение рассеянных элементов в породе и минералах
 (среднее из 26 анализов)
 (все значения даны в частях на миллион)

Элементы	Порода	Плагиоклаз	Авгит	Оливин	Титаномагнетит	Сумма минералов	Недостаток (в %)
Be	1,8	0,6	0,4	0,2	0,1	1,3	-28
Ca	33,0	17,0	4,0	0,6	2,4	24,0	-27
Cu	150,0	8,8	201	29	26,5	265,3	+76
V	355,0	11,1	205,0	3,4	252,2	471,7	+33
Nb					3,6	3,6	
Li	33,0	6,8	9,8	0,8	3,1	20,5	-38
Ni	300,0	3,5	33,0	120,0	10,6	167,1	-44
Co	83,0	5,5	14,3	14,4	7,4	41,6	-50
Zn	30,0	30,8	14,5	11,9	19,4	76,6	+153
Sc			35,9			35,9	
Cu	150,0	8,8	19,5	6,9	8,0	43,2	-71
Zr	150,0	30,0	14,0	5,7	23,9	73,6	-51
Mn	1400,0	148,0	645,0	490	426	1709	+22
Y	32,0	10,8	6,1	1,7	—	18,6	-42
Sr	925,0	880,0	39,0	4,9	3,2	927,1	+0,2
Pb	10	27,6	3,0	0,3	1,6	32,5	+225
Ba	260	146,0	19,5	—	—	165,5	-36

по сравнению с темноцветными компонентами (авгит, оливин и титаномагнетит). Ga содержится в значительно меньшем количестве в авгите и в оливине, чего и следовало ожидать, так как он изоморфно замещает Al. Обычно Ga неравномерно содержится в породообразующих минералах и в самих плагиоклазах разнотипных пород (см. табл. 63). О неравномерном содержании Ga в породообразующих минералах указывает также Л. Ф. Борисенко (1963) на примере исследования особенностей распределения Ga в дунитах, перидотитах и пироксенитах ряда гипербазитовых массивов (им применялся метод колориметрического определения Ga при помощи родамина).

Цирконий в наибольшем количестве встречен в плагиоклазе, в значительном количестве в титаномагнетите, в меньшем количестве—в авгите и в очень малом количестве—в оливине.

Наличие циркония, вероятно, можно объяснить присутствием микроскопических включений циркона. Иттрий практически приурочен к плагиоклазу и авгиту, совершенно отсутствует в титаномагнетите и почти практически отсутствует в оливине. Стронций в очень малом количестве встречен в оливине и титаномагнетите, в несколько большем количестве в авгите; основным концентратором является плагиоклаз, в котором содержание Sr раз в 25>, чем в авгите; как следовало ожидать, стронций в плагиоклазе замещает Ca²⁺, так как ионные радиусы их близки; наличие некоторого количества—39 γ/г Sr в авгите объясняется известковым его характером. Незначительное содержание Sr в оливине и титаномагнетите объясняется (практически) отсутствием в них кальция.

Барий—в небольшом количестве встречен в плагиоклазе, намного меньше в авгите и совершенно не встречен в оливине и титаномагнетите.

В отношении остальных рассеянных элементов замечено, что ванадий концентрируется в титаномагнетите—252γ/г и почти практически отсутствует в оливинах—3,4γ/г, в малом количестве содержится в плагиоклазах. Наибольшая концентрация никеля наблюдается в оливине—120γ/г, немного меньше в авгите—33γ/г и еще меньше в титаномагнетите—10,6γ/г и практически почти отсутствует в плагиоклазе.

Кобальт входит в одинаковом количестве в авгит и оливин—14γ/г, в два раза меньше в титаномагнетит и еще меньше в плагиоклазе—5γ/г; Nb характерен только для титаномагнетита, в остальных минералах он не встречен, так же как Sc, который характерен только для авгита; в авгите же марганец встречен в наибольшем количестве, несколько в меньшем и почти в равном количестве в оливине и титаномагнетите и намного меньше в плагиоклазе. Наибольшая концентрация свинца и цинка наблюдается в плагиоклазе, несколько меньше цинка в титаномагнетите, а свинца в авгите; оливин сравнительно беден цинком и еще беднее свинцом. Наибольшая концентрация меди наблюдается в авгите, а в плагиоклазе, оливине и титаномагнетите медь распределена почти равномерно.

Для более ясного представления о распределении рассеянных элементов в минералах мы вкратце остановимся на соотношениях их с главными элементами, имеющими близкие ионные радиусы. Изученные минералы подверглись химическому анализу. По плагиоклазам имеются 6, авгиту—4 и оливину 6 анализов.

Усредненные данные по главным элементам для каждого породообразующего минерала дали возможность сравнить поведение рассеянных элементов с поведением главных. Следует отметить, что по титаномагнетиту мы располагаем только одним определением и то не полным.

Путем химического анализа в одном образце определены Fe₂O₃ и FeO, CaO и MnO; кобальт и марганец определены также спектральным

Таблица 63

Средний состав породообразующих минералов долеритов Лорийского плато

Окислы	Плагиоклаз (среднее из 6 анализов)	Авгит (среднее из 4 анализов)	Оливин (среднее из 6 анализов)
SiO ₂	51,7	47,6	35,58
TiO ₂	0,08	0,54	0,61
Al ₂ O ₃	27,90	7,54	6,11
Fe ₂ O ₃	0,90	6,80	2,60
FeO	0,64	7,96	16,55
CaO	11,92	14,99	2,32
MgO	0,29	14,60	33,66
MnO	0,002	—	—
Na ₂ O	4,49	0,73	0,39
K ₂ O	0,82	0,10	0,11
Влага	0,22	He опр.	—
п. п. п.	1,15	He опр.	—

методом, получается хорошая сходимость в обоих случаях. TiO_2 определялся в 7 образцах химическим путем (см. табл. 63).

В табл. 64 приводятся данные по главным и второстепенным минералам в среднем для долеритов (среднее выводится из данных нижних и верхних долеритов из 25 анализов, сюда не включаются оливиновые базальты (ввиду весьма ограниченных данных—имеется лишь один анализ).

Таблица 64

Второстепенные и главные элементы в породообразующих минералах долеритов Лорийского плато

Элементы	Ионный радиус	Порода	Плагиоклаз	Авгит	Оливин	Титаномагнетит	Примечание
Si	0,39	238·10 ³	242·10 ³	223·10 ³	166·10 ³	—	Взято среднее из нижних и верхних долеритов
Al	0,57	909·10 ²	1471·10 ²	400·10 ²	322·10 ²	—	
Ti	0,04	70·10 ²	48·10 ²	55·10 ²	36·10 ²	—	
Fe ³⁺	0,67	498·10 ²	62·10 ²	47·10 ²	18·10 ²	—	
Mg ²⁺	0,78	332·10 ²	17·10 ²	880·10 ²	2010·10 ²	—	
Fe ²⁺	0,83	329·10 ²	49·10 ²	62·10 ²	143·10 ²	—	
Na	0,98	321·10 ²	391·10 ²	58·10 ²	39·10 ²	—	
Ca	1,06	652·10 ²	855·10 ²	1069·10 ²	153·10 ²	—	
K	1,33	150·10 ²	77·10 ²	83·10 ²	91·10 ²	—	
Be	0,34	1,8	1,1	2	3	1	
Ga ³⁺	0,62	33,0	30	20	6	13	
Cr ³⁺	0,64	150,0	16	1025	395	9,50	
V ³⁺	0,65	355,0	20	1000	130	2470	
Li ¹⁺	0,78	33,0	13	42	10	29	
Ni ²⁺	0,78	300,0	6	160	1250	100	
Co ²⁺	0,82	83,0	10	70	150	70	
Zn ²⁺	0,83	30,0	?				
Cu ²⁺	0,83	150,0	16	175	70	126	
Sc ³⁺	0,83	—		95			
Zr ⁴⁺	0,89	150	55	75	60	255	
Mn ²⁺	0,91	1400	270	3150	5500	4000	
Y ³⁺	1,06	32	19	50	15	—	
La ³⁺	1,22	—					
Sr	1,27	25,0	1600	190	50	30	
Pb	1,32	10,0	50	20	10	15	
Ba	1,43	260	260	50	—	—	
Ga·1000/Al		0,36	0,2	0,5	0,2	—	
Ni·1000/Mg		9,0	3,5	1,8	6,2	—	
Li·1000/Mg		1,0	7,6	0,5	0,05	—	
Co·1000/Mg		2,5	6,0	0,8	0,7	—	
Ni/Co		3,6	0,6	2,3	8,3	1,4	
Fe ²⁺ /Mg		1,0	2,8	0,7	0,07	—	
Co·1000/Fe ²⁺		2,5	2,0	11,3	10,5	—	
Mn·1000/Fe ²⁺		42,8	55,1	50,8	38,5	—	
Fe ³⁺ /Fe ²⁺		1,5	1,3	0,8	0,1	—	
Cr·1000/Fe ³⁺		3,0	2,6	218	219	—	
Y·1000/Fe ³⁺		7,1	3,2	213	72,2	—	
Sr·1000/Ca		14,2	18,7	1,8	3,3	—	
Sr·1000/Ca+K		11,5	17,1	1,8	2,6	—	
Ba·1000/K		17,3	33,6	6,0	—	—	
Ba·1000/Ca+K		3,2	3,1	0,5	—	—	
Sr·1000/Fe ²⁺		—	—	15,3	—	—	

Из табл. 64 ясно, что отношение галлия к алюминию несколько больше в авгите, что, вероятно, можно объяснить глиноземистым характером авгита и способностью галлия следовать за алюминием. Несколько меньше отношение Ca/Al в плагиоклазах, чем в авгите, что также объясняется близостью ионных радиусов галлия и алюминия. В наших оливинах также встречен галлий, отношение $\text{Ca}/\text{Al}=0,2$, что противоречит данным Ноклдса и Митчелла—в габбро каледонских интрузивных породах отсутствует галлий. Присутствие галлия в наших оливинах объясняется присутствием алюминия, по количеству несколько уступающего содержанию алюминия в авгитах. Алюминийсодержащие оливины, вероятно, не очень-то редки для базальтовых пород. Выше было указано, что аналогичные оливины встречены также в третичных и четвертичных базальтах западной Чехословакии (Richard Kral, 1962). Отношение Co/Fe^{2+} приблизительно равно для авгитов и оливинов, чего нельзя сказать об отношении Ni/Mg , которые в оливине от трех до пяти раз превышают таковое в авгите. На обогащенность оливина никелем указывали Вагер и Митчелл (1952) в отношении оливинов из пород Скаергардской интрузии.

Данное явление указанными исследователями объясняется тем, что большая поляризационная способность иона никеля обуславливает малые размеры его эффективного радиуса, что и приводит к концентрации никеля по сравнению с магнием в оливине, как в наиболее раннем минерале. О концентрации никеля в оливине говорит также цифра, показывающая отношение Ni/Co —8,3 против 2,3 в авгите.

При рассмотрении отношений Ni/Mg и Co/Mg в плагиоклазах видим совершенно противоположную картину: отношение Co/Mg , которое почти в два раза превышает отношение Ni/Mg , делает вполне понятным, что плагиоклаз является минералом более поздним, чем оливин, и что Co чуть с большим ионным радиусом, чем Mg , при одинаковом электростатическом условии мог более свободно заместить часть магния, чем никель, у которого одинаковый ионный радиус с Mg .

Отношение Li/Mg намного больше в плагиоклазах, чем в темноцветных компонентах—в авгите и оливине, в которых также они далеко не одинаковы, что и следовало ожидать, так как Li геохимически тесно связан с Na . На эту связь в природных процессах впервые обратил внимание еще А. Е. Ферсман. Весьма низкое содержание лития в оливинах Скаергардской интрузии (Гренландия) отмечали Л. Р. Уэйджера и Дир, объясняя это тем, что гетеровалентные изоморфные замещения в них слишком ограничены в связи с трудностями компенсации зарядов. При замещении Mg^{2+} Li^{1+} необходимо, чтобы другой атом Mg замещался трехвалентным элементом, что почти невозможно или же очень затруднительно при почти плотнейшей упаковке, к которой стремится оливин (Таусон, 1961), кроме того, некоторая концентрация лития по отношению к Mg наблюдается в авгите в связи с тем, что он является более поздним, чем оливин.

Отношение Mn/Fe несколько больше в авгите, чем в оливине—50,8 против 38,5 соответственно. Это делается понятным при учете тех соображений, указываемых Ноколдсом и Митчеллом (1952), что ионные радиусы Fe^{2+} и Mn очень близки и что Mn в силу этого легче может войти в решетку авгита, чем оливин. Они считают, что отношение радиусов Mn/O равно 0,7, что соответствует границе между шестерной и восьмерной координацией, так что Mn в авгите может встречаться в обоих случаях, замещая Fe^{2+} и другие ионы в шестерной и Ca^{2+} в восьмерной координации; а в оливине нет такой возможности, и поэтому Mn легче войдет в решетку авгита, чем оливина. Авгит по сравнению с оливином богат хромом, особенно ванадием, скандием (скандий отсутствует в оливине). Отношение Cu/Fe^{+3} для оливина и авгита почти равное, что касается V/Fe^{3+} ; то указанное отношение в трехкратном размере больше в авгите, чем в оливине; причину такого явления надо искать в глиноземистом характере исследованных авгитов, в которых часть Si замещается Al и при соответствующих замещениях перечисленные элементы могут уравнивать избыток положительных зарядов.

Иттрий в авгите встречается вдвое больше, чем в оливине, ввиду близости ионного радиуса Y с ионным радиусом Ca ,—он может изоморфно замещать последний, так что не возникает трудностей в объяснении этого явления.

Содержание Sr и Ba очень высоко в плагиоклазах по сравнению с авгитом и оливином (в оливине Ba вовсе отсутствует). Этого следовало ожидать, так как, ввиду большого размера ионного радиуса $=1,43\text{Å}$, Ba может следовать за K и Ca , а последние практически отсутствуют в оливине или присутствуют в весьма незначительных количествах. Вхождение Sr в оливиновую и авгитовую решетку, по данным Ноколдса и Митчелла, затруднительно (1952). Для того чтобы Sr занял место Ca , требуется увеличение размера решетки как одного, так и другого минерала до 120%, в силу различия величин иона Sr и Ca ; в этом отношении решетка плагиоклаза более благоприятная, так как она относительно открыта и может вместить в себя ион Sr , чем и объясняется богатое содержание Sr в плагиоклазах—в нашем случае 1600 γ/g против 190 γ/g в авгите и 50 γ/g в оливине. Таким образом, анализ распределения рассеянных элементов в породообразующих минералах показал их зависимость от типа кристаллической решетки. В случае же одинакового вхождения в более чем одну кристаллическую решетку в соответствии с правилом Гольдшмидта, редкий элемент концентрируется в решетке более раннего минерала.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Верхнеплиоценовая вулканогенная толща в исследованном районе представлена эффузивными породами основного состава, показывающими последовательность трехкратного излияния базальто-

вых лав; с первыми из них было связано образование оливиновых базальтов; в результате второго и третьего излияний образовались покровы долеритов, именуемые нижним и верхним покровами и нижними и верхними долеритами соответственно. Оливиновые базальты залегают под долеритами, обнажения их очень ограничены. Долериты образуют мощные покровы, прослеживающиеся по долинам рек Дебед и Дзорагет—протяженностью около 50 км.

2. Характерной особенностью для долеритов верхнего и нижнего покровов является палагонитизация их нижних частей.

Долериты нижних и верхних покровов, а также палагонитизированные приподошвенные части характеризуются близким минеральным составом. Отдельные разновидности различаются лишь по структуре, количественно-минеральному составу, по степени их измененности и характеру вторичных минералов, развивающихся по пороодообразующим минералам.

3. В состав базальтовых лав входят следующие главные минералы: плагиоклаз—лабрадор, оливин, авгит. Минеральным анализом из акцессорных минералов установлены—циркон, апатит, сфен, единичные зерна рутила, корунда, ильменита и флюорита (?). Из рудных минералов (в аншлифах) установлены: титаномагнетит, гематит, пирит, в очень ограниченном количестве халькопирит. В протолочках установлен самородный цинк и весьма редко—самородное железо. Из вторичных минералов развиваются палагонит, идингсит, кальцит, арагонит и окислы железа.

4. Плагиоклаз основных лав Лорийского плато по своему составу сравнительно однообразен, в основном принадлежит к ряду лабрадора с небольшими отклонениями и находится в прямой зависимости от содержания кремнекислоты в породах.

5. По данным приближенно-количественного спектрального анализа, в плагиоклазах установлены: из малых петрогенных элементов Li, Be, Sr, Ba; из группы элементов железа Ti, Mn, Cu, Ni, Co; из металлогенных элементов Si; не во всех пробах встречены Pb и Zn; из редких элементов во всех исследуемых пробах встречены Zr и Ga; встречены также редкие земли La и Y.

6. Рассматриваемые долериты Лорийского плато (по оптическим и химическим данным содержащихся в них пироксенов) характеризуются развитием авгитов, о чем свидетельствуют также данные рентгеноструктурного анализа. Оптические константы для всех измеренных клинопироксенов (с учетом превышения $2V$ на $5-6^\circ$ для клинопироксенов эффузивных пород по сравнению с пироксенами интрузивных пород), довольно хорошо согласуются с химизмом. Описываемый нами авгит обладает сравнительной устойчивостью, постоянством химического состава, умеренным однообразием содержания кальция от 21 до 35% и более процентов, значительными вариациями в отношениях между магнезиальным и железистым силикатами. Он богат глиноземом, что также характерно и для других пороодообразующих минералов эффузивного комплекса Лорийского плато.

Спектральные анализы выявили присутствие в авгитах примесей Sr, Li, Ga, Co, Sc, Zr, Ti, Mn, Cr, Ni, Cu, Zn, Y.

7. Эффузивы Лорийского плато по оптическим и химическим данным содержащихся в них ортосиликатов характеризуются развитием оливинов с содержанием фаялита от 20 до 27%.

Ортосиликаты из долеритов Лорийского плато по своему составу и типу кристаллической структуры несколько отличаются от теоретического состава оливина, они содержат до 13% Al_2O_3 , Al находится в изоморфной смеси как с Si^{4+} , так и с Mg^{2+} и Fe^{2+} и влияет на индекс d_{130} в сторону его уменьшения.

Приблизительно-количественный анализ выявил в оливинах примеси Be, Sr, Mn, Ti, V, Cr, Co, Ni, Ga, Cu, Pb, Zn, Y, Li.

8. Рудный минерал в долеритах Лорийского плато представлен титаномагнетитом с содержанием Ti от 3 до 10%.

Характерной особенностью титаномагнетитов является присутствие в них Mo, Sn и Nb, которые своей геохимической природой тесно связаны с титаном.

9. Распределения рассеянных элементов в породообразующих минералах показали их зависимость от типа кристаллической решетки. В случае же одинакового вхождения в более чем одну кристаллическую решетку (в соответствии с правилом Гольдшмидта) редкий элемент концентрируется в решетке более раннего минерала.

10. При составлении минерального баланса—распределения рассеянных элементов в минералах базальтовых пород Лорийского плато, выяснилось, что в плагиоклазе наблюдается преобладание галлия, циркония, иттрия, стронция и бария по сравнению с авгитом, оливином и титаномагнетитом. В отношении остальных рассеянных элементов замечено, что ванадий концентрируется в титаномагнетите, почти практически отсутствует в оливинах и в малом количестве содержится в плагиоклазе. Наибольшая концентрация никеля наблюдается в оливине, немного меньше в авгите, еще меньше в титаномагнетите, практически отсутствует в плагиоклазе. Кобальт входит в одинаковом количестве в авгит и в оливин, в два раза меньше в титаномагнетит и еще меньше в плагиоклазе. Nb характерен только для титаномагнетита, в остальных минералах он не встречен, так же как и Sc, который характерен только для авгита. В авгите же марганец встречен в наибольшем количестве несколько меньше и почти в равном количестве в оливине и титаномагнетите и намного меньше в плагиоклазе. Наибольшая концентрация свинца и цинка наблюдается в плагиоклазе; оливин сравнительно беден цинком и еще беднее свинцом. Наибольшая концентрация меди наблюдается в авгите, в плагиоклазе, оливине и титаномагнетите, медь распределена почти равномерно.

11. Учитывая важную роль распределения элементов-примесей в базальтовых лавах в изучении процессов эволюции верхней мантии и связанного с нею базальтового слоя земной коры, мы проводили геохимические исследования, которыми установлено, что наиболее

интересной особенностью для долеритов и оливинового базальта Лорийского плато является обогащение их Co и Ni—в два раза превышающее кларк для основных пород, Cr— в долеритах по сравнению с его содержанием в оливиновых базальтах, в целом наблюдается соответствие с кларковым содержанием. Кроме вышеуказанных элементов, остальные рассеянные элементы Be, Ga, V, Li, Ni, Zn, Cu, Zr, Mn, Y, Sr и Pb содержатся в породах всех трех покровов в одинаковом или почти равном количестве. Замеченные небольшие расхождения в количествах содержания того или другого элемента обуславливаются колебанием количественного содержания того или иного минерала.

12. Наиболее интересной особенностью ранних основных эффузивов верхнеплиоценового возраста является обогащенность оливиновых базальтов двухвалентным железом, хромом и с небольшим преувеличенным содержанием кобальта по сравнению с нижними и верхними долеритами, что свидетельствует о более ранней кристаллизации оливиновых базальтов из единого базальтового расплава, за счет которого несколько позже образовались долериты нижнего и верхнего покровов.

13. Отношение Li/Mg почти одинаково в оливиновых базальтах и нижних долеритах и несколько меньше в более поздних верхних долеритах. Отсутствие концентрации Li по отношению к Mg в более поздних породах является прямым подтверждением отсутствия дифференциации в магматическом очаге.

14. По химическим особенностям долериты нижнего покрова Лорийского плато несколько отличаются как от обычных пород этой группы по Дэли, так и от долеритов верхнего покрова. По сравнению с долеритами верхнего покрова они являются более кислыми, содержание SiO_2 в них достигает 51,31 против 48,8% в верхних долеритах, при повышенном содержании щелочей (особенно натрия), слегка завышенном среднем значении Al_2O_3 и при значительном занижении содержания окисей Mg и Fe^{2+} и преобладании Fe_2O_3 .

В целом для долеритов Лорийского плато характерно несколько повышенное содержание глинозема по сравнению со средним содержанием в соответствующих породах по Дэли и в породах других областей.

Повышенная глиноземистость характерна также для основных эффузивов Центральной Армении и долеритов Приереванского района.

Сходство петрохимических особенностей, а также ряд общих минералогических характеристик одновозрастных основных лав Армении (Лорийского плато, верхнего течения р. Ахурян, Приереванского района) позволяют предполагать об их генетических связях и установить их принадлежность к серии высокоглиноземистых базальтов по Куно несколько завышенной щелочностью.

15. При прослеживании поведения отношений FeO/MgO в эффузивах Лорийского плато следует отметить постепенное его уменьшение к последнему излиянию, что указывает на существование единой базальтовой магмы, явившейся первоисточником трех излияний, имевших место в Лорийской котловине в верхнем плиоцене.

16. Закономерное понижение значения отношения FeO/MgO указывает на отсутствие долгих перерывов между тремя излияниями, на отсутствие процессов дифференциации и отражает первоначальный состав базальтового субстрата.

17. Абсолютное значение FeO и отношение FeO/MgO равно 0,6, основные эффузивные породы Лорийского плато, Приереванского района и в целом по Центральной Армении приближаются к платформенным долеритам Карру (по Уокеру) и к траппам северной части Сибирской платформы (по В. И. Гоньшаковой).

ЛИТЕРАТУРА

- Авакян Л. А.* Четвертичные ископаемые млекопитающие Армении. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1959.
- Адамян А. А.* Неогеновые и четвертичные эффузивные породы Приереванского района. «Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук», т. XIV, № 6, 1961.
- Адамян А. А.* Петрохимические особенности плиоценовых основных эффузивных пород Армении. Сб. «Петрохимические особенности молодого вулканизма». Изд. АН СССР, М., 1963.
- Адамян А. А.* Определение приближенного химического состава молодых эффузивных пород Армении по показателю преломления их искусственных стекол. Сб. «Вопросы минералогии и петрографии Армянской ССР». Изд. АН АрмССР, Ереван, 1966.
- Азизбеков Ш. А. и Абдуллаев Р. Н.* Эоценовые отложения юго-западной части Конгур-Алангезского хребта, «Изв. АН АзербССР», № 1, 1947.
- Азизбеков Ш. А., Рустамов М.* Петрохимические особенности нижнеплиоценового эффузивного вулканизма Нахичеванской складчатой области. «Изв. АН АзербССР, серия геолого-географ. наук и нефти», № 1—3, 1962.
- Аракелян Р. А.* Палеозой Армении. «Геология Армянской ССР», т. II, Стратиграфия, Изд. АН АрмССР, Ереван, 1964.
- Аренс Л. Х.* Распределение элементов в изверженных породах. Сб. «Химия земной коры, т. II, Изд. «Наука», М., 1964.
- Асланян А. Т.* Региональная геология Армении. Айпетрат, Ереван, 1958.
- Бальян С. П.* Гегамское нагорье. «Геология Армянской ССР», т. I, Геоморфология, Изд. АН АрмССР, Ереван, 1962.
- Белов Н. В.* Очерки по структурной минералогии. «Минералог. сб. Львов геол. об-ва», № 7, 1963.
- Бетехтин А. Г.* Минералогия, «Госгеолиздат», М., 1950.
- Беус А. А.* Закономерности распределения бериллия в изверженных горных породах. Сб. «Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса», Изд. АН СССР, М., 1959.
- Божинский А. П.* Четвертичная базальтовая эффузия в долине реки Джиды Ю—З Забайкалье. «Изв. АН СССР, сер. геол.», № 6, 1941.
- Борисенко Л. Ф., Сердобова Л. И.* О распределении титана, ванадия, хрома и никеля в гипербазитах платиноносного пояса Урала. «Геохимия», № 3, 1965.
- Борисенко Л. Ф.* О некоторых особенностях распределения галлия в гипербазитах. «Геохимия», № 8, 1963.
- Браниш Г., Кулом Р.* Некоторые исследования французских ученых в области геохимии и ядерной геологии. Сб. «Химия земной коры», т. II, Изд. «Наука», М., 1964.
- Вагер Л., Митчелл Р.* Предварительные данные о распределении редких элементов в породах интрузии Скаергарда, Гренландия. Сб. «Редкие и рассеянные элементы в изверженных горных породах и минералах», Изд. ИЛ, М., 1951.
- Варданянц Л. А.* Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1948.

- Варданянц Л. А.* Триадный метод исследования двойников плагиоклаза. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1951.
- Великовская Е. М., Леонтьев Л. Н., Милановский Е. Е.* К вопросу о стратиграфии четвертичных лав Малого Кавказа. Сб. «Памяти проф. А. Н. Мазаровича». Изд. МОИП, 1952.
- Великовская Е. В.* К вопросу о геологическом строении Ахалкалакского нагорья. Сб. «Памяти проф. А. Н. Мазаровича», Изд. МОИП, 1952.
- Веселовская М. М.* Химико-минералогическое исследование в области пироксенов диопсид—авгитового ряда. «Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, петрогр. серия», вып. 86, 1950.
- Виноградов А. П.* Закономерности распределения химических элементов в земной коре. «Геохимия», № 7, 1962.
- Винчелл А. Н.* Оптическая минералогия. Изд. ИЛ, М., 1953.
- Влодовец В. И.* Рассеянные элементы в вулканических продуктах. «Тр. Лабор. вулкан. АН СССР», вып. 13, 1958₁.
- Влодовец В. И.* Вулканы и вулканические образования Семячикского района. «Тр. Лабор. вулкан. АН СССР», вып. 15, 1958₂.
- Габриелян А. А.* Третичные отложения Котайкского района Армянской ССР, Изд. АН АрмССР, Ереван, 1947.
- Габриелян А. А.* Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1959.
- Габриелян А. А., Арзуманян С. К.* О новейшей тектонике Ереванского соленосного бассейна. «ДАН АрмССР», т. XXXV, № 4, 1962.
- Габриелян А. А.* Новейшая тектоника и сейсмичность Армянской ССР, «Изв. АН АрмССР, геол. и геогр. науки», т. XVI, № 4—5, 1963.
- Габриелян А. А.* Палеоген Армении. «Геология Армянской ССР, т. II, Стратиграфия. Изд. АН АрмССР. Ереван, 1964.
- Габриелян А. А.* Палеоген и неоген Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1964.
- Габриелян Г. К.* Следы древнего оледенения в северо-западной Армении. «Природа», № 1, 1951.
- Гапеева Г. М.* Долериты Урала. Сб. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала», т. II, Свердловск, 1963.
- Гапеева Г. М.* Стратиграфическое значение петрохимических особенностей молодого вулканизма. Сб. «Петрохимические особенности молодого вулканизма». Изд. АН СССР, М., 1963.
- Гзовский М. В.* Тектонофизика и проблема происхождения магм различного химического состава. Сб. «Проблема магмы и генезиса изверженных горных пород». Изд. АН СССР, М., 1963.
- Гольдшмидт В. М.* Геохимические принципы распределения редких элементов. Сб. «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах». М., Изд. ИЛ, 1954.
- Гончарова Т. Я.* О природном металлическом цинке. «Зап. ВМО», 88, вып. 4, 458, 1959.
- Гоньшакова В. И.* Трапповый магматизм и магнетитовое оруденение юго-восточной части Сибирской платформы. Изд. АН СССР, М., 1961.
- Горшков Г. С.* К вопросу о классификации некоторых типов взрывных извержений. Сб. «Вопросы вулканизма», Изд. АН СССР, М., 1962.
- Горшков Г. С.* Явления вулканизма и верхняя мантия. Сб. «Химия земной коры». т. II, Изд. «Наука», М., 1964.
- Горкун В. Н., Родионова Р. И., Федорченко В. И. и Шилов В. Н.* О распределении некоторых малых элементов в лавах северной части хребта Вернадского на острове Парамушир. Сб. «Петрохимические особенности молодого вулканизма». Изд. АН СССР, М., 1963.
- Думитрашко Н. В.* О древнем оледенении Малого Кавказа. «Тр. Ин-та геогр. АН СССР», вып. 43, 1943.
- Думитрашко Н. В.* О пенепах Малого Кавказа. «Изв. АН СССР, сер. геол.», № 2, 1950.
- Егоян В. Л.* Мел Армении. «Геология Армянской ССР», т. II, Стратиграфия, Изд. АН АрмССР, Ереван, 1964.

- Ерохов В. Ф., Шилов В. Н.* Петрохимия кайнозойских вулканических пород южного Сахалина. Сб. «Петрохимические особенности молодого вулканизма», Изд. АН СССР, М., 1963.
- Заварицкий А. Н.* Введение в петрохимию. Изд. АН СССР, М., 1944.
- Заварицкий А. Н.* Некоторые черты четвертичного вулканизма Армении. «Изв. АН АрмССР, ест. науки», № 5—6, 1944.
- Заварицкий А. Н.* Некоторые черты новейшего вулканизма Армении. «Изв. АН СССР, сер. геол.», № 1, 1945.
- Заварицкий А. Н.* Изверженные породы. Изд. АН СССР, М., 1955.
- Залашкова Н. Е.* Закономерности распределения бериллия, лития и рубидия в гранитах Восточного Забайкалья. «Докл. на XXI сессии Международ. геол. конгресса», 1960
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф.* О возрасте цалкинского лавового комплекса. «ДАН СССР», т. 59, № 1, 1948.
- Карапетян К. И.* Вулкан Армаган. «Изв. АН АрмССР, геол. и геогр. науки», т. XV, № 2, 1962₁.
- Карапетян К. И.* Ератумберская группа вулканов. «Тр. III Закавказской конф. молодых геологов», Изд. АН ГрузССР, Тбилиси, 1962₂.
- Карапетян К. И.* О новом, гегамском типе вулканов. «Изв. АН СССР, серия геол.», № 5, 1962₃.
- Карапетян К. И., Петросов И. Х.* Опализация шлаков в кратере вулкана Западный Агусар. «Изв. АН АрмССР, геол. и геогр. науки», т. XV, № 4, 1962.
- Карапетян К. И.* Петрохимические особенности четвертичного вулканизма Гегамского нагорья и Айоцзора (Армения). Сб. «Петрохимические особенности молодого вулканизма», Изд. АН СССР, М., 1963₁.
- Карапетян К. И.* Классификация четвертичных вулканов Гегамского нагорья и связь их с трещинной тектоникой. Сб. «Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР», Изд. АН СССР, М., 1963₂.
- Карапетян К. И.* Об оледенении Гегамского нагорья. Сб. «Вопросы геологии Кавказа», Изд. АН АрмССР, Ереван, 1964.
- Карапетян К. И.* Гегамское нагорье и некоторые вопросы новейшего вулканизма Армении. Сб. «Вулканические и вулcano-плутонические формации», Изд. «Наука», М., 1966.
- Карапетян С. Г.* Куполовидные вулканы Артени и Атис. «Изв. АН АрмССР, науки о Земле», т. XVII, № 3—4, 1964.
- Карапетян С. Г.* Центры извержений плиоценовых кислых пород Армении. Сб. «Вулканические и вулcano-плутонические формации». Изд. «Наука», М., 1966.
- Казн Л.* Геология Бельгийского Конго. Изд. ИЛ, М., 1958.
- Кузнецов А. А.* К вопросу о магматической дифференциации траппов Сибирской платформы. «Вест. Ленингр. ун-та», № 6, 1964.
- Кузнецов С. С.* Геология северо-западного побережья озера Гокча. Сб. «Басс. оз. Севан (Гокча)», т. I, Изд. АН СССР и упр. водн. хоз-ва ССР Армении, Л., 1929.
- Куно Х.* Серия изверженных горных пород. Сб. «Химия земной коры», т. II. Изд. «Наука», М., 1964.
- Куплетский Б. М.* Геолого-петрографический очерк восточной части Ахманганского вулканического плато. Сб. «Басс. оз. Севан (Гокча)», т. I, Изд. АН СССР и Упр. водн. хоз-ва ССР Армении, Л., 1929.
- Лебедев А. П.* Юрская вулcanoгенная формация Центрального Кавказа. «Тр. Ин-та геол. наук АН СССР», вып. 113, 1950.
- Лебедев А. П.* Трапповая формация центральной части Тунгусского бассейна. «Тр. Ин-та геол. наук АН СССР», вып. 161, петрогр. серия, № 46, 1955.
- Лебедев А. П.* Вопросы изучения базальтовой магмы. «Изв. АН СССР, сер. геол.» № 2, 1958.
- Лебедев А. П.* Дифференцированные трапповые интрузии Вилюйских гор. «Тр. ИГЕМ АН СССР», вып. 29, 1959.

- Лебедев А. П.* Генетические типы титаноносных магматических комплексов. Сб. «Пробл. магмы и генезиса изверж. горн. пород». Изд. АН СССР, М., 1963.
- Лебедев В. И.* О закономерностях изоморфизма. «Геохимия», № 6, 1959.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Вулканы и лавы Центрального Кавказа. «Изв. СПб. Политехн. ин-та», XX, 1913.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Армянское вулканическое нагорье. «Природа», № 5, 1928.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Андезито-базальтовая формация центральной части Армении. Сб. «Басс. оз. Севан (Гокча)», т. I, Изд. АН СССР и Упр. водн. хоз-ва ССР Армении, Л., 1929.
- Леонов А. В.* Петрохимическая характеристика мезозойской базальтовой формации северных дуг Центрального Тянь-Шаня. Сб. «Петрохимические особенности молодого вулканизма». Изд. АН СССР, М., 1963.
- Леонтьева А. А.* Изучение вязкости обсидиана в связи с вопросами пемзообразования. «Изв. АН СССР, сер. геол.», № 2, 1940.
- Лодочников В. Н.* Методы изображения многокомпонентных систем. «Изв. Ин-та физ.-хим. анализа АН СССР», т. II, вып. 2, 1924.
- Лодочников В. Н.* Простейшие способы изображения многокомпонентных систем. «Изв. Ин-та физ.-хим. анализа АН СССР», № 1, 1926.
- Лодочников В. Н.* К геологии базальтов бассейна р. Иркутка. «Изв. АН СССР, сер. геол.» № 2, 1941.
- Луцицкий И. В.* О молодых базальтах Минусинского межгорного прогиба. «Изв. АН СССР, сер. геол.», № 10, 1957.
- Ляхович В. В.* Некоторые данные о составе акцессорного магнетита. «Тр. ИМГРЭ», вып. 3, 1959.
- Ляхович В. В., Нонешникова А. Д., Червинская А. Д.* Некоторые данные об акцессорных минералах гранитоидов. «Тр. ИМГРЭ», вып. 3, 1959.
- Малеев Е. Ф.* Петрохимические особенности неогенового и четвертичного вулканизма Закарпатья. Сб. «Петрохимические особенности молодого вулканизма». Изд. АН СССР, М., 1963.
- Масайтис В. Л.* Трапповая формация бассейна р. Виллой. Сб. «Петрография Восточной Сибири». т. I, Изд. АН СССР, М., 1962.
- Милановский Е. Е.* О неогеновом и антропогеновом вулканизме Малого Кавказа. «Изв. АН СССР, сер. геол.», № 10, 1965.
- Милановский Е. Е.* История формирования Севанской впадины в свете представлений о неотектонике Малого Кавказа. «Тр. IV геоморф. конф. по изучению Кавказа и Закавказья». Изд. АН АрмССР, Ереван, 1957.
- Милановский Е. Е.* Новейшая тектоника Севанской впадины. «Бюлл. МОИП, отд. геологии», т. XXXV, (5), 1960.
- Набоко С. И.* Петрохимические особенности молодых и современных лав Камчатки. Сб. «Петрохимические особенности молодого вулканизма». Изд. АН СССР, М., 1963.
- Надеждина Е. Д.* Акцессорные минералы траппов района нижнего течения рек подкаменной Тунгуски. «Тр. ИГЕМ АН СССР», вып. 55, 1961.
- Наседкин В. В.* Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменения. «Тр. ИГЕМ АН СССР», вып. 98, 1963.
- Нестеренко Г. В., Фролова Л. П.* Литий и рубидий в траппах. «Геохимия», № 3, 1965.
- Нефедьева Е. А.* Агмаганское вулканическое нагорье. «Тр. Ин-та геогр. АН СССР», вып. 47, (4), 1950.
- Нокколдс С. Р., Митчелл Р. Л.* Геохимия некоторых каледонских интрузивных пород: исследование связи между основными и рассеянными элементами изверженных пород и их минералов. Сб. «Редкие и рассеянные элементы в изверж. горн. породах и минералах», Изд. ИЛ, М., 1952.
- Оганезов Г. Г.* Севан и Гегамский хребет. «Айпетгюхрат», Ереван, 1962.
- Остроумова А. С.* Третичный вулканизм Западного Даралагеза (Армения). Автореф. канд. дисс., Л., 1962.
- Паффенгольц К. Н.* Стратиграфия четвертичных лав Восточной Армении. «Зап. ВМО», вып. 47, (4) 1950.

- Паффенгольц К. Н. Бассейн оз. Гокча (Севан). «Тр. Всес. геол.-развед. объедин.» вып. 2, т. XIX, 1934.
- Паффенгольц К. Н. Четвертичные эффузивы Азербайджана и Восточной Армении «Геология • СССР», т. X, ч. I, 1941.
- Паффенгольц К. Н. Геология Армении и прилежащих частей Малого Кавказа. «Госгеолиздат», 1948.
- Паффенгольц К. Н. Ехегнадзор—гор. Камо (Нор-Баязет)—Севан. «Путевод. экскур. I Всес. вулкан. совещания». Изд. АН АрмССР, Ереван, 1959₁.
- Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1959₂.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. Изд. «Мир», М., 1964.
- Родионов Д. А. Постановка задачи о статистическом изучении геохимических процессов при формировании магматических пород. «Геохимия», № 9, 1964.
- Саакян Н. А., Мартиросян Ю. А. Палеоген приереванского района и бассейна р. Веди. «Геология Армянской ССР, т. II, «Стратиграфия», Изд. АН АрмССР, Ереван, 1964.
- Салтыковский А. Я. О некоторых петрохимических особенностях щелочных оливиновых базальтов континентов и океанов. «Сов. геология», № 10, 1963.
- Санделл Э. Б., Голдич С. С. Редкие элементы некоторых американских изверженных пород. Сб. «Редкие и рассеянные элементы в изверженных горных породах и минералах». Изд. ИЛ, М., 1952.
- Саркисян О. А. Схема стратиграфического расчленения палеогеновых образований Севано-Ширакского синклинория. ДАН АрмССР, т. XXIX, № 3, 1959.
- Сахама Т. Г. Рассеянные элементы в породах южной финской Лапландии. Сб. «Редкие элементы в изверженных и рассеянных горных породах и минералах». Изд. ИЛ, М., 1952.
- Сахно В. Г., Денисов Е. П. К вопросу о происхождении включений ультраосновных пород в базальтах юга Дальнего Востока. «Изв. АН СССР, сер. геол.», № 8, 1963.
- Святловский А. Е. О вулcano-тектонике Ключевской группы вулканов на Камчатке. «Бюлл. вулкан. ст.», № 26, 1957.
- Семенов Н. П. Петрохимия—основа классификации магматических пород. Сб. «Проблема магмы и генезиса изверженных горных пород». Изд. АН СССР, М., 1963.
- Соболев В. С. Петрология траппов Сибирской платформы. «Тр. Арктического ин-та», т. 49, 1936.
- Соловкин А. Н. О четвертичных образованиях Карабахского плато. «Сов. геология», № 9, 1940.
- Струве Н. В. Сравнительная петрохимическая характеристика кайнозойских базальтов южных частей Прибайкалья и западного Забайкалья. Сб. «Петрохимические особенности молодого вулканизма». Изд. АН СССР, М., 1963.
- Тазиев Г. Кратеры в огне. «Географиздат», М., 1958.
- Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд. АН СССР, М., 1961.
- Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в изверженных горных породах и металлогеническая специализация магм. Сб. «Химия земной коры», т. II, Изд. «Наука», 1964.
- Турцев А. А. Гидрогеологический очерк бассейна р. Занги. «Сов. по изуч. произв. сил, серия Закавказья», ч. I, вып. I, Изд. АН СССР, 1931.
- Устиев Е. К. Анюйский вулкан. «Госгеолтехиздат», М., 1961.
- Флоренсов Н. А. О роли разломов и прогибов в структуре впадин Байкальского района. Сб. «Вопросы геологии Азии», т. I, Изд. АН СССР, М., 1954.
- Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Изд. АН УзССР, Ташкент, 1958.
- Чибухчян З. О., Хоренян Р. А. О составе и дисперсии двупреломления калиевых полевых шпатов и моноклинных пироксенов. «Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук», т. XVII, № 3—4, 1964.
- Шейнман Ю. М. О тектонических условиях магмаобразования. Сб. «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород». Изд. АН СССР, М., 1963.

- Ширинян К. Г.* Антропогенный вулканизм Армении. Сб. «Вопросы вулканизма». Изд. АН СССР, М., 1962.
- Ширинян К. Г.* Новейший вулканизм и проблема нефтегазоносности Армении. Сб. «Вопросы минералогии и петрографии Армянской ССР». Изд. АН АрмССР, Ереван, 1966.
- Ширинян К. Г., Аджимамудов Э. Б.* Тектонические условия новейших вулканических проявлений Армении (по данным геофизических исследований). Сб. «Вулканизм и глубинное строение Земли». Изд. «Наука», М., 1966.
- Штейнберг Д. С.* О химической классификации эффузивных горных пород. Сб. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала», т. 2, Свердловск, 1963.
- Щетинская И. П., Федоров М. В.* Куринский лавовый покров на Ахалкалакском вулканическом плато. Сб. «Геохимические и геофизические исследования в вулканических областях», Изд. АН СССР, М., 1963.
- Barth Tomas F. W.* The Crystallization of Process of Basalt (A suplement and a reply). Amerigan Journal of Science, may 1936.
- Day R. A.* Some Causes of Volcanic Activity Journal Franke Inst; v 200, 1925.
- Chao Edward C. T. Fleischre Michael.* Abundance of zirconium in igneous rocks „21 st internat. Geol. Congr. 1960, Part 1“ Copenhagen, 1960, 106—131.
- Goldshmidt V. M.* Drei Vortrage über Geochemie Geol Foren Stoockholm Ferhcmadl LVI 385 (1934)
- Turekian, Karl K., Weolepchl Karl Hans.* Distribution of the Elements in Some mayer Units of the Earts Crust. The Geological society af Amerika Bulletin., Publshod By the Society February 1961.
- Kral Richard.* Krystalochemie olivinu ze zapadoceskych Cedicu Kafedra mineralogie VSCHT a Ustav geochemie a nerostnych surovin GSAVDolso (drn 5 VIII 1961).
- Strock L. H.* Zur Geochemie des Lithiums „Nach d Cossell, d Wiss Cottingen“, Math Phys KL fachgruppe 4. n. s. 171 (1936)
- Volgt J. H. L.* Nickel in Igneous Docks „Econ. Geol.“ XVIII, 307—353 (1923).
- Kuno H.* High-alumina basalt. J. Petrol., 1960, I.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

Вулканы Гегамского нагорья (К. И. Карапетян)	
Введение	5
Общие сведения	6
Геоморфологические сведения	—
Краткий геологический очерк	7
История вулканической деятельности	10
Сведения об изученности вулканов	12
Систематический обзор вулканов и их деятельности	14
Вводные замечания	—
Принципы классификации	17
Вулканы центрального типа	20
Линейно-локальные вулканы	42
Коэффициент эксплозивности	44
Связь вулканов с трещинной тектоникой	47
Характер вулканической деятельности	—
Закономерности размещения вулканов	50
Характеристика подводящих трещин. Роль глубинного разлома	54
Тектоническая обусловленность размещения и возникновения различных типов вулканов	59

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

Базальтовые лавы Лорийского плато (А. А. Адамян)	
Введение	63
Общие сведения	64
Краткая геолого-тектоническая характеристика	—
Эффузивный комплекс Лорийского плато	68
Петрографическая характеристика	73
Минералогические особенности	77
Породообразующие минералы	—
Аксессуарные минералы	101
Вторичные минералы	111
Химизм эффузивного комплекса	114
Петрохимические особенности	—
Геохимическая характеристика пород и минералов	124
Распределение рассеянных элементов в минералах	146
Заключение	153
Литература	158

КОНСТАНТИН ИСРАЕЛОВИЧ КАРАПЕТЯН
АНАИДА АРКАДЬЕВНА АДАМЯН
НОВЕЙШИЙ ВУЛКАНИЗМ НЕКОТОРЫХ РАЙОНОВ
АРМЯНСКОЙ ССР

*Печатается по решению ученого совета
Института геологических наук
АН Армянской ССР*

Редактор издательства *Ж. В. Налчаджян*
Худож. оформление *С. А. Геворкяна*
Технич. редактор *М. А. Капелян*
Корректоры: *М. Т. Дальвадянц,*
В. Т. Симонян

ВФ 06467

Изд. 3338

РИСО 1292

Заказ 645

Тираж 900

Сдано в производство 12/VI 1972 г., подписано к печати 2/VIII 1973 г.,
печ. л. 10,37+6 вкл., усл. печ. л. 16,27, изд. л. 13,11. Бумага № 1, 70×108¹/₁₆.

Цена 1 р. 37 к.

Типография Издательства АН Армянской ССР, г. Эчмиадзин

Цена 1 р. 37 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО
АКАДЕМИИ НАУК
АРМЯНСКОЙ ССР

Ереван 1973