



ПОЗДНЕОРОГЕННЫЙ
КИСЛЫЙ ВУЛКАНИЗМ
АРМЯНСКОЙ ССР

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՈՒՇ ՕՐՈԳԵՆՅԱՆ ԹԹՈՒ ՀՐԱԲԽԱՅՆՈՒԹՅՈՒՆԸ

ՄԻՋԱԶԳԱՅԻՆ ԳԵՈԴԵԶԻԱԿԱՆ ԵՎ ԳԵՈՅԻԶԻԿԱԿԱՆ ՄԻՈՒԹՅԱՆ
15-ՐԴ ԳԼԽԱՎՈՐ ԱՍԱՄԲԼԵԱ

ՀՐԱԲԽԱՅՆՈՒԹՅԱՆ ԵՎ ԵՐԿՐԻ ԸՆԴԵՐՔԻ ՄԻՋԱԶԳԱՅԻՆ
ԱՍՈՑԻԱՅԻԱՅԻ ԳԻՏԱՇՐՋԱՆՆԵՐԻ ՈՒՂԵՑՈՒՅՑ



АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ПОЗДНЕОРОГЕННЫЙ КИСЛЫЙ ВУЛКАНИЗМ АРМЯНСКОЙ ССР

XV ГЕНЕРАЛЬНАЯ АССАМБЛЕЯ МЕЖДУНАРОДНОГО
ГЕОДЕЗИЧЕСКОГО И ГЕОФИЗИЧЕСКОГО СОЮЗА
ПУТЕВОДИТЕЛЬ ЭКСКУРСИИ МЕЖДУНАРОДНОЙ
АССОЦИАЦИИ ВУЛКАНОЛОГИИ И ХИМИИ НЕДР ЗЕМЛИ



298

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН 1971



Работа является путеводителем экскурсии Международной Ассоциации вулканологии и химии недр Земли—XV Генеральной ассамблеи Международного геодезического и геофизического союза.

В ней изложены основные черты геологического строения Армянской ССР и позднеорогенного вулканизма, рассмотрены особенности проявления кислого вулканизма в Арагацской и Гегамской вулканических нагорьях; отдельный раздел посвящен итнимбритовому вулканизму.

В путеводителе подробно описаны объекты экскурсий: вулканы Иррид и Артени, Артикское месторождение туфов, вулканы Атис, Гутансар, Лчасар, Менаксар, Норадузский вулкан, рассмотрены петрография и химизм продуктов указанных вулканов.

Текстовая часть путеводителя сопровождается картами, зарисовками, разрезами, фотоснимками обнажений.

Под редакцией академика АН Армянской ССР
С. С. МКРТЧЯНА

Авторский коллектив:
С. С. МКРТЧЯН, К. Н. ПАФФЕНГОЛЬЦ, К. Г. ШИРИНЯН,
К. И. КАРАПЕТЯН, С. Г. КАРАПЕТЯН

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК АРМЯНСКОЙ ССР

ОРОГИДРОГРАФИЯ

Территория Армянской ССР представляет собой типичную горную страну с резко расчлененным рельефом и большим относительным превышением водоразделов над дном ущелий и долин (до 1500 м и больше). В геоморфологическом отношении она является крайней северо-восточной частью обширной высокогорной области, известной под названием Армянского нагорья. Поверхность страны представляет сочетание складчатых горных хребтов, крупных вулканических массивов, возвышенных лавовых плато с многочисленными вулканическими конусами, узких речных долин и ущелий и озерных котловин-равнин. Почти 90% поверхности страны находится на высоте свыше 1000 м; высшая точка 4090 м (г. Арагац) и низкая—390 м (у пос. Дебедашен).

Главными хребтами центральной части территории, слагающими водораздел между рр. Курой и Араксом, являются (с запада к востоку)—Памбакский, Арегуни и Севанский. Последний на востоке сочленяется с небольшим Восточно-Севанским хребтом. На юге республики в меридиональном направлении тянется Зангезурский хребет, с отходящими от него широтными хребтами: Вайкским (Айюцзорским), Баргушатским и Мегринским. К северу от главного водораздела располагаются хребты: Кечутский (Джавахетский), Базумский, Мургузский, а также Сомхетские и Гугарацские горы.

В центральной вулканической области выделяются Арагацское и Гегамское нагорья. Арагацское нагорье представляет выпуклый щит площадью 9000 км², к юго-

востоку от которого располагается волнистое плато, с отдельными вулканическими конусами, прорезанное каньонами рр. Касах и Раздан. Гегамское нагорье выделяется большим количеством насаженных на нем вулканов.

Обширная (2400 км²) Араратская равнина представляет древнюю подпруженную лавами (Малого Арарата) долину, выполненную четвертичными озерно-речными отложениями и затем пропиленную р. Аракс.

Главными реками Армянской ССР являются: Дебет и Агстев (правые притоки Куры), Ахурян, Касах, Раздан, Арпа, Воротан (левые притоки Аракса).

СТРАТИГРАФИЯ

На территории Армянской ССР известен почти полный геологический разрез пород, слагающих доступную для изучения часть земной коры от древнейших метаморфических образований докембрия до современных отложений.

Особенностью геологического разреза Армянской ССР является обширное проявление вулканизма, протекавшее как в эффузивной, так и в интрузивной форме в течение всей ее геологической истории—от докембрия до вюрма включительно. Приурочены они были к определенным тектоническим зонам и протекали в разные периоды в различных масштабах, причем количество эффузивных циклов превалировало над интрузивными. Масштаб эффузивного вулканизма с течением времени прогрессивно уменьшался; обычно его проявления являлись неотъемлемой частью седиментационного цикла, чем точно обосновывается возраст соответствующих вулканогенных образований.

Интрузивные циклы вулканизма обычно венчают определенный магматический цикл и связаны с соответствующими орогеническими фазами.

1. Докембрий—нижний палеозой. На территории Армянской ССР древнейшими породами являются метаморфические сланцы, обнажающиеся в немногих пунктах из-под вулканогенных отложений юры, верхнего

мела и палеогена. Наибольшие площади (до 30 км²) они слагают в Разданском и Мегринском районах Армянской ССР; в других пунктах выходы их достигают 2—3 км², а местами—всего сотен квадратных метров (тектонические клинья). К юго-западу от Еревана в опорной скважине (сел. Тазагюх) метаморфические сланцы были встречены на глубине 520 м непосредственно под отложениями эоцена (Енгиджинское поднятие). Всюду метаморфические сланцы представлены главным образом разнообразными кварцево-сланцевыми разновидностями; в Шамшадинском районе Армянской ССР, в верховье р. Ахум обнажаются характерные кварцево-сланцевые сланцы с большим количеством линз кварца. Эти сланцы весьма сходны со сланцами нижней толщи безингиевской свиты (нижний докембрий) северного склона Большого Кавказа (Паффенгольц, 1970).

На Локском массиве метаморфические сланцы слагают мощную свиту весьма разнообразного петрографического состава; здесь различаются графитовые, хлоритовые, мусковитовые, двуслюдяные, биотитовые и андалузитовые сланцы, амфиболиты, мраморы, кварциты и гнейсы. Местами наблюдаются кварцито-графито-сланцевые сланцы, а также слюдяно-графито-гранатовые разновидности. В этом же массиве констатированы в той или иной степени метаморфизованные магматические породы, среди которых наблюдаются габброиды, диабазы и порфириды; их сланцеватость совпадает со сланцеватостью пород всей свиты.

В толще метаморфических сланцев Арзаканского района выделены следующие разновидности пород: кварцитовые, эпидотово-кварцевые, слюдяно-кварцевые, хлоритовые, эпидотово-роговообманковые, роговообманковые и известковистые сланцы, амфиболиты, гнейсы, мраморы, а также мраморизованные известняки; мраморы и известняки нередко доломитизированы. Многие сланцы соединяются между собой промежуточными разновидностями. Видимая мощность толщи 3—5 км. Наибольшее развитие имеют слюдяно-кварцевые и роговообманковые сланцы, амфиболиты и мраморы. Материнскими породами сланцев, наряду с осадочными, являются также породы габбро-диабаз-порфиритового сос-

тава. Метаморфизм сланцев, видимо, связан с орогеническими фазами каледонской и герцинской эпох. Следует подчеркнуть, что среди кварцево-сланцевых сланцев Арзакана нигде не констатированы специфические минералы глубокой зоны метаморфизма, как, например, силлиманит, андалузит, дистен, кордиерит и др. Меньшая степень метаморфизма в древних сланцах Арзаканского и Цахкуняцкого массивов Армянской ССР по отношению к таковым Большого Кавказа, а также Локского и Храмского массивов Грузии объясняется тем, что они представляли собою срединные массивы, не погружавшиеся со времени нижнего палеозоя. Арзаканский массив погрузился лишь в верхнемеловое время, а Ахурянский, Локский и Храмский—в начале лейаса; поэтому степень метаморфизма (регионального) сланцев северной зоны Малого Кавказа (Сомхето-Карабахской) несколько выше таковой южной зоны.

На крайнем юго-востоке Армянской ССР породы докембрия-нижнего палеозоя (?) обнажаются по левобережью р. Аракс (район сс. Ньюади и Алидара), а также в районе сел. Шишкерт—вдоль Хуступ-Гиратахского надвига и в бассейне р. Вохчи. Представлены они толщей метаморфических сланцев и порфиритов с подчиненными пачками и линзами известняков. Породы интенсивно дислоцированы и прорваны интрузиями диоритов и габбро-диоритов, также подвергшихся рассланцеванию. Широко развиты роговообманковые слюдяно-кварцевые и кварцитовые сланцы, а также кварц-полевошпатовые роговики и амфиболиты.

На основании данных химических анализов различных типов сланцев и результатов микроскопических исследований установлено, что сланцы произошли из различных осадочных пород, гнейсы из кислых интрузивов, а амфиболиты из габбро, в результате регионального метаморфизма, на который впоследствии местами наложился контактовый метаморфизм, обусловленный нижнепалеозойскими интрузиями.

В областях развития кристаллических и метаморфических сланцев при шлиховом опробовании обнаружено наличие во многих пунктах редких минералов (шеелита, монацита и др.), золота и др.

Стратиграфический объем древнего метаморфического комплекса Армянской ССР на данном этапе изучения можно с некоторой степенью условности считать верхним археем-ордовиком.

Детальными геолого-петрографическими исследованиями последних лет (Агамалян, 1968) сланцевый комплекс Арзаканского массива расчленен на шесть свит определенного вещественного состава в виде двух разновозрастных метаморфических серий—нижней—гнейсово-кристаллически-парасланцевой и верхней—зеленосланцевой-вулканогенно-карбонатной. Нижняя серия сложена в брахискладки антикавказского (СВ) простирания и претерпела метаморфизм в фации альмандиновых амфиболитов Бахиского типа. Верхняя серия сложена в линейные складки меридионального простирания и претерпела метаморфизм в форме зеленых сланцев. Этот зеленосланцевый метаморфизм отразился на кристалло-сланцах нижней серии в качестве диафореза

Среди интрузивных пород метаморфического комплекса наиболее древними являются гнейсовидные граниты («мигматиты»), амфиболиты и габбро, являющиеся, видимо, древнекаледонскими. Кварцевые диориты Агверанской интрузии являются новокаледонскими, гнейсовидные граниты Локского и Храмского массивов—позднедевонскими, а лейкократовые граниты Цахкуняцкого хребта—раннекарбовыми (см. ниже).

Все выходы метаморфических сланцев Малого Кавказа отчетливо выявляют положение его древнего субстрата, полого погружающегося в юго-восточном направлении. При этом намечаются четыре основных направления (зоны) древних поднятий (антиклиналей (?): 1—вдоль правобережья долины р. Куры (приурочено к Сомхето-Карабахской тектонической зоне); 2—вдоль северного края Армянской тектонической зоны (тектонические клинья и линзы, приуроченные к офиолитовому поясу Малого Кавказа); 3—срединные массивы центральных частей Армянской тектонической зоны и 4—вдоль долины р. Аракс (Нахичеванская тектоническая зона).

2. Девон. Фаунистически охарактеризованные отложения кембрия, ордовика и силлура в Армянской ССР

не констатированы; следующими по возрасту являются девонские образования, широко развитые в южной и юго-восточной части Армянской ССР.

Разрез девона начинается здесь со среднего его отдела; выражен он карбонатно-кораллово-брахиоподовой фацией с подчиненными прослоями песчано-глинистых пород. Общая мощность 800—850 м, фаунистически прекрасно охарактеризован кораллами и брахиоподами.

Верхнедевонские отложения представлены полностью двумя ярусами—фаменским и франским. В фациальном отношении они резко отличаются от среднего девона; представлены перемежающейся толщей (600—700 м) кварцитов, песчаников, различных сланцев и подчиненных им известняков. Фауна преимущественно брахиоподовая; кораллы встречаются лишь в франском ярусе, в фаменском ярусе они совершенно отсутствуют. На границе среднего и верхнего девона выделяются так называемые данзикские слои (с *Chonetes bretzii Schnur* и др.). Фауна фаменских слоев своеобразна, бедна родами, но богата видами и как бы является связующим звеном между западноевропейскими и азиатскими формами.

В юго-восточной части Армянской ССР, в Зангезуре, к юго-западу от хребта Хуступ-Катарского констатирована мощная толща порфиритов и туфобрекчий нижнего (?) девона, трансгрессивно перекрытая свитой известняков и сланцев, содержащих руководящую фауну верхнего девона.

3. *Карбон*. Отложения карбона развиты обычно там же, где и девонские, и пластуется с ними согласно. Раньше в Армянской ССР предполагался полный разрез карбона, в последние же годы, после работ Р. А. Аракеляна доказывается наличие лишь нижнего карбона; средне-верхнекарбоновые отложения прежних авторов ныне отнесены к перми (см. ниже).

На границе верхнего девона и нижнего карбона в Армянской ССР впервые были установлены в 1947 году отложения этренского яруса (Абрамян и Аракелян, 1948).

В верхнедевонских отложениях Армянской ССР и Нахичеванской АССР большое развитие имеют

кварциты и вполне подчиненное—песчаники, сланцы и известняки. В нижнем карбоне количество кварцитов уменьшается и их замещают песчаники, которые преобладают в нижнетурнейских осадках. Мощность нижнекаменноугольных образований колеблется от 250 до 450 м. Турнейские отложения подразделяются как по литологическому составу, так и по характеру фауны на две части: нижнетурнейские (125—50 м) и верхнетурнейские слои (150—60 м).

Отложения визийского яруса представлены известково-кораллово-фораминиферовой фацией, преобладают мергелистые разности известняков (мощность 60—80 м).

Выше визейских слоев следуют трансгрессивно залегающие нижнепермские известняки со *Staffella sp-haerica Abich*.

В районе Храмского гранитоидного массива констатированы образования среднего и верхнего карбона в вулканогенно-осадочной фации. Там выделены (снизу—вверх): 1—свита кварцевых порфиров (до 1000 м); 2—горизонт вторичных кварцитов (25—100 м) и 3—свита слоистых туфов и брекчий, с прослоями углистых кремней, аргиллитов и линз известняков (600—700 м). Встречены характерные отпечатки флоры лепидофитов и папоротников, а также одиночные и колониальные кораллы (в известняках).

Отсутствие среднего и верхнего карбона в Армении объясняется поднятиями этого времени; трансгрессивное залегание местами перми на отложениях нижнего карбона обусловлено, видимо, проявлением судетской орогенической фазы.

4. *Пермь*. Пермские отложения выражены кораллово-фузулинидовой фацией, которая сохранилась до низов верхней перми включительно. Расчленены пермские отложения на пять свит (снизу вверх): 1—перемежающаяся свита (100—300 м) среднеслоистых, реже—тонкослоистых известняков, местами с включениями кремней; 2—перемежающаяся свита (75—150 м) толсто и среднеслоистых известняков с редкими линзообразными включениями кремней; 3—перемежающаяся свита (70—150 м) толсто и среднеслоистых, реже—тонкослоистых известняков с мелкими кремнистыми вклю-

чениями; 4—перемежающаяся свита (50—75 м) тонко и среднеслоистых известняков (мшанковых); 5—перемежающаяся свита (40—75 м) известняков, углистых, песчаных и мергелистых известняков.

Свиты 1 и 2 относятся к нижней перми; свиту 3—на основании нахождения *Pseudofusulina* и *Parafusulina*, а также *Products (Marginifera) Spinocostatus*—к самым верхам нижней перми, несмотря на совместное нахождение с ними в этой свите *Codonofusula* и *Nanxinella*. Свиты 4 и 5 относятся к верхней перми; 5-я соответствует породам Джульфинского разреза (Нахичеванская АССР), которые относились П. Бонне ко всему пермскому отделу.

5. *Триас*. Пермские отложения в Армянской ССР сменяются без признака перерыва нижнетриасовыми плитчато-комковато-чешуйчатыми, зеленовато-серыми мергелистыми известняками нижнего триаса с *Pseudomonotis claraia f. aurita* Harer. Нижний и средний триас выражены сплошь известняковой фацией, мощностью свыше 1500 м (Джульфинское ущелье, хребет Субус-даг, верховье р. Веди. Верхний (?) триас представлен мощной толщей кавернозных доломитизированных известняков и доломитов без фауны. Возможно, что это также средний триас. В верховье р. Веди встречен верхний триас (свыше 100 м) в глинисто-песчаниковой угленосной фации, хорошо охарактеризованной фаунистически (норийский ярус).

6. *Юра*. Образования юрской системы имеют на территории Армении большое развитие, причем выражены они в разнообразных фациях—от глубоководных морских до континентальных прибрежных и вулканогенных, со всеми промежуточными разностями. Карбонатными фациями представлены главным образом отложения верхней юры.

В связи с изменчивостью литологического состава и редкому нахождению фауны юрские отложения расчленены в разных областях Малого Кавказа с различной степенью детальности. Обычно выделяются все три отдела, внутри которых, однако, расчленение различное.

В целом юрские отложения Малого Кавказа и Армении в частности представлены преимущественно в

вулканогенной фации. Из анализа фациальных соотношений, литологического состава и характера фации вулканогенных толщ юры (а также кайнозоя) Малого Кавказа явствует, что они накапливались частью на суше, а частью в мелком море.

Колоссальное количество туфобрекчий указывает на преобладавшую взрывную вулканическую деятельность. Излияния лав были частью наземные (?), частью подводные; судя по значительному региональному развитию излияния лав были трещинного типа, но существовали, вероятно, и отдельные вулканические центры, приуроченные к вулканическим островкам, расположенным вдоль тектонических линий регионального порядка. Наличие прослоев внутри формационных конгломератов и туфоконгломератов указывает на протекавшие здесь колебательные движения, в частности на опускания, следовавшие тотчас за извержением лав.

Наибольшее развитие юрские вулканогенные отложения имеют на северном склоне Малого Кавказа (Сомхето-Карабахская зона), где находилась глубоко прогнутая первичная геосинклинальная область (эвгеосинклиналь по М. Кею). Подводными каналами для магмы являлись продольные трещины (небольшой амплитуды) в зоне расположения дна прогиба.

Нижняя юра вместе с нижним ааленом повсюду залегает несогласно на древнем интенсивно дислоцированном субстрате и в основании представлена терригенными фациями.

Средняя юра представлена главным образом мощными (до 2000 м) вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами.

Вулканогенная толща верхнего аалена—нижнего байоса представлена порфиритами различной основности, их туфами и брекчиями и туфогенными песчаниками с весьма редкими прослоями известняков. Вулканогенные породы этой толщи обычно характеризуются специфическими зеленокаменными известняками, существенно отличающимися их от других аналогичных образований средней юры и мела: эффузивы обычно эпидотизированы, хлоритизированы и уралитизированы. Они соответствуют «нижней» вулканогенной толще Малого Кавказа по

схеме К. Н. Паффенгольца. Верхний байос представлен свитой кварцевых порфиров, андезитовых и андезито-дацитовых порфиров их пирокластолитов с пачками песчаников и туфопесчаников.

Кварцевые порфириты отличаются наличием прекрасно выраженных кристаллов бипирамидального кварца (от 0,5 до 4—5 см). Плагипорфиры перемежаются с туфами и брекчиями такого же состава; эта свита располагается на нижней толще трансгрессивно, без заметного углового несогласия и в свою очередь перекрывается трансгрессивно, с существенным угловым несогласием верхней вулканогенной толщей.

Кварцевые плагипорфиры в результате процессов гидротермального метаморфизма местами превратились в весьма типичные вторичные кварциты с «глазками» (бипирамиды) первичного кварца. Они нередко являются вместилищем крупных сульфидных скоплений («кедабекский» тип месторождений). Батский ярус выражен вулканогенными и терригенными отложениями, развитыми в Туманянском и Шашмадинском административных районах Армянской ССР.

Верхняя юра Армении выражена в вулканогенно-осадочной фации.

Келловой установлен в северной части Армянской ССР и представлен трансгрессивной свитой туфопесчаников, вулканогенными образованиями, а также прослоями известняков и глинистых пород. Оксфорд выражен кремнистыми известняками, вулканогенными породами, а также доломитами. Верхняя часть карбонатной свиты, по-видимому, соответствует кимериджу.

В Зангезуре верхняя юра (из общей мощности 1500—2000 м) начинается с верхнего оксфорда (лузитана) и образует непрерывный разрез с нижним мелом. Верхний оксфорд и кимеридж представлены вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами с пачками известняков. Титон вместе с валанжином образует тапсар-кармракарскую вулканогенную свиту с линзами известняков. Возрастным аналогом этой свиты является артаминская свита Шамшадинского района.

7. Мел. Меловые отложения выражены в разнообразных фациях в соответствии с различными зонами их

накопления; в связи с этим и полнота разрезов их также изменчива. Преобладают верхнемеловые образования, опоясывающие предгорья Малого Кавказа и широко развитые также во внутренних областях Армянской ССР.

Нижнемеловые отложения имеют весьма ограниченное развитие; слагают небольшие, большей частью изолированные площади, уцелевшие от трансгрессий верхнемелового времени. В северной части Армянской ССР они представлены терригенными породами альба (Иджеванский район) и вулканогенно-осадочными образованиями валанжина (верхняя часть артаминской свиты у пос. Берд).

Более полный разрез нижнего мела наблюдается в Зангезуре, где над титон-средневаланжинской вулканогенной свитой согласно залегает мощная (300 м) свита карбонатных пород верхнего валанжина-готерива (агаракская подсвита) и баррема (кармирванкская подсвита). Нижний апт здесь выражен песчано-мергелистыми породами, а верхний апт—трансгрессивной свитой вулканогенно-осадочных пород.

Изолированные выходы нижнемеловых (верхнеальбских) отложений констатированы в Айоцдзорском хребте (сс. Азнабюрт, Гнишик) и в западной части Базумского хребта.

Верхнемеловые отложения представлены почти всеми ярусами; некоторые из них залегают трансгрессивно.

Сеноманский ярус представлен известняками и терригенными породами, имеющими ограниченное распространение (бассейны рр. Веди, Джаук, Ноемберянский район). Турон выражен такими же породами, но имеющими большую (до 300 м) мощность, и согласно подстилается сеноманом.

Коньякский ярус представлен главным образом терригенными и вулканогенными образованиями (общей мощностью до 1000—1200 м), широко развитыми во всех тектонических зонах Армянской ССР и сопредельных территорий. Часто верхний коньяк трансгрессивно перекрывает вулканогенные и осадочные породы ниж-

него коньяка (бассейн р. Веди, Ноемберянский, Спитакский районы, северо-восточное побережье оз. Севан).

Выше залегают терригенные, карбонатные и вулканогенные породы сантона, при этом к последним часто приурочено марганцевое оруденение (районы сс. Саригюх, Калача, Сваранц и др.).

Кампан и маастрихт обычно выражены свитой известняков и мергелей мощностью до 300—600 м.

Породы дания—палеоцена образуют свиту терригенных пород с прослоями известняков, имеющих ограниченное распространение (юго-западная часть Армянской ССР и Иджеванский район) и достигающих мощности 300—400 м.

8. *Эоцен*. Отложения третичного возраста имеют на территории Армении большое развитие, причем выражены в самых разнообразных фациях—морских, пресноводных, вулканогенных и других, связанных между собой смешанного типа (переходными) фациями.

На Малом Кавказе вулканическая деятельность верхнемелового времени прекратилась в нижнем сеноне, но она не угасла полностью, так как слабые следы ее констатируются и в верхнем сеноне, в виде прослаивающих карбонатную толщу указанного яруса свит диагенезированных пеплов, представленных ныне разнообразными глинами, обладающими специфическими свойствами.

С началом же третичного периода вулканизм снова вспыхивает здесь с огромнейшей силой и проявляется с неослабевающей энергией до верхнего олигоцена и неогена включительно. Интенсивность вулканических процессов, естественно, менялась в различных пунктах и районах в соответствии с их тектоническим положением. Любопытно отметить, что начиная с олигоцена эффузивы (особенно субаэральные фации) приобретают уже явно кайнотипный облик.

Накопление вулканогенных толщ было главным образом подводное, причем местами шло отложение осадков с морской фауной, а также накопление образований лагунного типа (гипсо-соленосных). Все указанные разности связаны взаимными переходами, почему разрезы эоцена и отличаются большим разнообразием фаций. К

сожалению, не все фации достаточно хорошо охарактеризованы фаунистически; наиболее полные, фаунистически охарактеризованные разрезы эоцена в осадочно-вулканогенной фации находятся в Аджаро-Триалетии, Приереванском районе и Вайке.

Лучший разрез эоцена в морской фации находится к востоку от гор. Еревана, в бассейнах р. Азат и оврага Шорахбюр. Представлен он мощной (1500 м) толщей песчаных, песчано-глинистых и лагунных осадков, накопившихся в результате единого, строго направленного седиментационного цикла. Разрез начинается песчаниками и венчается пестроцветными гипсоносными глинами, а затем гипсами и солью. В этой толще на разных горизонтах средней ее части была встречена характерная фауна моллюсков, нуммулитов и других форм среднего эоцена, а в верхах, гипсоносной толще— корбулеобразная мактровая фауна, относимая К. Н. Паффенгольцем к верхнему эоцену, а другими исследователями—к сармату.

В Вайке развиты отложения нижнего и среднего эоцена в вулканогенно-осадочной фации, хорошо охарактеризованные нуммулитами. В районе сел. Али-кулишаги Азербайджанской ССР наблюдается совершенно согласный переход карбонатной толщи верхнего сенона (дат) в мергельно-глинистую толщу палеоэоцена—нижнего эоцена с характерной микрофауной.

298
9. *Олигоцен.* Отложения олигоценового времени имеют на территории Армении большое развитие, причем выражены они в вулканогенной и песчаниково-глинистой фациях, связанных друг с другом смешанными фациями. Континентальная, главным образом вулканогенная фация олигоцена слагает, по К. Н. Паффенгольцу, всю центральную часть Армянской ССР и по краям Куринской и Араксинской депрессий фациально смыкается с песчаниково-глинистой толщей (майкопского типа).

Согласно К. Н. Паффенгольцу, вулканогенная фация олигоцена характеризуется (снизу вверх) эффузиями базальтов, андезитобазальтов, андезитов, дацитов и липаритов, сопровождающихся мощными пирокластическими накоплениями того же состава. Основные и кислые породы эффузий связаны друг с другом рядом про-



межуточных разностей, чем определяется наличие одного вулканического цикла указанного времени. Преобладающими породами являются кайнотипные трахиандезиты и трахидациты, сопровождающиеся обильными, пирокластическими образованиями того же состава. Другими исследователями указанный комплекс вулканических образований относится к более молодому возрасту—плиоцену.

В западном Вайке олигоценая вулканогенная толща характеризуется комплексом субщелочных и щелочных пород—трахиандезито-базальтов, трахиандезитов, трахидацитов, санидиновых трахитов, к которым присоединяются в подчиненном количестве калиевые базальты и лейцитовые тефриты. Кроме того, в этом районе обнаружены и более редкие разновидности щелочных лав—содалитовый трахит (у сел. Элпин) и гаюиновый тефрит (сел. Козульджа).

Низам вулканогенной толщи здесь подчинены своеобразные мегпорфировые (до 8—10 см) санидиновые трахилипариты.

Следует отметить широко развитый в андезитах олигоцена процесс опацинизации; нигде в подобных породах других возрастов он не наблюдается. В туфобрекчиях же широко развиты процессы каолинизации, кварцитизации и отчасти алунизации и пиритизации.

Глинисто-песчаниковая гипсоносная толща бассейна р. Шагап, охарактеризованная нуммулитовой и другой фауной олигоценового возраста, по данным К. Н. Паффенгольца, фациально смыкается в районе сел. Карахач с вулканогенной толщей. По наблюдениям того же исследователя шагапская толща протягивается вдоль левобережья р. Аракс к юго-востоку в Нахичеванский район, где также смыкается фациально с дарридагской вулканогенной толщей, в низах которой встречена хорошей сохранности флора нижнеолигоценового возраста.

10. Миоцен. С конца (?) палеогена в центральных частях Малого Кавказа констатируется прогрессивное поднятие, сопровождавшееся формированием рельефа альпийского типа. Последний местами стал выполняться ингрессивными, главным образом вулканогенными об-

разованиями, которые впоследствии испытали древние оледенения, и в них врезаны все четвертичные террасы, чем определяется верхний предел возраста ингрессивных толщ.

На территории Армянской ССР ингрессивные вулканогенные толщи констатированы в Зангезуре—в бассейне р. Воротан; наибольшее развитие они имеют в районе гор. Гориса. Горисская свита (до 600 м) в значительной степени состоит из пирокластического материала (отчасти туфогенно-осадочного); туфобрекчии, туфоконгломераты, туффиты, туфы, пеплы, лавы покровного характера перемежаются друг с другом. Преобладают туфобрекчии. Вверх по долине р. Воротан вулканогенная толща фациально смыкается с глинисто-диатомитовой свитой (сисианской), содержащей богатую ископаемую флору (пока еще спорного возраста). По северному склону Малого Кавказа, к юго-востоку от гор. Тбилиси, известны лишь отдельные, уцелевшие от размыва остатки миоцена, всюду являющегося трансгрессивным. На хребте Яглуджа констатированы чокрак-караган, на г. Какиль (Армянская ССР)—караган, на вершине Кабах-тапа—конкские слои и сармат.

Древний рельеф с относительными высотами до 1500 м врезан в вулканогенную толщу олигоцена и подстилающих пород. Наличие ингрессивных толщ является фактом большого геологического значения, так как указывает на древность рельефа Малого Кавказа.

11. Плиоцен. На территории Армянской ССР в нижне- и среднеплиоценовое время происходит формирование ишхансарской (ишихлинской) вулканогенной толщи в Зангезуре, согласно перекрывающей горисскую толщу. Ишхансарская толща сложена кайнотипными андезитами, андезито-дацитами (трахиандезитами) и др., обломочных образований очень мало. В основании толщ располагаются базальтовые лавы, слагающие обширное Ераблурское плато. Вулканогенные образования этого времени широко развиты по данным ряда исследователей и в центральной части Армянского вулканического нагорья.

12. Постплиоцен. На территории Армянской ССР широко развиты континентальные четвертичные отложе-

ния, они весьма разнообразны и в генетическом отношении являются продуктом деятельности различных физико-геологических явлений: ледниковых процессов, бурных селевых потоков, деятельности речных артерий, интенсивных вулканических процессов, деятельности минеральных источников, ветра и др.

Ледниковые отложения развиты в высоких хребтах и вулканических нагорьях (Мокрые горы, Зангезурский хребет, Вардениское, Арагацское и Гегамское нагорья). Изучены они еще не достаточно. Современное оледенение наблюдается лишь на Арагаце, где оно занимает незначительную площадь (верховья р. Гехарот). Следы древнего оледенения констатированы во многих пунктах и районах, причем сильно деформированы послеледниковой денудацией, а также замаскированы широко развитыми здесь явлениями четвертичного вулканизма (Арагац, Ахалкалакское и Гегамское нагорья). На массиве г. Арагац констатируются следы всех четырех древних оледенений (начиная с гюнцского).

Широко развиты аллювиально-пролювиальные отложения различной мощности (в зависимости от неровностей рельефа ложа), слагающие высокие предгорные наклонные равнины (правобережье Куры и левобережье Аракса). В разрезе их преобладают галечники, линзы и прослой суглинков редки и маломощны. Наибольшее развитие они имеют в древних конусах выноса рр. Дебед, Арпа, Воротан, местами отчетливо террасированных. По долинам притоков Куры и Аракса наблюдается ряд галечных террас на различных относительных высотах от 2—5 до 150 м, которые могут быть сгруппированы в три комплекса, отвечающие соответственно хвалынскому, хазарскому и бакинскому времени.

Отправным пунктом для определения возраста указанных террас является горловина р. Куры у гор Мингечаур, где третья (+50 м) терраса р. Куры отчетливо переходит в каспийскую террасу с *Didacna trigonoides Palles* (хвалынский ярус).

На территории Армянской ССР в результате вулканической деятельности четвертичного времени были подпружены лавами многие участки долин, выполненные затем озерно-речными и частично аллювиально-пролю-

виальными и туфовыми отложениями, представляющими ныне морфологически обширные нагорные равнины (Ширакская, Апаранская, Араратская и др.).

К образованиям четвертичного времени относятся также травертины, слагающие большие площади по левобережью р. Аракс (Арарат, Шахтахты и др.). Травертины отлагались в течение всего четвертичного периода термальными минеральными источниками, приуроченными к крупным разрывным нарушениям.

В течение четвертичного периода на территории Армянской ССР неоднократно происходили вспышки вулканизма, проявившие себя целым рядом лавовых потоков и туфовых образований, в распределении которых замечена определенная закономерность. По возрасту лавы расчленяются на пять покровов, взаимно перекрывающих местами друг друга. Наиболее древний из них располагается на верхнетретичных отложениях, а остальные четыре перекрывают по долинам рек различные террасы, от верхнеапшеронской до хвалынской включительно, чем определяется их относительный возраст. Все лавовые потоки имеют хорошо выраженные центры излияний в виде моногенных вулканических аппаратов, большей частью кратерных.

Лавы первого потока (наиболее древнего) представлены базальтами, а последнего—андезитами и андезито-дацитами, а местами даже дацитами. Лавы же трех средних потоков выражены в общем промежуточными разностями между двумя указанными типами. Суммарная мощность отдельных лавовых потоков колеблется от 2—3 до 30—40 м и лишь местами доходит до 100 м и более. Расположение лав обусловлено наклоном поверхности древнего рельефа, по которому потоки растекались. В западной части Советского сектора Армянского вулканического нагорья широко развиты вулканические туфы четвертичного времени. По химическому составу они относятся к дацитовому и щелочно-дацитовому (трахидацитовому) типу. Фациальной разностью туфов являются пемзы, представляющие того же состава вулканические стекла в их пемзообразном состоянии.

Проявления интрузивного вулканизма на территории северо-восточной части Армянского нагорья охватывают время от протерозоя до верхнего палеогена включительно и тесно связаны с эволюцией его структуры. Интрузивные породы этой области весьма многочисленны и разнообразны как по составу, так и по возрасту; представлены они различными производными кислой и основной магм, приурочены к различным структурно-формационным зонам и связаны обычно с определенными орогеническими фазами. Интересно подчеркнуть, что разновозрастные магматические циклы как эффузивные, так и интрузивные обычно «стартовали» с основных образований и заканчивались кислыми. Внутри отдельных тектоно-магматических комплексов обычно отмечается последовательный ряд внедрений, давших полную петрографическую гамму от ультраосновных и основных до кислых и местами типичных щелочных пород. Основные и ультраосновные интрузивные породы приурочены к зонам интенсивной складчатости, осложненным разломами различной амплитуды; средние и умеренно кислые интрузии локализуются в районах с более спокойной складчатостью. В завершающем этапе тектоно-магматического цикла происходит внедрение позднеорогенных гипабиссальных интрузий субщелочных гранитоидов и типичных щелочных эффузивных, субвулканических и интрузивных пород. Таким образом, с определенными этапами развития тектонических структур связано внедрение различных по возрасту, петрографическому и химическому составу интрузивных пород.

1. Докембрийские интрузивные образования на территории Армянской ССР пока не доказаны. Предположительно к ним относятся ортосланцы (габбро-диабаз-порфиритового состава) Цахкуняцского комплекса и мигматит-граниты Бжнийского массива; на Локском массиве констатированы метаморфизованные магматические породы, среди которых наблюдаются габброиды, диабазы и порфириты, сланцеватость которых совпадает со сланцеватостью пород всей метаморфической свиты.

2. Палеозойские интрузии имеют в Армянской ССР незначительное развитие. В нижнепалеозойском интрузивном комплексе, связанном с верхней свитой зеленокаменных сланцев, выделяются интрузии апоперидотитовых серпентинитов, зеленокаменных габбро и лейкократовых плагиогранитов.

Эти породы входят в состав Арзаканского метаморфического комплекса, и их внедрение, по всей вероятности, связано с древнекаледонской эпохой складчатости.

С новокаледонской орогенической фазой связывается Агверанская интрузия кварцевых диоритов. Сложенная кварцевыми диоритами, дающими переходы, с одной стороны, к диоритам и, реже, к габбро-диоритам, а с другой—к гранодиоритам и гранитам. Жильные породы представлены габбро-диоритами.

С более поздней орогенической фазой (судетской?) в Армянской ССР связаны так называемые «лейкократовые» («белые») граниты (плагиограниты), прорывающие метаморфические сланцы Мисханского массива. Слагают они сравнительно крупные интрузии (пластообразные), а также мелкие инъекции, но встречаются и секущие жилы. Представляют весьма характерную породу белого или светло-серого цвета, большей частью равномернозернистую, часто аплитовидную, иногда порфировидную. Обычно сильно катаклазированы. Разновидностью указанных пород (мало распространенной) являются биотитовые и амфибол-биотитовые граниты.

Интересно подчеркнуть, что указанные «белые» граниты чрезвычайно сходны со светлыми («серыми») раннекарбонowymi гранитами верховья р. Кклу-Кам (правый приток р. Кубани) северного склона Большого Кавказа.

3. Мезозойские (?) интрузии. К юрскому и меловому времени рядом исследователей относится большинство интрузивных массивов Сомхето-Карабахской геотектонической зоны. Эти интрузии объединяются географически в несколько групп—Маднеульскую (Поладаурскую), Алавердскую, Шамшадинскую, Кеда-

бекскую, Дашкесан-Зурнабадскую, Гюлятагскую (Механинскую) и Кафанскую.

По данным других исследователей, эти интрузии, за исключением Гюлятагской, для которой датирован нижнемеловой возраст, относятся к эоценовому времени.

В пределах Армянской ССР находятся следующие группы интрузивов.

Алавердская группа интрузий расположена в северо-западной части республики; наиболее крупными интрузиями являются Банушская, Ахпатская, Шнох-Кохбская и Цахкашатская. Банушский массив отличается большим разнообразием слагающих пород (ряд габброграниты), преобладают *плаггиогранодиориты*. Ахпатская интрузия сложена *плаггиогранитами*, Шнох-Кохбская — кварцевыми диоритами, в Цахкашатской преобладают роговообманково-биотитовые кварцевые диориты.

В Шамшадинскую группу интрузий входят Тавушский и Хндзорутский массивы, а также ряд мелких тел сателлитового характера. В строении массивов участвуют плаггиограниты, местами переходящие в адамеллиты и гранодиориты, плаггиогранит-порфиры, порфирировидные плаггиограниты и розовые аплиты. Жильная серия, мало распространенная, представлена аплитами, плаггиогранит-порфирами, плаггиоклазовыми и диабазовыми порфиритами.

На крайнем юге Армянской ССР в Кафанском районе в пределах той же геотектонической зоны обнажается на поверхности ряд интрузивных массивов, наиболее крупным из которых является Цавский. Последний сложен серыми и розовыми гранитами, гранодиоритами, сиенито-диоритами, кварцевыми диоритами, диоритами. К северу от Цавского массива в вулканогенных образованиях юры залегают небольшие интрузивные тела, сложенные гранодиоритами, кварцевыми диоритами, альбитофирами.

4. Кайнозойские интрузии. В третичное время интрузивный магматизм проявился на территории северо-восточной части Армянского нагорья и Армянской ССР в частности весьма широко; связан он с верхнеэоценовой и нижнемиоценовой орогеническими фазами.

А. Верхнеэоценовые интрузии

Непосредственно к югу от Сомхето-Карабахской зоны, отделяясь региональным поддвигом, протягивается полоса ультраосновных и основных интрузий, слагающих Главный (северный) офиолитовый пояс в пределах Малого Кавказа, приуроченный к преднадвиговой зоне.

Южный пояс (Вединский) в пределах Приараксинских хребтов основных интрузий приурочен к зоне менее напряженной складчатости, почему эти пояса и отличаются друг от друга своей протяженностью и размерами слагающих их отдельных интрузивных тел.

Интрузии северного пояса объединяются в ряд групп: Базумского хребта, Ширакского, северо-восточного побережья озера Севан. В южном поясе выделяется пять групп: у сел. Дашлу, в районе г. Црдут (Кесух), у сел. Азизкенд, в верховье р. Армик и в районе сел. Бахчаджух.

Среди пород указанных поясов констатированы следующие разности: дуниты, перидотиты, саксониты и гарцбургиты, верлиты, разнообразные габброиды, кварцевые диориты и др., слагающие дифференциационный ряд. Ультраосновные породы обычно подвергались автометаморфизму; среди них выделены серпентиниты, карбонатно-серпентиновые породы и амфиболиты.

Необходимо отметить, что ряд исследователей относят интрузии гипербазитов к верхнемеловому времени.

В офиолитовом поясе на участке Шоржа-Степанаван имеется перерыв в проявлении гипербазитов. Взамен последних на этом отрезке пояса обнажается ряд довольно крупных гранитоидных интрузий, подчиненных той же осадочно-вулканогенной эоценовой толще, но менее интенсивно дислоцированной. Такими интрузиями являются (с запада к востоку): *Чкнахская (Чернореческая), Геджалинская, Сисимаданская, Гарнасарская, Бундукская.*

Сложены эти интрузивы плагиогранитами кварцевыми диоритами, гранодиоритами, нормальными и щелочными сиенитами (Гарнасарская и Бундукская интрузии).

зии), монцонитами, диоритами, габбро-диоритами, габбро.

К югу от гипербазитового пояса Армянской ССР протягивается прерывистая полоса гранитоидных интрузий, приуроченных к складчатой зоне Армении; наибольшее развитие они имеют на северо-западе и юго-востоке, обособливаясь в соответствии со структурными условиями в ряд групп, местами же они представлены изолированными массивами.

На северо-западе полосы располагается так называемая Памбакская группа интрузий, характерной особенностью которой является наличие среди них почти полной серии дифференциатов от основных до кислых и типичных щелочных разностей. Особенно широкое распространение имеют в районе интрузии умеренно кислого и гранитоидного ряда, несколько меньше развиты щелочные породы, затем разности основного и ультраосновного состава.

Породы прорывают отложения среднего эоцена и являются продуктом единого интрузивного магматического цикла; в формировании интрузивов большую роль играли процессы дифференциации в глубинном магматическом очаге, а затем и ассимиляции.

В комплекс интрузивов позднеэоценового возраста Памбакского хребта входят: 1—интрузивы основного состава; 2—интрузивы гранодиоритового и монцонитового состава (кварцевые диориты, гранодиориты, сиенито-диориты и монцониты; граниты и гранодиориты), 3—порфирировидные граниты и сиениты, 4—комплекс интрузивов щелочного ряда (нефелиновые и щелочные сиениты). Жильная серия представлена пегматитами, аплитами, порфиритами гранодиоритового и кварцево-диоритового состава, дайками лампрофира, а также жилами и линзами кварца.

Главнейшими интрузиями являются: *Вортнавская, Маймех-Галаварская группа, Амзачиманская и Фиолетовская, Тежсарская, Маймехская, Южно-Уляшикская, Тандзутская, Цахкашатская, Атарбекянская*. Небольшой выход гранодиоритов находится среди лавового плато между городами Раздан и Севан, а затем далее к юго-востоку по южному побережью озера Севан у сел. Су-

ботан. Гранодиориты (типичные) прорывают здесь вулканогенные породы эоцена.

Б. Раннемиоценовые интрузии

Армении приурочены к южной части Армянской складчатой зоны и Нахичеванской зоны; связаны они с верхне-олигоценовой—нижнемиоценовой орогенической фазой.

В бассейне р. Арпа констатированы многочисленные выходы интрузивных пород, объединяемых в так называемую Вайкскую (Айоцдзорскую) группу. Эти выходы сосредоточены в семи районах: 1—Джермукском, 2—Кечутском, 3—Гюмушханском, 4—Чайкендском, 5—Каялу-Коярчинском, 6—Тексарском и 7—Аярском. Все интрузии находятся в южной части Армянской тектонической зоны; одни из них расположены среди эоценовых образований, другие—рядом—прорывают вулканогенную толщу олигоцена. Представлены породы интрузий дифференциатами гранитоидной магмы, имевшей на глубине единый магматический очаг. Площадь отдельных интрузивных тел измеряется от 0,4 до 35 км², составляя в общей сумме около 100 км², при площади области их развития около 1000 км². Комплекс интрузивных пород этого района разделяется на три типа: 1—монцонитовый (монцониты, ортоклазовое габбро, оливиновое ортоклазовое габбро, эссекситы), 2—диорит-порфириновый и 3—граносиенитовый (сиениты, граносиениты, порфириновые граниты). Изменение кислотности шло от основных к кислым разностям; последняя фаза была более богата летучими компонентами.

Наиболее крупная гранитоидная интрузия раннемиоценового возраста находится в юго-восточной части Армянской ССР, где слагает весь бассейн р. Мегригет с прилегающей с запада частью Зангезурского хребта, почему и названа *Мегринской*. Далее к юго-востоку, по правобережью р. Аракс, интрузия эта имеет обширное развитие в пределах Карадага (Иран).

Площадь Мегринского плутона свыше 800 км²; представляет сложно дифференцированное тело, сформировавшееся в результате трех интрузивных фаз: 1—монцониты, гранодиориты, сиенито-диориты, диориты, габбро, щелочные сиениты и др., 2—граниты, граносие-

ниты, гранодиориты, банатиты, 3—порфиroidные граниты и гранодиориты.

К северу от Мегринского плутона по правобережью среднего течения р. Воротан располагается так называемая Баргушатская группа интрузий раннемиоценового возраста. Приурочены они к обоим склонам широтного Баргушатского хребта—восточного отрога меридионального Зангезурского хребта. Общая площадь интрузий около 1300 км², что указывает на высокую степень насыщенности района интрузивными породами. Представлены интрузии следующими типами пород (в убывающем порядке): габбро-диориты (34%), кварцевые монзониты и гранодиориты (32%), граносиениты (12%), граниты (8%), порфиroidные граниты (7%), оливиновые габброиды, перидотиты и дуниты (4%), сиениты и щелочные сиениты (1%). Резко преобладают габбро-диориты, кварцевые монзониты и гранодиориты.

ТЕКТОНИКА

Тектоническое строение нагорной территории между Курой и Араксом, в целом представляющей крупный сложный антиклинорий, отличается большим разнообразием. Здесь наблюдается сложная система разновозрастных складок в общем северо-западного простирания, разбитых продольными (и диагональными) разрывами на вытянутые в указанном направлении глыбы (блоки), представляющие тектонические зоны разного порядка. Последние сложены разнообразными слоистыми осадками различного состава (фациального) и мощности; подлежат им обычно интенсивно дислоцированные участки жесткого древнего субстрата, представленного метаморфическими и кристаллическими породами. Эти участки субстрата (глыбы, блоки расколотой платформы) предопределили с начала их возникновения дальнейшую историю геологического развития области. Они (глыбы) то опускались, то поднимались вдоль ограничивающих их разломов, чем обусловлено различие в накапливавшихся на них осадках. Эти движения проявлялись в течение всей геологической истории Кавказа, причем доказывається, что во всяком случае с

палеозоя и по четвертичное время включительно происходили самостоятельные вертикальные движения с переменным знаком. Начиная с конца (?) палеогена в области Большого и Малого Кавказа происходят преимущественно поднятия, причем неравномерные. Погребенные разломы субстрата сказываются в строении мезо-кайнозойских структурных этажей—в виде разнонаправленных деформаций, как разрывных, так и складчатых.

На территории Армянской ССР можно с уверенностью говорить о наличии двух глубинных разломов: 1—в центральной части области так называемый надвиг (подвиг) Малого Кавказа с сопутствующей ему серией кулисообразно расположенных сбросов и взбросов, 2—на юге Гиратахско-Вайкская зона надвигов и сбросов. Они являются крупнейшими дизъюнктивными структурами всего Малого Кавказа—границами тектонических зон.

Преобладающая часть складок Малого Кавказа является линейной, вытянутой в «кавказском» направлении (СЗ—ЮВ), что говорит о выдержанном ориентированном направлении давления (с СВ и ЮЗ). Соответственно и блоки первоначального расколотого субстрата нижнепалеозойской геосинклинали были вытянуты в том же направлении. В дальнейшем при сближении платформ (?) блоки раскалывались по диагональным (преимущественно) разломам на более мелкие глыбы, движение по которым с разной амплитудой и знаком продолжалось до плиоцена включительно. Местами они оживляются и в настоящее время, о чем свидетельствуют сейсмические явления, к ним приуроченные.

Движением по указанным различно ориентированным (косым) более мелким блокам и глыбам обусловлено происхождение складок других направлений (антикавказского, широтного и др.).

На территории северо-восточной части Армянского нагорья в пределах СССР отчетливо выделяются тектонические зоны, отличающиеся друг от друга по геологическому строению, истории геологического развития, магматизму и металлогении.

С севера на юг это: 1) Сомхето-Карабахская зона,

2) складчатая зона Армении, 3) Нахичеванская зона и 4) депрессия среднего Аракса.

1. *Сомхето-Карабахская зона* протягивается по внешним хребтам Малого Кавказа. Северной ее границей является южный край Куринской депрессии, а южной— крупный надвиг (поддвиг), плоскость которого падает на север и прослеживается вдоль северо-восточного побережья озера Севан. Зона характеризуется относительно спокойной пологой складчатостью слагающих ее отложений юры, мела и палеогена.

Юрские отложения, всюду где вскрыто их основание, лежат на интенсивно дислоцированном и метаморфизованном нижнепалеозойском и допалеозойском субстрате. Очевидно, что весьма важное значение в формировании зоны и ее консолидации имел каледонский этап складчатости, после которой зона приобрела полуплатформенный характер.

Несмотря на отмеченный характер зоны, погружения, начавшиеся в ее пределах с начала юры, привели к накоплению в течение юры, мела и палеогена огромной мощности (до 13 км) вулканогенных и осадочных образований. В западной части зоны (приподнятой) развиты олигоценовые и четвертичные эффузивы.

Южный край зоны представляет на большом протяжении крупную моноклираль, сложенную вулканогенной юрой, под которую пододвинуты интенсивно дислоцированные породы верхнего мела и эоцена, интродуцированные породами офиолитового пояса Армении.

Некоторые участки зоны характеризуются складчатостью и разрывами двух направлений—северо-западного и северо-восточного, обусловленных, видимо, глыбовыми движениями кристаллического субстрата.

2. *Складчатая зона Армении* располагается непосредственно к юго-западу от Сомхето-Карабахской, отделяясь от нее Муровдагским надвигом. По северному ее краю, вдоль указанного надвига, протягивается так называемый пояс изоклиальной складчатости. Зона эта характеризуется более интенсивной складчатостью общекавказского простираения. В отличие от Сомхето-Карабахской это была более подвижная область, где тектоническая деятельность сохранилась до антропогена.

Характерно, что вулканическая деятельность в течение всего кайнозоя была приурочена почти исключительно к складчатой зоне Армении, проявившись на всем ее протяжении. На большой площади развиты мощные (до 2 км) вулканогенные образования эоцена, покровы олигоценовых и плиоценовых лав и рыхлые продукты вулканических выбросов.

Интересно отметить, что и четвертичный вулканизм с хорошо сохранившимися центрами излияний (Гегамское, Варденисское нагорья, вулканы вокруг массива г. Арагац, Ераблурское плато) был приурочен также почти исключительно к Складчатой зоне Армении.

3. *Нахичеванская зона* отличается своеобразием слагающих ее пород и сложным строением отдельных структурных единиц, чем она резко отличается от соседних к северу зон.

Большое развитие имеют здесь отложения палеозоя (девон—пермь) и триаса, представленные преимущественно в карбонатной фации, а затем вулканогенно-осадочные образования эоцена и олигоцена. Юрские и меловые осадки имеют незначительное распространение.

В северо-западной и южной частях зоны, сложенных преимущественно породами палеозоя и триаса, наблюдается ряд складок примерно общекавказского простирания, местами опрокинутых к северу, а местами к югу и осложненных рядом продольных разрывов и надвигов сравнительно небольшой амплитуды. Плоскости надвигов крутые, падающие в большинстве случаев на юг, но некоторые падают круто на север.

Наблюдаются складки общекавказского, меридионального и антикавказского направлений с различным падением их шарниров. Местами складки имеют дугообразную форму. Плоскости надвигов в большинстве случаев падают полого на юго-запад, при этом сильнее дислоцированы надвинутые (на эоцен и верхний мел) палеозойские образования, что говорит об общем движении масс с юго-запада на северо-восток. Характерной особенностью зоны является также наличие большого количества лакколитов, сложенных гипабиссальной фацией нижнемиоценовых гранодиоритов. Четвертичный вулканизм здесь не проявился.

4. *Среднеараксинская депрессия.* В морфологическом отношении расчленяется на две котловины—Ара-ратскую и Нахичеванскую, испытавшие вертикальные колебательные движения разной амплитуды и продолжительности; разделены они несколькими изолированными грядами (Волчьи ворота), сложенными среднедевонскими породами, образующими складки антикавказского направления. История их развития, а также Джульфинской котловины различна. Направление ущелья р. Аракс ниже Джульфы и Ордубада является унаследованным.

Эта зона представляет северный край Анатолийско-Иранского межгорного прогиба; характеризуется в своем развитии спорадически и всегда ограниченным развитием верхнего мела и эоцена, весьма ограниченным распространением слабо складчатого миоцена, проявлением древних осадочных масс (палеозоя и мезозоя) в форме покровных единиц, а также широко развитым метаморфизмом.

Тектонические зоны Армянской ССР и сопредельных территорий Закавказья отчетливо прослеживаются в западном направлении и в пределах Турции. Аджаро-Триалетская и Сомхето-Карабахская зоны соответствуют там Понтидам П. Арни (Р. Arni, 1939), Армянская зона—Анатолидам, а Нахичеванская зона и Среднеараксинская депрессия отвечают Тавридам П. Арни.

История геологического развития северного сектора Армянского нагорья в общих чертах представляется в следующем виде.

На протяжении всей истории своего развития он представлял собою развивающуюся подвижную зону с многочисленными периодами осадконакопления, видоизменившуюся мощными складкообразовательными и глыбовыми движениями, сопровождавшимися обычно проявлениями вулканизма как в эффузивной, так и интрузивной форме, обусловившими крайне неравномерное распределение мощностей отдельных комплексов и их свойств в отношении формирования тех или иных структур. Особенную роль при этом играли крупные разновозрастные интрузивные тела, а также срединные (внутренние) массивы, возникавшие в центральных

частях геосинклинальной области; они оказывали влияние на дальнейшую их историю. Ярким примером срединных массивов в междуречье Кура—Аракс являются Цахкуняцкий, Арагацкий и Локский. Наблюдаемая в настоящее время тектоническая картина страны является результатом весьма длительного постепенного формирования всего горного сооружения в целом. В некоторых деталях история следующая.

Вышеуказанные тектонические зоны северного сектора Армянского нагорья обособились впервые в результате древнекаледонской фазы диастрофизма. Эти полосы древнего субстрата, вероятно, ограничивались разломами различной амплитуды, а внутри их наметились блоки, обусловленные косыми (диагональными) разрывами второго порядка. Эти зоны представляли собой ряд клавишей, направление падения (погружения) и наклон которых, естественно, был различен, но общее погружение их на территории Армянской ССР отчетливое—к юго-востоку.

Теменной областью всей системы является Армянская складчатая зона. Наиболее поднятой ее частью являются Цахкуняцкий и Арагацкий срединные массивы. Погружение зоны началось на юго-востоке с середины (?) девона, захватившее и Нахичеванскую зону. Здесь протекал единый цикл осадконакопления, представленный мощным (до 5 км) комплексом, главным образом карбонатных пород (особенно в триасе).

Судя по фациям и мощностям, палеозойские отложения Армянской ССР отлагались в краевой (частью прибрежной) части обширной геосинклинали, распространявшейся к югу и юго-западу в область центрального Ирана и Эльбурса и юго-западу—в пределы Малой Азии. В это время здесь происходили, судя по смене фауны и фаций и изменению мощностей, мелкие колебательные движения разного знака; первые крупные движения в единой (?) палеозойско-триасовой геосинклинали Армении начались в северо-западной ее части (бассейн р. Веди) в конце триаса (норийский век).

В результате древнекimmerийской орогенической фазы восточные окончания Армянской, Сомхето-Карабахской и Нахичеванской зон оказываются погружен-

ными и на них трансгрессирует Юрское море, захватившее на севере всю Сомхето-Карабахскую зону, наклоненную к северу. Теменная область Армянской зоны и западная часть Нахичеванской юрским морем не покрывались. В результате орофаз мелового времени теменная область постепенно опускалась, и в верхнемеловое время вся область покрылась морскими осадками. Офиолитовая подзона Армении представляла в это время предгорный (краевой) прогиб, в котором накапливались мощные (до 5 км) осадки верхнего мела и эоцена. Такой же краевой прогиб этого времени находился, видимо, и вдоль среднего течения р. Аракс.

В верхнеэоценовую эпоху происходит опускание теменной области, широкое развитие получает нижнеолигоценовая трансгрессия. В центральной части нагорья происходит потом накопление мощной субаэральной вулканогенной толщи, а в депрессиях—синхроничной ей песчано-глинистой майкопской серии.

С конца (?) палеогена начинается выработка рельефа альпийского типа с относительными превышениями до 1,5—2 км. На востоке подобные участки местами вновь погружались и по выработанным долинам отлагались ингрессивные вулканогенные и озерные отложения (горисская и сисианская свиты), затем вновь поднятые и размытые с остатками на них всех четырех древних террас.

Следует подчеркнуть, что ингрессивные толщи не дислоцированы; последней орогенической фазой на территории Армянской ССР является верхнеолигоценовая—нижнемиоценовая. Излияния четвертичных лав связаны с периодическими свободобразными поднятиями центральной части советского сектора Армянского нагорья (бывшей теменной области).

С выделенными выше геотектоническими зонами и располагающимися в их пределах магматическими комплексами отчетливо совпадают присущие каждому из них металлогенические пояса.

Так к Сомхето-Карабахской зоне приурочен пояс преимущественно колчеданного оруденения. В пределах этого пояса располагаются медно, серно-колчеданные и полиметаллические месторождения Алавердского руд-

ного района (Алаверди, Ахтала, Шахлуг и др.) и Кафанского рудного района, а в пределах Азербайджанской ССР (Чирагидзор, Кедабек и др.).

Месторождения эти генетически связаны с гранитоидными интрузиями эоценового и мелового времени, а также, возможно, частью с субвулканическими интрузиями кварцевых порфиров и альбитофиров юрского времени.

С границами складчатой зоны Армении совпадает пояс медно-молибденового оруденения, характеризующийся широким развитием, наряду с медью, молибдена, образующего местами крупные промышленные скопления.

Месторождения пространственно и генетически связаны с гранитоидными интрузиями миоценового и частью эоценового времени. С более молодыми интрузиями плиоценового времени связаны небольшие месторождения реальгар-аурипигментовых руд и проявления киновари.

К северо-восточной части складчатой зоны Армении, к ее офиолитовой субзоне, приурочен третий металлогенический пояс, руды которого генетически связаны с комплексом основных и ультраосновных интрузий эоценового времени. В пределах этого пояса установлены месторождения хромита, асбеста, магнетита, проявления платины, никеля. С более поздними по времени гранитоидными интрузиями, обнажающимися на небольших площадях, связаны месторождения золота и ртути.

ПОЗДНЕОРОГЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ

Начиная с палеозоя до антропогена включительно территория Армянской ССР была ареной интенсивной вулканической деятельности.

Особенно бурно и широко вулканизм проявился в альпийском тектоно-магматическом цикле, в эволюции которого отчетливо выделяются два главных этапа развития: собственно геосинклинальный (нижняя юра—средний эоцен) и орогенный (верхний эоцен—антропоген).

Вулканические проявления, во всех своих особенностях, развивались в тесной причинной связи с неоднократно повторявшимися процессами прогибания и последующих инверсий геосинклинальных областей.

Вулканизм, связанный с этапами прогибания геосинклиналей, был преимущественно основного—среднего состава. Кислый вулканизм проявлялся лишь в конечных этапах инверсий и замыкания геосинклинальных бассейнов. Развитие кислого вулканизма сопровождалось разламыванием крупных пликативных структур, расчленением консолидированного фундамента на отдельные поперечные структурно-тектонические комплексы вплоть до образования ряда блоков и глыб с самостоятельными тенденциями развития.

С началом орогенного этапа для северо-восточной части Армянского нагорья начинаются качественно новые тектоно-магматические явления.

Особенности эффузивного и интрузивного вулканизма в этом этапе развития были обусловлены последовательным замыканием наложенных геосинклинальных прогибов, формированием складчато-глыбовых блоков, испытывавших дифференцированные поднятия и разделенных межгорными краевыми депрессиями.

Обособление складчато-глыбовых сооружений и их интенсивное воздымание сопровождалось повышением кислотности и щелочности вулканитов. Указанные процессы резко усиливаются в позднеорогенную стадию (поздний сармат—антропоген) воздымания альпийских складчатых сооружений, в ходе которых создается современный резко расчлененный рельеф страны.

Важнейшим геологическим явлением позднеорогенной стадии развития складчатых сооружений Армянской ССР являются неотектонические движения и соответствующие им новейшие вулканические проявления.

Особенно бурно вулканические извержения проявлялись в верхнеплиоценовое—постплиоценовое время. Вулканические образования этого времени представляют единый формационный комплекс и своим происхождением обязаны завершающему альпийский орогенез тектоническому циклу развития.

Нисходящие эпейрогенетические движения начала

верхнего плиоцена в конце его сменяются сводообразным поднятием, что в пределах территории Армянской ССР достигает максимального значения в пределах ее Центральной полосы, представляющей, согласно схемам тектонического районирования, складчатую, по К. Н. Паффенгольцу (1941), и Памбак-Зангезурскую зону, по И. Г. Магакьяну и С. С. Мкртчяну (1957).

Структурная локализация новейших вулканических проявлений объясняется новейшими эпейрогеническими движениями и сводово-глыбовыми деформациями, имевшими место в центральноармянском тектоническом комплексе. Общая акчагыльская трансгрессия, приведшая к выравниванию рельефа, сменяется с верхнего апшерона новыми поднятиями. В этой стадии развития еще более выявляется развитие поперечных структур и секущих предшествующий план складчатости разрывных нарушений.

В результате такого плана дифференциации казалось бы единое с первого взгляда сводовое поднятие распадается на отдельные блоки, представленные в современном рельефе положительными и относительно отрицательными изгибами коры, в основе отражающими деформации, расколы и относительные вертикальные перемещения более глубоких этажей фундамента.

Распределение в пространстве и во времени разнообразных по составу и формам проявлений вулканитов в плио-плейстоценовое время контролируется особенностями строения и тектонического режима отдельных блоково-глыбовых структур.

В связи с этим в пределах центральноармянского тектонического комплекса обособляются две основные вулкано-структурные зоны, или пояса: западный и восточный, каждый из которых расчленяется на более мелкие блоки (подзоны).

Западный вулканический пояс, как ареал меридионального поднятия, в структурном отношении входит в Транскавказское поперечное поднятие, выделенное впервые Хаином (1949). В пределах этой линейно вытянутой региональной структуры, кроме Арагацкого и Джавахетского (Кечутского) вулканических массивов Армянской ССР, располагаются крупные вулканические мас-

сивы Арарат (Турция), Кабарджин, Казбек, Эльбрус (Северный Кавказ).

Восточный вулканический пояс простирается в СЗ—ЮВ направлении согласно с направлением простира-
ния Мисхано-Зангезурской мегаантиклинальной структуры.

Каждый из указанных вулканических поясов в свою очередь расчленяется на ряд поперечных структурно-вулканических подзон (рис. 1).

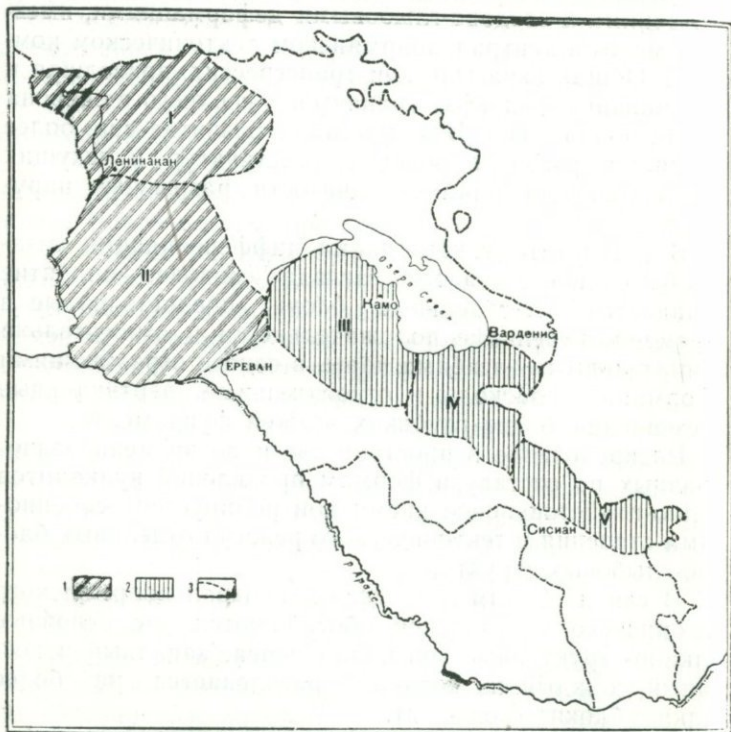


Рис. 1. Схематическая карта позднерогенного вулканического пояса Армении. 1. Западная вулканическая зона. 2. Восточная вулканическая зона.

Подзоны: I. Кечутская, II. Арагацкая, III. Гегамская, IV. Айондзор-Варденисская, V. Сюникская.

3. Границы мегаблоков и блоков, ограничивающие вулканические зоны и подзоны.

Как главные ареалы вулканизма (западный и восточный вулканические зоны), так и составляющие их более мелкие структурные обособления значительно отличаются друг от друга как по истории вулканизма и типам вулканических проявлений, так и по составу и петрохимическим особенностям вулканических образований. В целом восточноармянский вулканический пояс является областью андезито-базальтовых и андезитовых серий эффузивов. Кислые вулканические образования, кроме общих для Армении локальных проявлений липаритовых эффузий, в этом поясе почти отсутствуют. В западном поясе, наряду с андезито-базальтами и андезитами, большое развитие имеют вулканы андезито-дацит-дацитового ряда, представленные в самых разнообразных фациях. Специфичным для западного пояса является и кислый игнимбритовый вулканизм. Эта же область является основным районом локализации недифференцированных оливиновых базальтов мантийного происхождения. Излияния последних имели место главным образом по сквозькоровым разломам, опоясывающим ареал Транскавказского поперечного поднятия, и по времени соответствуют концу акчагыльской трансгрессии.

В минералогическом отношении в однотипных эффузивах западного пояса специфичным является широкое развитие двупироксеновых (авгит-гиперстеновых) серий эффузивов, сменяющихся в восточной зоне монопироксеновыми и роговообманково-пироксеновыми аналогами.

К. Н. Паффенгольцем (1931) установлена связь во времени между вулканическими извержениями, эрозией долин и образованием террас. Лавовые покровы приурочены к поверхностям террас, имеют в основании галечники и нигде не покрыты ими. Это обстоятельство дало основание считать, что «излияния лав были приурочены только к концу циклов эрозии», неоднократное возобновление которых обусловлено повторным сводообразным поднятием страны.

По имеющимся сведениям (Варданянц, 1948; Николаев, 1948) амплитуда воздымания М. Кавказа только в постплиоценовое время составляла от 2 до 4 км.

В пределах Армянской ССР наибольшее воздымание имело место в ее центральной полосе—складчатой зоне Армении, к которой пространственно приурочен пояс новейших вулканических проявлений.

Указанная зона в первом приближении соответствует зоне центрального минимума силы тяжести (зона наибольших отрицательных аномалий). Минимум силы тяжести в пределах этой зоны обусловлен дефектом масс, вызванным утолщением земной коры в области наибольшего ее воздымания (Ширинян, Аджимабудов, 1966). По причине дифференцированности тектонических движений в пределах зоны центрального минимума силы тяжести образуется ряд отдельных минимумов второго порядка, к которым приурочены разделяющие главный ареал новейшего вулканизма вулканические подзоны. К ним относятся Кечутское (Джавахетское), Арагацское, Гегамское, Айоцзор-Варденисское, Сюникское вулканические нагорья и более мелкие вулканоструктурные единицы, в пределах каждого из которых вулканические проявления имеют свои специфические особенности.

Имея в виду вышеуказанное, можно полагать, что вулканические центры в пределах каждого из относительно обособленных вулканоструктурных единиц имели свои корни в изолированных друг от друга магматических очагах.

Феноменологический и морфоструктурный анализ позднеорогенного (плио-плейстоценового) вулканизма выявляет разнообразие типов вулканической активности, форм и строения вулканов.

По природе подводящего канала извержения классифицируются на трещинные и центральные.

Извержения трещинного (линейного) типа представлены покровными эффузиями базальтовой магмы и эффузивно-эксплозивным проявлением кислой магмы. С последними связаны линейные выжимания андезит-дацит-дацитовой лавы, трещинные извержения игнимбри-тов и пемзы.

Трещины, питающие базальты, являются обычно глубокопрофильными, вероятнее всего сквозькоровыми, линейная же эффузивно-эксплозивная активность кислой

магмы связана с трещинами неглубокого заложения, соединенными с очагами, расположенными в верхних частях коры.

Центральный (жерловый) вулканизм проявляется более разнообразно. Характерной является эффузивная, эксплозивная и смешанная эффузивно-эксплозивная деятельность. Тип извержений обусловлен в основном составом магмы. В этой связи имеют место: при основном-среднем составе магмы ритмичные многократные эксплозии шлака и песка, терминальные, латеральные эффузии и излияния лавы у основания вулкана, а при кислой—вязкой магме, терминальные и латеральные эффузии, сопровождаемые эксплозиями пемзы и пемзового песка, извержениями лавовых глыб (бомбы типа хлебной корки); при очень кислых лавах имеет место выжимание куполов риолито-обсидиана в виде лавы и агломерата.

Фумарольная активность для вулканов была весьма ограниченной. Последнее обстоятельство объясняется ареальным (многовыходным) характером молодого вулканизма, при котором магматические газы за короткий промежуток времени рассеивались на большой площади. Кроме того, это объясняется моногенностью и кратковременностью жизни большинства жерловых вулканов, связанных с небольшими периферическими—апофизовыми очагами.

На относительно небольшой территории Армянской ССР закартировано более 300 хорошо сохранившихся вулканических аппаратов центрального типа. Характерны небольшие вулканические постройки от первых десятков метров до 300—400 м по высоте. Это обычно конусы правильных форм, с кратерами или без них, сложенные эксплозивным, эксплозивно-лавовым и одним лавовым материалом. Большинство из них расположено на локальных трещинах, фиксирующих линейность магмоподводящих структур. Небольшие размеры вулканических центров, кратковременность их существования, групповое расположение, как признак неоднократного смещения магмоподводящего канала в пространстве и другие факторы, на которые обращал внимание ряд исследователей (Заварицкий, 1945, Карапетян, 1963, а. б. Adzimamudov, Shirinian, 1964; Shirinian, 1968 и др.).

свидетельствуют о неглубоком залегании периферических апофизных очагов вулканической активности.

Локальные разрывные нарушения с расположенными на них центрами извержений не обнаруживают прямой связи с разломами глубокого заложения. Последние, легко пронизывая консолидированный фундамент, видимо, прерываются в вышележащих, менее плотных, слоях земной коры, создавая условия для образования вторичных межформационных очагов вдоль границы слоев с различными плотностями.

Дальнейший путь миграции магмы к поверхности был более сложным и обуславливался особенностями пликативных и дизъюнктивных дислокаций осадочной кровли коры. Новые ответвления из межформационных очагов обусловили формирование более мелких приповерхностных апофизных очагов.

В конечном итоге получалась картина, описанная А. Ритманом (А. Rittman, 1960), т. е. когда мелкие магмоподводящие очаги связаны с главными очагами узкими питающими каналами, а последние, быстро застывая, превращали ответвившийся апофизный очаг в небольшой самостоятельный, продолжительность существования которого была очень ограниченной.

В ассоциации с ареальным вулканизмом в новейшем вулканическом цикле проявляется и центральный полигенный вулканизм. К полигенным вулканам Армянской ССР относятся Арагац, Араилер, Ишханасар, Кечут и другие, представляющие крупные стратовулканы, отдельные циклы извержения которых разделены значительными периодами покоя. Наиболее крупный из полигенных вулканов Армении—Арагац, в районе которого состоятся две геологические экскурсии, расположен в краевой части обширной вулканической области, в пограничной с древним метаморфическим комплексом зоне. Консолидированность пограничной зоны обеспечивала стабильность глубинного разлома и расположенного на нем центра извержений.

Для полигенных вулканов характерна эволюция магматического расплава от основного состава к кислым. Петрохимическое изучение новейших (плио-плейсто-

ценовых) вулканических образований в целом выявляет их принадлежность к известково-щелочной серии.

В этой серии наибольшим распространением пользуются породы, которые, согласно классификации Ритмана, могут быть отнесены к среднему, т. е. известково-щелочному типу с колебаниями от «сильного» (известкового) до «слабого» (субизвестково-щелочного) типов.

Характерной особенностью химизма лав является их натриевый облик, что особенно сильно проявляется в основных сериях лав. Все вулканиты Советской Армении по условиям генерации представлены тремя магматическими типами.

Первые два типа относятся к материнским магмам и представлены: а) первичными базальтовыми расплавами, образовавшимися главным образом за счет селективного анатексиса перидотитового вещества мантии или нижних частей базальтового слоя коры, б) родоначальными сиалическими магмами риолито-дацитового состава, представляющими продукты анатексиса гранитно-метаморфического слоя земной коры.

Для вулканитов, связанных с двумя указанными типами магм, какие-либо признаки, указывающие на существенный эндометаморфизм родоначальных расплавов, не характерны.

Третий магматический тип пород представлен метаморфизированными расплавами базальт-дацитового ряда.

Уровень анатексиса в неоднородном разрезе земной коры и верхней мантии меняется в широких пределах, что и определяет первичные особенности родоначальных расплавов. Состав последних в дальнейшем меняется за счет контаминации более кислыми породами и дифференциации, при миграции магматических очагов снизу вверх.

Характеристики кислых серий лав мы приводим в разделе «Арагацское вулканическое нагорье» и поэтому вкратце остановимся лишь на химизме базальтовых лав.

Базальты Западной вулканической области в целом относятся к формациям щелочно-оливиновых лав с отчетливой петрохимической их индивидуализацией в пределах подчиненных западному вулканическому аре-

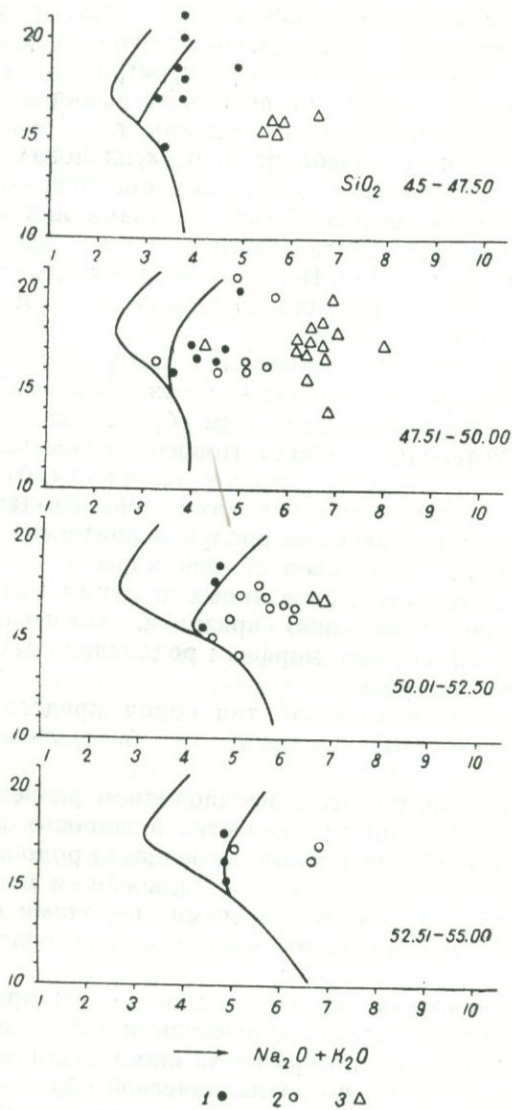


Рис. 2. Диаграмма соотношений $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O—SiO}_2$ (по Куно) для базальтов Армении.

1. Арагацский блок, 2. Кечутский блок, 3. Сюникский блок.

алу поперечных структур—Кечутского блока на севере и Арагацского на юге.

Как видно из приведенной ниже классификационной диаграммы Куно (рис. 2), лавы северного, Кечутского блока по отношению к южному, Арагацскому блоку более щелочные. Сумма нормативных щелочных полевых шпатов в базальтах Кечутского блока составляет от 40 до 55%, сериальный индекс по А. Ритману ~ 4.

Базальты Арагацского блока нормально щелочные и располагаются вблизи высокоглиноземистого поля. Сумма нормативных щелочных полевых шпатов составляет в них от 31—до 37%, сериальный индекс ~ 2,75.

На классификационной диаграмме указаны также базальты Сюникского блока восточного вулканического пояса. Представлены они трахибазальтами, относящимися, по классификации Ритмана, к атлантическому, средне-натрий-известковистому типу.

Образование трахибазальтовых магм Сюникского блока является следствием контаминации оливино-базальтовой магмой гранитоидных пород. Эндометаморфизм указанного вида базальтов подтверждается нахождением в них эналогенных хадалитов гранссиенита и их полингенных (сильно метаморфизированных) разновидностей.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЭКСКУРСИИ

I. АРАГАЦСКОЕ ВУЛКАНИЧЕСКОЕ НАГОРЬЕ

Общие сведения

Арагацское вулканическое нагорье представляет собой огромный плоско-выпуклый щитовидный массив, сложенный из различных по составу лав и вулканокластических пород.

Площадь нагорья составляет 3000 км², окружность основания около 200 км, относительное превышение над Араратской равниной более чем 3000 м.

В центральной части массива возвышается четырехглавая вершина горы Арагац, представляющая расчлененную эрозией остатки склонов крупного стратовулкана. Высшей является северо-восточная вершина, достигающая 4095 м абсолютной высоты.

В настоящее время кратер стратовулкана представляет собой огромную эрозионную кальдеру, имеющую 4 км ширину и до 350—400 м глубину.

Хорошо обнаженные вертикальные стенки кальдеры сложены из чередующихся с рыхлым обломочным материалом лавовых потоков дацит-андезитового состава мощностью от 5 до 20 м. Потоки имеют облегающее залегание.

Породы вершинной зоны Арагацкого нагорья, главным образом в пределах постройки стратовулкана и его кратерной части, подвержены постэруптивному метаморфизму. Новообразования представлены серой (встречается редко), окислами (опал, халцедон, гиалит, гематит, магнетит, лимонит), сульфидами (пирит), карбонатами (кальцит, сидерит), безводными сульфатами (алунит).

Согласно классификации С. И. Набоко (1959), поруптивную активность на Арагаце можно отнести к эксплозиям из магмы на глубине, представленным главным образом фумаролами сернистой и углекислой стадии, температура которых была выше или близка критической температуре воды

По многим направлениям от эрозионной кальдеры отходят высокие хребты, сложенные главным образом из налегающих друг на друга потоков дацитовых и андезито-дацитовых лав.

От эрозионной кальдеры Арагаца радиально расходятся реки Амберт, Гехарот, Манташ, Архашан, которые в средних и нижних склонах горы текут по глубоким трогообразным каньонам. В некоторых из них известны углекислые термальные источники, происхождение которых объясняют термальным воздействием корней эффузии на карбонатные породы мелового возраста.

В морфологическом строении Арагацкого щитовидного массива выделяются высокогорная вершина, привершинное плато, среднегорные склоны и периферические вулканические плато.

Вершинный пояс массива Арагац характеризуется глубоко расчлененным альпийским, нивально-ледниковым рельефом. Многочисленные кары и котловины выпавивания, сглаженные поверхности лав со следами ледниковых штрихов, долин и другие экзарационные формы определяют особенности морфологии привершинной зоны. Имеется ряд реликтовых ледников общей площадью 5—6 км².

Морфоструктурные особенности среднегорья массива обусловлены в основном первичными формами хорошо сохранившихся вулканических образований четвертичного времени. Это многочисленные моногенные шлаковые и лавовые вулканические конусы и берущие от них начало лавовые потоки, спускающиеся по склонам на периферические плато (рис. 3).

Различный химический и конструктивный состав вулканитов, разновременность их образования, обусловили ступенчатость среднегорных склонов Арагаца и непостоянный ландшафт чередующихся волнисто-холмистых, конических, бугристо-грядовых форм рельефа с

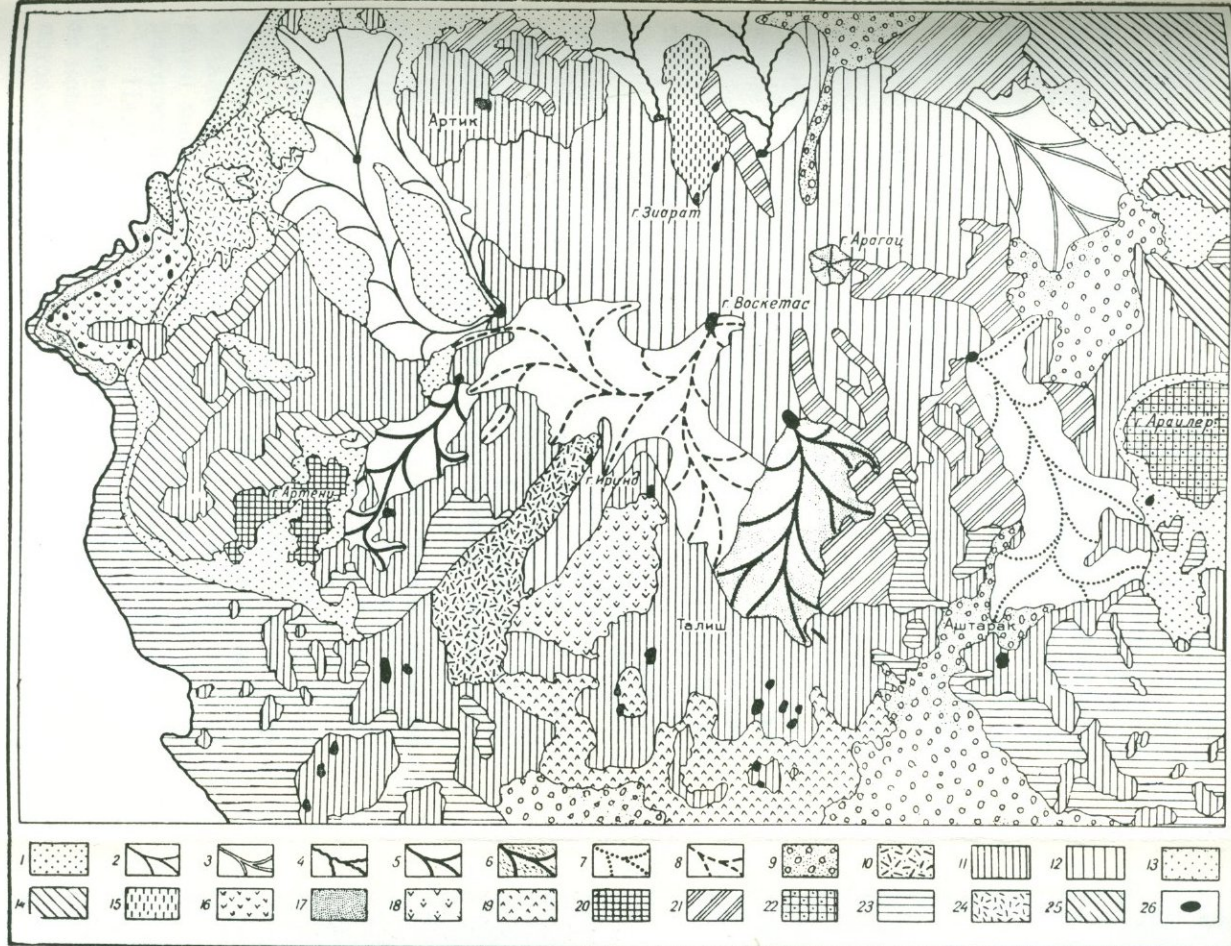


Рис. 3. Схематическая петрографическая карта Арагацкого вулканического нагорья. Составил К. Г. Ширинян по материалам К. Н. Паффенгольца, В. М. Амаряна и личных исследований.

1. Аллювиально-пролювиальные и делювиальные накопления. 2. Андезито-дациты и дациты вулкана Цахкасар и Мараликского плато. 3. Андезито-дациты и дациты Апаранского плато. 4. Андезито-базальты северных склонов Арагацкого нагорья. 5. Андезиты вулканического центра Мухсу. 6. Андезито-базальты вулканического центра Зоасар. 7. Аштаракский андезито-базальтовый поток. 8. Андезито-базальты вулкана Воскетас. 9. Водно-ледниковые и озерные отложения. 10. Андезито-дациты и дациты вулкана Иринд. 11. Игнимбритовые туфы и туфолавы (игниспумиты). 12. Андезито-дациты и дациты вершинной зоны Арагацкого массива. 13. Озерные отложения Лениканской депрессии. 14. Андезито-дациты и дациты западной части Арагацкого массива. 15. Андезито-базальты вулканического центра Зоарат. 16. Андезито-базальты вулканических центров Калаус, Жахи (западная часть массива Арагац). 17. Пемзы, пемзовые пески, пемзовые туфы. 18. Оливинные андезито-базальты вулкана Базмаберд. 19. Андезито-базальты южной группы вулканических центров (Кызылов) Арагацкого нагорья. 20. Липариты, обсидианы, перлиты, липарито-дациты вулкана Арени. 21. Андезито-дациты, дациты основания вулканогенной толщи Арагаца. 22. Андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты и дациты вулканического массива Арацлер (нерасчлененные). 23. Базальтовые и андезито-базальтовые лавы основания вулканогенной толщи Арагацкого нагорья. 24. Агин-Барцрашенская вулканогенно-обломочная толща (туфобрекчии, туфоконгломераты). 25. Метаморфические сланцы верхнего протерозоя—нижнего палеозоя.

хребта на севере и, по всей вероятности, Аравийская платформа на юге.

Геологический разрез Арагацского нагорья представляется, по данным К. Н. Паффенгольца (1964), в следующем виде. На вышеотмеченных метаморфических сланцах верхнего протерозоя—нижнего палеозоя, обнажающихся на больших площадях на северо-востоке района, трансгрессивно располагается вулканогенно-осадочная толща нижнего сенона, над которой с небольшим угловым несогласием залегает мощная карбонатная толща верхнего сенона.

Известняки верхнего сенона перекрываются на севере и северо-востоке трансгрессивно, но без заметного углового несогласия, мощной вулканогенно-осадочной толщей нижнего—среднего эоцена. Отложения верхнего эоцена развиты лишь в районе Еревана и в устье р. Ахурян, где представлены в основном глинисто-песчаниково-конгломератовой лагунной фацией, к которым приурочены соляные залежи.

В северной и северо-восточной частях нагорья развиты нижнепалеозойские и третичные гранитоиды и небольшие интрузии третичных габброидов.

На всех вышеуказанных породах резко трансгрессивно располагается вулканогенная толща Арагаца. Основание вулканогенной толщи Арагацского нагорья повсеместно представлено долеритовыми базальтами и андезито-базальтами.

Базальтовые лавы пользуются наибольшим площадным развитием на равнинном плато, полукольцом опоясывающим массив Арагаца с северо-запада на юго-восток.

Центры излияний базальтовых лав не устанавливаются и они рассматриваются как продукты сквозькорых трещинных излияний. Что касается андезито-базальтов, то последние связаны в основном с центральными моногенными вулканами типа шлаковых конусов, разбросанных по склонам массива и на равнинном плато.

Наиболее полный разрез свиты базальтовых лав можно видеть в каньоне реки Ахурян, где обнажающаяся мощность многочисленных горизонтально залегающих потоков достигает 200 м.

Возраст пород основания вулканогенной толщи Арагацкого массива, как и всей территории Армянской ССР, является дискуссионным.

По данным старейшего исследователя геологии Кавказа К. Н. Паффенгольца, вулканические породы основания Арагацкого нагорья имеют верхнеолигоценый возраст. Остальные исследователи (Габриелян, 1945, 1947, 1948; Асланян, 1949, 1950 и др.) относят их к верхнеплиоценовому возрасту.

Подчеркивая исключительную роль вулканических сил в строении Арагацкого нагорья, К. Н. Паффенголец как в своих ранних, так и последних работах (Паффенголец, 1939; Паффенголец, Тер-Месропян, 1964) утверждает, что Арагац не является четвертичным вулканом. По его мнению, массив сложен в основном олигоценовой, отчетливо дислоцированной, вулканогенной толщей, покоящейся на нижнепалеозойском высоко поднятом субстрате и четвертичные лавы покрывают массив плащеобразно, в разных участках увязываясь с речными террасами и озерными отложениями.

Однако, начиная с ученого-путешественника Дюбуа де Монпере (1839), затем отца геологии Армении Г. Абиха (1899), представления об Арагаце как о крупном вулканическом массиве, плио-плейстоценового времени, по сей день разделяется большинством исследователей.

Многочисленные определения калий-аргоновых соотношений, осуществленные в лаборатории ядерной геохронологии ИГН АН Армянской ССР под руководством Г. П. Багдасаряна, двумя взаимно контролирующими методами: а) объемным и б) изотопного разбавления с помощью индикатора—аргона-38, дали устойчивые значения, указывающие на верхнеплиоцен-четвертичный возраст арагацских эффузивов.

Вулканические образования, принимающие участие в строении Арагацкого нагорья, отличаются большим разнообразием и сложными взаимоотношениями.

Отсутствие остатков фауны и флоры в пределах вулканической постройки Арагаца затрудняет стратиграфическое расчленение слагающих ее пород. Существующие схемы стратификации скорее всего основаны на ре-

гиональных сопоставлениях и, следовательно, несколько условны. В пределах равнинного плато и по периферии массива возраст некоторых свит и потоков устанавливается более определенно на основании их фациальных взаимоотношений с озерными, флювиогляциальными отложениями и речными террасами.

Весь комплекс вулканитов Арагацкого массива с некоторой условностью можно отнести к трем циклам: верхнеплиоценовому, ниже-среднеплейстоценовому и верхнеплейстоценовому. В каждом цикле выделяются от двух до пяти вулканических фаз. В каждом из эруптивных циклов, как это было установлено впервые А. И. Лебедевым (1931), наблюдается последовательная смена эффузий в направлении от основных базальт-андезитобазальтовых лав до кислых дацитов.

Среди вулканических образований Арагацкого массива и прилегающих равнинных плато мы встречаем представителей почти всех магматических типов и переходных между ними разностей. Причем кроме нормальных лавовых излияний широко представлены различные петрографические разновидности взрывчатых фаций. К ним относятся шлаки, вулканические пески и пеплы, пемзы и продукты игнимбритового вулканизма в виде разнотипных спекшихся туфов и туфовых лав.

А. КИСЛЫЙ ВУЛКАНИЗМ

Существенную роль в вулканизме Арагацкого нагорья играют разнообразные типы кислых вулканитов.

Представлены они андезитодацитовыми и дацитовыми лавами, продуктами игнимбритового вулканизма того же состава, вулканическими образованиями риолито-дацитовой магмы, представленными экструзивными куполами выжимания, агломератовыми потоками и эксплозиями пемзы, пемзового пепла и туфа.

Объемные соотношения вулканитов различного состава наглядно вырисовываются на нижеприведенной диаграмме (рис. 3).

По условиям генерации кислые вулканические образования Арагацкой области подразделяются на две основные ассоциации, связанные с двумя родоначальными магмами.

Первая—риолито-дацитовая представлена риолитами, риолито-дацитами, обсидианами, перлитами, деленитовыми пемзами и пемзовыми туфами и генетически связана с родоначальными сиалическими (коровыми) магмами. Возникновение последней рассматривается нами как следствие анатексиса гранитно-метаморфического слоя земной коры.

Доказательством такого положения служит ряд фактов геологического и петрогеохимического порядка.

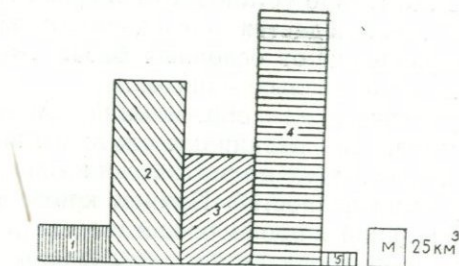


Рис. 4. Диаграмма объемных соотношений разнотипных эффузивных пород Арагацкого вулканического нагорья.

1. Базальты. 2. Андезито-базальты. 3. Андезиты.
4. Андезито-дациты—дациты. 5. Риолиты—риолито-дациты.

Как видно из диаграммы (рис. 4), породы данной группы весьма ограничены по объему. Общий их объем в Арагацкой области около 12 км^3 , что составляет около 1,6% всего объема вулканических образований области. Наряду с ограниченностью объема, кислые вулканы рассматриваемого генетического типа как в Арагацкой области, так и в пределах всего вулканического пояса, представлены сравнительно малыми, локальными геологическими образованиями.

В частности, в обширной Арагацкой области они приурочены к юго-западным отрогам нагорья, слагая куполовидную вулканическую постройку г. Артени с 7—8-километровым потоком и месторождение пемзы и пемзового туфа в средних течениях р. Ахурян, у селения Анипемза.

Занимаемая ими площадь в каждом из указанных пунктов от 25 до 35 км².

Средний химический состав пород г. Арteni отвечает нормальным, с переходом к натриевым, риолитам; пемзы и пемзовые туфы района сел. Ани имеют состав деленита.

Как в первом, так и во втором случаях кислым вулканитам предшествуют мощные излияния долеритовых базальтов. Является важным обстоятельством отсутствие каких-либо переходных пород между контрастными по составу вулканитами.

Более того, как видно из схематического разреза лав каньона р. Ахурян (рис. 5), базальтовые лавы не только подстилают, но и перекрывают деленитовые пемзы и туфы. Аналогичные взаимоотношения отмечены на многих риолитовых куполах Армянской ССР.

Такая картина взаимоотношений сама по себе говорит о генетической разобщенности основной и кислой магм и исключает какую-либо дифференциационную связь между ними.

На самостоятельность очагов кислой магмы указывают и другие факты. Так, например, очаговая эволюция основной магмы идет в гомодромной последовательности, а кислой в антидромной. Многочисленные наблюдения С. Г. Карапетяна по эволюции состава риолито-дацитовых магм указывают на последовательную смену состава во времени от липаритов к липарито-дацитам и дацитам.

Возможность такой эволюции подтверждается также экспериментальными исследованиями (Хитаров, Нагапетян, Лебедев, 1969) кристаллизации природных гра-

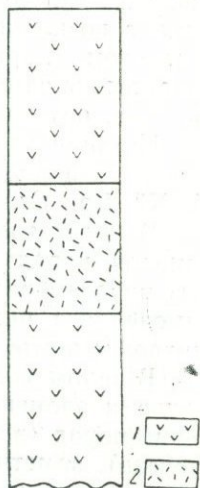


Рис. 5. Взаимоотношение долеритовых базальтов с деленитовыми пемзами в каньоне р. Ахурян. 1. Пемзы. 2. Долеритовые базальты.

нитоидных расплавов, указывающими, что в результате кристаллизационной дифференциации гранитоидных расплавов в условиях, когда радиус магматической камеры не менее 500 м, могут возникать, с одной стороны, породы кислого—липаритового, а с другой—андезито-дацитового составов.

О первичном кислом составе риолито-дацитовой магмы свидетельствуют и некоторые петро-геохимические данные. Состав аксессуарных минералов в целом типичен для семейства гранитоидов: наряду с обычными сквозными элементами—магнетитом, ильменитом, гематитом, цирконом и аппатитом—характерно также присутствие самородного олова, свинца, цинка, меди, молибдена, ортита, сфена, монацита, циртолита и др.

Из элементов-примесей наблюдается общая обогащенность пород Be, Li, Pb, Mo, Ga и обедненность Ti, V, Ni, Co, Cr.

В ходе эволюции состава пород от липаритов до дацитов, наряду с соответствующими изменениями главных породообразующих минералов, наблюдаются также изменения в видовом составе аксессуарных минералов и микроэлементов.

В целом, содержание и частота встречаемости минералов и элементов, характерных обычно для основных серий пород (в частности, минералы и элементы группы железа), заметно повышается в сторону дацитовой ветви, однако не доходит до близких для основных пород концентраций.

Кислые вулканиты рассматриваемого типа представлены в основном стекловатыми (обсидианы, перлиты, пемзы) или расстеклованными (липариты) породами с незначительным содержанием порфиристых вкрапленников (4—5%), а в пемзах и пемзовых туфах редко до 10—15%, представленными плагиоклазом, кварцем, реже санидином, биотитом, весьма редко моноклинным пироксеном.

Основная масса представлена преимущественно стеклом, местами расстеклованным в микрофельзитовый и сферолитовый агрегаты. В последних большое участие принимают кварц, тридимит, кристобалит, калинатриевый полевой шпат. Нормативно минералогический со-

став липаритов г. Артени и делленитовой пемзы района сел. Ани приведены в табл. 1.

Липарито-дацитовые породы Арагацской области, как и всей области новейшего вулканизма советской части Армянского нагорья, представлены тихоокеанской среднеизвестково-щелочной ассоциацией. В целом это

Таблица 1
Нормативно-минералогический состав липарит, липарито-дацитовых пород

№	Q	Or	Ab	An	En	Hу	Mt	Hm	Ap	C	Оста-ток	Сумма
1	30,1	25,1	37,2	3,3	0,6	0,8	0,4	—	0,1	1,1	1,3	100,0
2	30,0	22,5	34,0	9,5	0,8	0,4	—	0,7	—	2,0	—	100,0

1—средний липарит Артени; 2—делленитовая пемза.

субщелочные породы (аляскитового типа), обнаруживающие большое сходство со средними типами соответствующих пород по Дели, отличаясь от них более лейкократовым характером.

Мы не располагаем прямыми данными, указывающими на глубину формирования липарито-дацитовых коровых магм. Однако ряд косвенных фактов дает нам основание считать их близповерхностными образованиями. Во-первых, следует указать на большое сходство состава эффузий с обнажающимися в непосредственной близости к ним «гранитно-метаморфическими породами» земной коры. Во-вторых, вполне очевидно, что локальные проявления кислой магмы фиксируют неглубокие разрывные нарушения и не связаны с глубинными, сквозькоровыми разломами, служившими каналами мантийного, базальтового вулканизма. Они фиксируют локальные минимумы силы тяжести второго и третьего порядка в полях наибольших отрицательных аномалий силы тяжести. На неглубокое залегание и самостоятельность очага липарито-дацитовой коровой магмы указывают также моногенный тип активности и небольшие размеры изолированных в пространстве очагов, кустовое расположение центров активности в виде небольших куполов, некков, даек, трещинных экстрезий. На-

большие объемы эффузивно-эксплозивных продуктов в каждом из пунктов их проявлений составляют всего 5 км³ для отдельного и от 9—10 км³ для группы центров. Центры извержений приурочены к самостоятельным вулcano-структурным подзонам и обычно удалены друг от друга на несколько десятков километров. Характерно также отсутствие компенсирующих провальных вулканических депрессий, которые обычно сопровождают извержения огромных масс вулканитов.

Резюмируя вышеизложенное, мы можем указать, что в пределах Арагацкой вулканической области один из типов кислого вулканизма связан с родоначальной сиалической кислой магмой, состав которой, вероятно, был липарито-дацитовый, эволюционировавший во времени в сторону дацитового.

Вторая ассоциация кислых вулканических образований Арагаца представлена андезито-дацит-дацитовыми лавами и их кластоморфными фациями.

Следует отметить, что андезито-дацит-дацитовые вулканиты являются специфичными образованиями Западной вулканической зоны Армянской ССР (Ширинян, 1969), в которую помимо Арагацкого нагорья на ее северном продолжении входит и Кечутское вулканическое нагорье.

Пространственная приуроченность вулканизма андезито-дацит-дацитовой формации к Западной вулканической области, наряду с локальными проявлениями вулканитов липарито-дацитовой формации по всей вулканической области Армении, лишний раз подтверждает вышеизложенное мнение о наличии в области проявления плио-плейстоценового вулканизма, двух генетически самостоятельных типов кислых магм.

В отличие от пород липарит-дацитовой ассоциации андезито-дациты и дациты в пределах Арагацкой области пользуются обширным распространением.

Начиная с конца верхнего плиоцена и кончая верхним постплиоценом, андезито-дацит-дацитовый вулканизм повторялся неоднократно, причем извержения кислых вулканитов приурочивались к концу отдельных вулканических циклов, начало которых, как правило, было выражено излияниями основных—средних по составу лав.

Общая площадь, покрытая вулканическими образованиями андезито-дацит-дацитовй ассоциации, составляет около 1000 км². К этой же ассоциации относятся породы игнимбритового вулканизма.

Значительная часть излившихся лав слагает вершинную зону Арагаца. На северных его склонах они образуют сплошной покров площадью 180—200 км². Отдельные языки кислых лав спускаются до отметок 2500 м, иногда и ниже, имея перепад высоты в 1,5 км и более.

В разрезе Арагацкого массива констатируется многократное излияние лав рассматриваемой формации.

Наиболее молодые из них образуют вулканические плато с холмисто-бугристым рельефом у северо-восточного (Апаранская равнина) и северо-западного основания Арагацкого массива.

Наряду с центральным типом имели место и трещинные излияния. В последнем случае большие потоки не характерны, но трещины, по которым выжималась вязкая лава, протягиваются на несколько десятков километров. Поверхность лав обычно глыбовая. Характерны также плитняковая, брекчиевидная, шаровая, радиально-концентрическая, эвтакситовая и атакситовая текстуры лав.

Структура лав порфировая при гиалопилитовой или интерсертальной структуре основной массы. Порфировые вкрапленники и микролиты имеют один и тот же состав и представлены плагиоклазом, орто- и клинопироксеном, минералами железа. В редких случаях наблюдается слюда, намного реже, базальтическая роговая обманка и оливин. Некоторые потоки в основной своей массе содержат кристобалит.

Плагиоклазы по содержанию аортитовой молекулы непостоянны: от ранних генераций (крупные порфировые вкрапленники) до поздних (микролиты) номера плагиоклазов меняются от олигоклаза (20—25% An) до кислого лабродора (58% An). Вкрапленники первой генерации сильно корродированы и сохранены в виде скелетных форм.

Характерны зональные кристаллы, представленные лабродором в ядре и андезином по периферии. Наблю-

даются двойники по альбитовому и альбит-карлсбадскому законам.

Клинопироксен образует короткостолбчатые светло-буроватые или светло-зеленоватые кристаллы. Характерна совершенная спайность, крайне слабый плеохроизм.

Оптические измерения отдельных константов не дают заметных колебаний, что свидетельствует о постоянстве их химического состава.

Химический анализ пироксена из лавы юго-восточного склона Арагаца выглядит в следующих цифровых выражениях (в процентах окислов):

SiO_2 —49,20, Al_2O_3 —4,26, FeO —6,23, CaO —19,40, TiO_2 —0,72, Fe_2O_3 —4,00, MgO —16,10, Сумма—99,91.

Приведенные значения в пересчете на кристаллохимическую формулу дают следующую картину: $\text{Ca}_{0,77}$, $\text{Mg}_{0,89}$, $[\text{Fe}_{0,19}^{+2} \cdot \text{Fe}_{0,01}^{+3} \cdot \text{Al}_{0,19}, \text{Ti}_{0,02} \cdot \text{Si}_{1,83,0,6}]$. Согласно этой формуле, моноклинный пироксен принадлежит к изоморфному ряду авгит—геденбергит.

Ортопироксен представлен небольшими вкраплениями (0,2—0,8 мм), с которыми обычно ассоциируют таблитчатые выделения магнетита.

Оптические особенности ортопироксена указывают на его принадлежность к железистым разновидностям ряда бронзит—гиперстен.

Нормативно петрохимическая классификация вулканических пород андезито-дацит-дацитово́й ассоциации по методу Р. Иванова (Р. Иванов, 1962), на основании которой составлена треугольная барицентрическая $\text{Og} : \text{Ab} : \text{An}$ —диаграмма (рис. 6) и ортогональная диаграмма $\pm \text{Q} : \text{AF} : \text{CI}$ (рис. 7), дает более полное представление о петрографическом составе и петрохимических отношениях, представляющих эту ассоциацию.

Как видно из диаграмм (рис. 6, 7), породы указанной формации не отличаются монолитностью состава, что свидетельствует о различных путях эволюции родоначального расплава, имевшего, как увидим ниже, первичный среднекислый состав.

Все анализы группируются в пределах трех основных полей: нормальных дацитов, липарито-дацитов и трахитов.

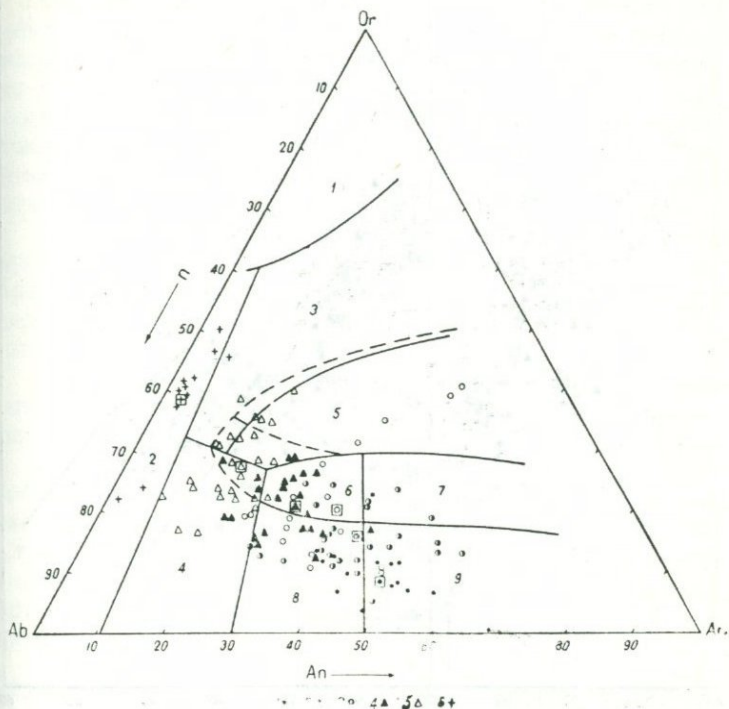


Рис. 6. Og : Ab : An—диаграмма вулканических пород Арагацкого нагорья: 1—базальты, 2—андезито-базальты, 3—андезиты, 4—андезито-дациты, 5—дациты, 6—липариты.

Нормальные дациты составляют около 12% всех анализируемых лав.

Наиболее широко представлена липарито-дацитовая группа пород. Характеризуется слабо повышенной суммой щелочей и темноцветных минералов. Выделяются богатые кварцем типы ($Q > 15$) и кварцсодержащие типы ($+8 < Q < +15$).

Хорошо определенной группой арагацских лав является и трахитовая серия, представленная кварцплагиотрахитами, кварцлатитами и субщелочными кварцлатито-андезитами.

В целом вся формация принадлежит к известково-

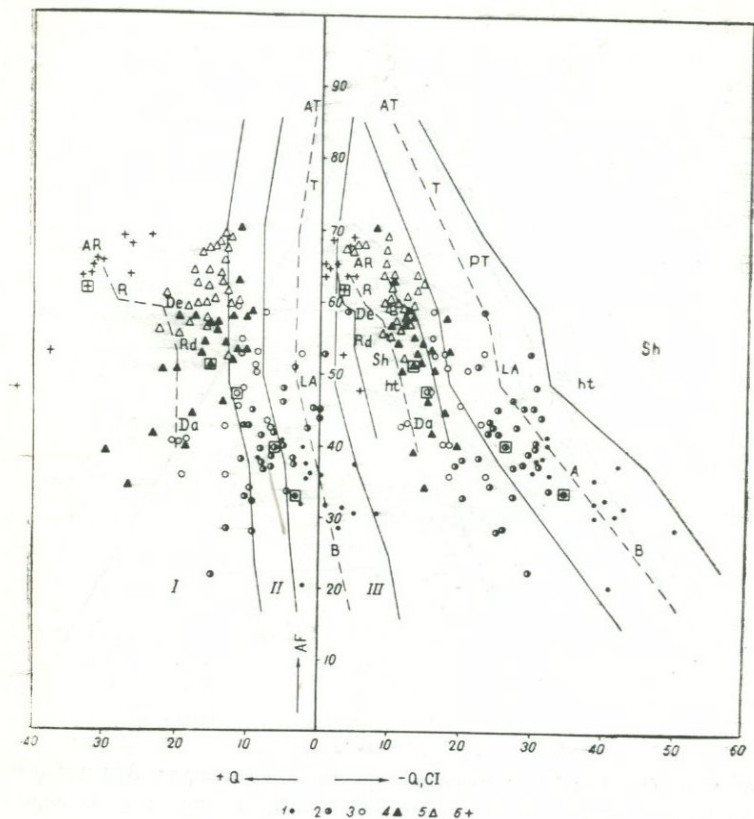


Рис. 7. Q:AF:CI—диаграмма вулканических пород Арагацского нагорья: 1—базальты, 2—андезито-базальты, 3—андезиты, 4—андезито-дациты, 5—дациты, 6—липарито-дациты.

щелочной серии пород. Соотношение щелочей указывает на натриевый облик пород, но имеются и исключения. Согласно классификации А. Н. Заварицкого (1950), преобладающая часть пород андезитодацитдацитово́й формации является высокоглиноземистой.

Говорить о первичном составе магмы андезитодацитдацитово́й формации можно лишь предположительно на основании некоторых косвенных данных.

Определенно исключена прямая связь рассматриваемого типа кислых пород с базальтовым вулканизмом. Эволюция объемных соотношений основных и кислых лав во времени и петрохимические признаки последних, рассмотренные нами выше, говорят скорее всего о возможности существования в пределах Арагацкого нагорья больших объемов среднекислых анатектических магм.

Эволюция вулканизма от базальтов до дацитов обусловлена постепенным перемещением уровня магмообразования в верхние горизонты коры и не является следствием дифференциации базальтовой магмы (Ширинян, 1967; Shirinian, 1968).

Очевиден метаморфизм первичных — среднекислых магм, возрастающий параллельно увеличению кислотности.

Вышеприведенные характеристики петрохимических особенностей андезито-дацит-дацитовых вулканитов свидетельствуют о широком проявлении ассимиляции, гибризма, газовом переносе щелочей и дифференциации. Совокупность этих явлений и обусловила большое разнообразие типов пород этой формации арагацских лав и лавокластов.

ЭКСКУРСИЯ ЕРЕВАН—ВУЛКАН ИРИНД— ВУЛКАН АРТЕНИ ОПИСАНИЕ ПУТИ ЕРЕВАН—ВУЛКАН ИРИНД

Столица Армянской ССР—город Ереван расположена в северной части Араратской равнины на абсолютных высотах от 900 до 1300 м над уровнем моря.

В геологическом отношении город базируется на верхнеплиоценовых долеритовых базальтах, четвертичных андезито-базальтах, вулканических туфах и на речных отложениях.

Базальтовые и андезито-базальтовые лавовые потоки слагают возвышенности, окружающие с севера, в виде амфитеатра, низменную часть города; они вместе с туфами хорошо обнажены по бортам рр. Раздан и Гедар, протекающими по городу.

Путь от города к вулкану Иринд проходит по юго-западным склонам Арагаца.

Вначале он проходит через Большой Разданский мост, соединяющий Киевскую улицу с Шаумянским районом города. Глубокий каньон р. Раздан вскрывает потоки основных лав верхнетретичного и четвертичного возрастов. В каньоне р. Раздан в черте города, у детского парка отдыха, можно видеть идеальную столбчатую отдельность указанных лав (рис. 8).

Выехав из города через Шаумянский район, экскурсия направится на северо-запад, к городу Аштарак. Дорога от Еревана до Аштарака проходит по андезито-базальтовому лавовому покрову верхнетретичного—нижнечетвертичного возраста, бугристо-холмистая поверхность которого местами выровнена залегающими над ними продуктами игнимбритового вулканизма. Это в основном пирокластические спекшиеся туфы так называемого еревано-ленинканского типа. Уже от совхоза им. Прошяна (5 км от гор. Еревана) открывается панорама вершинной зоны Арагацского нагорья и покрытого вечным снегом склона центрального кратера стратовулкана.

Не доезжая Аштарака, с правой стороны дороги, можно видеть группу небольших шлаковых конусов—центров излияний андезито-базальтовых лав. Вдали, севернее от шлаковых конусов, виден крупный верхнетретичный полигенный вулкан Араилер.

У въезда в Аштарак дорога пересекает каньон р. Касах, по бортам которого обнажается мощная (до 200 м) толща андезито-базальтовых и андезитовых лав, перекрытых четвертичными туфами и андезито-базальтами (Аштаракский поток).

От гор. Аштарака до сел. Агарак дорога проходит по указанному потоку.

В районе сел. Агарак дорога пересекает равнину, сложенную позднеледниковыми аллювиально-делювиальными отложениями.

В отрезке сел. Агарак—сел. Талиш дорога в основном проходит по игнимбритовым полям, перекрытым местами залегающими над ними андезито-базальтовыми потоками вулкана Зоасар (рис. 3). Западнее сел. Талиш и примерно до района сел. Неркин Сасунашен, дорога проходит по оливниновым андезито-базальтам вулкана Базмаберд, после чего пересекает поток андезитонидного

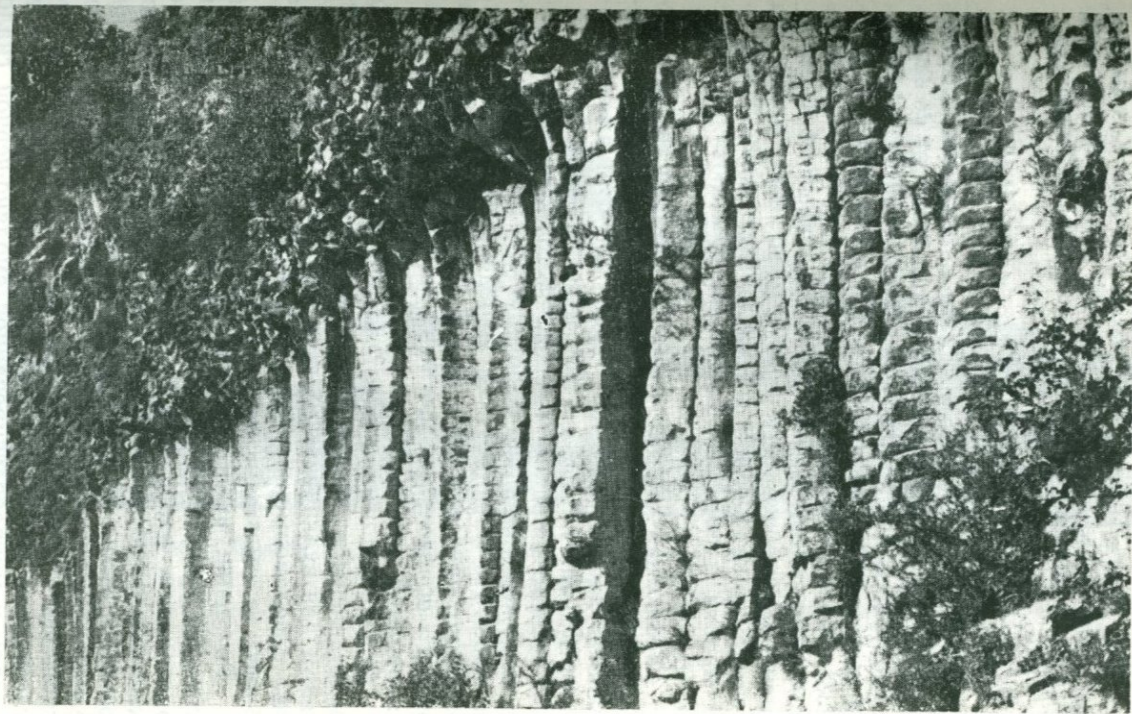


Рис. 8. Столбчато-призматическая отдельность лав в каньоне р. Раздаи. Фото К. Г. Шириняна.

дацита вулкана Иринд. Не доехав до сел. Катнахпюр, экскурсия свернет на север и по проселочной дороге подъедет к вулкану Иринд с юго-западной стороны.

ВУЛКАН ИРИНД И ЕГО ПРОДУКТЫ

Вулкан Иринд расположен на юго-западном склоне массива горы Арагац, на расстоянии 20 км от ее вершины (по воздушной линии). Как относительно изолированный центр четвертичного времени, вулканическая постройка в целом представляет коническую возвышенность с пологими склонами, сложенными главным образом обломочным пемзовым материалом и кислыми лавами. На вершине вулкана обнажена часть экструзивной жерловой пробки в виде пемзово-лавового аглютината (рис. 9 и 10).

Абсолютная высота вулканической постройки равняется 2052 м, относительная, над уровнем близрасположенного одноименного села, — 200—250 м; диаметр основания вулкана на высоте 1850 м превышает 1,5 км.

С северо-западной и северо-восточной стороны вулкан окружен правильно сформированным валом дацитовой лавы. По мнению П. И. Лебедева (1931), этот вал, возможно, представлял древний кратер Иринда, внутри которого образовался впоследствии новый конус, представляющий собственно г. Иринд.

Основные стадии деятельности вулкана Иринд представлены в следующей последовательности; пьедесталом для вулканических образований Иринда служат туфо-туфолавовые образования, которые, однако, ничего общего не имеют с деятельностью вулкана.

Рождение вулкана знаменуется выбросами белой кусковой пемзы, представленной двумя отдельными горизонтами, разделенными смоляно-черным, частично окисленным слоем дацитовой лавы. С дальнейшей активностью вулкана связано образование двух последовательно излившихся потоков со своеобразным зональным строением: основание каждого из потоков представлено агломератом желтой пемзы, постепенно переходящим кверху к микробрекчированной смоляно-черной гиалокластитовой породе. В одном из разрезов нами наблю-



Рис. 9. Вулкан Иринд, вид с запада. В вершинной части видна жерловая пробка вулкана.

дался постепенный переход от микробрекчированной породы к нормальному потоку серого андезитоидного дацита. Остатки последнего в виде плитчатых плоских включений сохраниены в нижней надпемзовой зоне гиа-

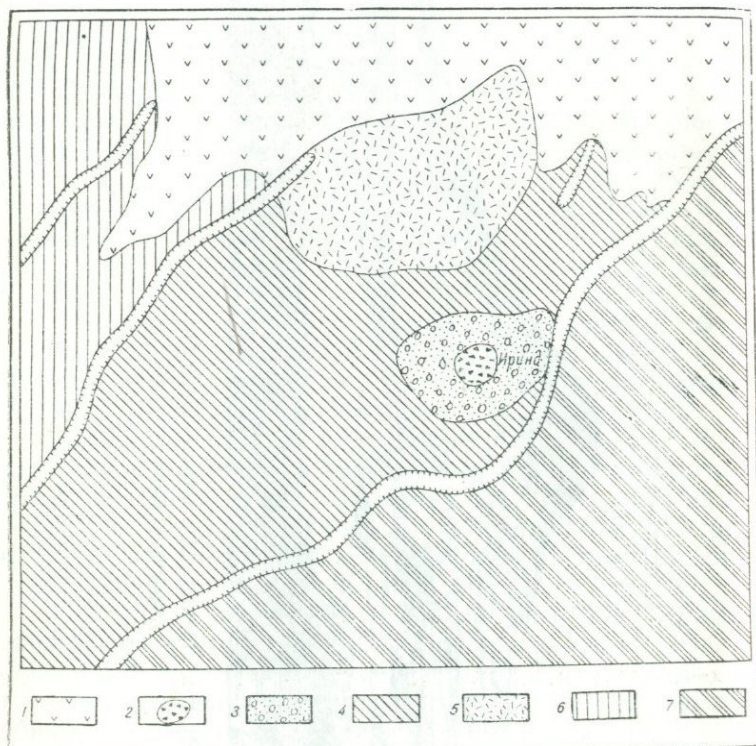


Рис. 10. Схематическая петрографическая карта вулкана Иринд.

Составил К. Г. Ширинян

1. Андезито-базальты вулкана Воскетас.
2. Пемзово-лавовый агглютинат жерловой пробки.
3. Взрывные выбросы пемзы, пемзового песка и пепла, слагающие внутренний насыпной конус вулкана.
4. Андезитоидные дациты.
5. Зональные потоки, представленные (сверху вниз) из дацита, гиадокластита и пемзового агломерата, подстилаемые взрывными выбросами белой пемзы.
6. Игнимбритовые туфы и туфолавы (игниспумиты).
7. Андезито-дациты—дациты, прослеживаемые до вершинной зоны Арагаца.

докластита. Следующая стадия деятельности вулкана отмечена значительными излияниями дацитовой лавы, перекрывающей на большой площади предшествующие продукты вулканической активности. Более чем на 10 км от вулкана поток дацитовой лавы прослеживается в юго-западном направлении.

После излияния дацитовых лав деятельность вулканического центра характеризуется образованием внутреннего насыпного конуса из пемзовых выбросов.

Некоторые характерные разрезы, с которыми мы познакомимся на месте, свидетельствуют о своеобразных физико-химических условиях образования вулканических пород Иринда.

Свое знакомство с вулканическими образованиями Иринда мы начнем с разреза вершинной части вулканической постройки.

Центральная вулканическая постройка г. Иринд представлена как бы двумя ярусами. Нижний ярус характеризуется пологими задернованными склонами, верхний же имеет крутые склоны и хорошо обнажен. Самая верхняя его часть—жерловая пробка (рис. 9)—представляет сглаженный купол с почти вертикальными стенками. По мнению П. И. Лебедева (1931), возможно, что это конус выдавливания, подобно игле Mont-Pele. Сложена она из брекчиевидной неоднородной по окраске породы. У своего основания игла «обернута» крупнобрекчированными образованиями, в состав которых входят обломки черной дацитовой и темно-желтой лавы. Черные куски имеют плотный стекловатый облик, а желтые отличаются сравнительно большой пористостью.

Иногда остатки черной лавы содержатся в желтой в виде линзовидных включений, вследствие чего порода приобретает структурный рисунок, характерный для игнимбритовых туфов.

В породах жерловой пробки очевиден незавершенный процесс перерождения черного смоляного дацита в пемзу путем расширения газов и вспучивания, разламывания и окисления высвобождаемой из-под давления лавы.

Жерловая пробка прорывает эксплозивные выбросы пемзы, слагающие главное тело г. Иринд. Обломки

неперерожденной в пемзу дацитовый лавы можно видеть также и в пемзовых выбросах.

Задренованность склонов конуса Иринд исключает возможность восстановления полной картины ее деятельности.

У основания юго-западного склона обнаруживается строение конуса, состоящего из многократных выбросов песчано-лапиллиевый материал. В четырехметровой обнаженной мощности насчитывается более ста горизонтов песчано-лапиллиевых выбросов мощностью от 1 до 10 см (рис. 11).

На различных горизонтах, среди мелкообломочных слоев, встречаются отдельные обломки пород с параллельной пористостью и с зеленовато-черной окраской. Это раздробленные взрывом остывшие корки жерловой лавы. Размеры отдельных обломков достигают 0,5 м.

Брекчиевидные породы жерловой пробки имеют состав плагиориолита (табл. 2, анализ 1).

Из продуктов деятельности вулкана Иринд наибольший интерес представляют потоки дацитовый лавы, особые условия остывания которых обусловили вертикальную зональность.

В зональных потоках очевиден процесс пемзообразования не в виде выброса пемзовый материал или сноса, а своеобразное образование *in situ* путем раздробления нижнего горизонта дацитовый лавы при выделении магматических газов из потока. Об этом свидетельствует описанный впервые П. И. Лебедевым (1931) ряд переходных образований между «коренным» слоем желтой пемзы и залегающим сверху дацитовый потоком.

Своеобразной составной частью зонального потока является мелкобрекчированная смоляно-черная стекловатая лава, представляющая ни что иное, как субэральное образование гиадокластита в стадии постэруптивного остывания потока лавы (Ширинян, 1963).

Для ясности мы ознакомимся с особенностями строения и взаимоотношения комплекса пород, представляющих части зонального потока.

Лаво-пемзовый образования окружают широким полукольцом с северной и северо-западной стороны пери-

ферию вулкана Иринд. В значительной части они эродированы. Разработками и эрозией вскрыты отдельные их участки.

В наиболее полных разрезах, в основании всего комплекса продуктов деятельности Иринда залегает продуктивный слой белой мелкообломочной пемзы.

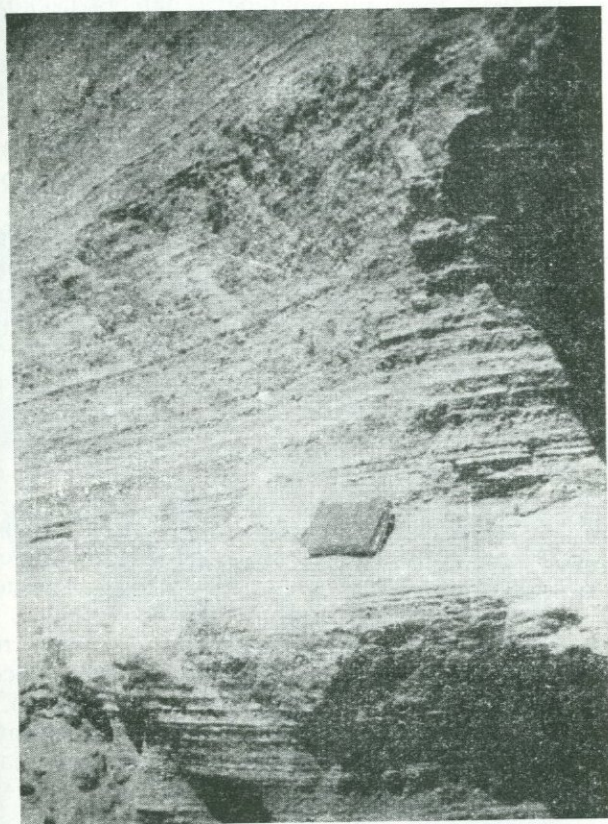


Рис. 11. Пемзовые (песчано-пепловые и лапиллиевые) слои юго-западного подножья вулканического конуса Иринд.

Фото К. Г. Шириняна

Пемзово-лавовый поток залегает на белой пемзе, четко отграничиваясь от последней.

Основание потока представлено коренным слоем желтой пемзы, кверху постепенно переходящей в мелкобрекчированную смоляно-черную стекловатую лаву (гиалокластит).

Переходная зона, по мощности равная нескольким десяткам сантиметров, снизу вверх характеризуется следующими изменениями: желтая пемза становится более плотной и приобретает красно-желтый оттенок, выше в этом, относительно плотном слое начинают появляться параллельно вытянутые линзочки черной мелкобрекчированной лавы, переходящие кверху в сплошные полосы. Микробрекчированная стекловатая лава в свою очередь кверху постепенно переходит в мелкопористый серый дацит. Последний в нижней своей части образует переходную зону, состоящую из пористой, окисленной шлаковидной лавы. Остатки первоначальной дацитовой лавы, в виде параллельно расположенных плитчатых включений, сохранены на различных уровнях слоя гиалокластита (рис. 12).

Угловатые формы включений дацитовых плиток и их линейное расположение свидетельствуют о их разламывании уже в затвердевшем состоянии.

Плитки большой толщины расслоены и имеют двустворчатые слабовыпуклые формы. Внешняя поверхность плитчатых включений покрыта слегка окисленной пленкой лавы с мелкобугристой поверхностью.

Надо полагать, что в процессе быстрого спада температуры потока в целом его отдельные участки обособлялись от общей массы и остывали более медленно. Возможно, что здесь имело место расчленение расплава на несмешивающиеся жидкости вплоть до полного затвердения. Видимо, это было обусловлено неравномерным распределением летучих в расплаве и, как мы увидим ниже, главным образом, воды.

Описанный разрез, с которым мы ознакомимся на месте, является наиболее характерным. Однако по многим, до конца не выясненным причинам описанная картина зональности нарушена.

В районе месторождения можно видеть непосредственное залегание обычного потока дацитовой лавы на

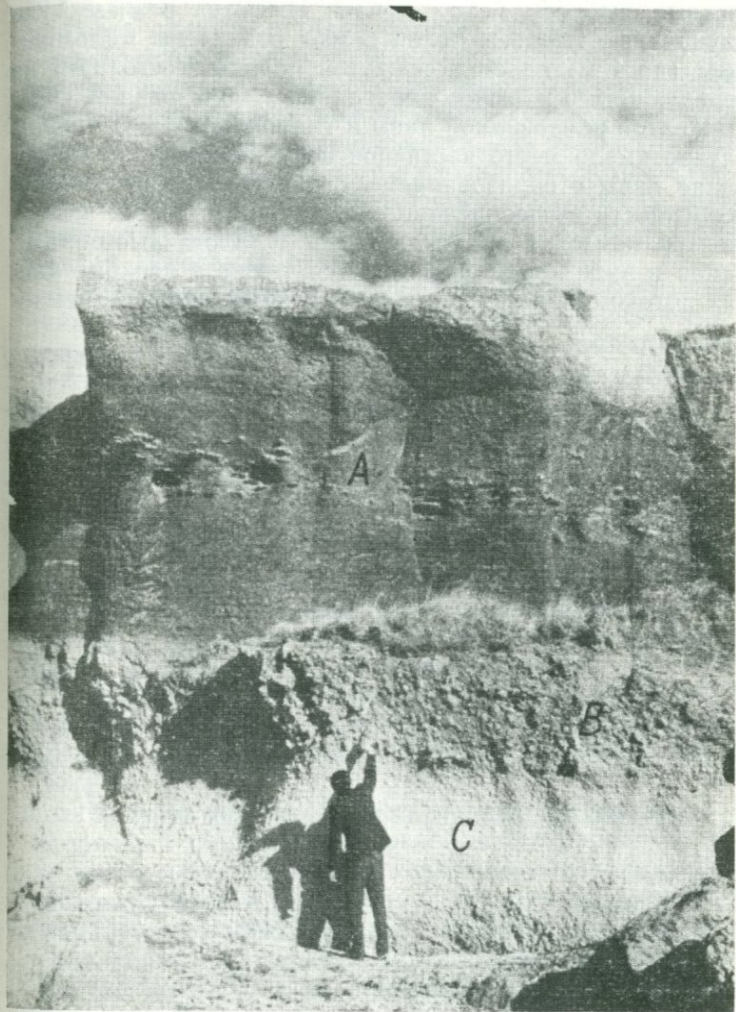


Рис. 12. Останцы плитчатых включений дацитовой лавы в гиалокластите (А). Под гиалокластитами последовательно расположены слои крупнобрекчированной желтой пемзы (В) и мелкообломочной белой взрывной пемзы (С).

Фото К. Г. Шириняна

рыхлые выбросы белой пемзы. Имеются разрезы, где двукратные выбросы белой пемзы разделены маломощным (до 1 м) слоем полосчатой породы, состоящим из чередующихся и взаимопереходящих образований красно-желтой пемзовидной лавы и гиадокластита. В данном случае имело место частичное вспучивание и брекчирование лавы с образованием структуры, повторяющей особенности вышеописанного переходного слоя между желтой пемзой и гиадокластитом. Аналогичные образования в виде корки фиксируются также в верхних частях потоков и выражены двумя зонами: нижней, пемзо-

Таблица 2

Химические анализы пород вулкана Иринд

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	68,92	65,22	65,88	67,30	66,94	63,00	61,28	58,90
TiO ₂	0,57	0,78	0,52	0,49	0,57	0,69	0,88	0,57
Al ₂ O ₃	15,98	16,57	17,37	15,66	17,15	16,96	17,77	15,38
Fe ₂ O ₃	4,25	3,05	1,60	2,79	1,26	3,56	3,06	3,58
FeO	0,36	1,68	1,47	1,31	1,60	0,44	0,51	0,87
MnO	0,05	0,14	0,06	0,05	0,06	0,05	0,08	0,05
MgO	0,93	1,05	1,02	1,40	0,82	1,00	0,85	1,10
CaO	2,20	2,82	7,57	2,28	1,49	2,28	1,72	5,23
Na ₂ O	5,02	4,36	2,31	3,75	3,62	3,86	3,68	3,59
K ₂ O	2,11	4,42	1,28	4,51	4,41	5,00	4,50	3,84
H ₂ O ⁺	—	Сл.	0,92	0,58	1,66	2,41	4,57	6,48
H ₂ O ⁻	—	—	0,23	—	0,15	1,00	1,04	0,72
	100,39	100,09	100,33	100,15	99,73	100,29	100,07	100,31

1. Брекчиевидная лава жерловой пробки.
2. Дацитовая лава.
3. Пемзовидная лава (переходный слой от желтой пемзы к гиадокласту).
- 4—5. Микробрекчированная лава (гиадокластит).
6. Желтая пемза.
7. Желтая пемза.
8. Белая пемза.

Аналитик С. А. Дехтрикян.
Хим. лаборатория УГ Арм.ССР.

Аналитик Г. М. Джрбашян.

Аналитик С. А. Дехтрикян.
Аналитик А. А. Петросян.
Аналитик В. И. Молева
Аналитик А. А. Петросян

вой и верхней, гиалокластитовой. Отсутствие кровли нормальных дацитов в таких случаях объясняется полным микробрекчированием потока по всей мощности. В некоторых участках района распространения вулканических образований Иринда можно видеть картину двух- трехкратного повторения зональности. В таких случаях о самостоятельности каждого из зональных потоков свидетельствует отсутствие переходного слоя между микробрекчированными дацитами нижнего потока и желтой пемзой основания верхнего потока.

Вышеотмеченные особенности зональности свидетельствуют о различных условиях охлаждения первоначально единого лавового потока. В этом отношении важное значение имела мощность потока и состояние подстилающего его основания.

Что именно обусловило вспенивание нижней части дацитового лавового потока и его перерождение в пемзу и чем объясняется микробрекчирование и другие особенности изменения единого лавового потока?

П. И. Лебедевым (1931) определено, что переход пехштейновой разности дацита, под которым он подразумевал микробрекчированную (гиалокластитовую) часть потока, к пемзе является изменением не только физического порядка, но и химического.

Согласно нижеприведенному графическому рисунку (рис. 13), в лавовом потоке снизу вверх происходит изменение содержания воды в сторону заметного ее увеличения.

Касаясь генезиса воды в пемзах, мы принимаем ее вторичный характер и полагаем, что в ириндском потоке имела место абсорбция воды кислым лавовым расплавом из субстрата. Достаточно сослаться на данные О. Т. Карапетяна (1932), согласно которым струя воды, направленная на расплавленную кремнеземистую массу, быстро вспучивала ее, превратив в весьма легкую, пенную, стекловатую, белую пемзоподобную массу.

Экспериментальные исследования (R. W. Goganson, 1931) указывают, что поглощение воды расплавом значительно снижает точку ее плавления. Указанное обстоятельство, несомненно, благоприятствовало процессу вспучивания основания лавового потока при абсорбции

последним воды из субстрата. Источником воды могли служить снежные покровы и неглубокие водоемы.

По экспериментам Мори (G. Morey, 1914) нам известно, что «водные стекла» при низких содержаниях воды твердые и хрупкие, а при непрерывном увеличении количества воды они приобретают пластичность.

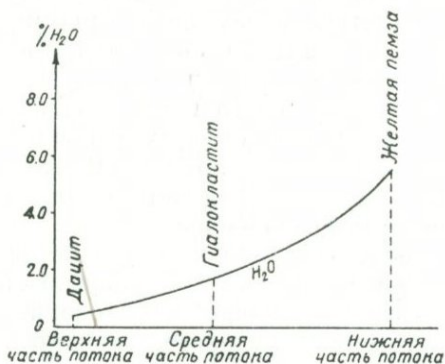


Рис. 13. Кривая изменения содержания воды в зональном потоке вулкана Иринд.

В свете вышеизложенных данных становится ясной причина вспучивания нижней части дацитового потока и его растрескивание в средних зонах.

Естественно, что поднимавшиеся снизу вверх водяные пары не могли преодолеть большого давления всего лавового потока и процессы заметной абсорбции и вспучивания лавы ограничивались нижними частями потока.

Видимо, немаловажное значение имело то обстоятельство, что лавовый слой имел в своем основании пористую «мягкую» подстилку в виде ранее образованного слоя белой пемзы. В других случаях, т. е. в условиях жесткого малопроницаемого основания, процесс пемзообразования, сопровождаемый расширением объема массы при возрастающем давлении расширяющихся газов, развиваться не мог.

«Амортизирующий» слой белой пемзы можно рас-

смаатривать также с точки зрения естественного аккумулятора влаги.

Снизу вверх, по мере убывания количества абсорбированных лавой водяных паров и возрастающего сопротивления, происходит увеличение плотностей пемзообразных масс и постепенный переход к мелкогранулированной стекловатой лаве—гиалокластит.

Условия образования гиалокластитов и желтых пемз не могли не отразиться на их петрографических признаках.

Макроскопически гиалокластиты представлены микробрекчированной породой. «Монолитность» породы обуславливается беспорядочным расположением плотно прилегающих друг к другу обломков. Открытые поверхности гиалокластитового слоя легко выветриваются, переходя в россыпи.

Размеры обломков до 0,5 см; характерны угловатые формы с острыми гранями.

Микроструктура породы витропорфировая, тогда как дациты, к которым они кверху постепенно переходят, имеют микролитовую или пилотакситовую структуру. Порфиновые вкрапленники в обоих случаях одни и те же и представлены андезином, моноклинными формами кристаллов плагиоклаза.

Структура стекловатой массы гиалокластита тонко-ленточная, текстура флюктуационная (рис. 14). При большом увеличении удается видеть, что ленточная структура образуется параллельными рядами кристаллитов, представленными мелкими сферическими шариками—глобулитами, маргаритами или трихитами (рис. 15).

В микроструктурных особенностях гиалокластитов сочетаются признаки доэруптивной стадии кристаллизации, выраженные наличием интрателлурических порфировых вкрапленников пироксенов и плагиоклазов, с признаками постэруптивной стадии остывания расплава, при которой по причине резкого спада температуры и быстрого затвердевания потока, процесс кристаллизации, в отличие от верхней зоны дацитов, ограничивается образованием зачаточных форм кристаллов.

Микроструктура основной массы находящихся в гиалокластите плитчатых включений дацита представляет дальнейшую стадию индивидуализации кристаллической части в виде сферолитов.

Микроструктуры пемзовидной лавы и желтой пемзы заметно отличаются от микроструктуры гиалокластита,

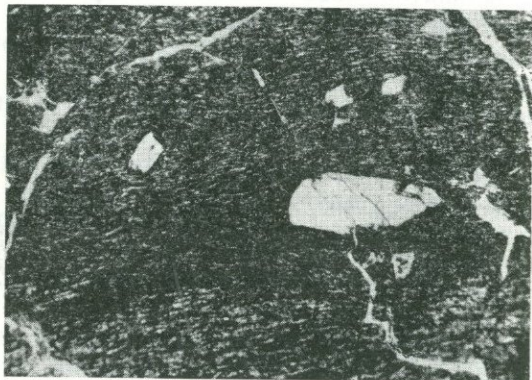


Рис. 14. Флюктуационная структура основной массы гиалокластита. Увел. 37х. Без анализатора.



Рис. 15. Зачаточные кристаллические образования в флюктуационной структуре гиалокластита. Увел. 480х. Без анализатора.

и различие тем более значительно, чем больше изменена первичная масса породы. В пемзовидной лаве переходного слоя почти сохранена характерная для гиалокластитов флюидально-ленточная структура, но вследствие имевшего место процесса вспучивания лавы она лишена той строгой линейности и тонкости линии, которую мы наблюдаем в гиалокластите. Последовательность перехода гиалокластита в пемзу выражена в разделении флюидальных ленточек на отдельные струи с постепенным расширением продольных пор между ними. В шлифах хорошо заметно проникновение желтоокрашенных извилистых разветвлений стекла в черное плотное стекло.

Осмотр вулканических образований Иринда позволит участникам экскурсий на месте ознакомиться с петрографическими особенностями различных генетических типов пемзы: коренной—желтой и эксплозивной.

«Коренная» желтая пемза крупнообломочна, она богата порфиrowыми вкрапленниками минералов интрателлурической стадии кристаллизации и в этом отношении не отличается от лавовых потоков, с которыми генетически связана. Куски коренной пемзы обычно имеют неопределенные остроугольные формы с резко выраженными ребрами и плоскостями.

Белая эксплозивная пемза сравнительно мелкообломочна, ее образования обычно округлены и несколько вытянуты.

Пористость пемз уменьшается пропорционально увеличению размера кусков и поэтому объемный вес желтой пемзы больше ($1,17 \text{ г/см}^3$) объемного веса белой ($0,50 \text{ г/см}^3$). Различна также морфология пор. В белой эксплозивной пемзе поры имеют вытянутые, трубчатые, формы, много также мелких замкнутых пор. В желтых разновидностях пемзы они представлены относительно крупными, ноздреватыми, ячеистыми и пузырчатыми пустотами.

Химические анализы характерных типов вулканических пород вулкана Иринд приведены в табл. 2.

В целом они являются аналогами тихоокеанских известково-щелочных пород.

По условиям образования мы их относим к метаморфизированным анатектическим коровым магмам.

После осмотра вулканических образований Иринда экскурсия направится на липарито-дацитовый вулкан Артени.

ОПИСАНИЕ ПУТИ ВУЛКАН ИРИНД—ВУЛКАН АРТЕНИ

При выезде с проселочной дороги, идущей от вулкана Иринд к главной шоссеиной дороге, справа, у обочины дороги, видно продолжение описанного выше разреза, т. е. залегание андезитовидных дацитов на белых пемзах.

Далее, по шоссе, в сторону сел. Катнахпюр и гор. Верин Талин (6—7 км), дорога идет в основном по потокам андезито-дацитовых лав и туфо-туфолавым покровам, местами перекрытым аллювиально-делювиальными отложениями.

Начиная от сел. Катнахпюр открывается прекрасный вид на верхнеплиоценовый липаритовый вулкан Артени. На несколько более близком расстоянии, в 2,5 км к востоку от Артени, виднеется также шлаковый конус Кабахлер.

От райцентра Верин Талин оставшийся участок пути до сел. Арег, затем к восточному подножью Артени (6—7 км) проходит по поверхности среднечетвертичных андезитовых и андезито-базальтовых лав (спустившихся сюда с юго-западных склонов массива г. Арагац) и по игнимбритовым черно-красным туфам.

От сел. Арег экскурсия, с северо-востока подъезжает к восточному подножью вулканического комплекса Артени и останавливается между его двумя центрами—Мец Артени и Покр Артени (рис. 16).

Продукты деятельности этих центров, слившись вместе, образовали довольно крупный куполовидный массив, именуемый в тексте обычно вулканическим комплексом Артени, или, для краткости, просто вулканом Артени.

Район расположения Артени морфологически представляет мелкосопочное бугристое лавовое плато (известное в литературе как Талинское лавовое поле), наклоненное к юго-западу, с отдельными особенно четко



Рис. 16. Вулканический массив Артени. Вид с востока.

Рис. С. Г. Қарапетяна.

вырисовывающимися центрами вулканических проявлений—Мец и Покр Артени, Кабахлер, хорошо обозреваемыми с места стоянки экскурсии.

В геологическом отношении район сложен вулканогенными породами плиоцен-четвертичного возраста.

Наиболее древними членами плиоценового комплекса являются акчагыльские долеритовые базальты и андезито-базальты, залегающие на сильно дислоцированных отложениях сармата и меотиса-понта (Асланян, Амарян, 1962 и др.). На долеритовых базальтах, по указанным исследователям, залегают андезиты, андезито-дациты, затем липарит-обсидиановые породы Артени.

По нашему мнению, на данном участке липариты непосредственно залегают на долеритовых базальтах (без каких-либо промежуточных разностей), обломки которых обнаружены в пирокластических образованиях первого акта извержения Артени. Эти обломки можно встретить на седловине между двумя вершинами.

Липариты Артени последовательно перекрываются четвертичными лавами андезито-дацитового (с северо-запада), андезито-базальтового (с востока и юго-востока) составов и игнимбритовыми туфами еревано-ленинканского типа.

Артени, по геофизическим данным, расположен в пределах артенийского относительного минимума силы тяжести, соответствующего одноименному неогеновому прогибу; последний составляет северо-западную часть обширной Ахурян-Приараксинской депрессии, сложенной мощными мио-плиоценовыми осадочными породами.

ВУЛКАН АРТЕНИ И ЕГО ПРОДУКТЫ

Артени морфологически и генетически представляет собой крупное куполовидное сооружение—комплекс, сложенный продуктами двух крупных, слившихся основаниями вулканических центров — Мец Артени и Покр Артени. Артени из числа всех липаритовых вулканов Армении является наиболее крупным, сложным и интересным в структурном отношении.

С севера Артени имеет форму симметричного щита с возвышающимся над ним вершинным куполом Хцан. С востока он имеет двуглавое очертание с отметками

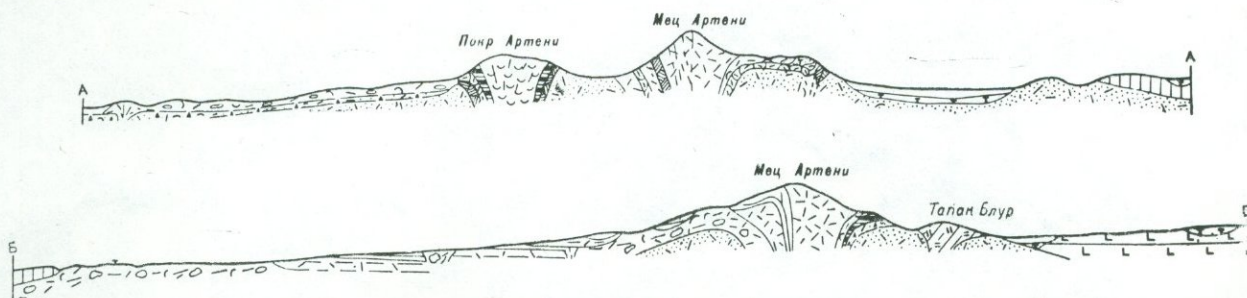
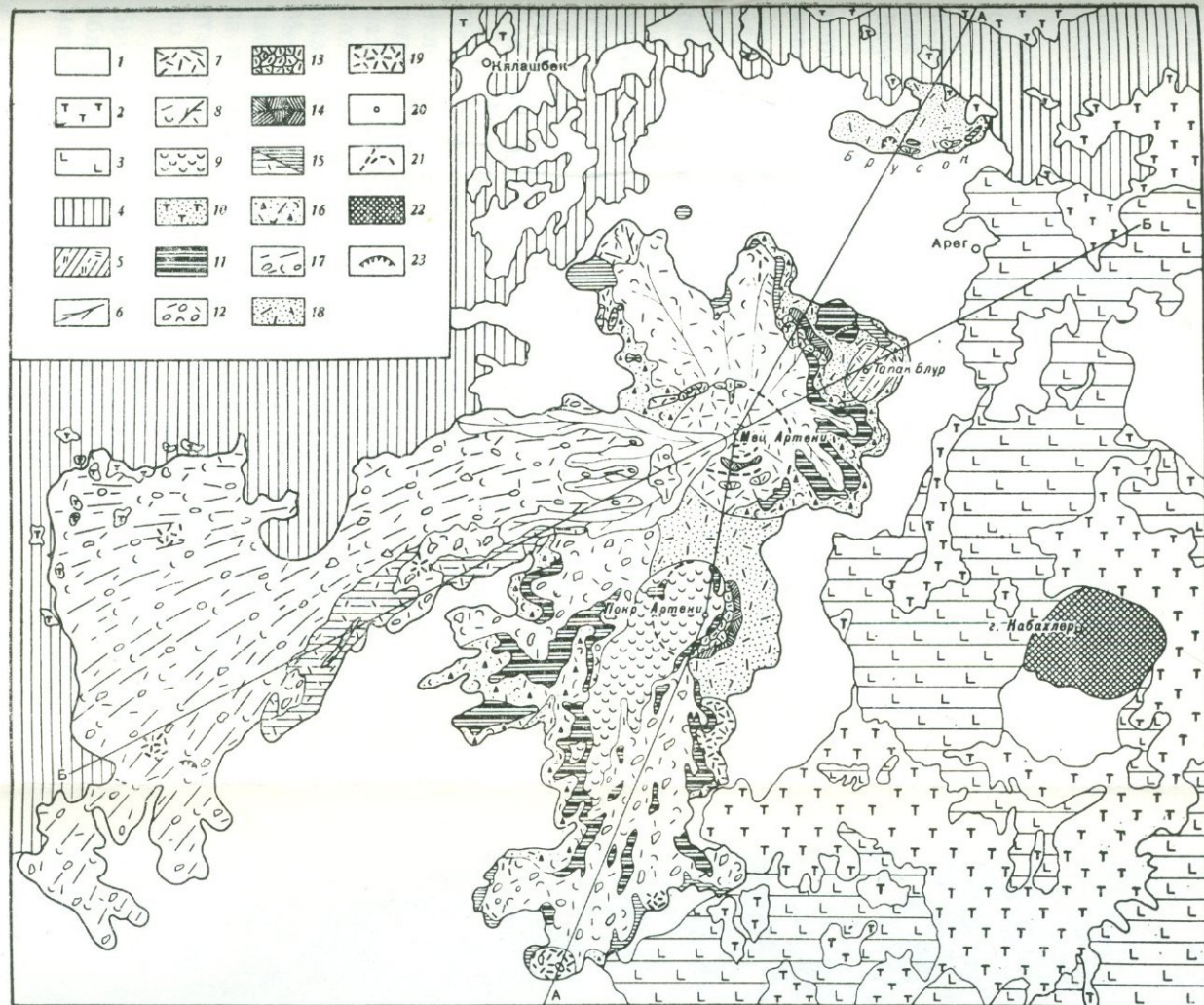


Рис. 17. Схематическая геолого-петрографическая карта вулканического комплекса Артени.

Составил С. Г. Карапетян.

1—аллювиальные, делювиальные и пролювиальные отложения; 2—туфы еревано-ленинканского типа; 3—андезито-базальтовые лавы; 4—андезито-дацитовые, дацитовые лавы; 5—липарито-дациты купола Тапак Блур; 6—липаритовые лавы—«верхние»; 7—липариты купола Хцан; 8—потоки перлитовых лав и лавобрекчий вулкана Мец Артени; 9—перлитовые лавы вулкана Покр Артени; 10—липаритовые туфы; 11—липаритовые лавы—«средние»; 12—перлит-обсидиановые лавы и лавобрекчий вулкана Покр Артени; 13—перлитовые экструзии; 14—эруптивные перлитовые брекчий; 15—липаритовые лавы—«нижние»; 16—перлит-обсидиановые туфы и туфобрекчий; 17—перлиты и пемзы Арагацкого потока с прослоями и участками обсидиана; 18—пирокластические перлит-пемзовые рыхлые вулканыты; 19—обсидианы; 20—небольшие купола и немки липаритовых, перлитовых лав и брекчий; 21—трещины выжимания; 22—шлаковый конус; 23—карьеры.

Мец Артени—2047,4 м и Покр Артени—1753,9 м (рис. 16).

Относительное превышение вершины комплекса—Мец Артени над местностью, имеющей высоту 1500 м, составляет около 450 м, Покр Артени—200 м.

В плане массив имеет изрезанную лапчатую форму с двумя сравнительно длинными «лапами»-отрогами, отходящими в южном и юго-западном направлениях.

К комплексу Артени относится также небольшая цепь возвышенностей из перлитовых пород, расположенная в 1,5 км к северу от него и известная под названием Брусок.

Площадь основания массива, включая и Брусок (с площадью основания 0,6 км²), равна 37 км². Объем изверженного материала составляет 4,5—5 км³.

Комплекс в целом представляет сложную постройку, образовавшуюся в результате многократных экструзий, эффузивных и эксплозивных извержений кислой—липарито-дацитовой магмы.

Породы, слагающие Артени, представлены липаритами, обсидианами, перлитами, пемзами, а также их туфами и брекчиями (рис. 17).

Наличие последних между отдельными излияниями указывает на многоактный (многофазный) характер деятельности вулкана (8 актов).

Формированию вулканической постройки Мец и Покр Артени предшествовали сильные эксплозии, в результате которых образовалось большое количество рыхлого пирокластического материала. Эти породы еще издали выделяются своим белесоватым цветом и своеобразным мягким, сглаженным рельефом. Ими сложены нижние части северных, восточных и южных склонов Мец и Покр Артени, седловина между ними и большая часть Бруска. Площадь, занятая уцелевшими от размыва пирокластическими образованиями данного акта, составляет около 2,5—3 км², мощность—от нескольких до 20 м, а объем—около 0,3 км³.

В искусственных обнажениях, в том числе и на Бруске, куда мы подъедем, видна отличная слоистость обломочного материала, обусловленная сортировкой материала по крупности зерен.

Согласно принятой классификации вулканогенных обломочных горных пород (1962), обломочный материал по размерности представлен глыбовым вулканическим агломератом (более 200 мм), вулканическим агломератом (30—200 мм), лапиллиями (10—30 мм), вулканическим гравием (2—10 мм) и вулканическим пеплом (песок—0,1—2 мм и пыль—менее 0,01 мм). Среди материала преобладают вулканический гравий и лапилли, а глыбовый вулканический агломерат встречается спорадически; пепловый материал образует отдельные прослои, а также заполняет промежутки между крупными обломками (табл. 3).

Пепловые прослои разграничивают отдельные более крупнообломочные слои и горизонты мощностью 10—80 см. Каждый горизонт отвечает одному импульсу извержения и имеет стратифицированный характер. Местами сортировка отсутствует, тогда обнажение оставляет впечатление хаотического нагромождения обломочного материала.

Около 80—90% обломков, включая также бомбы и глыбы, представлены перлитом и пемзой, остальные 10—20%—обсидианом и липаритом. Среди них встречаются ксенокристаллы и обломки кварца, кислого плагиоклаза, реже биотита, роговой обманки и ряда акцессорных минералов—магнетита, ильменита, лейкоксена, апатита, граната, циркона, пирита, турмалина и др.

Состав пород липаритовый (табл. 4).

Большинство слоев имеет горизонтальное залегание. Иногда целостность отдельных слоев или серий их нарушается небольшими ступенчатыми микросбросами (амплитудой 2—4 и более сантиметров), образовавшимися, вероятно, в период и после отложения пирокластического материала в результате дрожаний, тряски и проседания, возникающих при сильных взрывных извержениях вулканов.

Рассматривая разрез карьера в целом, можно предположить более или менее равномерные импульсы извержений вулканов в данный период их деятельности; наблюдающиеся местами частые переслаивания пепловых прослоев указывают на частоту взрывов.

Брусок, по всей вероятности, представляет собой

Грунлометрический состав пирокластических образований участка
Брусок (в весовых %)

Номера горизонтов (сверху вниз)	Размерность обломков (в мм)							
	П е п е л		Гравий 2—10	Липилли 10—30	Вулканический агломерат			Глыбы 200
	пыль 0,01— 0,1	песок 0,1—2			мелкий 30—100	средний 100—150	крупный 150—200	
1	7	20	60	10	3	—	—	—
2	5	15	50	20	—	—	—	—
3	15	15	30	35	5	—	—	одна глыба
4	10	5	35	40	5	—	—	—
5	7	10	20	60	3	—	—	—

останец некогда широко развитого здесь сплошного покрова пирокластических образований I акта извержения, уцелевшего благодаря внедрившимся небольшим липаритовым телам.

На месте центров извержений Мец и Покр Артени в пору извержения образовались насыпные пемзовые конусы (типа Пелато на о. Липари). У Покр Артени впоследствии выжимались липарит-перлитовые лавы, затем заполнившие кратер и образовавшие современную вулканическую постройку; из главного кратера (Мец Артени) впоследствии (II—III акты) был выжат огромный липаритовый купол Хцан, у южного подножья которого намечена первая остановка.

Второй акт деятельности Артени выразился в извержении стекловатого—обсидиан-перлит-пемзового потока агломератового строения. Длина наибольшего из них—Арагацкого потока достигает 7—8 км, при ширине 0,4—4 км и средней мощности 70—75 м. Объем изверженного материала превышает 1 км³.

К фронтальной части потока приурочено известное в литературе Арагацское месторождение перлита, откуда перлит вывозится во многие промышленные районы Советского Союза, а также за границу (в Италию, Бельгию и другие страны).

Поток извергался из главного кратера Мец Артени

и, возможно, из небольших центров—трещин, находящихся несколько западнее от него.

Небольшой поток аналогичного строения растекся также из кратера Покр Артени; он ныне почти целиком перекрыт и обнажается только на его западных склонах, на бортах небольшого оврага Бозияр.

Породы, слагающие потоки, как уже было отмечено, представлены кислым вулканическим стеклом липаритового состава (табл. 4).

В последующие стадии деятельности обоих центров, через определенные промежутки покоя, попеременно изливались липаритовые, обсидиановые и перлитовые потоки (III, IV, V, VI, VII акты), показанные на рис. 17. Продукты отдельных актов разграничиваются породами обломочного строения.

Наиболее четко разграничиваются липариты, среди которых по времени излияния выделяются «нижние» (самые древние), «средние» и «верхние» липариты, отличающиеся, главным образом по степени кристалличности основной массы и текстурным особенностям.

Примечательным в деятельности Мец Артени является то, что с начальных стадий (II—III акты) из главного кратера медленно выдавливался пробковый купол Хцан. Купол по форме, размерам и структуре довольно сложен и в общих чертах похож на известные камчатские купола Суелич (на вулкане Шевелуч) и особенно Новый (на вулкане Безымянный). Сложность купола была обусловлена продолжительностью роста и блоковым строением. Она обязана, по всей вероятности, постепенному дифференцированному остыванию его с периферии в процессе выжимания. В результате купол приобрел концентрически-зональное, блоковое строение, довольно четко заметное с места стоянки экскурсии (рис. 18).

Отдельные кольца представлены липаритовыми лавами и брекчированными липарит-перлитовыми породами (купольная брекчия).

Липариты имеют серую, темно-серую окраску, часто с фиолетовым оттенком. Структура породы порфировая, афировая. Редкие вкрапленники представлены кварцем, олигоклазом. Флюидальная основная масса породы име-

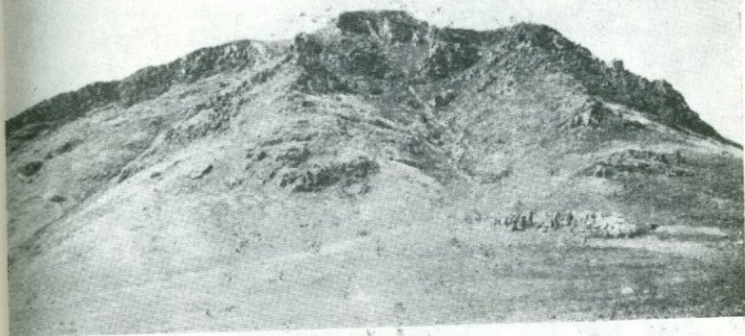


Рис. 18. Вид купола Хцан с юга. Видны концентрические выходы липаритовых и перлитовых пород.

Фото С. Г. Карапетяна

ет фельзитовую, сферолитовую, реже гранофировую структуры.

С разными этапами воздымания Хцана связано образование ряда небольших трещинных экструзий (ранние этапы), обнажающихся на северо-западном подножии массива и небольших игл и обелисков (поздние этапы), обнажающихся на склонах и самой вершине купола и имеющих очень хорошую сохранность (рис. 19).

К этому времени, возможно, относятся также экструзии типа силл и даек северного склона вершинной зоны Покр Артени, обращенного к экскурсантам.

В конечную стадию становления купола из одного из верхних липаритовых колец в западном направлении излился поток фельзитовой липаритовой лавы (табл. 4), длиной 2,5—3 км при мощности от 20—30 м в начальной части и до 0,5—1 м—во фронтальной.

Верхние части потока у места излияния, под воздействием поступающих эманаций, несколько вспучены—«перлитизированы».

Поток имеет серую, светло-серую окраску с микрофельзитовой и фельзитовой структурами. Минеральный состав тот же, что и у лав купола.



Рис. 19. Структура липаритовой экструзии на вершине купола
Хцан.

Фото С. Г. Карапетяна

Деятельность всего комплекса завершилась выжиманием в его северо-восточной части небольшой порции липарито-дацит-дацитово́й лавы, образовавшей куполовидную возвышенность Тапак Блур.

Петрографически, лавы этого купола резко отличаются от остальных пород комплекса. Они имеют порфировую структуру. Вкрапленники представлены андезит-лабрадором, базальтической роговой обманкой и, реже, пироксеном (авгит, гиперстен).

Химические особенности продуктов отдельных актов указывают на эволюцию состава во времени от липаритов до липарито-дацитов и дацитов (табл. 4). Они относятся к среднетихоокеанской известково-щелочной ассоциации. Липариты и дациты располагаются близко к средним типам соответствующих пород по Дэли, отличаясь от них несколько более лейкократовым характером.

После ознакомления с общими особенностями строения вулкана предстоит подъем на вершину Мец Артени (купол Хцан), откуда хорошо обозревается местность и весь массив вулкана. На месте можно увидеть ажурные обелиски, начало верхнего липаритового потока, где сохранились остатки стен древних укреплений с бастионами.

Спускаясь по северо-западному склону купола, можно увидеть экструзии липарит-перлитовых пород на контакте Хцана с вмещающими породами, а у самого подножья вулкана—серию трещинных экструзий липаритов, связанных с ранними этапами воздымания купола Хцан.

Трещинные экструзии представляют собой дайкообразные тела, длиной до 80—100 м, высотой 10—15 м и шириной 20—25 м. Простира́ние их северо-восточное (10—30°). Они образовались в результате выжимания на поверхность небольшой порции вязкой, липаритовой лавы, которая, несколько сплющиваясь под своей тяжестью, образовала причудливые гофрировки, напоминающие складки (С. Карапетян, 1964, 1969).

Отсюда участники экскурсии на машинах отправятся по проселочной дороге, проходящей через небольшую долину Дуран, к второй остановке, находящейся на

Химические анализы пород вулкана Артени

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	72,74	70,22	74,71	75,24	72,52	76,05	71,54	73,55	74,26	67,88
TiO ₂	0,07	0,07	0,14	0,05	0,10	0,08	0,18	0,05	0,10	0,66
Al ₂ O ₃	15,59	13,71	12,57	12,41	14,71	12,60	14,45	12,31	14,03	15,27
Fe ₂ O ₃	0,12	0,40	1,77	0,58	0,94	0,21	1,07	0,35	0,69	1,74
FeO	0,54	0,99	0,20	1,31	0,89	1,38	0,45	0,07	0,14	1,28
MnO	0,10	0,07	0,07	0,05	0,09	0,08	0,10	0,04	0,09	0,07
MgO	0,61	0,90	0,44	0,16	0,20	0,24	0,63	0,10	0,29	1,15
CaO	0,58	3,33	1,33	0,57	1,40	0,71	1,23	0,59	0,94	0,51
Na ₂ O	4,70	4,80	3,60	4,45	3,90	4,17	5,12	3,13	3,90	4,86
K ₂ O	4,60	4,30	4,00	4,84	4,18	4,66	2,64	5,35	4,20	4,10
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	—	—	—	0,05	—	0,06	—	0,59	—	0,11
P ₂ O ₅	0,07	—	—	0,57	0,02	0,02	0,08	0,01	0,04	—
S	0,04	—	—	0,25	—	0,20	—	0,32	—	—
п. п. п.	0,06	1,97	0,20	0,14	0,40	0,18	2,86	3,57	0,37	1,75
	100,82	100,76	99,33	100,67	99,35	100,64	100,35	100,03	100,05	99,32

1. Липарит, „верхний“, вершина вулкана Мец Артени (Хцана). Аналитик В. Бабаян
2. Липарит, „средний“, восточный склон Мец Артени. Аналитик В. Бабаян
3. Липарит, „нижний“, юго-западный склон Мец Артени. Аналитик В. Бабаян
4. Липарит, восточный склон Покр Артени. Аналитик С. Серопян
5. Обсидиан, юго-восточный склон Покр Артени. Аналитик С. Серопян
6. Обсидиан, юго-восточный склон Покр Артени. Аналитик С. Серопян
7. Перлит, Арагацкий песток, фронтальная часть. Аналитик В. Восканян
8. Литоидная пемза, северо-западный склон Мец Артени. Аналитик С. Серопян
9. Липаритовый туф, северный склон Мец Артени. Аналитик В. Бабаян
10. Липарито-дацит, северо-восточный склон Мец Артени, купол Тапак Блур. Аналитик З. Гаспарян

западной оконечности Бруска, где увидят карьер в толще пирокластических образований I акта извержения Артени, охарактеризованного выше. На противоположном, восточном конце Бруска видно взаимоотношение лапиритов и перлитов с перекрывающими их андезито-дацитами и игнимбритовыми туфами еревано-ленинканского типа. В последних встречаются обломки перлита.

С Бруска открывается хороший вид на северные склоны Артени, краткая характеристика которого была дана выше.

После ознакомления с Бруском участники экскурсии возвратятся в село Арег и по знакомому уже пути вернутся в Ереван.

Б. ИГНИМБРИТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ

Арагацское вулканическое нагорье является главным ареалом проявления игнимбритового вулканизма Армянской ССР. Отдельные поля и обширные покровы игнимбритового вулканизма в виде разнотипных туфо-туфолавовых образований тяготеют к периферическим вулканическим плато, хотя в некоторых случаях они констатируются на среднегорных склонах нагорья.

За пределами Арагацкого нагорья игнимбритовый вулканизм, в гораздо меньших масштабах, проявлялся далеко на севере в пределах южных склонов Базумского и Джавахетского нагорий, хотя непосредственно на северных склонах массива Арагаца этот тип вулканизма не констатируется.

На западе игнимбритовые поля переходят в Карское плоскогорье Армянского нагорья, почти непрерывно прослеживаясь до центральной части Малой Азии (Анатолии) и далее.

Разнотипный туфо-туфолавовый комплекс игнимбритового вулканизма залегает на абсолютных отметках от 900 до 3000 м в виде горизонтальных пластообразных тел с первичной мощностью от 0,5 до 30 м.

Продукты игнимбритового вулканизма представлены двумя основными петрографическими типами: спекшимися пирокластическими туфами и туфолавами.



Рис. 20. Вершина Арагаца. Вид с севера.

Фото С. Г. Карапетяна

Пирокластические туфы, в основной своей массе, представлены сваренными или спекшимися пепловыми частицами вулканического стекла, «цементирующими» в себе обломки и целые кристаллы минералов, различные крупные включения материнской магмы и обломки более древних пород.

Туфолавы, в основной своей массе, лишены обломочной структуры. Стекловатая структура туфолав типично лавовая, но в отличие от обычных лав, туфолавы содержат в себе включения пористого пемзо-шлакового стекла, вследствие чего структурный их рисунок напоминает обломочную породу.

Известны три петрографические разновидности пирокластических туфов. Это туфы еревано-ленинаканского типа, «пламенные туфы» и пемзовые туфы.

Туфы еревано-ленинаканской группы являются наиболее распространенными и типичными представителями спекшихся и сваренных пепловых туфов. Первичная окраска туфов еревано-ленинаканского типа черная. Однако в вертикальных срезах туфовых пластов, снизу вверх, наблюдается постепенный переход черных туфов в буровато-коричневые и красные разности, вследствие постэруптивных процессов окисления.

Пламенные туфы являются фациальной разновидностью еревано-ленинаканских туфов и отличаются от них содержанием большого количества стекловатых включений материнской магмы.

Включения стекла, по аналогии с формами языков пламени, названными «фьямме», в пепловом цементе туфов представлены линзовидными телами черного стекла.

Субпараллельное расположение фьямме внутри окисленной массы придает породе флюидално-такситовую текстуру.

Пемзовые туфы представлены кремово-желтыми пирокластическими породами, отличительной особенностью которых, наряду со специфической для данной разновидности окраски, является наличие в них включений пемзовидного стекла. Для данной разновидности туфов характерным является содержание, в большом объеме, случайных обломков старых лав.

Количественно-минеральный состав различных типов туфов Армянской ССР (в объемных %)

Петрографический тип	Стекло	Плагиоклаз	Пироксены	Руды. минералы	Посторонние обломки пород	Прочие минералы
Туф ереванско-ленинского типа	73,7	14,5	4,2	3,2	4,2	0,2
„Пламенный туф“	72,2	14,5	4,6	3,0	5,3	0,6
Желтый пемзовый туф	82,3	5,4	1,9	1,5	8,3	0,6
Туфолава (игниспумит)	79,2	12,3	4,1	2,1	2,0	0,3

Минеральная фракция туфолав и пирокластических туфов представлена одним и тем же составом. Отмечаются лишь различные соотношения минеральной фракции и стекла (табл. 5), а также вариации в оптических константах отдельных минералов.

Туфо-туфолазовые образования Арагацской области формационно связаны с андезито-дацит-дацитовым вулканизмом, характеристика которого приведена в разделе «кислый вулканизм» данного путеводителя. В химическом отношении состав туфо-туфолазовых образований колеблется от андезитов до липарито-дацитов с переходом к щелочным разновидностям ряда трахиандезит-трахидацит.

Наблюдается определенное несоответствие между химическим составом стекловатой части и составом плагиоклазов.

Так, например, в нормативном пересчете состав полевого шпата отвечает олигоклазу тогда, когда в модальном составе он представлен андезином. Такое несоответствие, возможно, указывает на метаморфизм первичной магмы среднего состава за счет ассимиляции более кислых пород коры и на неполную уравновешанность минеральной фракции с новым составом мезостаза. Последний вывод подтверждается сильной оплавленностью и корродированностью большинства фенокристаллов полевых шпатов как и нормальной их зональностью.

Фиксируется уменьшение кислотности материала по мощности пласта, снизу вверх, в пределах 5—7% SiO_2 , указывающее на дифференцированность магматического расплава в очаге и на то, что формирование пласта туфа происходило не единым притоком вулканического материала, а путем постепенного нарастания мощности при непрерывном притоке отдельных его порций, представляющих последовательные импульсы извержения.

Условия формирования туфов и туфолов Армянской ССР, как и аналогичных образований других областей земного шара, являются дискуссионными. Высказываются различные предположения о типах вулканических извержений, их центрах, о природе пирокластического материала и способе его передвижения. Нет единства мнений и в классификационной терминологии.

После выяснения природы особого рода вулканических извержений—раскаленных потоков пирокластического материала—стало возможным разъяснить механизм формирования тех разновидностей вулканических туфов Армении, которые состоят преимущественно из спекшихся пепловых частиц стекла. Вместе с тем остался спорным генезис туфолов, ввиду «двойственной лавообломочной» их природы.

Термин «туфолава»* впервые был введен в литературу Г. Абигом (1899) на основании исследований, проведенных им на территории Армении. Туфолавы, по описанию Абига, представляли нечто среднее между настоящими лавами и туфами и рассматривались как породы эффузивного происхождения, первоначально представленные единым стекловатым расплавом.

Этой точки зрения придерживались все последующие исследователи, однако в 1947 г. А. Н. Заварицкий, впервые указавший на игнимбритовую природу туфов и туфо-

* Предложенный Г. Абигом термин «туфолава», как мы увидим ниже, не совсем соответствует нашим современным представлениям об условиях их образования. Для данного типа пород мы считаем наиболее приемлемым термин «игниспумит», предложенный Г. Панто (1962). Дальнейшее применение термина «туфолава» нами соблюдается условно, как глубоко укоренившееся в армянской геологической литературе понятие.

лав Армении, выдвинул идею о первоначально пирокластической структуре туфовых лав, которая, как он полагал, была утрачена вследствие интенсивного сваривания частиц раскаленного пепла. Основанием для такого вывода послужил факт «постепенного перехода» пирокластических туфов сверху вниз к туфолавам.

Дальнейшими исследованиями эта точка зрения подтверждения не получила, так как был констатирован ряд фактов (Шириян, 1961а, 1961б, Shirinian, 1966), которые противоречили такому представлению.

Достаточно указать, что были выявлены разрезы с обратным взаимоотношением туфов и туфолав.

Кроме того, ряд сравнительных с туфами физических характеристик, в частности большая пористость и небольшой объемный вес, высокая водопоглощаемость и другие показатели указывали на отсутствие процессов значительного уплотнения в туфолавах.

Постепенные переходы от туфов к туфолавам редки, а в ряде случаев наблюдается разобщенность, во времени и в пространстве, двух типов продуктов игнибритового вулканизма.

В настоящее время туфовые лавы мы рассматриваем как следствие излияния сильно вспенившейся, но не дошедшей до состояния explosивности, магмы. Это, по образному выражению А. Ритмана (1963), каркас расплава с непрерывной газовой фазой, тогда как пирокластические туфы, состоящие преимущественно из спекшихся частичек пепла, образуются почти полным распылением пироматки с образованием облака, представляющего суспензию частичек расплава в газах.

При образовании туфолав имело место лишь частичное распыление магматического расплава на обломки, погруженные в непрерывный газовой-лавовой каркас.

Природа наблюдаемых в туфолавах Армении включений объясняется не только частичным распылением магмы при расширении содержащихся в них газов. Туфолавы Армении очень часто представлены эвтакситовыми текстурами, характеризующимися параллельным расположением участков с различной пористостью.

Указанная особенность является следствием расчленения магмы на параллельные участки с неравномерным

распределением газовых составных. Крупнопористые прослойки обычно имеют подчиненное значение и в виде узких полос располагаются в более или менее равномерно пористой основной массе.

Эвтакситовая структура, обусловленная несмесимостью газовых составных, сохранилась до затвердевания потока. В связи с этим при ламинарном движении потока отдельные крупнопористые полосы растягивались и расчленились на линзовидные тела, напоминающие характерные для пепловых туфов сплюснутые включения. Иногда вследствие нарушения ламинарности движения потоков, напоминающих «фьямме» линзовидные образования пористого стекла, приобретали беспорядочное расположение, напоминая пемзово-шлаковые взрывные обломки.

Неудивительно, что туфолавовые излияния замещаются иногда излиянием обычной лавы, и в этом отношении мы полностью разделяем точку зрения о том, что между настоящей лавой и потоками эмульсии из газа, стекла и пыли имеются все переходы (Williams, 1941).

В связи с этим, касаясь вопроса терминологии, мы разделяем точку зрения (A. Rittmann, 1963) о том, что «игнимбрит» понятие не петрографическое, а скорее всего, как и термин «лава», вулканологическое и обозначает продукт определенного механизма извержения.

Много споров вызывает и вопрос о центрах извержений туфов и туфолав; некоторые исследователи считают их связанными с центральными вулканами, другие — с трещинным вулканизмом.

Большинство сторонников центральных извержений определенно указывают на связь туфо-туфолавовых извержений с деятельностью полигенного вулкана Арагац, другие считают их связанными с деятельностью многогенных шлаковых и лавовых конусов Арагацкого нагорья.

Не останавливаясь на каждой из существующих точек зрения, мы рассмотрим лишь вопрос о центрах извержений в свете новых представлений об игнимбритовом вулканизме.

Наши исследования позволяют говорить о трещинной природе игнимбритового вулканизма Армении (Ши-

рия, 1957, 1961). За последние годы аналогичная точка зрения развивается многими зарубежными исследователями (А. Rittmann, 1960, 1963; Steiner, 1960; Wetmelen van, 1961 и др.).

Мы полностью разделяем точку зрения Р. В. Белелена и А. Ритмана, считающими ошибочными тенденции сравнения игнимбритов с раскаленными тучами, которые возникают в результате извержения обычных вулканов и очень ограничены по объему.

Важным обстоятельством является указание Ритмана на то, что типичные игнимбритовые отложения возникают при условии, когда количество выделяющегося в единицу времени материала очень велико, а это может иметь место лишь в том случае, если взрывная поверхность очень обширная и выброс сотен кубических километров рыхлого взвешенного материала, в форме излившихся облаков, из жерла центрального вулкана невозможен в соразмерное время. Напротив, из раскрытых щелей (трещин), при прочих равных условиях, может быть поднято в сто, тысячу раз больше материала раскаленных облаков. Поэтому следует принять, что большие игнимбритовые покровы происходят при трещинных извержениях.

Игнимбриты Армянской ССР являются продуктами эруптивного акта, описанного (А. Rittmann, 1963) как извержение (переливание через край) раскаленных облаков. Вследствие неглубокого положения уровня взрывов извергающееся раскаленное облако не выбрасывается высоко вверх, а вытекает, расширяясь, во все стороны, обладая способностью быстрого растекания.

Есть все основания полагать, что значительная часть игнимбритовых извержений связана с кольцевыми трещинами, возникшими в связи с растягивающими силами при диапировом поднятии легких сиалических магм в районе Арагацского вулканического нагорья. Отдельные их поля связаны также с трещинами, возникшими в связи с развитием локальных структур. О большой взрывной поверхности игнимбритового вулканизма и структурной разобщенности ряда слагаемых их продуктов поля свидетельствуют петрографические

различия встречаемых в туфах посторонних обломков, состав которых, как правило, всегда идентичен с составом пород, подстилающих туфовые образования в данном районе (Шириян, 1961).

ОПИСАНИЕ ПУТИ И ОБЪЕКТОВ ОСМОТРА ПО МАРШРУТУ ЕРЕВАН—АГАРАК—ТАЛИШ—АРТИК—АРИЧ

Отрезок пути от Еревана до Верин-Талина (около 82 км) мы проезжаем по знакомой нам (по первой экскурсии) дороге.

На расстоянии 35 км от г. Еревана короткая остановка предусматривает осмотр пирокластического потока пемзового туфа, пересекаемого шоссе́йной дорогой (пункт 4 на карте маршрутов).

Поток сложен из слабо спекшихся кверху и более уплотненных книзу пемзовых туфов, имеет ширину несколько более одного километра и протягивается в направлении с севера на юг.

В разрезе туфового пласта отчетливо вырисовываются особенности структуры пемзового туфа: это мелкообломочный пепловый «цемент», в котором в беспорядке и без всяких признаков гранулометрической дифференциации материала сосредоточены бесформенные пемзовидные включения и обломки старых лав. Содержание последних составляет около 10% объема потока. Хорошо видны и некоторые включения кристаллов.

Размеры включений пемзовидного стекла и обломков лавы варьируют от микроскопических до крупных (4—8 см) кусков.

Особенности строения потока свидетельствуют о весьма быстром, наземном его перемещении и следует полагать, что расстояние от места извержения небольшое.

Под микроскопом пемзовый туф представлен мелкообломочным стеклом, содержащим в себе микроскопические включения кристаллов и обломков лав.

Наиболее мелкообломочная часть пеплового стекла имеет грязновато-желтый цвет, крупные частицы характеризуются ярко-желтой окраской, имеют волокнистое строение в продольном срезе и трубчатое или ячеистое сложение в поперечном сечении.

Минеральная часть представлена плагиоклазом, авгитом и гиперстеном. Плагиоклаз, состав которого отвечает олигоклазу (№ 38), представлен сильно оплавленными скелетными формами или обрывками кристаллов со втеками мезостазиса.

Среди включений стекла как макроскопически, так и под микроскопом можно видеть обломки плотной черной стекловатой лавы с порфировыми вкрапленниками минералов. Это включения плотной материнской магмы, в которых под микроскопом фиксируется незавершенный процесс перерождения расплава в пирокластическую массу. Хорошо виден процесс вспенивания буровато-коричневого стекла, имеющего флюидално-волокнистое строение.

Обломки старых лав имеют различный состав и структуру, они слегка окислены, некоторые из них только по наружному контуру.

Химический состав туфов приведен в табл. 6. Валовой его состав отвечает латито-андезиту, но учитывая факт наличия в туфе посторонних обломков основных по составу лав, надо полагать, что материнская магма была более кислой—андезито-дацитовый.

Следующая остановка намечена в районе сел. Та-лиш (пункт 5 на карте маршрутов).

Это в районе так называемого Кош-Шамирамского туфового покрова, прослеживаемого в широтном направлении на расстоянии 20 км вдоль южных склонов Арагаца. В строении указанного покрова, мощность которого превышает 15 м, снизу вверх, принимают участие: желтые пемзовые туфы, черные туфы еревано-ленинканского типа, туфолавы, пламенные туфы.

Особенности состава и строения покрова по всему простираанию не выдержаны и создается впечатление, что он представлен слившимися воедино отдельными пирокластическими потоками, связанными с относительно самостоятельными трещинами.

В пункте остановки мы познакомимся с хорошо обнаженной поверхностью «пламенных» туфов.

Хорошая обнаженность дает возможность составить полное представление о своеобразном макроскопиче-

ском составе и структуре этого типа продуктов игнимбритового вулканизма.

Впервые они описаны (Лебедев, 1931) как черно-красные пламенные туфолавы на основании предположения, что здесь имеются результаты первичных магматических процессов, превративших породу в кирпично-красную разновидность туфовой лавы с сохранением первичной лавы в виде линзовидных образований черного обсидианоподобного вещества.

Ошибочность такого представления очевидна, так как под микроскопом выявляется первично обломочная структура красной «цементирующей» массы.

Черные же участки представляют не что иное, как включения кусков первичных выбросов жидкой лавы, а не остаточные участки от первичного лавового потока.

Включения черного стекла имеют ленточно-флюидальное расположение. В вертикальном разрезе пласта можно видеть, что сверху вниз количество включений черного стекла увеличивается и расположенные рядами отдельные линзочки в нижней части сливаются, образуя сплошные полосы. Размеры включений крайне разнообразны, преобладают от 2 до 4 см.

Увеличение количества включений черного стекла благоприятствует лучшему спеканию пепловых частиц, в связи с чем, плотность туфа возрастает пропорционально увеличению количества включений черного стекла.

Пеплово-обломочный красный «цемент» и черные включения стекла имеют близкие составы.

Различие окрасок обусловлено интенсивным окислением железа с переходом FeO в Fe_2O_3 в рыхлой пепловой массе и сильной ограниченностью этого процесса в черных-плотных включениях стекла.

Соотношения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ от черных включений к красному обломочному цементу возрастают от 1,5 до 9,0.

В табл. 6 приведены несколько анализов «пламенного» туфа (анализы 2—3—4) и анализы черных и светлых участков из пламенного туфа р-на сел. Бюракан (анализы 5 и 6).

Особенности состава и структуры «пламенных» туфов подтверждают существующее мнение о том, что игнимбритовая магма обладала специфическими свойст-

вами, способствовавшими ее расщеплению на две несмешивающиеся жидкости (A. Steiner, 1960). Талишский разрез свидетельствует о том, что еще до эксплозии игнибритовая магма была расщеплена на многочисленные чередующиеся прослойки различного газонасыщения.

Наглядным доказательством несмесимости жидкостей служат также этакситовые структуры многих обсидиановых экструзий Армении, с некоторыми из которых мы ознакомимся в соответствующих экскурсиях.

Касаясь микроскопических особенностей «пламенных» туфов, можно указать на их типично витрокластическую структуру. Формы обломков стекла, их размеры и окраска, самые различные. Наблюдается чередование флюидално расположенных участков желто-оранжевых и коричнево-черных обособлений стекла, включающих в себя различные минералы и обломки древних лав.

Для «фьямме» характерны пузыристо-флюидалная, тонколенточная или волокнистая структуры. Некоторые плотные включения «фьямме» окислены по краям. Сильно вспученные их разновидности, в пределах контура включения, как бы разорваны высвободившимися газами на мелкие обрывки флюидалного стекла.

Бросается в глаза сильная оплавленность большинства кристаллов минеральной фракции, представленной плагиоклазами состава 37—41% An, моноклинным и ромбическим пироксенами.

Наиболее сильно оплавлены и корродированы кристаллы плагиоклазов. Некоторые из них настолько изменены, что сохранились лишь в виде переполненных включениями стекла «скелетных форм».

Касаясь вопроса о центре извержений рассматриваемого нами участка пламенных туфов, мы хотим обратить внимание на следующее обстоятельство. В покров «пламенных» туфов врезан овраг глубиной 10—12 м и протяженностью несколько километров. По бортам оврага обнажаются наиболее сваренные туфы, причем весьма богатые включениями черной лавы («фьямме»).

В южном направлении, при удалении от направле-

ния фиксированного оврага, количество «фьямме» постепенно убывает. Соответственно уменьшается и степень спекаемости.

Обращает на себя внимание близширотное направление оврага при радиальном от вершины Арагаца стоке вод и развитии эрозионных форм рельефа в том же направлении.

Из вышеизложенного напрашивается вывод. Не фиксирует ли извилистый профиль оврага трещину, через которую имело место переливание и растекание в стороны пирокластического материала?

После осмотра обнажений «пламенных» туфов опять-таки по знакомой нам дороге мы проедем до районного центра Верин Талин, откуда наша дорога сворачивает на север, пересекая андезитовые и андезито-дацитовые лавовые потоки, налегающие местами на «пламенные» туфы.

Часть потоков андезитовых лав берет начало от группы вулканических конусов—Мусху; группа конусов Мусху видна по правую сторону дороги, не доѐзжая сел. Мастара, с равнины, сложенной аллювиально-пролювиальными образованиями.

Расположенная на западных отрогах Арагацкого массива, в пределах абсолютных отметок 1700—2000 м, г. Мусху представлена тремя вулканическими конусами, сложенными андезито-дацитами, шлаками и пемзами. Со стороны сел. Мастара хорошо виден западный пемзово-шлаковый конус, на ровной усеченной вершине которого залегают туфы и туфолавы.

После сел. Мастара начинается подъем на лавовое плато, сложенное андезитоидными дацитами.

На плато предусмотрена короткая остановка для осмотра обнажений указанных лав (пункт 6 на карте маршрутов).

Центрами излияний андезитоидных дацитов является система трещин северо-запад—юго-восточного направления и вулканический центр Цахкасар, расположенный на юго-восточном их окончании.

Андезитоидные дациты, по которым нам предстоит проехать около 15 км пути, представлены серыми, светло-серыми, смоляно-черными и розовыми разновидностями.

Под микроскопом лавы имеют порфиристую структуру с микролитовой, гиалопилитовой или пилотакситовой структурой основной массы. Порфиристые выделения представлены плагиоклазом, пироксенами, мелкими зернами магнетита; иногда присутствует биотит.

Плагиоклаз в лавах представлен кристаллами нескольких генераций с колебаниями содержания анорта от 30 до 50%. Наиболее основные из них представлены крупными таблитчатыми фенокристаллами (3×3 мм), а наиболее кислые—мелкими микролитами.

Пироксены представлены гиперстеном и авгитом.

Химические анализы лав приведены в табл. 6 (анализы 7, 8 и 9).

Проехав по дацитовому плато до сел. Маралик, мы окажемся в пределах западной границы Артикского туфового поля. Дорога до известного центра камнедобывающей промышленности Советской Армении, города Артик, от Маралика проложена по туфовым полям, местами покрытым наносами.

Артикское туфовое поле расположено на северо-западном склоне Арагацского нагорья и занимает площадь более 250 кв. км.

Артикское туфовое поле известно главным образом как месторождение туфолавы, где производится основная ее добыча в республике. Помимо туфолав попутно разрабатываются типичные пирокластические туфы, имеющие здесь подчиненное значение.

Наибольшей известностью пользуются туфолавы фиолетово-розовой окраски, которые иногда просто называются туфами артикского типа.

Район месторождения изрезан рядом оврагов, что позволяет установить следующую последовательность образования вулканических продуктов: в основании туфо-туфоловых образований залегают андезитобазальтовые или андезито-дацит-дацитовые лавы. Начало игнимбритового вулканизма отмечено извержениями агломератовых потоков и эксплозивными выбросами пемзы и пемзового песка. Указанные образования колеблются в мощности от 0,5 до 40 м и на Пемзашенском участке Артикского туфового поля разрабатываются для получения кусковой пемзы. Фаціаль-

но с этой стадией вулканизма связано и образование пирокластических потоков желтого пемзового туфа. После небольшого перерыва отмечается новое извержение пирокластического материала, с чем связано образование нижнего горизонта черно-красных туфов еревано-ленинканского типа. В районе Арктикского туфового поля указанные образования пользуются ограниченным распространением, хотя в отдельных участках достигают 3—4 м мощности и разрабатываются. Образование промышленного слоя широко разрабатываемой туфолавы, мощностью до 30—35 м, связано с последующей стадией вулканизма. Завершающим актом игнимбритового вулканизма является извержение еще одного пирокластического потока, обусловившего образование над туфолавами слоя красного пирокластического туфа еревано-ленинканского типа. Граница раздела между туфолавами и залегающими выше красными пирокластическими туфами не всегда выражена достаточно четко, поскольку извержения в виде «непрерывного газово-лавового каркаса» и «суспензии частичек расплава в газах» иногда следовали друг за другом с небольшими перерывами и ввиду еще достаточно горячего состояния материала сваривались по всей поверхности соприкосновения. И вполне закономерно, что в таких случаях структурный переход от одного состояния материала к другому происходит в весьма узком интервале слоя.

Туфолововый слой не является гомогенным потоком, связанным с единым центром извержения. Он сложен из многочисленных потоков отдельных трещинных извержений. Этим объясняются наблюдаемые в пределах Арктикского туфоловового поля частые изменения структуры, цвета и других физических особенностей туфолав.

Физико-механические показатели в вертикальном и горизонтальном разрезах меняются в следующих пределах: удельный вес 2,46—2,60, объемный вес 0,73—1,76 г/см³, пористость (в %)—29,7—71,4, водопоглощение (в % по весу)—7,0—51,5, предел прочности на сжатие от 22 до 348 кг/см².

Непостоянны и химические показатели туфолав (табл. 6).

Обладая большим сопротивлением к выветриванию, туфолава великолепно сохраняется в различных атмосферных условиях, не боясь жары, мороза и влаги.

Долговечность туфолав сочетается с другими их высокими качествами. К ним относится небольшой объемный вес, достаточно высокая прочность, декоративность и легкость обработки. Туфолавы легко пилятся обыкновенной пилой и гвоздятся. Благодаря большой пористости они могут быть использованы как фильтры. Отходы туфолав применяются для получения искусственных туфоблоков и в качестве гидравлической добавки к бетону.

После осмотра некоторых карьеров туфолав мы направимся к интересному обнажению, полосчатых лав, расположенному в пределах арктического туфового поля, в Кипчагском овраге, под монастырем Арич. Сам монастырь Арич представляет большой интерес как памятник архитектуры Армении, построенный в XIII веке из местной туфолавы.

Полосчатые лавы под монастырем Арич обнажаются в виде обрывистой высокой скалы шириной 15—20 м (рис. 21).

В основании полосчатых лав, судя по обнажениям левобережной части оврага, залегает нижний горизонт пирокластических туфов еревано-ленинаканского типа.

Относительно природы полосчатых лав существуют две точки зрения. Согласно первой из них эти породы являются настоящими лавовыми потоками, а другой—представляют собой сварившиеся на месте пирокластические материалы.

Правильное решение вопроса имеет большое познавательное значение по той простой причине, что полосчатые лавы снизу вверх совершенно постепенно переходят в розовые туфолавы, природа которых также дискуссионна.

Полосчатые лавы Арича внешне представляются как типичные эвтакситовые лавы, состоящие из чередующихся между собой темно-серых и светло-серых горизонтальных полос, расположенных почти параллельно друг к другу. Уже из беглого осмотра обнажения нетрудно видеть, что основная масса породы представ-

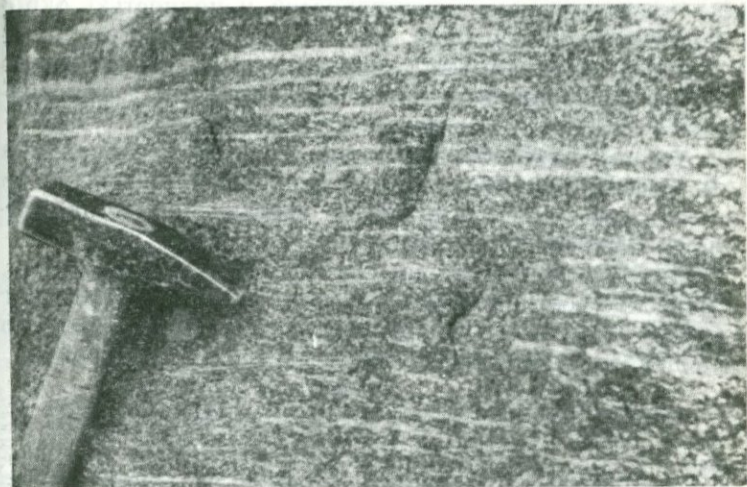


Рис. 21. Обнажение полосчатых лав у села Арч.

Фото К. Г. Шириняна

лена плотной темно-серой массой, по внешнему облику ничем не отличающейся от известных в районе дацитовых лав.

Светлые полосы породы не образуют выдержанных прослоев с определенным порядком расположения: они то, выклиниваясь, прерываются, то снова увеличиваются в своем числе. Толщина светлых полос колеблется от нескольких миллиметров до 2—3 см. В темно-серой основной массе породы светлые участки представлены также в виде равномерно распределенной вкрапленности. По структуре светлые участки довольно крупные, мелкопористые, пемзовидные.

Отличия темно-серых и светлых участков полосчатых лав более очевидны под микроскопом.

Под микроскопом темные участки полосчатой лавы имеют криптокристаллическую или витроандезитовую структуру с порфиоровыми вкрапленниками моноклинного и ромбического пироксенов и магнетита.

Светлая же часть, при том же составе вкрапленников, представлена сильно пористой и полностью окристаллизованной основной массой из анортоклаза, кристобалита и тридимита, сильно опациitizedированного (гематитизированного) пироксена, игольчатых кристалликов апатита.

Темная часть породы, по описанию Д. С. Белянкина и В. П. Петрова (Белянкин, Петров, 1949), представлена нормальным трахидацитом, а светлая—кристобалито-анортоклазовым трахидацитом.

Нижеприведенные, по данным тех же авторов, химические составы темных и светлых полос, выявляют близкие их сходства за исключением воды и несколько большей окисленности железа в светлой части породы.

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

В разрезе полосчатых лав Арича мы видим еще один пример расслаивания родоначальной магмы на два несмешивающихся расплава.

Расщепление магмы на две несмешивающиеся жидкости, при близости химического состава соответствующих обособлений, указывает на газовую ликвацию первичного расплава. И нельзя не согласиться с выводом о том, что своеобразная кристаллизация светлых полос породы является результатом воздействия газов (Белянкин, Петров, 1949).

Судя по структуре полосчатых лав Арича, расщепление магмы на несмесимые части начинается с образования множества изолированных газовых пузырьков, которые по мере уменьшения давления, постепенно сливаются в сплошные линзовидные полосы.

Как мы уже указали, полосчатые лавы кверху постепенно переходят к розовым туфолавам. Следовательно, они являются нижней частью туфолав. Различия сводятся к степени вспученности и окисленности, выраженной в верхней части разреза наиболее интенсивно.

Выше было отмечено, что первичная лавовая природа полосчатых пород Арича вызывает споры и что, по мнению некоторых исследователей, это сварившиеся на месте пирокластические материалы.

В обоснование этой точки зрения выдвигаются два довода: первый, что в верхних частях разреза полосчатая лава совершенно постепенно переходит в «настоящие пирокластические туфы» (Заварицкий, 1947), и второй, что в полосчатой лаве содержатся спекшиеся с основной массой различные обломки.

Первый довод исходит из представлений о пирокластической природе туфолав (Заварицкий, 1947), с которым трудно согласиться. Что касается вопроса наличия обломков в полосчатых лавах, то этот вопрос заслуживает рассмотрения.

Во-первых, следует отметить, что обломки в целом не являются характерной составной частью как полосчатых лав, так и вышерасположенных туфолав. Они распределены в объеме полосчатых пород крайне неравномерно, иногда совершенно отсутствуют и имеют различную природу.

В составе полосчатых лав выделяются обломки старых лав андезито-базальт-андезитового состава и обломки, аналогичные по составу с полосчатыми лавами. Первые представлены большей частью мелкими (2—3 см), реже крупными (до 30 см и более) обломками, покрытыми тонкой коркой лавы, в которую они погружались. Вторая группа обломков представлена окисленными осколками материнской магмы. Большинство этих обломков имеет вытянутые формы и ориентировано согласно направлению течения лавы.

Деформация обломков указывает на еще пластичное их состояние при ламинарном движении потока. Высокая их окисленность по сравнению с основной массой не оставляет сомнения, что окисление происходило до излияния лавы. Возможно, что рассматриваемая группа

Таблица 6

Химические анализы пород, осматриваемых в пути Ереван—Агарак—Талиш—Артик—Арик

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	61,49	60,04	61,30	61,12	61,50	62,88	63,65	64,75	63,39	65,80	66,76	63,10	58,00
TiO ₂	0,94	0,94	0,90	0,90	0,64	0,74	0,44	0,58	0,74	0,80	0,65	0,88	0,84
Al ₂ O ₃	18,83	17,77	16,05	17,85	16,45	16,41	18,60	14,64	14,55	17,72	16,26	17,75	17,14
Fe ₂ O ₃	2,21	2,82	5,87	4,33	4,38	2,47	3,83	5,22	2,66	3,14	2,97	3,10	4,00
Fe	0,43	1,30	0,48	0,62	0,48	1,60	1,78	0,58	1,49	0,71	1,51	0,14	0,71
CaO	3,67	4,73	4,15	4,20	3,00	3,02	3,67	2,34	3,20	2,92	1,86	3,47	6,55
MgO	1,67	1,91	1,62	1,80	1,35	1,76	1,99	0,99	1,72	1,00	1,19	1,39	1,81
MnO	0,09	0,13	0,07	0,07	0,07	0,04	0,08	0,06	0,10	0,10	0,06	0,07	0,12
Na ₂ O	4,35	4,75	4,42	3,62	3,52	3,06	3,06	5,46	4,06	5,12	4,85	5,41	3,90
K ₂ O	3,25	2,60	3,76	3,90	3,26	3,43	1,78	2,24	3,18	3,36	4,56	3,45	3,56
H ₂ O ⁻	0,27	0,06	—	—	0,20	0,42	0,37	0,55	0,30	—	0,13	0,06	—
H ₂ O ⁺	2,33	2,25	1,28	1,74	6,08	3,46	1,25	2,38	1,71	0,20	0,34	0,24	4,20
	99,53	99,30	99,90	100,15	100,93	99,29	100,0	99,70	100,1	100,87	100,19	99,35	100,83

1. Пемзовый туф, Агарак.

2. Пламенный туф, Талиш.

3. Пламенный туф, Берин Талин.

4. Пламенный туф, Бюракан.

5—6. Основная окисленная масса (5) и черные включения „пламенного“ туфа, Бюракан.

7—8—9. Андезитовидные дациты района вулканич. центра Цахкасар

10. Туфолава, Артик.

11. Туфолава, Артик.

12. Туфолава, Артик.

13. Туфолава, Артик.

Аналитик З. Гаспарян.

Аналитик З. Гаспарян.

Аналитик С. Дехтрикян.

Аналитики С. Дехтрикян, Г. Джрбашян.

Аналитик С. Дехтрикян.

Аналитики С. Дехтрикян, А. Петросян, Г. Джрбашян.

Аналитик С. Дехтрикян.

Аналитик Г. Джрбашян.

Аналитик А. Петросян.

Аналитик А. Петросян.

обломков представляет окисленный в вулканическом канале поверхностный слой полузатвердевшей лавы. Разламывание и расчленение поверхностной корки на обломки происходило при каждом новом подъеме магмы в канале без заметных эксплозивных явлений. Таким образом, рассматриваемые обломки представляют скорее всего обособившиеся при соответствующем механизме излияния беспорядочно расположенные включения той же материнской магмы в окисленном виде.

В целом, касаясь петрогенезиса полосчатых лав. Арича, можно указать, что это этакситовые лавы, отдельные участки которых, в силу вышеизложенного механизма образования, характеризуются атакситовой структурой.

На примере Аричского обнажения доказывається беспспорная первично эффузивная природа туфолав.

II. ГЕГАМСКОЕ ВУЛКАНИЧЕСКОЕ НАГОРЬЕ

Общие сведения

Гегамское вулканическое нагорье, приуроченное к складчатой зоне Армении, точнее, зоне Анкавано-Сюникского глубинного разлома, входит в состав верхнеплиоцен-четвертичной Северной вулканической дуги (К. Карапетян, 1966). Северная дуга, протяженностью около 550 км, выражена выпукло обращенной к северу вулканической зоной, обрамленной серией небольших молодых впадин; начинается она севернее гор. Карина (Эрзерум) и с запада на восток и юго-восток последовательно протягивается через Карское плоскогорье, массив г. Арагац, Гегамское нагорье, Айоцзор-Вардениское нагорье и Сюникские горы.

Гегамское нагорье выражено крупным (~60×35 км) пологим массивом, ориентированным в северо—северо-западном направлении; с востока оно граничит с Севанской котловиной, с севера и запада с серией впадин, из которых наиболее значительной является Ереванская. Нагорье сложено главным образом продуктами деятельности неогеновых и четвертичных вулканов. Значительная часть вулканов (а их более 100) образу-

ет эшелонированную, чрезвычайно эффективную водораздельную цепь, многие вершины которой превышают 3000 м.

Молодой, позднеорогенный вулканизм в области Гегамского нагорья начинается в условиях общего воздымания складчатой области Армении в послесарматское, вероятнее всего, в среднеплиоценовое время. В результате деятельности полигенных вулканов образовалась мощная (до 600—650 м) гегамская свита, выраженная разнообразными агломератами, туфобрекчиями, туфами, песками и пеплами, пронизанными лавовыми потоками, силлами и дайками. Состав пород андезитовый, дацитовый, реже андезито-базальтовый и липарито-дацитовый; местами низы свиты гидротермально изменены. Образования свиты, обнажающиеся в виде отдельных «окон», образуют отчетливые складки северо-западного (обычно 310—320°) простирания.

После перерыва, в течение которого происходило пролювиальное переотложение пород свиты по периферии растущего нагорья, начинается новый этап вулканической деятельности. В этот период, возможно также среднеплиоценовый, ареально (многовыходно) извергаются породы трахиандезитовой формации. Центры извержений представлены куполами и линейно-локальными вулканами; продукты извержений выражены главным образом лавовыми потоками. Среди пород формации преобладают трахиандезиты, менее развиты трахидациты, трахилипариты, трахиты, трахиандезито-базальты; в формировании их состава существенную роль играли процессы ликвации. Породы формации дислоцированы в том же плане, что и образования гегамской свиты. Извержения обоих этапов выходили за пределы современного Гегамского нагорья.

С верхнего плиоцена на Армянском нагорье и в Закавказье начинается новый вулканический цикл. Проявления этого цикла уже связаны с тремя обособленными, самостоятельными вулканическими зонами (Транскавказская поперечная зона и продольные Северная и Южная дуги), каждая из которых характеризуется своими типами вулканизма и своими же магматическими формациями. Собственно в течение этого цик-

ла, особенно в четвертичном этапе, и формируется Гегамское нагорье как самостоятельная вулканическая область и геологоструктурная единица.

На Гегамском нагорье, как и во всей Северной дуге, начало цикла знаменуется извержениями пород липаритовой формации. Извержения носили ареальный характер; вулканы выражены достаточно хорошо сохранившимися моногенными куполами, расположенными на западной периферии и на водоразделе нагорья. Деятельность куполов была весьма разнообразного характера: кроме обычных выжимок, происходили извержения лавовых и агломератовых потоков, мощные эксплозии и т. д. Куполы возникали на локальных трещинах, связывающих с поверхностью близповерхностный и, вероятно, изолированный и единый для всего Гегамы вулканический очаг.

Породы, представленные лавами, обсидианами, перлитами, брекчиями, пемзами и др., имеют липаритовый и, частично, липарито-дацитовый состав. Образование формации связано с магмой, имеющей состав, близкий к липариту; скорее всего, как это признается большинством исследователей, эта магма имеет коровое, палингенное происхождение.

В четвертичном периоде в границах Гегамского нагорья извергаются породы андезито-базальтовой формации, покрывшие площадь свыше 1500 км². Извержения этой формации, представленной в основном лавами, происходили с перерывами в ранне-, средне- и поздне-четвертичное время.

Вулканическая деятельность этого периода имела классический ареальный характер. Эрупции происходили из многочисленных (до 100) моногенных центров, представленных шлаковыми и лавовыми конусами, вулканами гегамского типа и линейно-локальными вулканами. Центры извержений отмечают локальные и недолговечные, без видимых смещений крыльев, трещины, связующие вулканы с единым для нагорья вулканическим очагом, верхняя поверхность которого залегает на глубине порядка 2—3 км.

С течением времени, в связи с подъемом, выпучиванием нагорья, вулканы, рассеянные вначале более

или менее равномерно, аккумулируются в узкие зоны и отдельные кучные группы. Главная такая зона, оформившаяся в позднечетвертичное время, образует уже упомянутую водораздельную цепь вулканов, маркируя замковую часть Гегамского поднятия. Вместе с такой направленной миграцией центры извержений начинают проявлять тенденцию к полигенности. Возникновение таких вулканов (сложные шлаковые конусы, вулканы гегамского типа) определенно указывает на повышение степени стабильности подводящих каналов, а следовательно, и трещин.

В составе формации преобладают андезито-базальты; несколько меньшим развитием пользуются андезиты, и очень редки базальты. Большим распространением пользуются оливиновые разности; породы роговообманкового состава составляют исключение. Окончательное формирование состава лав происходило в ходе «очаговой» эволюции базальтовой магмы, поступающей в общий для всех четвертичных вулканов нагорья близповерхностный очаг по Анкавано-Сюникскому разлому.

ЭКСКУРСИЯ ЕРЕВАН—ВУЛКАН АТИС—ВУЛКАН ГУТАНСАР— —ГЮМУШ—АРЗНИ—ЕРЕВАН

ОПИСАНИЕ ПУТИ ЕРЕВАН—ВУЛКАН АТИС

Маршрут начинается от сквера им. Хачатура Абовяна, откуда дорога полого поднимается на Котайкское плато, сложенное в этой части верхнеплиоценовыми долеритовыми базальтами (окаймляющими город с севера и северо-востока в виде амфитеатра), перекрытыми андезито-базальтовыми потоками котайкской группы четвертичных вулканов и местами черно-красными игнимбритовыми туфами еревано-ленинканского типа.

На этой территории расположены многочисленные центры извержений, представленные лавовыми и шлаковыми конусами.

С Котайкского плато открывается красивая панорама на величественный библейский Арарат (на юге), вулканические массивы Арагац и Араилер (на западе) и на их северное продолжение—Цахкуняцкий и Памбакский хребты. С востока в близмеридиональном направлении протягивается Гегамское вулканическое

нагорье с насаженной на водоразделе цепью заснеженных четвертичных вулканов.

Далее, к северу, около двенадцати километров, дорога проходит по четвертичным андезито-базальтам и верхнеплиоценовым долеритовым базальтам до «Эларских ворот»—выступов, сложенных дислоцированными долеритовыми базальтами.

За «Эларскими воротами» открывается вид на широкое лавовое плато, венчающееся вдали вулканами Гутансар (на севере) и Атис (на северо-востоке).

Плато это, сложенное внизу также верхнеплиоценовыми долеритовыми базальтами, перекрыто здесь уже верхнеплиоцен-нижнечетвертичными перлитами и липарито-дацитами, а также четвертичными андезито-базальтовыми лавами, начинающимися с южного подножья вулкана Гутансар (с вулкана Цахкот) и с западных склонов Гегамского нагорья.

В южной части описанного плато раскинулся молодой город-спутник Абовян (Элар) с многочисленными современными многоэтажными жилыми домами и административными зданиями, заводами и т. д.

В 150—200 м к северу от указанных «ворот», от шоссе к востоку, ответвляется дорога, ведущая к вулкану Атис.

В одном—двух километрах от поворота, справа от дороги, видны заброшенные карьеры белых кварц-полевошпатовых пемзовых песков, по данным большинства исследователей, генетически связанные с вулканом Атис.

От карьеров дорога сворачивает на север и, проходя по восточному подножью куполовидного останца долеритовых базальтов (продолжения «Эларских ворот») и отрогов, сложенных липарито-дацитовыми лавами вулкана Гутансар (через сс. Тазагюх, Елгован), выходит к небольшой Елгованской долине, сложенной вулканогенными породами капутанской свиты, перекрытой аллювиально-делювиальными отложениями.

Здесь дорога разветвляется. Одна продолжается на север и по западному подножью г. Атис идет к сс. Капутан, Кянкян и далее на водораздел Гегамского вулканического нагорья. Другая дорога, отходя на восток, параллельно южному подножью г. Атис проходит через

сс. Акунк, Зар и, огибая гору Атис с востока, в северо-восточной части ее соединяется с первой.

Проехав по второй дороге 2—3 км, мы остановимся у с. Акунк (пункт 9 на карте маршрутов), где после краткого ознакомления с общими особенностями строения и состава свиты липарит-липарито-дацитовых лав вулкана Атис подойдем к подножью горы для осмотра взаимоотношения липаритовых пород вулкана Атис с подстилающими их долеритовыми базальтами, андезит-базальтами капутанской свиты и перекрывающими их андезито-базальтами вулкана Харамблур.

ВУЛКАН АТИС И ЕГО ПРОДУКТЫ

Вулкан Атис представляет собой куполовидную постройку диаметром основания около 1500 м и относительной высотой 350 м. В плане он имеет в общем изометричную форму, слегка вытянутую в широтном направлении; площадь основания равна около 2 км².

На вершине вулкана с восточной стороны имеется небольшая, открывающаяся к юго-востоку блюдцеобразная впадина, напоминающая кратер. Она расчленяет вершинную часть вулкана на две куполовидные возвышенности: южную, высокую—главную вершину (2530 м) и низкую—северную.

Вулкан Атис и пьедестал (капутанская свита) вместе образуют крупный, морфологически четко выделяющийся в рельефе массив, известный под названием гора Атис (рис. 22, 23).

Генетическая неоднородность строения горы морфологически хорошо отмечается отчетливым перегибом в рельефе и сетью оврагов, начинающихся прямо у подножья вулкана Атис и достигающих основания горы.

В плане гора имеет форму угловатого эллипса, ориентированного в меридиональном направлении; длинная ось ее равна 9—10 км, короткая—5—6 км. Площадь основания горы равна 33 км². Вершина горы (собственно вулкана Атис) над Елгованской долиной возвышается на 1060 м.

С запада гора обтекается липарито-дацитовыми лавами Гутансара, а с севера, востока и с юга—четвер-

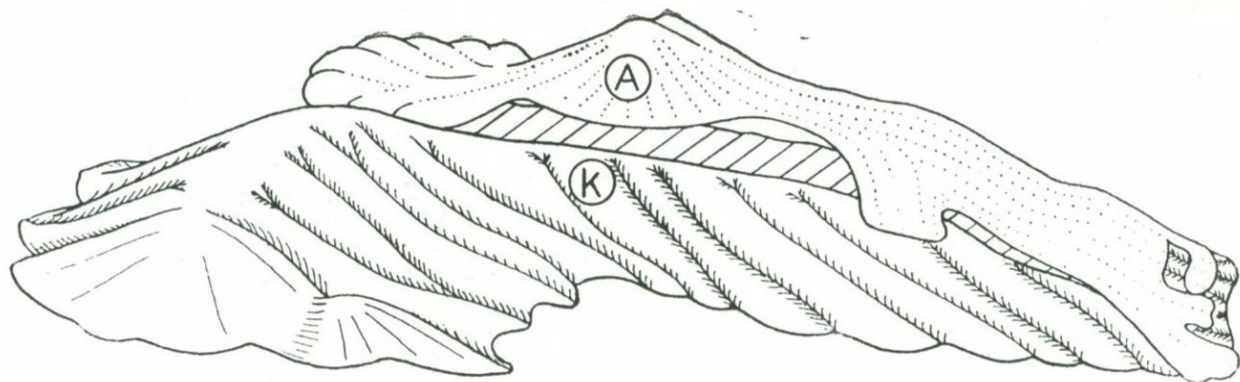


Рис. 22. Схема строения горы Атис.

По С. Г. Карапетяну.

А—атисская свита (верхний плиоцен—нижний постплиоцен): липариты, липарито-дациты, обсидианы, перлиты. К—капутанская свита (нижний-средний плиоцен): андезито-дациты, андезито-базальты. Косая штриховка между двумя свитами—уровень предполагаемого цепенлена.

тичными андезито-базальтовыми лавами Гегамского нагорья.

От вулкана Атис радиально в стороны (по поверхности нижней капутанской свиты) отходят потоки липаритовых, обсидиановых, перлитовых и липарито-дацитовых лав (атисская свита), достигающих основания горы. Площадь, занятая кислыми эффузивами в пределах массива, составляет около 25 км², объем—2,5—3 км³.

Деятельность вулкана Атис, как и описанного выше вулкана Артени, начиналась с взрывов и отложений перлит-пемзовых пирокластических образований, с которыми связаны, возможно, и эларские пемзы.

После взрывов излилась липаритовая лава (1 акт), растекшаяся по поверхности капутанской свиты в основном на юг, в сторону наибольшего наклона рельефа. Липариты большей частью перекрыты более молодыми потоками. Наибольшая мощность липаритов отмечается у южного и юго-западного подножья горы, в овраге с пещерой и у церкви святого Погоса и Петроса (Петра и Павла), хорошо видимых со стороны стоянки экскурсионных машин.

В первом овраге можно увидеть следующий разрез.

В самом низу, у поймы оврага, обнажаются андезитовые и андезито-базальтовые лавы, подстилающей кислые эффузивы, капутанской свиты. У выхода оврага к Елгованской долине, слева, обнажается куполовидный останец верхнеплиоценовых долеритовых базальтов, залегающих на капутанской свите.

Породы капутанской свиты и долеритовые базальты перекрываются потоками липаритовых лав вулкана Атис, имеющих стекловатую черно-бурую обсидиановую подошву (1 акт извержения); общая мощность липаритов и обсидианов на этом участке достигает 30—50 м.

Выше над липаритами залегают породы второго акта извержения вулкана Атис—перлитовые обломочные породы (агломератовый поток), имеющие местами также стекловатую обсидиановую подошву. По строению и составу (табл. 7) эти потоки очень похожи на Арагацский перлитовый поток вулкана Артени. Продолжение этих пород видно также на южных юго-восточных

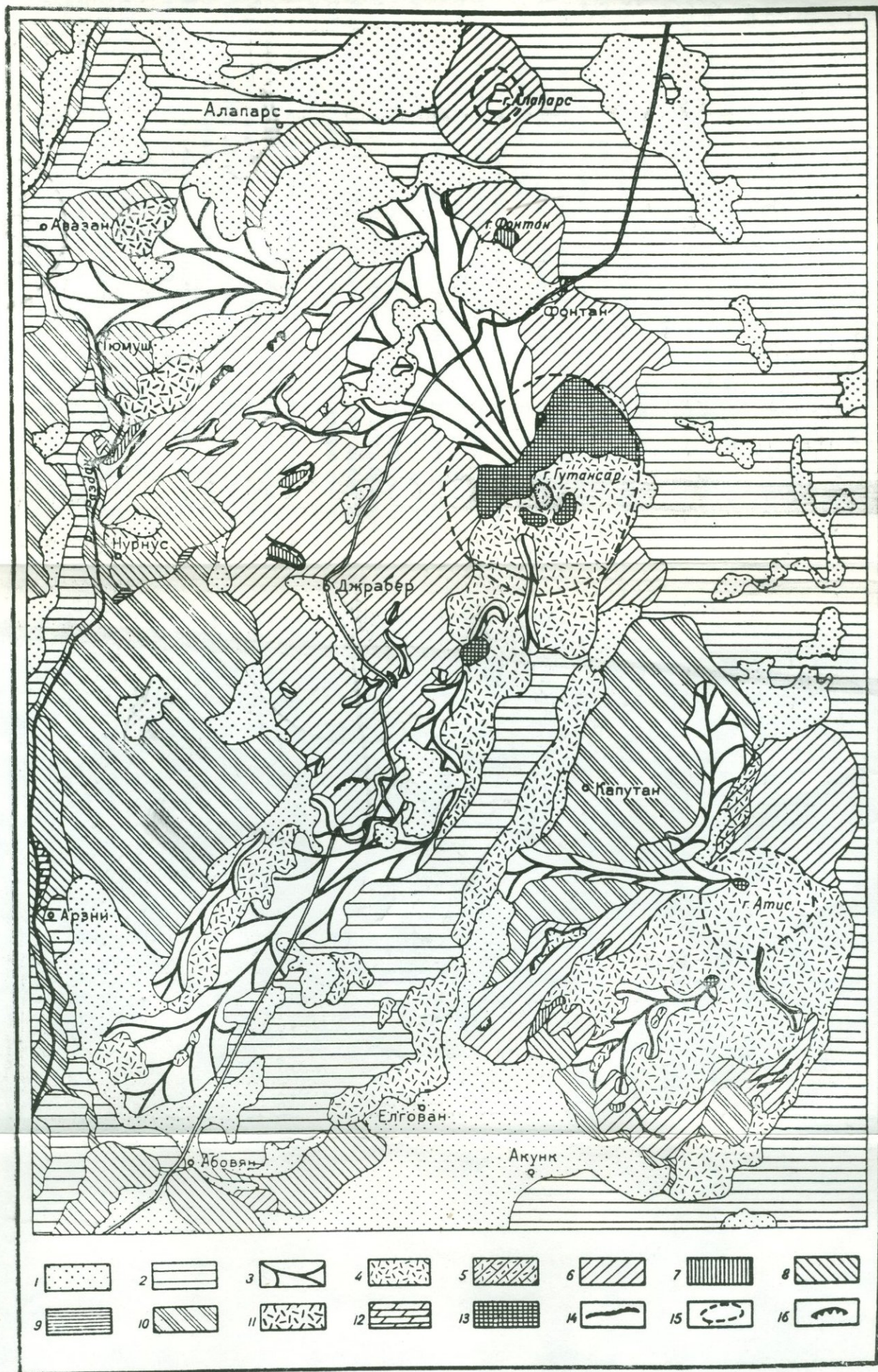


Рис. 23. Схематическая геолого-петрографическая карта района вулканов Апис и Гутансар.

Составил С. Г. Карапетян.

1—аллювиальные, делювиальные и пролювиальные отложения; 2—четвертичные андезито-базальтовые и базальтовые лавы; 3—андезитовые и андезито-базальтовые лавы Аписской и Гутансарской групп четвертичных вулканов; 4—липарито-дацит-дацитовые лавы вулканов Апис и Гутансар; 5—перлит-пемзовые пирокластические образования вулкана Апис; 6—обсидиановые и перлитовые лавы вулканов Апис и Гутансар, Фонтан и Алапарс; 7—липаритовые лавы—«нижние», вулканов Апис, Гутансар, Фонтан; 8—базальтовые лавы, преимущественно с долеритовой структурой; 9—диатомиты и диатомовые глины; 10—нижне-среднеплиоценовые дациты, андезито-дациты, андезиты и андезито-базальты районов сс. Нурнус и Капутан (капутанская свита); 11—липарито-дациты куполов Гюмуш и Авазан; 12—сарматские глины, известняки и др.; 13—шлаки и шлаковые вулканические конусы; 14—обсидиановые зоны в липаритах и перлитах; 15—контуры вулканических построек; 16—карьеры.

склонах горы. Площадь, занимаемая ими, равна около 12—15 км², при мощности от 10—15 до 100 м. Площадное их развитие обусловлено слиянием отдельных потоков.

Наиболее длинный из потоков прослеживается от основания вулкана Атис до юго-западного подножья горы, имея длину 5,5—6 км.

На южных и юго-восточных склонах горы в этих перлитовых породах прерывисто выступают карнизы черных обсидианов, указывающих, вероятно, на двух-трехкратные извержения этих пород.

Аналогичными породами сложен также небольшой изометричный в плане (капутанский) отрог, находящийся в северо—северо-восточной части массива. Площадь его основания равна 4—4,5 км², высота—100—200 м, объем материала—0,45 км³. На отдельных участках отрога зафиксированы липаритовые и обсидиановые дайкообразные тела.

После некоторого покоя в деятельности вулкана снова произошли взрывы, в результате которых образовались пирокластические перлит-пемзовые породы.

Они сохранились лишь на поверхности описанного выше Капутанского отрога, в одноименном овраге, откуда население вывозило их для строительных нужд. После этого на размытую поверхность липаритовых пород излились буровато-серые флюидальные липарито-дацитовые лавы, имеющие сверху матово-черную стекловатую корку (табл. 7).

Конечные фронтальные части этих потоков на относительно крутых склонах горы ныне размыты, поэтому уцелевшие потоки и покровы кончаются крутыми карнизами высотой от 4 до 25 м, прерывисто обрамляющими восточные, южные и западные склоны массива. Суммарная площадь, занятая липарито-дацитовыми лавами, включая и купол, равна 10—12 км².

Более вязкие порции липарито-дацитовых лав образовали современную вулканическую постройку Атиса. В центральной части вершины преобладают автолавобрекчии и пузыристые шлаковидные разности этих лав. Флюидальные разности здесь имеют очень крутые падения (70—80°). От центра к перифе-

рии и особенно к югу углы падения постепенно выполаживаются и по простиранию переходят в флюидальные потоки; последние залегают на южном склоне купола в виде плит и черепиц. При сопоставлении замеров углов падений лав выявляется веерообразная структура всего купола в целом, с центром излияния на месте современной вершины. Вулканическая постройка сама образовалась от выжимания и наслоения липарито-дацитовых лав над устьем канала вулкана, откуда первоначально изливались липаритовые, обсидиановые и перлитовые лавы. Вулкан по механизму образования соответствует экзогенным куполам по Вильямсу (Williams, 1932).

Липарито-дацитовые лавы, в отличие от аналогичных лав других подобных вулканов, характеризуются афирмовой структурой; основная масса обладает микрофельзитовой, фельзитовой и местами микролитовой структурами.

Бурые полосы и участки характеризуются относительно большей пористостью. Стенки пор и трещин часто инкрустированы таблитчатыми агрегатами кристобалита и клиновидными двойниками тридимита.

В строении вулкана Атис, как и Артени, наблюдается эволюция состава продуктов от липаритов до липарито-дацитов и дацитов (табл. 7).

В четвертичное время, в связи с возобновившейся вулканической деятельностью области, на г. Атис последовательно возник ряд вулканов—Тех, Гцаин, Текблур и Харамблур. Из них Гцаин территориально тяготеет к гребню Капутанского отрога (верхняя часть капутанской свиты), а остальные три—к вулкану Атис, располагаясь на его склонах и у подножья (рис. 23). В местах прорывов образовались небольшие лавовые (Гцаин) и шлаковые конусы, ныне сильно размытые. От вулканов в стороны отходят ленточные потоки андезитовых (Гцаин, Тех) и андезито-базальтовых лав (Текблур, Харамблур), длиной 1,6—3,2 км, достигающие основания горы.

Фронтальная часть андезито-базальтового потока вулкана Харамблур в виде четкого карниза, повторяющего поверхность липарито-дацитовых лав, хорошо вид-



Рис. 24. Вулкан Атис. Вид с юга.

Рис. С. Г. Карапетяна.

В нижней части видны обнажения андезито-базальтовых лав (1) капутанской свиты и перекрывающие их долеритовые базальты (2). Над ними карнизы липаритовых и липарито-дацитовых лав с обсидиановой подошвой (3). Верхний немощный карниз (4) представлен четвертичными андезито-базальтовыми лавами.

на на южном склоне г. Атис с места стоянки экскурсии (рис. 24).

ОПИСАНИЕ ПУТИ ВУЛКАН АТИС—ВУЛКАН ГУТАНСАР

После ознакомления с вулканом Атис участники экскурсии по уже знакомой дороге возвратятся в город Абовян и продолжат путь по шоссейной дороге на север, в сторону вулкана Гутансар.

За городом Абовян начинается небольшой спуск и там, слева от шоссе, ответвляется дорога к курорту все-союзного значения—Арзни, расположенному в живописном каньоне р. Раздан.

Далее, к северу, оставшиеся 5—6 км пути проходят по андезито-базальтовым лавам. Затем, с помощью нескольких пологих серпантинов, дорога поднимается на полого наклонное к югу плато, сложенное преимущественно перлитовыми породами, местами перекрытыми потоками андезито-базальтовых лав вулкана Цахкот. Последний расположен на южном склоне вулкана Гутансар и хорошо виден с шоссейной дороги.

Указанное плато с юга оконтуривается серпантинными дорогами, с востока—западными склонами вулкана Гутансар, с севера—шоссейной дорогой, ведущей из села Фонтан к городу Чаренцавану, с запада—отрезком железнодорожной и шоссейной дорог от города Чаренцавана до сс. Гюмуш и Нурнус. Почти по указанному контуру и проходит маршрут экскурсии.

У первых серпантинных, проходящих по молодым андезито-базальтовым лавам, слева от дороги виднеются карьеры, где ведется механизированная разработка перлитов.

Экскурсионные машины въедут на территорию карьера.

Здесь будет дана общая характеристика строения и состава продуктов вулкана Гутансар.

ВУЛКАН ГУТАНСАР И ЕГО ПРОДУКТЫ

Гутансар морфологически довольно правильный усеченный конус, с диаметром основания около 3 км и высотой 350—400 м (рис. 25). В плане он имеет овальную форму, слегка вытянутую в меридиональном на-



Рис. 25. Вулкан Гутансар, вид с запада.

Фото С. Г. Карапетяна

правлении. На вершине конуса имеется вытянутая в том же направлении кратерная воронка, открытая к югу. Диаметр кратера по гребню около 600 м, глубина—от 50 до 65 м. От вершинной части конуса берут начало несколько неглубоких оврагов—рытвин, расчленяющих гребень кратера на ряд небольших вершин высотой 15—30 м. Наиболее высокая из них—западная, является вершиной вулкана (2300 м). Склоны его более крутые у вершинной части ($30\text{--}35^\circ$), постепенно выполаживаются к основанию ($15\text{--}20^\circ$).

Несмотря на кажущуюся простоту строения, в действительности Гутансар является довольно сложным вулканическим сооружением.

В строении конуса преобладающая роль принадлежит кислым—липарито-дацитовым лавам. Ими сложена вся вершинная часть, восточные и южные склоны. Основание конуса сложено перлит-пемзовыми образованиями, поднимающимися на северных и западных склонах вплоть до отметки 2000 м.

Часть склонов конуса перекрыта андезитовыми и андезито-базальтовыми лавами и шлаками более моло-

дых—четвертичных вулканов (Нор Гутансар, Цахкот и др.), образовавшихся на вершинной части и на склонах Гутансара и фигурирующих в тексте как Гутансарская группа четвертичных вулканов.

Потоки кислых, липаритовых лав Гутансара, отходя от него радиально и в сторону наибольшего наклона рельефа, растекаются на 5—6 км, достигая сс. Гюмуш, Нурнус, города Чаренцавана и других пунктов. Липарито-дацитовые лавы, растекаясь в южном направлении, распадаются на два рукава—восточный и западный и протягиваются соответственно на 7 и 12 км, почти достигая города Абовяна и села Арзни.

Последовательность извержения и состав продуктов вулкана Гутансар в общем похожи на таковые вулкана Атис (табл. 7).

Наиболее полный разрез свиты кислых вулканитов Гутансара обнажается в овраге Ашридзор (западнее села Джрабер) и на левом берегу р. Раздан, на участке между Гюмуш ГЭС и с. Нурнус. Разрез этот детально описан В. П. Петровым (1961), В. В. Наседкиным (1963) и нами (1968). С указанным разрезом мы ознакомимся на обратном пути, у Гюмушской ГЭС.

В самом низу разреза, у уреза реки, обнажаются крупностолбчатые андезито-базальтовые лавы каньона р. Раздан. Над ними непосредственно залегают самые древние породы свиты кислых пород—«нижние» липариты, мощностью 70—80 м.

Выше по разрезу липариты сменяются переходной липарит-обсидиановой зоной, еще выше переходящей в массивные обсидианы. Над ними обнажаются брекчиевидные буроватые обсидиан-перлитовые породы, образующие в результате выветривания остроконечные пирамиды, которые еще выше постепенно переходят в белесоватые перлит-пемзовые обломочные породы, очень похожие по строению и составу на перлитовые потоки вулканов Артени и Атис.

Приведенный разрез по отдельным оврагам прослеживается до подошвы вулкана Гутансар, откуда и излилась большая часть этих пород.

Наиболее интересными и спорными в генетическом отношении образованиями являются перлит-пемзовые

потоки обломочного строения. Они хорошо картируются в рельефе своим белесоватым цветом и мягким рельефом. Начинаются они со склонов вулкана Гутансар и простираются вокруг него от 1—1,5 до 5—6 км. Наибольшие скопления их, как уже было отмечено, наблюдаются у западного и юго-западного подножья вулкана. Площадь, занятая этими породами, составляет около 32 км², объем материала—1—1,5 км³.

Строение потока хорошо видно в многочисленных карьерах (Джраберских, Гюмушских и др.), заданных в разных его частях. Везде в верхних частях видно скопление белесоватого рыхлого перлит-пемзового обломочного материала, постепенно уплотняющегося книзу. С углублением карьеров появляются обсидиановые дайкообразные тела с пучкообразно расходящимися концами кверху. Ниже они сливаются, образуя более массивные тела с вертикальной флюиальностью. Аналогичные тела обнажаются также на выемке шоссе на дороге Ереван—Севан, выше села Джрабер, и описаны В. П. Петровым (1957).

В обнажениях нетрудно будет видеть, что в большинстве случаев обсидиановые тела постепенно переходят в окружающие их перлит-пемзовые породы. Переходы выражаются в осветлении краевых участков обсидиановых тел, т. е. в их вспучивании—появлении пористости, прогрессивно увеличивающейся в сторону перлит-пемзовых пород. Часто прилегающие непосредственно к обсидианам перлиты имеют буровато-красную, реже желтоватую окраску. Ширина окрашенной зоны меняется в зависимости от мощности обсидианового тела от нескольких сантиметров до 1—1,5 м.

Механизм образования этих пород, как выше отмечено, является довольно сложным и спорным. Наряду с особенностями, характерными для чисто эффузивных потоков (Петров, 1957, 1961; Наседкин, 1963), отмечаются также черты, свойственные агломератовым потокам (С. Карапетян, 1966, 1969) и экструзивным образованиям. В. П. Петров (1957, 1961) считает указанные перлит-пемзовые породы верхней вспученной обломочной частью эффузивного—липарит-обсидианового потока.

В связи с открытием многочисленных карьеров и представившейся возможностью изучать более глубокие горизонты этих пород В. В. Наседкин и лично мы пришли к выводу об экструзивной природе образования большей части описанных обсидиан-перлитовых пород. Площадное развитие последних указывает на наличие серии трещин, по которым поднималась вязкая обсидиановая масса на поверхность.

Довольно достоверная зона трещинной экструзии срезана железнодорожной выемкой у Гюмушского карьера. При осмотре прилегающих к карьере обнажений, на поперечном срезе зоны, мы увидим веерообразный характер расхождения флюидалности обсидиан-перлитовой массы (рис. 26). В основании преобладают

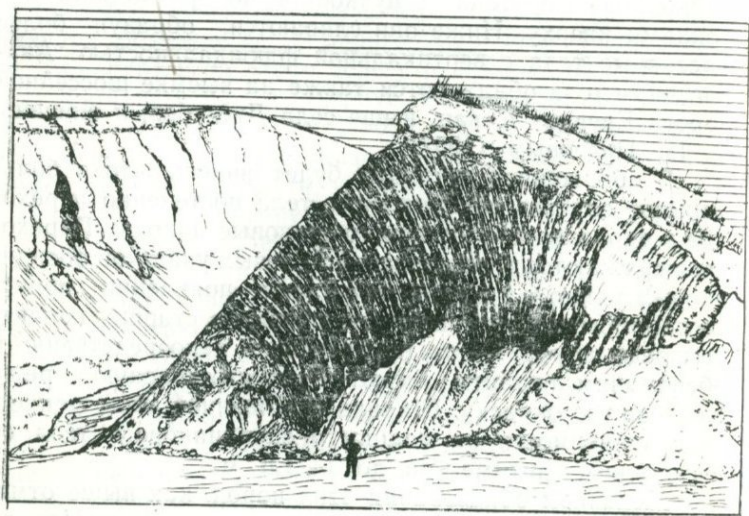


Рис. 26. Веерообразная флюидалность в обсидиановой экструзии.

Рис. С. Г. Карапетяна.

черные обсидианы, выше постепенно переходящие в буроватое и серое слабовспученное стекло, затем в перлит и пемзу. По всей южной стороне зоны прерывисто обнажаются фрагменты «зеркала скольжения» (следы внедрения этих пород) с характерными царапинами.

Площадное развитие обсидиановых тел и перлита указывает на неглубокое залегание периферических магматических камер. Расположение их в верхних этажах земной коры было обусловлено действием тектонических или вулкано-тектонических подвижек и большой подъемной силой кислой, липарито-дацитово́й магмы. Подъем пироматгмы (по Ритману, 1964) обусловлен главным образом увеличением объема, вздуванием, что происходит непрерывно и с закономерным ускорением. До выхода на земную поверхность кислая магма должна напоминать не вполне застывшую пемзовую массу. Дальнейшее расширение газовых пузырей приводит к разламыванию их перегородок и породы в целом.

Наиболее легко пробиваемым в эту пору был подводный канал вулкана Гутансар, откуда и извергались первые порции этой массы в виде агломератового потока. Остальная часть перегретого расплава, потерявшего большую часть летучих и имевшего высокую вязкость, в дальнейшем поднималась к поверхности широким фронтом (южное и юго-западное подножье вулкана). Здесь летучие, по многочисленным трещинам устремляясь в верхние горизонты—в область низких давлений, вспучивали и разламывали вязкий расплав в перлит-пемзовую обломочную массу. Последняя в участках, наиболее насыщенных летучими, приобретала некоторую подвижность и растекалась по наклону рельефа в виде агломератового потока на небольшие расстояния.

В нижних горизонтах потоков сохранились реликты первичной лавы в виде обсидианов; они обнажаются также в карьерах в виде дайкообразных тел.

Судя по морфологии обсидиановых тел и их взаимоотношению с перлитовыми породами, можно прийти к выводу о дифференцированном внедрении обсидианового расплава. Более поздние порции стекловатой массы внедрились в относительно ранние в виде даек. Об этом свидетельствуют их четкие контакты, несоответствие ориентировки их флюидалности с таковой вмещающих перлитовых обломков, наличие на поверхности обсидиановых тел тонкой гидратизированной пленки и разрывных трещин, проходящих поперек направлению их внедрения.

После некоторого периода покоя в деятельности вулкана Гутансар из центрального канала его излились липарито-дацитовые лавы. Этими лавами сложена также значительная часть вулканической постройки. В вершинной зоне ее имеются как автолавообрекнии, так и флюидалные разности липарито-дацитов. Последние имеют крутые залегания ($45-90^\circ$). К основанию углы падения выполаживаются, и лавы в южном направлении переходят в потоки. Они в виде рукавов протягиваются до ширины города Абовяна. Помимо этого, между указанными рукавами они образуют также небольшие конусовидные останцы, обтекаемые четвертичными андезито-базальтовыми лавами.

Лавы, слагающие потоки, имеют то параллельную (согласно течению), то вихрящуюся флюидалность, иногда вычерчивающую складкообразные структуры, диаметром до нескольких метров.

Липарито-дациты представлены полосчатыми серовато-бурыми разностями и имеют смолянокаменную корку и прослойки. Лавы в целом очень похожи на липарито-дациты вулкана Атис. Отличаются от них порфировой структурой и большей кристаллизованностью основной массы. Вкрапленники представлены андезитом (Ап₃₃₋₄₈), опациitizedированной роговой обманкой.

В четвертичное время на вершине и на склонах вулкана Гутансар, как и на вулкане Атис, прорывались андезитовые и андезито-базальтовые лавы. На месте их прорыва образовались кратер (Нор Гутансар), небольшие лавово-шлаковый (Цахкот) и шлаковый (Менак) конусы.

Андезитовые лавы, извергшиеся со страшным взрывом, образовали на вершине Гутансара кратер Нор Гутансар и навал шлаковых образований; четвертичной вулканической постройки—конуса, как такового, ныне не существует.

Потоки андезитовой лавы прослеживаются от кромки кратера Гутансара до окрестностей сс. Нурнус и Гюмуш (7—8 км).

Небольшой поток (2 км) аналогичной андезитовой лавы прослеживается также на южном склоне вулкана, начиная с отметки 2045 м до его подножья. Возможно,

что он является языком лавы, излившейся из кратера Нор Гутансара или с небольшого, ныне размытого вулкана, расположенного на указанной отметке.

На южном склоне, на отметке 1900 м, расположен кратерный лавово-шлаковый вулкан Цахкот, хорошо видный с шоссеиной дороги. От этого вулкана до города Абовяна прослеживается, пересекаемый дорогой, поток андезито-базальтовой лавы, длиной 7—12 км.

Лавы вулкана Цахкот обтекают другой лавово-шлаковый вулкан Менак, расположенный южнее него на 500 м.

Таким образом, сопоставляя историю деятельности вулканов Атис и Гутансар и приуроченных к ним соответственно Атисской и Гутансарской групп четвертичных вулканов, можно заметить их почти полную аналогию. В обоих случаях наблюдается тенденция постепенного уменьшения кислотности лав во времени: в первом случае от липаритов до липарито-дацитов и дацитов, во втором—от роговообманковых андезитов до оливиновых андезито-базальтов.

Близкое расположение вулканов Атис и Гутансар, идентичный состав пород, одновозрастность, последовательность их образования и т. д., видимо, свидетельствуют о том, что эти вулканы имели общий кислый очаг. Впоследствии приуроченные к ним соответственно Атисская и Гутансарская группы четвертичных вулканов также имели общий очаг, но уже более основного—андезито-базальтового состава.

ОПИСАНИЕ ПУТИ ВУЛКАН ГУТАНСАР—
ГОР. ЧАРЕНЦАВАН—СЕЛ. ГЮМУШ—СЕЛ. АРЗНИ—
ГОР. ЕРЕВАН

После осмотра перлитовых карьеров экскурсионные машины выедут на магистральную дорогу и продолжат путь к подножью вулкана Гутансар, проезжая в основном по перлитам.

У крутого поворота дороги на запад, к селу Джрабер, справа, виден небольшой заброшенный карьер перлита с пламневидно извивающимися обсидиановыми те-

лами. Последние, на самом деле, имеют так же, как и в предыдущих карьерах, крутые падения, только здесь видны поперечные сечения этих тел. В западной части карьера, над перлитами, видна тонкая черная полоска, представленная шлаками, отложившимися при взрывах отмеченных выше четвертичных вулканов Гутансарской группы. Вдали, за карьером, виден карниз андезитобазальтовых лав вулкана Цахкот, залегающий непосредственно на перлитах. Детальное описание карьера дано нами (1968) и В. В. Наседкиным (1969).

Далее, дорога, проходя через село Джрабер, снова сворачивает на север. Слева от дороги открывается вид на овраг Ашридзор, известный своими полосчатыми и брекчиевидными обсидианами. Справа обнажается продолжение описанных перлитов и обсидианов. Последние, как и в предыдущих карьерах, имеют субвертикальные направления флюиальности с разветвляющимися кверху апофизами, образно названными В. П. Петровым (1957) «конскими хвостами».

Несколько поворотов дороги нас поднимут на следующую ступень указанного перлитового плато, начинающегося с западного подножья вулкана Гутансар. Слева от дороги, на борту небольшого оврага, на перлитах, виден карниз лав роговообманковых андезитов, начинающихся с северо-западной кромки кратера Гутансара и хорошо видного с дороги. Затем дорога проходит по этому потоку, после чего крутым спуском сворачивает к селу Фонтан, расположенному в долине, сложенной главным образом перлитовыми породами (Фонтанское перлитовое поле).

Возле сельского клуба от главного шоссе идет дорога в сторону гор. Чаренцавана. Проезжая по ней, справа можно увидеть возвышающуюся над перлитовым полем куполовидную возвышенность—г. Фонтан. Она сложена флюиальными, круто падающими липаритами и представляет собой небольшой центр излияния кислых—липаритовых эффузивов.

Правее и дальше видна другая, более крупная куполовидная возвышенность—г. Алапарс, также представляющая собой центр извержения перлитовых пород.

Далее, дорога, образуя несколько серпантин, по

северо-западному краю отмеченных роговообманковых андезитов спускается к сложенной долеритовыми базальтами ровной местности, на которой раскинулся город Чаренцаван.

Слева от дороги, параллельно ей, вплоть до каньона р. Раздан, тянется гряда, представляющая западную фронтальную часть описанных выше Гутансарских агломератовых потоков—перлита. Проехав ее, мы окажемся у среднеплиоценового липарито-дацитового купола Гюмуш, на вершине которого находится водонапорный бассейн Гюмушской ГЭС. Прямо за куполом находится старый большой карьер, известный в литературе под названием Джандрского или Гюмушского. Экскурсанты ознакомятся с разрезом карьера, который в последние годы расширен с западного фланга, со стороны р. Раздан. В карьере видны знакомые нам с предыдущих обнажений взаимоотношения обсидианов и перлитов. У обочины железнодорожной ветки, проходящей через карьер, виден упомянутый выше поперечный срез трещинной экструзии с веерообразно расходящейся флюидалностью обсидиан-перлитовой массы (рис. 26).

После осмотра карьера мы возвратимся к главной дороге, ведущей от города Чаренцавана, по северному подножью купола Гюмуш, к селу Гюмуш. Купол со стороны осмотренного карьера перекрывается молодыми перлитами, а со стороны села—акчагыльскими долеритовыми базальтами. Купол, по данным А. Н. Назаряна (1962), прорывает сарматские глины. Учитывая сказанное, а также данные определений абсолютного возраста (4,5—5 млн. лет), возраст этого купола мы считаем среднеплиоценовым (С. Карапетян, 1968).

Севернее этого купола, справа от дороги, видна другая, более плоская, продолговатая возвышенность, сложенная также среднеплиоценовыми липарито-дацитами. В последних встречается заметное количество радиально-лучистых агрегатов турмалина.

Дорога, делая несколько поворотов по левому берегу каньона р. Раздан, несколько опущенному здесь в результате оползня, спускается к пойме реки. На противоположном, правом берегу каньона видны взаимоотношения верхнеплиоценовых андезито-базальтов, име-

Химические анализы пород вулканов Атис и Гутансар

Таблица 7

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	73,09	72,02	71,12	71,94	69,60	68,95	73,86	72,85	71,42	70,94	67,09	66,54
TiO ₂	0,16	0,15	0,10	0,19	0,39	0,33	0,25	0,19	0,33	0,14	0,42	0,61
Al ₂ O ₃	13,94	16,25	12,56	14,21	16,40	15,69	13,71	14,61	12,59	15,50	17,09	17,10
Fe ₂ O ₃	1,67	0,15	2,73	1,60	2,40	1,17	1,50	0,88	1,00	1,26	1,81	1,26
FeO	0,79	1,98	1,07	—	0,48	1,79	1,68	0,93	0,52	0,34	1,50	1,92
MnO	0,05	0,06	0,08	0,06	0,06	0,08	—	0,07	0,07	0,09	0,11	0,08
MgO	0,38	0,65	0,22	0,27	1,31	0,89	0,60	0,59	0,60	0,38	0,91	1,56
CaO	1,82	1,93	1,68	2,20	2,19	2,80	1,33	1,47	1,40	1,57	2,87	1,96
Na ₂ O	3,90	4,24	3,90	3,70	4,20	4,00	3,41	4,00	3,50	3,01	4,10	5,00
K ₂ O	3,90	2,40	4,10	3,13	3,20	3,60	3,97	3,90	4,50	3,86	3,20	4,10
H ₂ O+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,24	0,10	—
H ₂ O-	—	—	—	—	0,10	—	0,24	0,10	0,29	—	—	0,13
P ₂ O ₅	0,03	0,12	0,03	—	—	0,17	—	—	0,04	—	—	—
S	0,16	—	—	—	—	—	—	—	0,07	—	—	—
п. п. п.	—	0,16	3,20	3,56	0,38	—	—	0,16	3,26	3,56	0,12	0,38
	99,83	100,11	100,69	100,86	100,71	99,47	100,55	99,75	99,59	100,89	99,53	100,54

Вулкан Атис

1. Липарит, юго-восточный склон.
2. Обсидиан, юго-восточный склон.
3. Перлит, северный склон.
4. Литоидная пемза, южный склон.
5. Липарито-дацит, вершина.
6. Липарито-дацит (стекловатая корка) восточный склон.

Вулкан Гутансар

7. Обсидиан, западное подножье.
8. Липарит, западное подножье
9. Перлит, южное подножье.
10. Литоидная пемза, южное подножье.
11. Липарито-дацит южный поток.
12. Липарито-дацит, южный поток.

- Аналитик В. Бабаян.
 Аналитик А. Петросян.
 Аналитик В. Бабаян.
 Аналитик Т. Джрбашян.
 Аналитик З. Гаспарян.
 Аналитик В. Бабаян.
 Аналитик С. Серопян.
 Аналитик В. Бабаян.
 Аналитик В. Бабаян.
 Аналитик В. Бабаян.
 Аналитик В. Бабаян.
 Аналитик З. Гаспарян.

ющих шероховатую, шагреневую поверхность, и перекрывающих их верхнечетвертичных андезито-базальтовых лав, обладающих великолепной столбчатой отдельностью. Эти лавы прослеживаются на всем пути, вдоль правого борта реки, вплоть до курорта Арзни, где они переходят и на левый борт.

У поймы реки Раздан машины проедут через территорию Гюмушской ГЭС (по западному подножью Гюмушского купола) и, переехав мост, выйдут на правый берег реки. Отсюда на левом борту реки виден наиболее полный разрез свиты кислых эффузивов вулкана Гутансар, охарактеризованный выше.

На правой стороне дороги имеется пропиленный рекой останец обсидианов, залегающий на небольшой пачке глинистых и диатомитовых отложений, в свою очередь, перекрывающих грубостолбчатые андезито-базальтовые и долеритовые лавы каньона р. Раздан.

Далее дорога полого поднимается на небольшое плато, сложенное отмеченными выше столбчатыми андезито-базальтами, имеющими в основании обсидиановые гальки и орудия первобытного человека (ашель).

Справа на всем протяжении дороги тянется гряда, сложенная ниже-среднеплиоценовыми андезито-базальтовыми и долеритовыми базальтовыми лавами.

У курорта Арзни дорога снова спускается к пойме р. Раздан. Отсюда на левом берегу реки виднеются обнажения наклонно залегающих сарматских глин, которые подстилают все вулканогенные породы района.

Переехав мост, машины начнут пологий подъем по левому склону каньона. Объехав небольшой сползший со склона участок, машины снова поедут по верхнеплиоценовым андезито-базальтам, долеритовым базальтам, а затем по подножью известного обнажения столбчатых андезито-базальтов, поднимутся на плато и так продолжат шестикилометровый путь до города Абовян и выедут на основную магистральную дорогу. Дальше по уже знакомому пути участники экскурсии возвратятся в город Ереван.

ОПИСАНИЕ ПУТИ ЕРЕВАН—ВУЛКАН МЕНАКСАР—ВУЛКАН ВОСТОЧНЫЙ ЛЧАСАР—НОРАДУЗСКИЙ ВУЛКАН

Эта экскурсия, протяженностью до 130 км, проходит по периферии Гегамского вулканического нагорья, огибая его с запада, севера и, частично, востока. Большая часть пути пролегает по левобережью р. Раздан; начиная от гор. Севана и до конца маршрут проложен по берегу оз. Севан.

Начальная часть пути проходит по так называемому Приереванскому району, прилегающему к среднему течению р. Раздан. Этот район интересен тем, что здесь стыкуются формации двух указанных выше вулканических зон—Северной дуги (липаритовая и андезито-базальтовая) и Транскавказской зоны (базальтовая и андезито-дацитовая).

Уже на окраине гор. Еревана, при выезде, вдоль шоссе обнажаются сильно ошлакованные, налегающие друг на друга потоки андезито-базальтов, извергнутые Котайкскими шлаковыми конусами четвертичного возраста. Два таких же конуса, Аванский и Аринджский, находятся у самой дороги, справа по ходу движения, причем первый из них почти полностью разработан на дорожностроительные нужды.

Все эти шлаковые конусы «насажены» на Котайкское плато в его южной части. Плато, которое протягивается до гор. Абовяна, сложено главным образом верхнеплиоценовыми долеритовыми базальтами базальтовой формации. Уже в четвертичное время, в результате соляной тектоники, базальты были сложены в брахиантиклинальные складки. Большая часть складок фиксирует северо-восточную границу Котайкского плато, образуя протяженную до 9—10 км цепочку северо-западного ($\sim 300^\circ$) направления. Три антиклинали прорезаны шоссе Ереван—Севан и хорошо видны под сооружением «Чайка» и при въезде в гор. Абовян; в последнем пункте можно наблюдать сброшенные северо-восточные крылья складок.

После гор. Абовян вплоть до сел. Фонтан маршрут проходит по образованиям липаритовой формации, местами перекрытым потоками андезито-базальтов и

андезитов, которые стекали со склонов Гегамского нагорья и г. Гутансар. Вдоль дороги перлиты и, реже, обсидианы вскрыты многими карьерами. Осмотру этих образований и знакомству с вулканами Атис и Гутансар, в значительной мере сложенных породами липаритовой формации, была посвящена специальная экскурсия. Следует только подчеркнуть, что обсидианы этой формации являются основным материалом каменного инвентаря палеолитических (ашель и мустье) стоянок, в изобилии рассеянных по бассейну р. Раздан от гор. Еревана почти до оз. Севан.

Далее путь пролегает по всхолмленной наклонной равнине—северо-западной периферии нагорья, сложенной ранне- и среднечетвертичными лавами андезитобазальтовой формации. Позднечетвертичные потоки до шоссе не доходят; их фронтальные части в очень характерных глыбовых навалах видны справа от пути следования. От сел. Фонтан и до конца маршрута открывается превосходная панорама на водораздельную цепь вулканов.

Не въезжая в гор. Раздан, дорога сворачивает вправо, на восток и юго-восток к сел. Верин Ахта, где предстоит первая остановка для ознакомления с продуктами извержений вулкана Менаксар (пункт 12 на карте маршрутов).

Менаксар (Ковасар, Инаксар) так же, как и вулканы Гутансар, Лчасар и другие, приурочен к системе трещин, отмечающих с запада и северо-запада границу Гегамского нагорья. Возраст его обычно определяется как среднечетвертичный; лавы вулкана, представленные оливковыми андезитобазальтами, образуют покров-плато, отходящий от центра извержения к р. Раздан.

Вулкан представлен необычно крупным, резко усеченным шлаковым конусом с диаметром основания 3600 м и высотой 200—350 м. Коническая форма аппарата нарушена глубоким врезом долины субмеридионального (ССЗ) простираения, возникшей на месте кратера, приоткрытого в том же направлении (рис. 27). Максимальная глубина кратера-долины 200 м, «диаметр» по гребню до 1300 м; гребень горы волнистый,

распадающийся на ряд холмов высотой до 40 м. Высшая отметка горы 2401,8 м.

Конус сложен главным образом шлаками, лапилли и шлаковыми бомбами. Весь рыхлый материал почти полностью окислен до буро-красных цветов. В строении вулкана очень незначительна роль эффузивных пород; потоки светло-серых и серых андезито-базальтов, мощностью не более 3 м, сохранились в отдельных, очень редких фрагментах. Наибольшим развитием они пользуются на западных и северо-западных склонах.

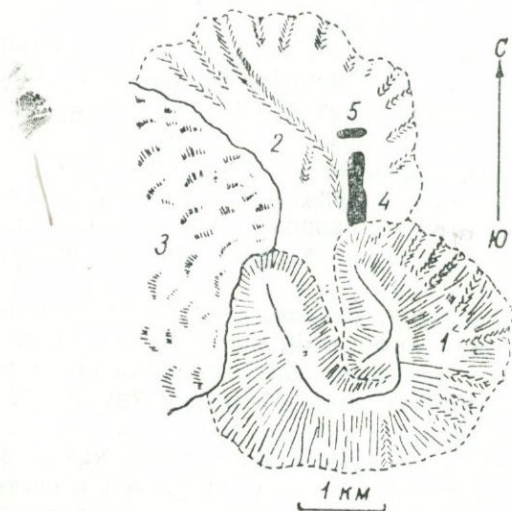


Рис. 27. Схематический план вулкана Менаксар.

1—конус Менаксара; 2—уступ; 3—андезито-базальты последних излияний; 4 и 5—участки обнажений андезито-дацитов (черное).

Рис. К. И. Карапетяна

Кратерная долина открыта в сторону достаточно обширного уступа, заметно возвышающегося над лавовым покровом. Уступ сложен отложениями агломератовых потоков Менаксара—явление очень редкое для вулканитов андезито-базальтового состава. Агломератовые отложения в значительной степени (не менее 40—50% объема) выражены в кусках шлака. Довольно обычны также шлаковая мелочь, лапилли, песчано-пепловый

материал, обломки ошлакованных лав, эффузивная щебенка; реже встречаются бомбы (шлаковые и закрученные), глыбы агглютинатов. Распределение материала по форме и размерности, по видимой мощности (около 50 м), незакономерное; можно только отметить, что большинство бомб и агглютинатов встречено в низах отложений. Подавляющая часть агломератов окислена. Отложения агломератов прослаиваются единичными тонкими (до 1,5—2 м) потоками тех же оливиновых андезито-базальтов; толща венчается аналогичными лавами последних излияний, местами разобщенных на отдельные фрагменты.

Породы агломератов по составу не отличаются от лав и рыхлого материала вулкана. Это породы с содержанием вкрапленников не более 6%, которые представлены плагиоклазом, клинопироксеном и оливином. В основной массе, имеющей микролитовое и гиалопилитовое сложение, помимо микролитов плагиоклаза, клинопироксена и рудной сыпи, есть ксеногенный кварц.

Уже после затухания вулкана, в связи с очередным оживлением системы трещин, ограничивающей нагорье, в агломератовые отложения и даже в лавы последних излияний произошла экструзия андезито-дацитов. Андезито-дациты обнажены в выходах, в общем образующих меридиональную полосу, разобщенную поперечным оврагом на два участка.

Внедрение андезито-дацитов в обломочную породу привело к образованию характерных брекчиевых пород. На северном участке видно, как сверху вниз увеличивается степень «замещения» агломератов андезито-дацитами. В низах обнажений, в массе, абсолютно преобладают плитчатые андезито-дациты, а кусковые составляющие агломератов играют роль ксенолитов. В самых верхах картина меняется; здесь агломераты сохраняют свой облик, вследствие того, что андезито-дациты только частично занимают межобломочное пространство, образуя жилки очень прихотливых очертаний. Изредка жилки проникают и в куски шлаков, а также секут лавы последних излияний. Хуже наблюдается такая закономерность на южном участке, однако здесь местами

видно скорлуповатое строение экструзии, выраженное в грубой плитчатости.

Изучение обнажений показало, что андезито-дациты в общем составляют единое тело, внедрившееся по трещине близмеридионального простираия; в северной части в поперечнике оно имеет форму, близкую к каплеобразной, в южной—уплощенного гриба. В обеих частях в своей поверхностной части оно имеет местные раздувы, приподнявшие в отдельных местах лавы последних излияний.

Андезито-дациты выделяются темно-серыми и черно-серым цветом и порфировой структурой; вкрапленники, занимающие 12—15% объема породы, представлены плагиоклазом, клинопироксеном, реже гиперстеном, нацело опациitizedированной базальтической роговой обманкой и оливином. Основная масса тонкогналлопилитовая с переходами в стекловатую; кристаллические выделения представлены микролитами плагиоклаза, клинопироксена, гиперстена и рудной сыпью. В контакте с лавами и ксенолитами основная масса становится полосчатой; флюиальность подчеркивается не только микролитами, но и кристаллами.

Андезито-дациты, единственные четвертичные породы такого состава на Гегамском нагорье, принадлежат андезито-базальтовой формации. Есть все основания считать, что они образовались в результате дифференциации базальтовой магмы в уже упомянутом общем близповерхностном очаге четвертичных вулканов нагорья.

После знакомства с вулканидами Менаксара экскурсия продолжит свой путь на северо-восток к берегу оз. Севан. Начиная от гор. Раздана и до сел. Лчашен экскурсия в основном проходит по лавовому покрову Лчасарской (Богусарской) группы вулканов, состоящему из серии потоков, общей площадью до 55 км². В этой части будет осмотрен карьер, пройденный в отложениях одного из вулканов группы—Восточного Лчасара (пункт 13 на карте маршрутов).

Лчасарская группа вулканов состоит из трех крупных шлаковых конусов, трассирующих дугообразную трещину, выпукло обращенную к северо-западу (рис.

28). С юга к ним подступают, а с востока и юга-запада обтекают позднечетвертичные лавы вулканов водораздела. Возраст Лчасарских вулканов среднечетвертичный; продукты имеют состав оливиновых андезитов-базальтов.



Рис. 28. Вид на Лчасарскую группу вулканов с юга. Справа—Восточный Лчасар.

Рис. К. И. Карапетяна.

Восточный Лчасар выражен ассиметричной усеченной постройкой, сложенной рыхлым, насыпным материалом. В плане это оваловидная гора (2300×1400 м), вытянутая в близширотном направлении с более крутыми северными склонами. Наибольшая высота конуса 220 м, высшая отметка—2220 м. Вершинная часть осложнена седловиной, в которую вложена кратерная впадина. Кратер вытянут в меридиональном направлении (600 и 300 м по гребню) и имеет пологие склоны. Превышение гребня над дном кратера изменяется от 15 м (север и юг) до 90 м (запад).

Восточный Лчасар очень близок к вулканам типа «пепловых конусов». В его строении основная роль принадлежит лапилли, пескам и пеплам; реже встречаются слабо окисленные шлаки и, совсем редко, бомбы и обломки лав. Такое сложение конуса хорошо видно в карьере, пройденном в низах восточного и юго-восточного склонов (рис. 29).

В стенках карьера, вскрывающего рыхлые отложения на 55—60 м, видна превосходная отсортированность, стратификация материала, свидетельствующая о сильновзрывчатом и ритмично-монотонном характере эксплозивной деятельности вулкана.



Рис. 29. Слоистые отложения песков, пеплов и лапилли в карьере Восточного Лчасара.

Фото К. И. Карапетяна

Отложения состоят из сотен горизонтов толщиной от 2—3 до 25—35 см, в каждом из которых отчетливо выражена градационная слоистость. В наиболее «полных» горизонтах виден полный набор материала от лапилли до пеплов, с обязательным постепенным уменьшением размерности частиц снизу вверх. Постепенность такого перехода сохраняется почти всегда; в «неполных» горизонтах обычно отсутствуют крайние составляющие, чаще всего лапилли.

Слоистость отложений нарушается редкими шлаками и эмбриональными бомбами; еще реже они образуют сплошные горизонты. К верхам отложений приурочен уплотненный горизонт (до 50—60 см) зеленовато-серых лапилли с редкими кусочками шлаков. Падение горизонтов в общем почти согласно склонам вулкана; в верхней части нередки локальные сбросы, флексуры, складки. В южной части карьера под характеризруемыми отложениями вскрыты несогласные с ними аналогичные образования. Возможно, они связаны с деятельностью соседнего вулкана—Лчасара.

Рыхлые отложения по составу идентичны лавам вулканов группы. В состав их входят стекло, плагиоклаз, клинопироксен, оливин, ксеногенный кварц; конфигурация стекловатых частиц (а они решительно преобладают) пластичная, не оскольчатая. В незначительном количестве можно встретить небольшие ксенолиты, принадлежащие породам, чуждым вулкану. Цвет песков, пеплов и, частично, лапилли темно-серый, черно-серый, черный; непосредственно под почвенным покровом, вследствие воздействия атмосферных вод, рыхлый материал становится буроватым, желтоватым, грязно-белым и слегка разложенным.

Последний отрезок пути от сел. Лчашен до Норадузского вулкана проходит вдоль западного побережья оз. Севан.

Озеро Севан, занимающее одноименную котловину тектонического происхождения, является одним из самых крупных среди высокогорных водоемов мира. Площадь его зеркала составляла 1416 км², отметка уровня—1916 м, наибольшая глубина (в северо-западной части)—около 96 м. Воды оз. Севан частично выпус-

каются; сбросовыми водами приведены в действие гидроэлектростанции Севан-Разданского каскада и орошаются засушливые земли. Для сохранения уровня озера на отметке 1898 м через Варденисский хребет проводится тоннель длиной 48 км, по которому в оз. Севан будут перебрасываться воды р. Арпы.

Бассейн оз. Севан богат историческими памятниками. Вдоль всего отрезка пути от сел. Лчашен до гор. Камо разбросаны многочисленные крепости и поселения циклопического типа, которые возводились с V—IV тысячелетия до начала VI века до н. э. Циклопическая крепость—поселение у сел. Лчашен и прилегающее могильное поле, высвобожденное из-под озера после опускания уровня, раскапываются; наиболее интересные материалы экспонируются в Историческом музее Армении.

В этом же районе хорошо сохранились памятники средневековой архитектуры: церкви в Ацарате (898 г.) и Норадузе (X и XIV вв.), церковь (IX в.) и притвор (XII в.) в Айриванке, средневековая крепость Аг-Кала и др. Интересен также монастырский комплекс IX—XI вв. на полуострове Севан, с которым могут ознакомиться экскурсанты.

От сел. Лчашен путь пролегает по позднечетвертичным глыбовым лавам андезитового и андезито-базальтового состава. Большая часть этих лав образовалась в результате извержения вулканов Ератумберской группы, расположенной на северо-восточной периферии Гегамского нагорья. В состав группы входит 30 центров, представленных шлаковыми и лавовыми конусами, линейно-локальными вулканами и вулканами гегамского типа. Последние, встречающиеся вообще очень редко, выражены небольшими кратерными моногенными вулканами, в сложении которых участвуют многократно переслаивающиеся лавы и рыхлый материал. Три таких вулкана видны справа от дороги, по ходу движения.

Последние километры до гор. Камо проходят в основном по верхне- и среднеплиоценовым вулканическим породам ряда базальт—андезит. От гор. Камо дорога пролегает по ущелью р. Гаварагет, которая пересекает зону поднятий, ограниченную с запада Голиглух-



Рис. 30, Хачкары Норадузского кладбища.

Фото К. И. Карапетяна.

ской, а с востока—Сарыкаинской системами четвертичных сбросов. На этом участке пересечения (от гор. Камо до Норадузского вулкана) к востоку, в сторону оз. Севан, указанные выше вулканические образования постепенно сменяются осадочными отложениями сарыкаинской свиты.

На окраине сел. Норадуз, прямо у дороги, находится очень интересное средневековое кладбище. Большинство могил отмечено великолепно обработанными «хачкарами» (крестными камнями)—оригинальной, характерной только для Армении разновидностью мемориальной архитектуры. В этом своеобразном архитектурном музее IX—XVI вв. примерно половина хачкаров (свыше 100) сохранила свое начальное, вертикальное положение (рис. 30).

Последний объект экскурсии—Норадузский вулкан (пункт 14 на карте маршрутов), расположен недалеко от одноименного селения, у берега оз. Севан, в части «опущенной» по Сарыкаинской системе сбросов.

Норадузский вулкан выражен небольшим шлаковым конусом с диаметром основания около 300 м и высотой до 40 м. Абсолютная отметка вулкана 1972,2 м. Конус сложен шлаками, лапилли, бомбами, обломками лав. От нижней части и основания северо-восточного склона отходит поток оливиновых андезито-базальтов, который «погружается» в озерные отложения.

На вершине конуса находится обширная (с диаметром по гребню до 75 м) и неглубокая (до 10 м) кратерная впадина. Склоны кратера очень пологи и покрыты в основном почвенными образованиями; здесь же сохранились развалины средневекового поселения. В кратере и отчасти в верхних частях склонов конуса широким развитием пользуется превосходно окатанная галька. Галечный материал представлен неогеновыми вулканическими и отчасти осадочными породами.

В южной части гребень кратера понижается и сразу за ним, на склоне конуса, обнажаются причудливые, иногда пирамидальные останцы агломерат-агглютинатовой толщи, залегающей несколько круче склона. Толща обнажена почти до основания вулкана; в нижней части она размыта значительно меньше и только рассе-

Химический состав продуктов извержений Менаксара, Восточного Лчасара и Норадузского вулкана

	1	2	3	4	5
SiO ₂	56,62	57,46	62,24	56,04	55,48
TiO ₂	0,96	1,01	0,67	0,86	0,63
Al ₂ O ₃	16,25	17,26	13,18	16,70	18,10
Fe ₂ O ₃	5,09	6,25	5,31	3,74	2,50
FeO	3,04	0,48	2,69	3,83	5,18
MnO	0,10	0,11	0,10	0,13	0,28
MgO	4,90	4,86	2,82	4,27	4,68
CaO	7,36	7,65	4,94	6,54	6,83
Na ₂ O	2,90	3,10	3,81	3,73	4,18
K ₂ O	1,83	1,70	2,85	2,29	1,62
P ₂ O ₅	He опр.	He опр.	0,30	0,40	0,32
H ₂ O ⁻	0,30	0,10	0,13	0,34	—
H ₂ O ⁺	0,76	0,24	0,36	0,64	0,20
Сумма	100,11	100,22	99,40	99,51	100,00

1. Менаксар, оливинный андезито-базальт лавового покрова (по А. А. Адамян, 1961)
2. Менаксар, оливинный андезито-базальт из шлаков агломератовых отложений, северный участок.
3. Менаксар, андезито-лацит экструзий, северный участок.
4. Восточный Лчасар, пески и пеплы оливинного андезито-базальта.
5. Норадузский вулкан, оливинный андезито-базальт из эксплозивного обломка, вершина.

Аналитик А. Петросян

Аналитик В. Бабаян.

Аналитик В. Бабаян.

Аналитик З. Гаспарян.

Аналитик А. Петросян

чена незначительными балочками. Видимая мощность этих образований 20—25 м. Породы толщи можно наблюдать и на гребне кратера; здесь они в виде невысокого карниза, конморфного склона конуса, отходят от места понижения гребня на 30—40 м в обе стороны.

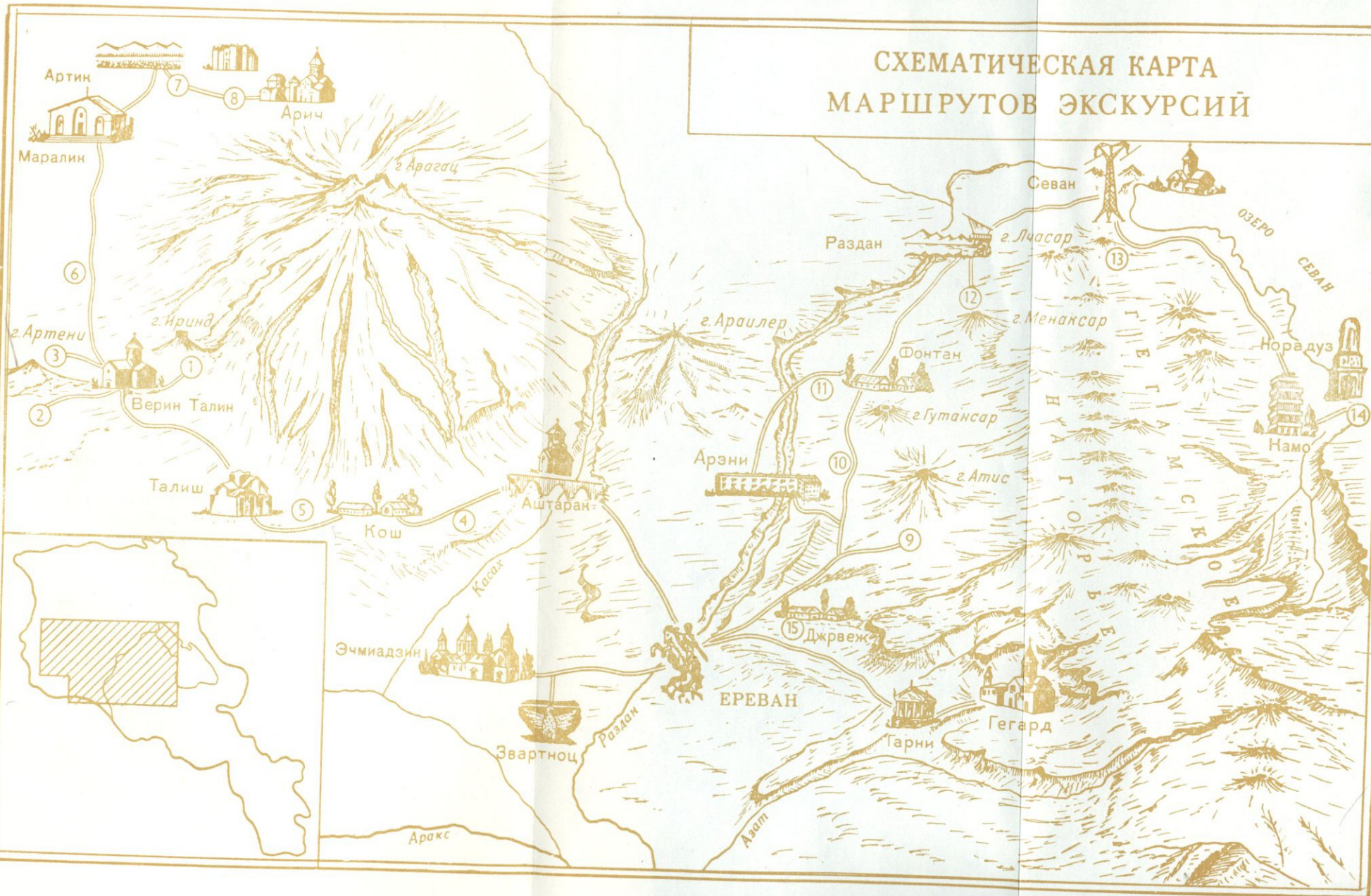
Толща фактически является уплотненным фрагментом вулканической постройки; материал ее сильно окислен и местами как будто грубо стратифицирован; на отдельных участках встречаются пятна опализации.

Как лавы, так и рыхлый материал вулкана представлены оливинowymi андезито-базальтами. Вкрапленники выражены плагиоклазом, клинопироксеном и оливином; основная масса сложена микролитами плагиоклаза, клинопироксена, рудным минералом, стеклом и, очень редко, ксеногенным кварцем. Структура основной массы от микролитовой в лавах до стекловатой в рыхлом материале.

Факт наличия галек на конусе обычно объясняется прорывом вулканом пород сарыкаинской свиты, залегающей здесь в основании. Согласно такому представлению галька захвачена и выброшена на поверхность в ходе извержений. С этим нельзя согласиться уже по той причине, что галька совершенно отсутствует в агломерат-агглютинатах и лавах вулкана и ни одна из них не несет на себе стекловатой корки или ее фрагмента. Возмoжнее всего галька отложилась на вулкане после перекрывания его водами озера, когда конус уже был потухшим. Об этом же говорит ореол развития гальки и размыв верхней части агломерат-агглютинатовой толщи, носящий явно абразионный характер.

Норадузский вулкан возник в позднечетвертичное (?) время на локальной трещине северо-восточного (45—50°) простирания. Другая оконечность этой трещины отмечена небольшим лавовым конусом Карап с потоком того же состава; Карап находится в 350—400 м, на самом берегу озера, и хорошо просматривается с Норадузского вулкана.

СХЕМАТИЧЕСКАЯ КАРТА МАРШРУТОВ ЭКСКУРСИЙ



ЛИТЕРАТУРА

- Абих Г.* 1899. Геология Армянского нагорья. Западн. часть. Орографическое и геологическое описание. «Зап. Кавказ. отдел. геогр. об-ва», кн. XXI.
- Абовян С. Б.* 1961. Геология и полезные ископаемые северо-восточного побережья оз. Севан. Изд. АН Арм. ССР.
- Абрамян М. С. и Аракелян Р. А.* 1948. Этренский ярус в Армянской ССР. «Изв. АН Арм. ССР», сер. ф.з.-мат., естеств. и техн. наук, т. 1, № 5.
- Агамалян В. А.* 1968. Региональный диавторез в Арзаканском кристаллическом массиве. «Изв. АН Арм. ССР», науки о Земле, № 1—2.
- Амарян В. М.* 1963. Стратиграфическая схема неогеновых и четвертичных вулканических образований района г. Арагац. ДАН Арм. ССР, т. XXXVI, № 5.
- Аракелян Р. А.* 1957. Стратиграфия древнего метаморфического комплекса Армении. «Изв. АН Арм. ССР», сер. геол. и геогр., № 5—6.
- Аракелян Р. А.* 1959. История нижнепалеозойского магматизма Армении. «Зап. Арм. отд. Всесоюзн. минерал. об-ва», вып. I.
- Асланян А. Т.* 1949. О возрасте вулканогенной толщи Центральной части Малого Кавказа. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 6.
- Асланян А. Т.* 1950. Стратиграфия вулканогенных пород Приереванского района (Арм. ССР), ДАН Арм. ССР, т. XI, № 5.
- Асланян А. Т., Амарян В. М.* 1962. Вулкан Арагац. Вопросы вулканизма. Тр. Первого Всесоюзн. вулк. совещания.
- Багдасарян Г. П.* 1951. Тежсарский щелочной интрузив и полезные ископаемые Памбакского хребта, Ереван.
- Багдасарян Г. П., Абовяч С. Б. и др.* 1963. Основные черты интрузивного магматизма Армении. Тр. Ин-та геол. наук АН Арм. ССР, Ереван.
- Багдасарян Г. П., Ширинян К. Г.* 1963. К генезису изверженных горных пород на примере изучения глубинного и эффузивного

магматизма Армении. «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород». Изд. АН СССР.

Баласанян С. И. 1967. Основные черты магматизма Армении. Ереван, изд. «Митк».

Белянкин Д. С., Петров В. П. 1949. О кристобалите и об условиях кристаллизации его в некоторых породах Закавказья. Труды Минерал. музея, вып. I.

Варданянц Л. А. 1948. Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Изд. АН Арм. ССР.

Габриелян А. А. 1945. К стратиграфии олигоценых отложений Армении. ДАН Арм. ССР, т. II, № 2.

Габриелян А. А. 1947. Третичные отложения Котайкского района Арм. ССР. Изд. АН Арм. ССР.

Габриелян А. А. 1948. О стратиграфическом положении и возрасте долеритовых базальтов Приереванского района. ДАН Арм. ССР, т. IX, № 1.

Габриелян А. А. 1959. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР.

Габриелян А. А. 1961. Тектоническое районирование Антикавказа (Малый Кавказ) и положение его в системе альпийского орогена юга СССР и сопредельных стран. «Изв. АН Арм. ССР», геол. и геогр. науки, т. XIV, № 4.

«Геология Армянской ССР». 1966. т. III, Петрография, интрузивные породы. Изд. АН Арм. ССР.

Грушевой В. Г. 1947. Молибденоносные интрузии Кавказа ВСЕГЕИ.

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

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

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

Заварицкий А. Н. 1950. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., Изд. АН СССР.

Заварицкий А. Н. 1953. Вулкан Голгат и его продукты. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, № 7.

«Интрузивы Закавказья». 1941. Сборник. Труды Груз. геол. управления, вып. 2.

Карпетян К. И. 1962. О новом, гегамском типе вулканов. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 5.

Карпетян К. И. 1963а. Петрохимические особенности четвертичного вулканизма Гегамского нагорья и Айоцзора (Армения). Сб.

«Петрохимические особенности молодого вулканизма». М., Изд. АН СССР.

- Карпетян К. И.* 1963б. Классификация четвертичных вулканов Гегамского нагорья и связь их с трещинной тектоникой. Сб. «Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР», М., Изд. АН СССР.
- Карпетян К. И.* 1966. Гегамское нагорье и некоторые вопросы вулканизма Армении. Тр. Второго Всесоюз. вулканологич. совещ., т. II, «Вулканические и вулкано-плутонические формации». М., изд. «Наука».
- Карпетян К. И.* 1966а. Вулкан Ковасар в Армении. Сб. «Вулканизм и геохимия его продуктов». М., изд. «Наука».
- Карпетян К. И.* 1969. Верхнеплиоцен-четвертичные магматические формации и вулканизм Армении. «Изв. АН Арм. ССР», науки о Земле, № 3.
- Карпетян С. Г.* 1964. Куполовидные вулканы Артени и Атис. «Изв. АН Арм. ССР», науки о Земле, № 3—4.
- Карпетян С. Г.* 1966. Центры извержений плиоценовых кислых пород Армении. Тр. Второго Всесоюз. вулканологич. совещ., т. II, «Вулканич. и вулкано-плутонич. формации». М., изд. «Наука».
- Карпетян С. Г., Сагателян К. М.* 1966. Обсидианы, перлиты, литоидные пемзы. Геология Армянской ССР, т. VII, «Неметаллические полезные ископаемые», Ереван, Изд. АН Арм. ССР.
- Карпетян С. Г.* 1968. К вопросу о возрасте и стратиграфическом положении новейших липаритовых и липарито-дацитовых пород Арм. ССР. «Изв. АН Арм. ССР», науки о Земле, № 1—2.
- Карпетян С. Г.* 1969. Геологические условия формирования промышленных месторождений кислых вулканических стекол Армянской ССР. Сб. «Закономерности формирования и размещения месторождений вулканического стекла». Изд. «Наука».
- Карпетян С. Г., Израелян В. Р., Акопян Г. Г.* 1969. Влияние генезиса кислых вулканических стекол на их структуру и технологические свойства. Сб. «Закономерности формирования и размещения месторождений вулканического стекла». Изд. «Наука».
- Карпетян С. Г.* 1969 Опыт картирования куполовидных вулканов на примере Артени (Армянская ССР). Сб. «Вопросы методики картирования вулканических формаций». Изд. «Наука».

- Карапетян С. Г.* 1970. Липариты и липарито-дациты. Геология Армянской ССР, т. IV, «Петрография. Вулканические породы». Изд. АН Арм. ССР.
- Карапетян О. Т.* 1932. Новейшие вулканические продукты Армении и их практическое значение. Тр. II Всесоюз. съезда геологов. Ташкент.
- Котляр В. Н.* 1958. Памбак. Геология, интрузивы и металлогения Памбакского хребта и смежных районов Армении. Ереван, Изд. АН Арм. ССР.
- Лебедев П. И.* 1931. Вулкан Алагез и его лавы. Сб. «Алагез», т. I, вып. 3. М. Изд. АН СССР.
- Лебедев А. П., Малхасян Э. Г.* 1965. Юрский вулканизм Армении. М., изд. «Наука».
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* 1928. Армянское вулканическое нагорье. «Природа», № 5.
- Магакян И. Г., Мкртчян С. С.* 1957. Взаимосвязь структуры магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа. «Изв. АН Арм. ССР», сер. геол., т. X, № 4.
- Малхасян Э. Г.* 1954. Газминский комплекс интрузий в Армении. Ереванск. политехн. инст. Сб. научн. тр., № 8, геол. и горн. дело, вып. I.
- Малхасян Э. Г.* 1962. Основные черты юрского вулканизма Армении. Сб. «Вопросы вулканизма», Изд. АН СССР.
- Милановский Е. Е.* 1956. О неогеновом и антропогеновом вулканизме Малого Кавказа. «Изв. АН СССР», сер. геол., т. IX, № 10.
- Милановский Е. Е.* 1960. Новейшая тектоника Севанской впадины. БМОИП, отд. геол., т. 35(5).
- Милановский Е. Е.* 1965. Новейшая (позднеорогенная) стадия геологического развития Кавказа. Автореф. док. дисс., М.
- Мкртчян С. С.* 1958. Зангезурская рудоносная область Арм. ССР, Изд. АН Арм. ССР.
- Набоко С. И.* 1959. Вулканические эксгальции и продукты их реакции. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 16.
- Назарян А. Н.* 1962. Вулканические породы и озерно-континентальные отложения нижнего течения р. Раздан. «Изв. АН Арм. ССР», сер. геол. и геогр. наук, т. XV, № 5.
- Наседкин В. В.* 1963. Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменение. Тр. ИГЕМ, вып. 98.
- Наседкин В. В.* 1969. Характеристика зональности на месторождениях кислых стеклообразных пород и физико-химические факторы, определяющие условия образования этих место-

рождений. Сб. «Закономерности формирования и размещения месторождений вулканического стекла». Изд. «Наука».

- Николаев Н. И.* 1948. О четвертичных тектонических движениях и возрасте рельефа Центрального Кавказа и Предкавказья. ДАН СССР, т. XXX, № 1.
- Остроумова А. С.* 1962. Базальтово-трахитовая формация Малого Кавказа, ВСЕГЕИ, Л.
- Паффенгольц К. Н.* 1931. Стратиграфия четвертичных лав Восточной Армении. Зап. Росс. минерал. об-ва, ч. 60, вып. 2.
- Паффенгольц К. Н.* 1939. Алагез и его происхождение. «Природа», № 6.
- Паффенгольц К. Н.* 1941. Связь тектоники с вулканизмом. Геология СССР, т. X, «Закавказье».
- Паффенгольц К. Н.* 1947. Геологический очерк Армении и прилежащих частей Малого Кавказа (на арм. яз.). Изд. АН Арм. ССР.
- Паффенгольц К. Н.* 1959. Геологический очерк Кавказа. Ереван, Изд. АН Арм. ССР.
- Паффенгольц К. Н., Тер-Мартirosян Г. Т.* 1964. Арагац. Геологический очерк Арагацкого вулканического массива. Ереван, Изд. АН Арм. ССР.
- Паффенгольц К. Н.* 1970. Очерк магматизма и металлогении Кавказа. Ереван, Изд. АН Арм. ССР.
- Петров В. П.* 1957. Игнимбриты и туфовые лавы, еще о природе арктикуфа. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 14.
- Петров В. П.* 1961. Петрографический облик игнимбритов и туфовых лав и их место среди горных пород, промежуточных между лавами и туфами. Тр. Лабор. вулканологии, вып. 20.
- Татевосян Т. Ш.* 1960. Условия образования щелочных сиенитов Баргушатского хребта (Армянская ССР) «Изв. АН Арм. ССР», геол. и геогр. науки, т. XIII, № 5.
- Хаин В. Е.* 1949. Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. «Сов. геология», № 39.
- Хитаров Н. И., Нагапетян Л. Б., Лебедев Е. Б.* 1969. Особенности кристаллизации кислых расплавов (экспериментальное исследование). «Геохимия», № 3.
- Ширинян К. Г.* 1957. Новые данные о центрах извержений туфов и туфолав Армении. ДАН Арм. ССР, т. XXIV, № 2.
- Ширинян К. Г.* 1961а. Вулканические туфы и туфолавы. Ереван, Изд. АН Арм. ССР.
- Ширинян К. Г.* 1961б. Игнимбриты и туфолавы (принципы классифи-

- кации и условия формирования на примере Армении). Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 20.
- Ширинян К. Г.* 1963. Гиалокластиты и условия их образования в Армении. Тр. Лабор. палеовулк., вып. 2, Алма-Ата.
- Ширинян К. Г., Аракелян Р. А.* и др. 1963. Основные закономерности эффузивного магматизма Армении. Тр. Ин-та геол. наук АН Арм. ССР, Ереван.
- Ширинян К. Г., Адмимамудов Э. Б.* 1966. Тектонические условия новейших вулканических проявлений Армении (по данным геофизическ. исследований). Тр. Второго Всесоюз. вулканологич. совещ., т. III «Вулканизм и глубинное строение Земли». М., изд. «Наука».
- Ширинян К. Г.* 1967. Эндогенные условия ареального вулканизма Армении. «Изд. АН Арм. ССР», науки о Земле, № 5—6.
- Ширинян К. Г.* 1969. О петрохимических неоднородностях новейших (плио-плейстоценовых) вулканитов Арм. ССР. ДАН Арм. ССР, т. XLVIII, № 4.
- Arni P.* 1939. Über die tectonischen Grundzüge ost Anatolines und benachbarter gebiete ne Veröffentlichungen des institutes für Lagerstättenforschung der Türkei Ser. B. Abhandlung № 4, Ankara.
- Bemmelen R. W. van* 1961. Volcanology and Geology of ignimbrites in Indonesia, North Italy and USA. Geol. Mijnbouw, N 12.
- Lubojs de Mont-Pereux, Federic.* 1839—43. Voyage autour du Caucase, les tcherkesses et les abkhases, en Colchide, en Georgie, en Armenie et en Crimée. Paris
- Goranson R. W.* 1931. The solubility of water in Granite Magmas. Amer. G., Sci, ser. 5, v. 22.
- Иванов Р.* 1962. Един петрохимичен метод и модалната систематика на някои магмени скали. Изв. на геолог. Инст. «Страшимир Димитров» кн. XI.
- Karapetian K. I.* 1964. Some regularities in areal volcanism. Bull. volc. Tome XXVII.
- Morey G.* 1914. Zeitschrift für anorganische und allgemeine Chemie, 86, 1914.
- Panto G.* 1962. The role of ignimbrites in the volcanism of Hungary. Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 6/3—4.
- Rittmann A.* 1960. Vulkane und ihre Tätigkeit. Ferdinand Enke Verlag. Stuttgart.
- Rittman A.* 1963. Erklärungsversuch zum Mechanismus der Ignimbritausbrüche. Geolog. Rundschau, Band 52, Heft 2.
- Steiner A.* 1960. Origin of ignimbrites of the North Island, New

Zeland. A new petrogenetic concept. New Zeland Geological survey, Bull. n. s. 68.

Shirinian K. G., Karapetian S. G. 1964. Specific features in the structure and Petrology of rhyolithic, dome-shaped volcanoes of Armenia Bull. volc. Tome XXVI.

Shirinian K. G. 1966. Ignimbrites and tuffolavas (principes of classification, and causes of genesis particularly in Armenia).

Tuffolavas and ignimbrites a survey of soviet studies. Amer. Elsevier publ. comp. NewYork—London—Amsterdam.

Shirinian K. G. 1968. Endogenetic conditions of areal volcanism (on the example of Armenia). Bull. volc. Tome XXXII.

Williams. 1941. Calderas and Their origin. Bull. Dep. Geol. univ. Calif, 25(6).

ОГЛАВЛЕНИЕ

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК АРМЯНСКОЙ ССР
(С. С. Мкртчян, К. Н. Паффенгольц)

Орогидрография	5
Стратиграфия	6
Интрузивные породы	22
Тектоника	28
Позднеорогенный вулканизм (К. Г. Ширинян)	35

Геологические экскурсии

I. АРАГАЦСКОЕ ВУЛКАНИЧЕСКОЕ НАГОРЬЕ

Общие сведения (К. Г. Ширинян)	46
A. Кислый вулканизм (К. Г. Ширинян, С. Г. Карапетян).	51
Экскурсия Ереван—вулкан Иринд—вулкан Артени	
Описание пути Ереван—вулкан Иринд (К. Г. Ширинян)	61
Вулкан Иринд и его продукты	64
Описание пути вулкан Иринд—вулкан Артени (С. Г. Карапетян).	78
Вулкан Артени и его продукты	80
B. Игнимбритовый вулканизм (К. Г. Ширинян)	89
Описание пути и объектов осмотра по маршруту Ереван—Агарак—Талиш—Артик—Арич	97

II. ГЕГАМСКОЕ ВУЛКАНИЧЕСКОЕ НАГОРЬЕ

Общие сведения (К. И. Карапетян)	109
Экскурсия Ереван—вулкан Атис—вулкан Гутансар—Гюмуш—Арзни—Ереван (С. Г. Карапетян)	
Описание пути Ереван—вулкан Атис	112
Вулкан Атис и его продукты	114
Описание пути вулкан Атис—вулкан Гутансар	120
Вулкан Гутансар и его продукты	120
Описание пути вулкан Гутансар—гор. Чаренцаван—сел. Гюмуш—сел. Арзни—гор. Ереван	127
Описание пути Ереван—вулкан Менаксар—вулкан Восточный Лчасар—Норадузский вулкан (К. И. Карапетян)	132
ЛИТЕРАТУРА	145

298