

С.Г. КАРАПЕТЯН



ОСОБЕННОСТИ
СТРОЕНИЯ И СОСТАВА
НОВЕЙШИХ
ЛИПАРИТОВЫХ ВУЛКАНОВ
АРМЯНСКОЙ ССР



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

Ս. Հ. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ
ՆՈՐԱԳՈՒՅՆ ԼԻՊԱՐԻՏԱՅԻՆ
ՀՐԱԲՈՒՆՆԵՐԻ ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔԻ ԵՎ ԿԱԶՄԻ
ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

С. Г. КАРАПЕТЯН

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ
И СОСТАВА НОВЕЙШИХ
ЛИПАРИТОВЫХ ВУЛКАНОВ
АРМЯНСКОЙ ССР

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН 1972

Описываются закономерности размещения, строения, морфология и история формирования новейших липаритовых вулканов Армянской ССР. Приводится детальная петрографическая характеристика и классификация липарит-дацитовых пород, их петрохимическая, геохимическая характеристики и акцессорно-минеральная специализация. Рассматриваются структурно-текстурные особенности и технологические свойства кислых вулканических стекол и другие вопросы.

На основании комплексных геолого-петрографических и технологических исследований рекомендуются новые типы сырья, а также участки для разведки и их промышленного использования.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Армянское вулканическое нагорье по характеру и разнообразию форм вулканических проявлений, хорошей сохранности вулканических аппаратов и их продуктов по праву считается классической областью молодого (неоген-четвертичного) вулканизма.

Особый интерес представляют верхнеплиоцен-нижнечетвертичные липаритовые куполовидные вулканы, по которым можно проследить непрерывную смену пород от некоторых глубин до дневной поверхности и выяснить условия их образования.

Изучение этих вулканов позволяет, с одной стороны, подойти к решению некоторых теоретических проблем, связанных с выявлением глубины зарождения кислой магмы, ее эволюции во времени, с другой—ряда петрологических и вулканологических вопросов.

Исследование их имеет и большое практическое значение: некоторые разновидности пород липаритового состава—обсидианы, перлиты и литоидные пемзы, именуемые обычно кислыми вулканическими стеклами, за последние 10—15 лет нашли широкое применение в различных областях народного хозяйства, и особенно в строительном деле (Петров, 1955).

Армянская ССР по запасам, качеству и экономически удобным условиям эксплуатации перлитового сырья занимает ведущее место в Советском Союзе. В настоящее время оно широко используется в нашей республике, вывозится во многие промышленные районы Союза, а также экспортируется в некоторые европейские страны.

Однако специальные исследования по закономерностям размещения, происхождению и возрасту липаритовых вулканов до настоящего времени не велись. Это обстоятельство диктовало проведение детальных и всесторонних исследований как самих вулканических построек, так и состава слагающих их разнотипных пород, в том числе и кислых вулканических стекол.

В основу предлагаемой работы положены исследования автора, которые проводились им в течение 1959—1966 гг. В работе изложены материалы по новейшим липаритовым куполовидным вулканам—Артени (Мец и Покр Артени), Атис, Гутансар (Кетан-даг), Спитаксар (Большой Аг-даг), Гехасар (Малый Аг-даг), Базенк (Гузгунлу), Мец Сатанакар (Большой Деве-гезю), Покр Сатанакар (Малый Деве-гезю), а также вновь выделенным небольшим центрам—Барцратумб, Мец Карахач, Фонтан и Алапарс, принимаемым предыдущими исследователями за эрозионные останцы липарит-перлитовых пород. Дано описание также двух относительно более древних (средне-плиоценовых) липарито-дацит-дацитовых куполов, вопросы возраста и происхождения которых являются спорными.

Приводятся (составленные впервые) детальные геолого-петрографические карты перечисленных липаритовых вулканов и прилегающих к ним участков.

Работы проводились в ИГН АН Армянской ССР, частично в ИГЕМ АН СССР.

Технологические испытания и термический дифференциальный анализ вулканических стекол проводились при непосредственном участии автора в лаборатории вспученных материалов Всесоюзного научно-исследовательского института—ВНИИСТРОМ (Красково, Московская область), ВНИ и проектно-институте «Теплопроект» и во ВНИИ камня и силикатов Министерства строительных материалов СССР.

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕННОСТИ ВОПРОСА

Новейшие липаритовые куполовидные вулканы Армянской ССР по сравнению с другими типами вулканов (полигенных, лавовых и шлаковых) изучены сравнительно плохо. Отдельные и весьма разрозненные сведения о них встречаются во многих работах (Абих, 1899; Паффенгольц, 1947; Милановский, 1956; Асланян, 1958; Габриелян, 1959; Ширинян, 1962; Амарян, 1963 и др.), однако никто из указанных исследователей специальным их изучением не занимался.

Отсутствие целенаправленных, детальных исследований и сложное структурно-морфологическое строение многих описываемых в настоящей работе вулканов приводило некоторых исследователей к разным, порой противоречивым мнениям об их происхождении и возрасте.

К. Н. Паффенгольц (1947) и он же совместно с Г. Т. Тер-Месропяном (1964) считают, что это останцы олигоценовой сильно дислоцированной липаритовой толщи. Большинство других исследователей считает их экструзивными конусами или куполами четвертичного (Абих, 1899; Куплетский, 1929; Джрбашян; Турцев, 1931; Назарян, 1962), верхнеплиоценового (Тахтаджян, Габриелян, 1948; Асланян, 1949; Ширинян, 1962) или нижнеплиоценового (Вегуни, 1958; Амарян, 1963; Оганесян) возраста.

Строение и состав некоторых вулканов Сюникской группы кратко описаны М. А. Кашкаем и А. И. Мамедовым (1961).

К. И. Карапетян в 1965 г. в числе других вулканических аппаратов Гегамского нагорья детально описал также морфологию и строение вулканов Атис, Гутансар, Спитаксар и Гехасар.

Продукты кислого состава, слагающие куполовидные вулканы (липариты, обсидианы, перлиты, пемзы и их обломочные разности) в петрографическом отношении изучены плохо. Исключение составляют некоторые разновидности пород вулканов Спитаксар и Гехасар, детально описанные Б. М. Куплетским (1929), А. С. Остроумовой, а отдельные потоки

вулканов Гутансар и Артени—В. П. Петровым (1957, 1961) и В. В. Наседкиным (1963, 1968).

Вопросам закономерностей распределения месторождений, подсчета запасов и технологии применения стекловатых разностей липаритовых пород посвящен ряд отчетов и изданных работ Т. А. Джрбашяна, О. Т. Карапетяна, Б. С. Вартапетяна, А. Т. Вегуни, К. М. Сагателяна, Б. В. Казаряна, П. Х. Канканяна, С. М. Мудурына и А. Г. Оганяна, А. М. Торосяна, Г. Г. Акопяна, А. Г. Мирумьяна и др.

Систематическое и всестороннее исследование новейших липаритовых вулканов проводится автором начиная с 1959 г. В результате этих исследований выяснены вопросы морфологии, строения, генезиса, возраста, закономерностей размещения этих вулканов, а также состава и практического значения их продуктов.

Все эти данные излагаются в настоящей монографии.

ГЛАВА I

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ НОВЕЙШИХ ЛИПАРИТОВЫХ КУПОЛОВИДНЫХ ВУЛКАНОВ АРМЯНСКОЙ ССР

Тектоническое строение Армянской ССР отражено в сводных работах К. Н. Паффенгольца (1947), Л. Н. Леонтьева (1949), В. Е. Хаина (1949), Л. А. Варданянца (1955), Е. Е. Милановского (1956), И. Г. Магакьяна и С. С. Мкртчяна (1957), А. Т. Асланяна (1858), А. А. Gabriеляна (1959) и др.

Территория Армянской ССР охватывает небольшую северо-восточную часть обширного Армянского вулканического нагорья и ограничивается с северо-востока Куринским, а с юго-запада—Среднеараксинским межгорными прогибами. Оно в общем плане рисуется как весьма пологое сводово-глыбовое поднятие (высотой до 3000—3500 м, при ширине около 180—190 км), именуемое К. Н. Паффенгольцем Центральной складчатой зоной Армении. Эта зона входит в систему Альпийского Средиземноморского пояса.

Существуют различные схемы структурно-тектонического районирования территории Армянской ССР. Наиболее широкое применение нашли схемы К. Н. Паффенгольца (1947) и А. А. Gabriеляна (1959). Первый из них выделяет три зоны: Сомхето-Ганджинско-Карабахскую, Армянскую (Центральная складчатая зона Армении) и Нахичеванскую. А. А. Gabriелян, А. И. Адамян и др. (1968) в последнее время по возрасту складчатости также выделяют три области: раннеальпийскую, среднеальпийскую и позднеальпийскую.

По данным указанных исследователей, зоны разграничены глубинными разломами и отличаются историей геологического развития, темпами и амплитудами тектонических движений, магматизмом, характером гравитационных полей и рядом других особенностей.

При сопоставлении упомянутых тектонических схем со схемами гравитационных зон Э. Б. Аджимамудова (1957),

Л. К. Татевосян (1958, 1961), Ш. С. Оганисяна (1958), К. Г. Шириняна и Э. Б. Аджимамудова (1966) и др. выявляются их почти полные совпадения.

На фоне регионального минимума, характеризующего территорию Армянской ССР, вырисовываются три гравитационные зоны, соответствующие указанным выше тектоническим зонам: центральная зона относительного минимума и зоны северо-восточного и юго-западного относительных максимумов.

Зона центрального минимума совпадает с центральной, наиболее приподнятой частью Арм. ССР, т. е. с Центральной складчатой зоной Армении, характеризующейся наиболее мощным развитием новейшего вулканизма. К этой зоне приурочены все вулканические нагорья (или области) Армянской ССР: Арагацкая, Гегамская, Варденисская, Сюникская, именуемые морфо-структурными или вулкано-структурными подзонами (Ширинян, 1962). Своим расположением они образуют полосу вулканических нагорий, простирающихся по территории республики с северо-запада на юго-восток примерно на 250—260 км.

В этой же зоне, в пределах отдельных вулкано-структурных подзон, расположены новейшие липаритовые куполовидные вулканы. Они распределены в указанных подзонах следующим образом (рис. 1): комплекс Артени (с центрами Мец и Покр Артени) в Арагацкой подзоне (в западной части республики), Атис, Гутансар, Спитаксар и Гехасар—в Гегамской подзоне (в центральной ее части), Базенк, Мец Сатанакар, Покр Сатанакар и Барцратумб—в Сюникской подзоне (в юго-восточной ее части).

Вулканы в пределах вулкано-структурных подзон приурочены к наиболее приподнятым—сводовым частям или расположены по периферии, на границе с синклинальными или межгорными прогибами. Участки расположения вулканов соответствуют локальным изолированным гравитационным минимумам, отображающим небольшие неогеновые прогибы (претерпевшие в дальнейшем инверсию).

Комплекс Артени расположен в Артенийском прогибе, близко к границе одноименного минимума и Мараликского максимума. По расположению как главных центров—Мец Артени и Покр Артени, так и некоторых более мелких, а также купола Тапак Блур, выявляется небольшое нарушение (около 10 км) близмеридионального простираания (СВ—25—30°), совпадающее, видимо, с границей двух указанных локальных структур.

Вулканы Атис, Гутансар, Фонтан и Алапарс расположены

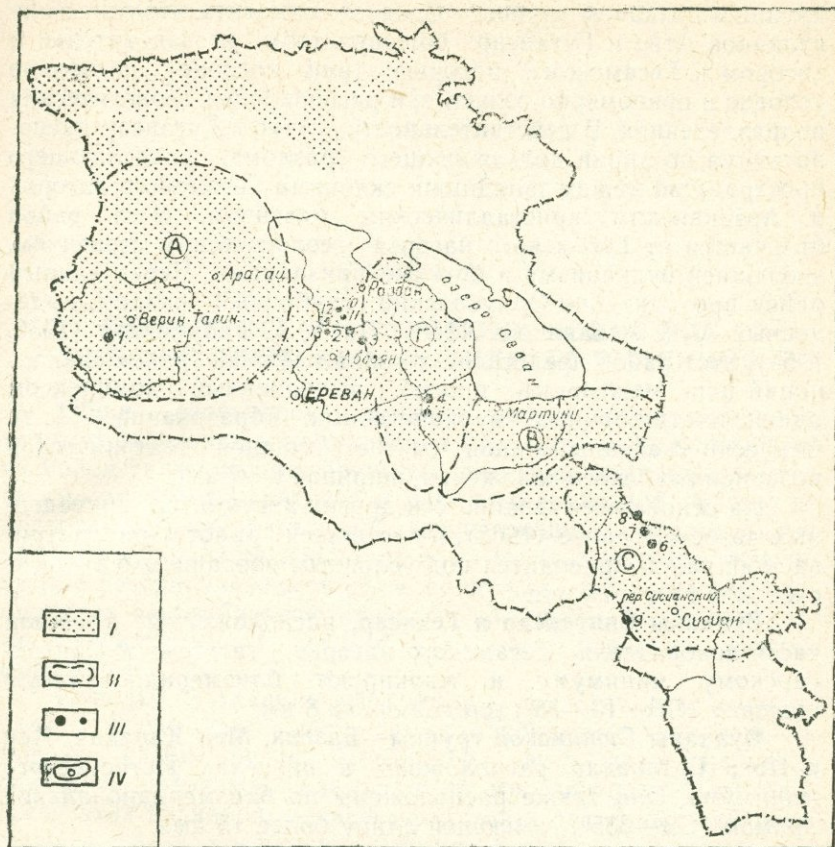


Рис. 1. Схема распределения новейших липаритовых куполовидных вулканов на территории Армянской ССР. I—районы распространения плиоценовых вулканогенных образований; II—границы вулканоструктурных подзон: А—Арагацкая, Г—Гегамская, В—Варденисская, С—Сюникская; III—большие кружки: крупные куполовидные вулканы: 1—комплекс Артени (Мец и Покр Артени), 2—Гутансар, 3—Атис, 4—Спитаксар, 5—Гехасар, 6—Базенк, 7—Мец Сатанакар, 8—Покр Сатанакар, 9—Барцратумб; маленькие кружки—небольшие вулканы: 10—Алапарс, 11—Фонтан и среднеплиоценовые купола: 12—Авазан, 13—Гюмуш; IV—границы административных районов.

в пределах Атисского минимума; по ним прослеживается структура в виде ломаной линии, имеющей близмеридиональное простирание ($СЗ-335-350^{\circ}$), протяженностью более 14 км. Вулкан Гутансар расположен на месте «излома» — пересечения линий, возможно потому и является наиболее

крупным вулканом группы. Следует отметить, что отнесение вулканов Атис и Гутансар большинством исследователей и автором к Гегамскому нагорью (или подзоне) несколько условно и правомерно только при региональных геологических подразделениях. В действительности, Атис и Гутансар располагаются по линии долгоживущего разлома, разделяющего пространство между западными склонами Гегамского нагорья и Арзаканским кристаллическим массивом. Этот район отличается от Гегамского нагорья геологическим строением, эволюцией вулканизма и другими признаками. Через данный район проходит Ани-Ордубадский глубинный разлом, выделенный А. Т. Асланяном (1958). По А. А. Габриеляну (1956, 1964), этот район представляет собой крупный грабен-синклинорий или межгорный прогиб, выполненный комплексом плиоцен-четвертичных вулканогенных образований. Д. А. Оганесян указанный район считает мощной тектонической подзоной глубокого заложения, шириной 6—7 км.

На основании сказанного и других аргументов, приведенных автором ранее (1968), в настоящей работе рассматриваемый район приводится под условным названием **разданской структуры**.

Вулканы Спитаксар и Гехасар, расположенные в южной части водораздела Гегамского нагорья, тяготеют к Спитаксарскому минимуму и маркируют близмеридиональную трещину (СВ—13—15°) длиной около 8 км.

Вулканы Сюникской группы—Базенк, Мец Карахач, Мец и Покр Сатанакар расположены в пределах Истисуйского минимума. Они также расположены по близмеридиональной прямой (СЗ—335°), имеющей длину более 15 км.

ГЛАВА II

МОРФОЛОГИЯ И СТРОЕНИЕ НОВЕЙШИХ ЛИПАРИТОВЫХ КУПОЛОВИДНЫХ ВУЛКАНОВ

Общие особенности строения липаритовых вулканов, условия залегания и направления флюиальности слагающих их пород указывают на процессы выдавливания и наслаения весьма вязкой липаритовой и липарито-дацитовой магмы из центрального канала или небольших трещин, с образованием крупной куполовидной постройки на месте ее выхода, обычно трудно разграничиваемой от ее же потоков. Вулканы характеризуются веерообразной, слистой, натечной и более сложными структурами. В рельефе все они довольно хорошо выражены.

Породы, слагающие эти вулканы, представлены: липаритами, обсидианами, перлитами, литоидными пемзами, их туфами и брекчиями. Последние, часто перемежаясь с лавовыми потоками, указывают на многоактность* деятельности этих вулканов; количество актов у отдельных вулканов достигает 4—5, а у вулкана Артени—8.

Размеры куполовидных массивов довольно различны: диаметр их основания колеблется от 170 до 3500 м, высота—от 160 до 500 м, а объем изверженного материала—от 0,2 до 5 км³ (табл. 1).

Описание новейших липаритовых куполовидных вулканов дается по отдельным вулcano-структурным подзонам (Арагацской, Гегамской и Сюникской), по направлению с запада на восток и юго-восток. Наиболее детально описывается весьма интересный в структурном и генетическом отношении вулканический комплекс Артени.

* Под термином акт извержения автор понимает отдельные части единого извержения (отдельные излияния), отличающиеся друг от друга интенсивностью явлений, наличием между ними пирокластических образований и другими особенностями.

Подзоны	Название вулкана	Абсолютная высота в м	Относительная высота в м	Диаметр основания вулкана в м	Наибольший диаметр основания массива в км	Площадь основания массива (с потоками) в км ²	Объем материала в км ³	Морфология отдельных тел	Состав пород
Арагац-ская	Артени (Мец и Покр Артени)	2047,4	500	1250	10,0	37,0	5,0	Купола, неки, потоки, пирокласты	Липаритовый, липарито-дацитовый
Гегамская	Атис	2529,2	350	1000	8,0	25,0	3,0	Потоки, пирокласты, дайки	Липаритовый, липарито-дацитовый
	Гугансар	2229,2	350	3000	5,5	45,0	5,0	Потоки, экструзии	Липаритовый, липарито-дацитовый
	Фонтан	1791,0	35	170	2,2	2,0	0,15	Потоки, экструзии	Липаритовый
	Алаларс	1809,5	160	400	2,2	2,6	0,22	Экструзии	Липаритовый
	Спитаксар	3560,1	500	3500	4,0	8,5	3,0	Экструзии потоки, пирокласты	Липаритовый
	Гехасар	3446,0	350	1500	6,0	20,0	4,5	Потоки, экструзии, пирокласты	Липаритовый, липарито-дацитовый
Сюникская	Базенк	3228,7	350	800	2,5	3,5	0,6	Экструзии	Липаритовый
	Мец Сатанакар	3174,0	450	1000	2,5	5,5	2,0	Потоки, экструзии	Липаритовый
	Покр Сатанакар	3162,0	200	500	1,2	1,2	0,2	Потоки	Липаритовый
	Барцратумб	2452,1	65	700	2,5	3,0	0,5	Потоки	Липаритовый

А. ЛИПАРИТОВЫЕ КУПОЛОВИДНЫЕ ВУЛКАНЫ АРАГАЦСКОЙ ВУЛКАНО-СТРУКТУРНОЙ ПОДЗОНЫ

Общие сведения

В Арагацской вулcano-структурной подзоне, в отличие от других подзон, липариты представлены одним, но довольно крупным вулканом—Артени.

Под этим названием автор подразумевает крупный массив, комплекс слившихся основаниями вулканических центров (или вулканов)—Мец Артени и Покр Артени.

Артени является наиболее крупным, довольно сложным и интересным по структуре липаритовым вулканом Армении.

Артени (Большой Богутлу, Артин, Богути) расположен на юго-западной периферии массива г. Арагац, в Талинском районе Армянской ССР. Район характеризуется широким развитием разнообразных вулканических строительных материалов—туфов, туфолов, шлаков, перлитов, обсидианов, пемз, андезито-базальтов, поэтому издавна привлекал внимание многих исследователей. В последние годы своими хорошими качествами особе значение приобрели развитые в пределах массива Артени перлитовые породы Арагацкого месторождения, откуда они вывозятся во многие промышленные районы Советского Союза и в зарубежные страны.

Краткий очерк геологического строения района вулкана Артени

Вопросы геологического строения, петрографического состава пород и новейшего вулканизма района расположения вулкана Артени (Арагацской подзоны) с той или иной степенью детальности отражены в работах П. И. Лебедева, Б. В. Залесского и В. П. Петрова, К. Н. Паффенгольца, А. Н. Заварицкого, С. П. Бальяна, К. Г. Шириняна, А. Т. Асланяна, В. М. Амаряна и др.

Относительно полная схема стратиграфического взаимоотношения вулканогенных образований района расположения вулкана Артени дана К. Н. Паффенгольцем (1938), К. Г. Шириняном (1953) и В. М. Амаряном (1963). Однако точные взаимоотношения отдельных толщ, свит и потоков до сего времени еще до конца не выяснены.

В связи с этим автором, параллельно с изучением собственно вулкана Артени, уточнены также контуры распространения и взаимоотношения других вулканогенных образований района (рис. 2).

а) **Морфология.** Несмотря на большую размытость вулканов Мец и Покр Артени, основные черты их строения в целом сохранились (рис. 3).

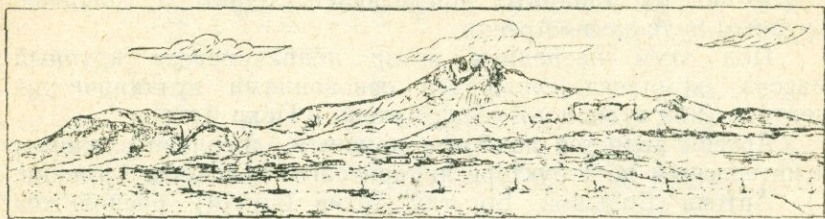


Рис. 3. Вулканы Мец Артени и Покр Артени (вид с востока).

В строении каждого из них довольно четко выделяются вулканическая постройка и потоки, отходящие от них в разных направлениях.

Наиболее длинный поток отходит от Мец Артени в западно-западном направлении на 7—8 км и доходит до ст. Арагац (отсюда и название потока—Арагацкий).

От вулкана Покр Артени отходят несколько потоков, сливающихся в широкий шлейф-отрог, протягивающийся в южном направлении примерно на 3,5—4 км.

На склонах вулканов, а также в пределах их потоков и отрогов местами вырисовываются и другие небольшие структурные формы вулканических образований: купола, некки, трещинные экструзии и дайки.

Среди них наиболее крупными и четкими являются сложный, дифференцированный пробковый купол-некк Хцан, расположенный в центральной части вулкана Мец Артени и купол Тапак Блур, возникший в его северо-восточной части.

Помимо отмеченных структур, морфологически выделяется также небольшая останцевая цепь возвышенностей (сложенная теми же кислыми породами, что и Артени), расположенная в 1,5 км к северу, северо-востоку от массива Артени и известная под названием Брусок.

б) **Строение.** Строение Артени как в структурном, так и в геологическом отношении довольно сложное. Он, в целом, образовался в результате неоднократных извержений двух смежных, очень близко расположенных центров—Мец Артени и Покр Артени и многочисленных более мелких латеральных или эксцентрических, возникших как на довольно близком,

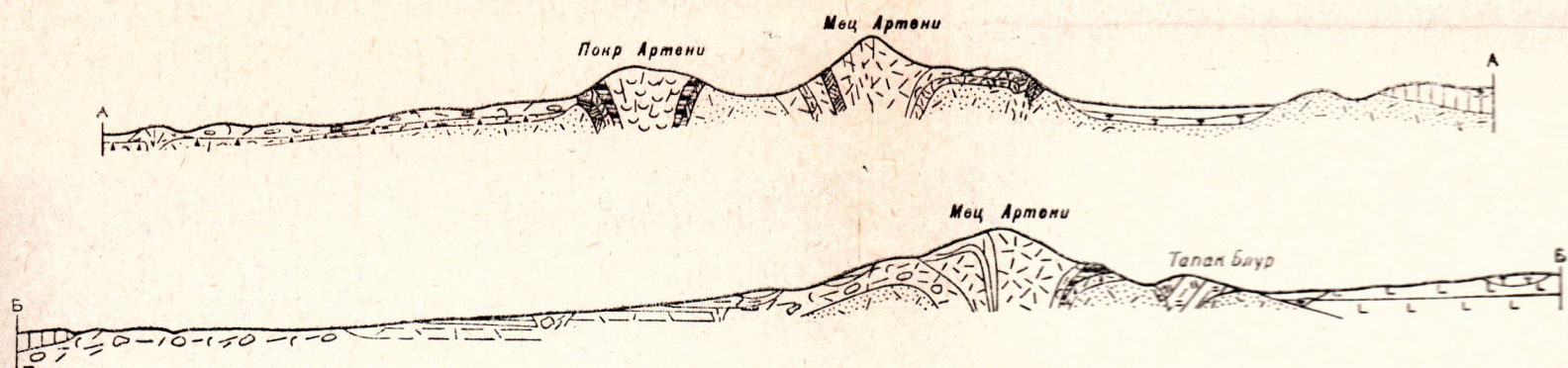
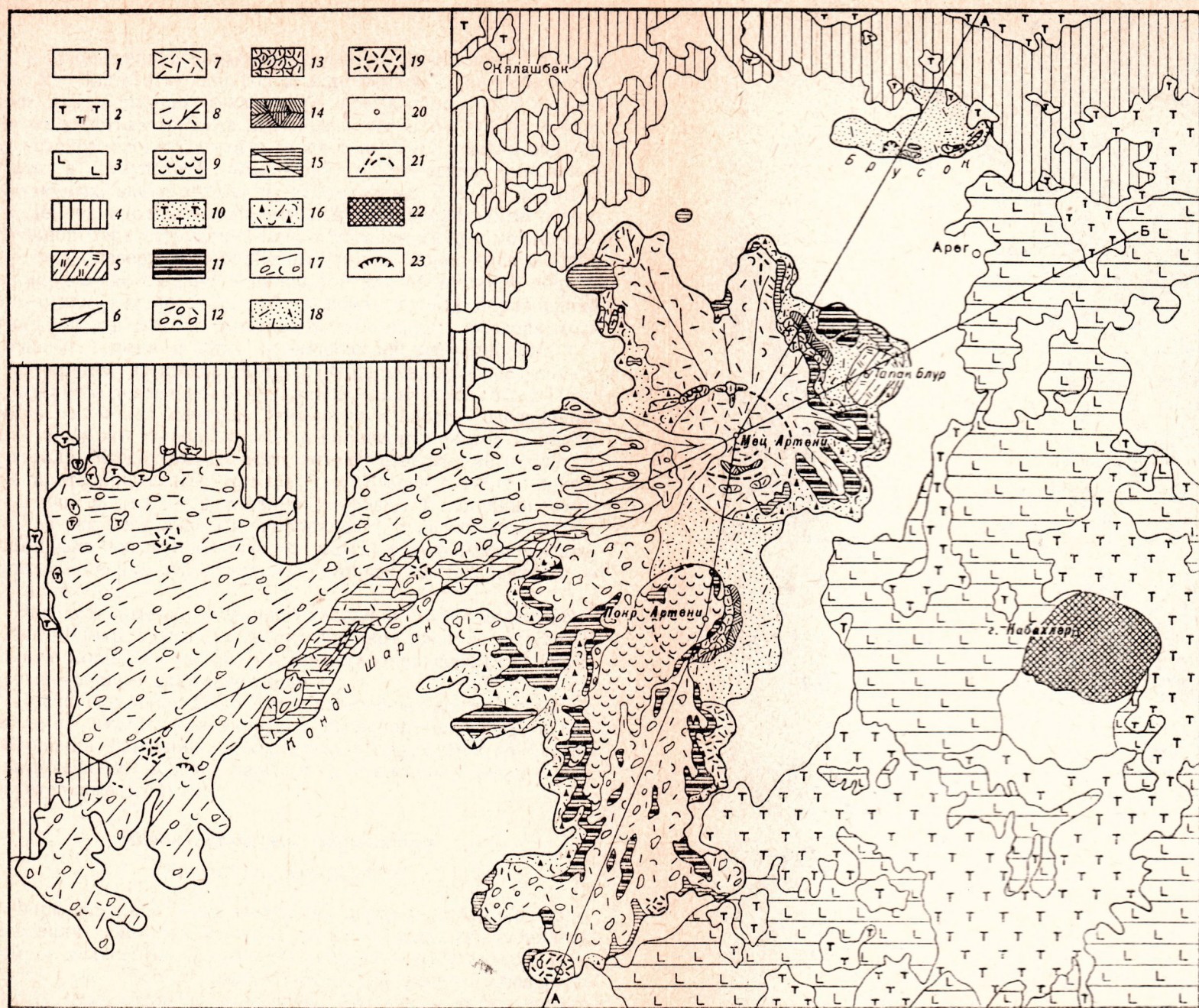


Рис. 2. Схематическая геолого-петрографическая карта вулканического комплекса Артени. Составил С. Г. Карапетян.

1—аллювиальные, делювиальные и пролювиальные отложения; 2—туфы еревано-ленинканского типа; 3—андезито-базальтовые лавы; 4—андезито-дацит-дацитовые лавы. Продукты комплекса Артени (№ 5—20): 5—липарито-дацит-дациты купола Татак Блур; 6—липаритовые лавы—«верхние»; 7—липариты купола Хчан; 8—потоки перлитовых лав и лавобрекчий вулкана Мец Артени; 9—перлитовые лавы Покр Артени; 10—липаритовые туфы; 11—липаритовые лавы—«средние»; 12—перлит-обсидиановые лавы и лавобрекчий Покр Артени; 13—перлитовые экструзии; 14—эруптивные перлитовые брекчий; 15—липаритовые лавы—«нижние»; 16—перлит-обсидиановые туфы и туфобрекчий; 17—перлит-пемзовый агломератовый—Арагацский поток; 18—эксплозивные перлит-пемзовые рыхлые образования; 19—обсидианы; 20—небольшие купола, неки и центры эрупции липаритовых и перлитовых лав и брекчий; 21—трещины выжимания; 22—шлаковые конусы; 23—карьеры.

так и сравнительно большом удалении от главных центров (рис. 2). Часть этих центров в виде некков, дайкообразных тел и других выходов в настоящее время обнажается на различных участках массива. Как здесь, так и на других вулканах установлено, что одни и те же типы пород могли образоваться в результате различных генетических условий—эффузивных, экструзивных и эксплозивных. Все это, а также в общем однородный—липаритовый состав продуктов в значительной мере затрудняет точное установление и последовательность извержения отдельных типов пород Мец и Покр Артени; однако наличие стекловатой или обломочной подошвы у отдельных потоков, туфо-туфобрекчиевых образований между ними и других признаков позволяют разграничить отдельные потоки и акты вулканической деятельности.

В общем комплекс Артени образовался в результате восьми актов деятельности вулканических центров Мец и Покр Артени. У обоих центров последовательность извержения одних и тех же типов пород и количество актов в общем совпадала. Между отдельными актами извержений наблюдаются кратковременные промежутки относительного покоя. Последний выражается, главным образом, в излиянии молодых лав на несколько эродированную поверхность пород ранних излияний, в образовании между отдельными актами пирокластических образований, с которых обычно начиналось их становление.

Эксплозивные образования начальной стадии деятельности Мец и Покр Артени, имеющие широкое распространение и большую мощность (до 200 м), представляют собой самостоятельный—первый акт извержений.

Поскольку Мец и Покр Артени сложены одними и теми же породами, имеют одинаковую последовательность в их образовании, описание обоих центров приводится совместно по выделенным актам, каждый из которых имеет свои отличительные особенности.

Пирокластические образования

(Первый акт извержений)

Формированию вулканической постройки Артени предшествовали сильные взрывы. В результате образовалось огромное количество рыхлого пирокластического материала—«тефра» (по Thorarinsson, 1958), покрывшего большую площадь, ныне занятую массивом Артени, и далеко за его пределами. Не исключено, что эксплозивная деятельность обоих вулканических центров Мец и Покр Артени происходила одновременно.

В настоящее время пирокластикой сложены нижние части северных, восточных и южных склонов Мец и Покр Артеи, седловина между ними и большая часть возвышенности Брусок. Породы эти еще издали выделяются своим белесоватым цветом и своеобразным мягким сглаженным рельефом (см. фиг. 3). Уцелевшие от размыва пирокластические образования составляют по площади 2,5—3 км², мощность их от 50 до 200 м, а объем около 0,3 км³.

Если учесть большую силу взрыва, возможность переноса части мелкообломочного материала на большие расстояния и степень его последующего размыва, то можно составить примерное представление о том большом количестве материала, которое первоначально было выброшено вулканом. О громадной силе взрыва и количестве выброшенного материала можно судить по большой мощности очень мелко раздробленного материала, а также по наличию громадных глыб среди них.

Вулканиды первого акта извержения на склонах Мец Артеи сильно размывы и обнажаются только в оврагах (северные и северо-восточные склоны). Более полно они представлены на Покр Артеи и на Бруске.

Относительно происхождения данных пирокластических образований, именуемых геологами «перлитовыми песками», имеются две точки зрения. А. Г. Карапетян и Р. Е. Богданян эти «пески» представляют как аллювиально-делювиальную россыпь, т. е. считают их вторичными образованиями. Автор же (Карапетян, 1964) считает, что эти пески имеют первичную природу и образовались в результате эксплозивных извержений Мец и Покр Артеи.

Вторая точка зрения в дальнейшем была подтверждена проводившимися здесь геологоразведочными работами С. М. Мудуряна и А. Г. Оганяна.

Установление генезиса и механизма образования этих песков имеет большое значение для познания вулканологических процессов, а также для практических целей. Детальный анализ последовательно отложившегося материала позволяет с определенной точностью восстановить последовательность вулканических событий и тип извержения. С практической же точки зрения, это важно для правильного подсчета запасов, направления геологоразведочных и эксплуатационных работ и т. д.

Для восстановления истории формирования толщи пирокластических отложений первого акта просмотрены многочисленные разрезы. В большинстве их видна отлично сохранившаяся слоистость рыхлого материала, с хорошо выраженной сортировкой по крупности зерен. Отдельные слои

или горизонты (мощностью 10—80 см) часто разграничиваются пепловыми прослоями. Каждый горизонт отвечает одному импульсу* извержения. В тех местах, где слоистость отсутствует, обнажение оставляет впечатление хаотического нагромождения обломочного материала.

Согласно принятой классификации (1962)** обломочный материал по размерности представлен: глыбовым вулканическим агломератом (более 200 мм), вулканическим агломератом (30—200 мм), лапиллиями (0—30 мм), вулканическим гравием (2—10 мм) и вулканическим пеплом (песок—0,1—2 мм и пыль—менее 0,01 мм). Вулканический агломерат автором расчленен на три части: мелкий (30—100 мм), средний (100—150 мм) и крупный (150—200 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. Пепловый материал представлен как эксплозивными обломками (выпавшими вместе с крупными обломками), так и осколками, отломившимися от более крупных обломков в момент или после их выпадения.

Эксплозивные обломки представляют собой стекловатые бесформенные, слегка оплавленные с краев куски дробленой пемзы. Механические же обломки имеют чешуйчатые, раковистые или луковичные формы, указывающие на отщепление их от крупных обломков, обычно по перлитовым трещинкам.

Около 80—90% всех обломков, включая также бомбы и глыбы, представлены перлитом и пемзой, а остальные 10—20%—обсидианом и липаритом. Среди крупных обломков преобладают перлиты, среди мелких—пемзы. Промежутки между крупными обломками выполнены как пепловым материалом тех же пород, так и, в незначительном количестве, обломками минералов (полевые шпаты, кварц, рудные минералы и др.).

Для более полного представления отложения пирокластичности приводится описание одного характерного и наиболее полного разреза, вскрытого разработкой на склоне Бруска.

Этот разрез вскрыт мощным карьером, высота забоя которого 17—20 м. Хорошо в нем прослеживается послойное

* Под импульсом подразумевается один взрыв, давший определенное количество пирокластического материала, отложившегося в виде отдельного слоя или горизонта, часто с заметной сортировкой.

** Классификация вулканогенных обломочных горных пород. Госгеолтехиздат. М., 1962.

залегание и хорошая отсортированность материала. Границы горизонтов распознаются по наличию светлых пепловых прослоев (1—5 см), а при отсутствии последних—по резкой смене размерности обломков. Мощность отдельных горизонтов колеблется от 5—10 см до 80 см и более. Большинство их имеет горизонтальное залегание и лишь местами дает небольшие волнообразные колебания. Иногда сплошность отдельных горизонтов, или серии их, нарушается небольшими ступенчатыми микросбросами, амплитудой 2—4 см.

Микросбросы образуются в период и после отложения пирокластического материала, в результате дрожаний или тряски, возникающих при сильных взрывных извержениях вулканов. Они обычно затрагивают лишь одну, две или несколько прослоек. Поступающий от того же взрыва новый измельченный пепловый материал сначала повторяет поверхность нарушения, а затем постепенно заживает его.

Преобладающая часть обломков представлена вулканическим гравием и лапиллиями, реже встречаются вулканический агломерат и бомбы. Ниже приводится гранулометрический состав одного участка пирокластических образований описанного карьера (табл. 2), а для сравнения—разрез опытного карьера восточного склона вулкана Покр Артени (табл. 3).

Таблица 2

Гранулометрический состав пирокластических образований участка Брусок (в %)

Горизонты (сверху вниз)	Размер обломков в мм							глыбовый агломе- рат 200
	пепел		гравий 2—10	лапилли 10—30	вулк. агломерат			
	пыль 0,01—0,1	песок 0,1—2			мелкий 30—100	средний 100—150	крупный 150—200	
1	15	35	20	25	4	1	—	—
2	20	60	20	—	—	—	—	—
3	15	35	30	20	—	—	—	—
4	70	30	—	—	—	—	—	—
5	10	15	25	28	20	—	2	—
6	55	45	—	—	—	—	—	—
7	10	40	30	18	—	—	—	2

Рассматривая разрез, вскрытый карьером в целом, можно сделать заключение о более или менее равномерных импульсах извержений вулканов в данный период их деятельности; частота взрывов, видимо, временами увеличивалась, о чем свидетельствует местами наблюдающееся частое переслаивание пепловых прослоев.

Таблица 3

Гранулометрический состав пирокластических образований опытного карьера восточного склона Покр Артени (в %)

Горизонты (сверху вниз)	Размер обломков в мм							глыбистый агломе- рат 200
	пепел		гравий 2—10	лапиллы 10—30	Бул. агломерат			
	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	—	—	Одна глыба

Резюмируя вышеизложенное, можно прийти к выводу, что в период первого акта деятельности Мец и Покр Артени имели место многократные, порой спазматические взрывы, доставившие на поверхность большое количество пирокластического материала. В настоящее время они лучше всего сохранились в непосредственной близости от центров извержений (особенно Покр Артени) и на Бруске. При сопоставлении углов наклона слоев, вскрытых шурфами и естественными обнажениями на разных склонах вулканов Покр и Мец Артени, на месте их современной вулканической постройки грубо вырисовываются довольно большие пемзовые насыпные конусы (типа Пелато на о. Липари) с кратером примерно в центральной части каждого из них и с падением пластов в стороны от кратера. У Покр Артени впоследствии из кратера были выжаты липарит-перлитовые лавы, затем заполнившие его, а у Мец Артени выжимался громадный липаритовый купол Хчан. Относительно более молодые лавы перекрыли пирокластические образования на различных участках, благодаря чему они и уцелели.

Сваренные лапиллиевые туфы первого акта залегают непосредственно на пирокластических породах и обнажены на восточном склоне Покр Артени. Выше они сливаются с прорывающими и перекрывающими их эруптивными брекчиями и экструзивными черными перлитовыми породами, образуя вместе с последними скальные пирамиды и столбы высотой от 5 до 30 м и шириной от 0,5 до 2,5 м. Видна четко выраженная слоистость пород с северо-восточным простираанием и падением их в сторону центральной части вулкана, под углом 40—50°. Здесь шел интенсивный размыв туфов согласно их слоистости, отчего они приобрели шероховатую поверхность. В отличие от рыхлых горизонтов, в этих породах замечаются, как уже ука-

зано, обратное склону падение слоев, более грубая обломочность, местами более грубая сортировка материала и плотная сваренность.

Преобладающее большинство обломков представлено плотными перлитами и пемзой буроватых или светлых оттенков и, в небольшом количестве, липаритами и обсидианами.

Сваренные туфы, видимо, являются результатом отложения пирокластического материала на внутренние стенки кратерной воронки, откуда выбрасывался материал. Сваривание и уплотнение материала произошло главным образом под воздействием температуры самого пирокластического материала, а также температуры поверхности кратерной воронки и температуры прорвавших их перлитовых лав.

Перлитовые потоки агломератового строения

(Второй акт извержений)

Непосредственно за эксплозиями последовало извержение агломератовых потоков, главным образом из центров Мец и Покр Артени и, возможно, из небольших трещин.

Агломератовый поток, извергшийся из центра Мец Артени, морфологически отчетливо выражен и известен под названием Арагацского перлитового потока; поток Покр Артени ныне сильно размыт и местами перекрыт; он частично обнажается только на небольшом участке крутых бортов оврага Бозияр.

Появление раскаленных агломератовых потоков после пароксизмальных извержений отмечено в деятельности ряда известных вулканов мира, в том числе Суфриера, Мерапи, Мон-Пеле, Камагатаке, Авачи, Шивелуча и Безымянного.

Арагацкий поток. Несмотря на большую размытость, основные черты строения потока в общем сохранились. Главное русло его прослеживается с западной вершинной части Мец Артени на запад и юго-запад, почти до ж.-д. станции Арагац.

Вначале относительно узкий у места извержения поток, постепенно расширяясь по фронту за счет юго-западного и южного флангов, достигает ширины до 4—4,5 км. Наибольшая длина его—8 км. Площадь потока равна 14 км². Наибольшая мощность его у центра извержения около 150—200 м, но затем он постепенно убывает и в конечной части его составляет в среднем 70—75 м. Общий объем изверженного материала превышает 1 км³.

Строение потока хорошо видно в нескольких забоях

Арагацского карьера, заданного недалеко от его юго-западной оконечности.

Во всех разрезах, вскрытых карьерами, обнаруживается беспорядочное скопление перлит-пемзового материала, без каких-либо следов сортировки и стратификации.

Размерность обломков самая разнообразная: от долей миллиметра до 135 см. Примерный агрегатный состав потока, высчитанный методом визуального (с помощью наблюдения, фотографирования) и ситового анализов, приведен в табл. 4.

Таблица 4

Гранулометрический состав Арагацкого перлитового потока (в %)

Горизонты (сверху вниз)	Размер обломков в мм						
	пепел 0,1—2	гравий 2—10	лапилл 10—30	вулканический агломерат			глыбовый агломе- рат 200
				мелкий 10—30	средний 100—150	крупный 150—200	
1	8	7	20	15	25	20	5
2	3	1	22	10	20	30	8
3	5	10	5	20	20	25	15
4	2	8	15	20	15	20	20
5	10	10	20	5	30	20	5

Как видно из таблицы, преобладают обломки размерами от 100 до 200 мм и более, соответствующие вулканическому агломерату или грубому вулканическому агломерату; часто встречаются перлитовые бомбы со структурой «хлебной корки». Исходя из сказанного поток назван агломератовым.

Агломератовый материал представлен преимущественно перлитом, пемзой и обсидианом. Среди крупных обломков преобладают перлиты, а среди мелких—пемзы. Обсидианы образуют обычно отдельные реликтовые «гнезда» и «линзы» среди перлитов агломератовой массы, а иногда большие массивные тела. Однако они не образуют сплошной, непрерывной подстилки по всему потоку, которая могла бы свидетельствовать о зональности Арагацкого потока в целом.

Искапаемые фумаролы. В Арагацском потоке довольно часто встречаются отдельные зоны плотных бурых перлитов. Последние при эрозии окружающей их более светлой рыхлой агломератовой массы образуют выступающие эрозионные столбы и пирамиды, указывая на места выходов древних фумарол и эманаций. Г. Вильямс (Williams, 1942) такие следы фумарол называет «искапаемыми фумаролами».

На поверхности потока бурые перлиты слагают небольшие бугры и сопки. Их хаотическое расположение, вероятно, свидетельствует о том, что поверхность потока после его отложения долго еще дымила, наподобие потоков вулканов Безымянного и Шивелуча на Камчатке. В пределах потоков появление зон высокотемпературных фумарол часто объясняется процессами вторичного разогрева и окисления (Башарина, 1960; Борисов, 1960). Процессу окисления способствует приток воздуха через борта лавовых потоков вследствие интенсивной эрозии их текущими реками и, возможно, первичная высокая температура, сохранившаяся под мощным слоем агломерата.

Широкое развитие бурых разностей перлитов, которое отмечается на Арагацком месторождении, объясняется именно процессами окисления и вторичного разогрева, которые при наличии водяных паров в некоторой мере вспучивали их, превратив местами в пемзовидные разности.

Как показывают исследования, главными вспучивающими агентами пород являются пары воды и газы.

Источниками газа в составе фумарол агломератового потока вулкана Безымянного О. Г. Борисов (1960) и др. считают сгорание поваленной растительности. Источником воды являются метеорные осадки, которые имеют очень близкие составы.

По данным Б. И. Пийпа (1946), фумаролы, выходящие из потока Авачинского вулкана, тоже были представлены водяными парами (возможно с примесью углекислоты), которые получал поток в виде дождя и снега.

Какие-либо обломки или следы растительности в породах Арагацкого потока не встречены; возможно, что основным источником фумарол для этого потока были также метеорные воды, а также газовые составляющие самих пород.

Механизм образования. Агломератовые, пемзовые, туфовые и подобные им потоки в настоящее время хорошо изучены, однако относительно механизма их образования имеются разные мнения.

Не вдаваясь в детали, отметим, что образование потока типа Арагацкого, по мнению автора, происходило в результате извержения газонасыщенной кислой магмы. Последняя, ввиду быстрого спада внешнего давления в близповерхностных условиях, бурного выделения паров воды и других летучих, вспучивалась, дробилась на мелкие кусочки, комки и, быстро остывая, превратилась в обломочную, агломератовую массу. Эта масса вместе с выделяющимися газами и парами образовала высокоподвижную эмульсию—«лаvinу», катящуюся по склонам вулкана на большие расстояния. Движение

лавины обусловлено силой тяжести обломков, наклоном рельефа, объемом изверженного материала, взрывной способностью кислых-вязких лав и другими факторами.

Феннер (Fenner, 1923) пришел к заключению, что на передвижение потоков решающее влияние оказывает взрывная способность магмы, обусловленная присутствием и эволюцией в ней растворенных газов; эта взрывная эволюция дает материалу его главную способность—«подобие жидкости» (Смит, 1963). В дальнейшем эту концепцию стали называть «автоэксплозивным процессом Феннера».

По Р. Смигу, если газы в породе составляют даже всего несколько сотых весовых процента, то объем его при температуре извержения должен быть внушительным и должен обеспечивать достаточную «смазку». Эта «смазка» газом и парами облегчает передвижение обломочной массы потока и наряду с другими отмеченными выше факторами (сила взрыва, угол наклона склона, удельный вес и т. д.) придает ему большую скорость.

Центры извержений. Относительно центров извержений агломератовых и подобных им образований имеются разные мнения. Некоторые исследователи образование их связывают с кратерами открытого типа (вулканы Суфриер, Асама, Авача и др.), другие—с возникновением вулканических куполов (Мон-Пеле, Мерапи, Суелич, Безымянный и др.), третьи—с трещинами (Долина десяти тысяч дымов и др.).

При образовании Арагацского потока, видимо, сочетались особенности почти всех типов. Приуроченность потока к главным центрам—Мец и Покр Артени, указывает на первый тип извержения, совпадение извержения потока с началом выжимания экструзивного купола Хцан (II акт)—на второй тип. Наличие в пределах потока линейных экструзий обсидиана, постепенно переходящих выше в гидратизированное стекло и перлит, возможно указывает на то, что помимо главного кратера центром извержения могли служить также и локальные трещины.

Потоки «нижних» липаритовых и обсидиановых лав и подчиненные им туфы и туфобрекчии (Третий акт извержений)

Наблюдается четкая приуроченность этих образований к обоим центрам—Мец и Покр Артени; они повсеместно залегают на породах первого и второго актов извержений.

Перлит-обсидиановые туфы и туфобрекчии представляют собой ювенильный материал и материал пробки, закупорившей жерло вулкана после извержения агломератовых потоков.

Они характеризуются мелкообломочной структурой с включением более крупных остроугольных обсидиановых обломков, обычно окисленных по периферии. Преобладающая часть указанных образований ныне, видимо, размыта, а местами перекрыта более молодыми вулканитами. В тех участках, где последние отсутствуют, они выступают в виде пологих и сглаженных выступов (северо-западное подножье Мец Артени) или эрозионных туриков и пирамид (южные склоны Покр Артени), часто выделяющихся осыпью черного обсидиана.

Обсидиановые потоки образовались в промежутках отдельных импульсов извержений указанных пород. На Мец Артени они обнажаются у его северо-западного подножья, у Покр Артени—на южной периферии.

«Нижние» липариты изливались вслед за извержениями туфов, брекчий и обсидианов, возможно одновременно из центров Мец и Покр Артени. Излияния их происходили в несколько приемов и в течение довольно протяженного времени, что сказалось на длине, мощности и структуре потоков. Они представлены довольно раскристаллизованными, плотными лавами (Мец Артени) и менее раскристаллизованными и местами стекловатыми (Покр Артени). Ныне они сохранились в виде небольших останцев на разных участках массива (рис. 2).

Серия липаритовых лав, растекшись от Мец Артени в запад-юго-западном направлении, образовала языкообразный отрог Конди Шаран, который по южному краю Арагацского потока протягивается на 3,5 км.

В строении отрога четко отбиваются три липаритовых потока, обозначенные нами как «нижние» липариты. На отдельных склонах его и на гребне имеются также обсидиановые лавы и перлит-пемзовые туфовые и брекчиевые образования.

Липариты изливались, видимо, из разных центров: верхние два из Мец Артени, а третий—нижний, с побочного центра (находящегося западнее главного центра в 1,5 км, в устье долины Цахкашат), ныне имеющего в результате размыва вид экструзии. Последняя представлена скалистым уступом (высотой 15 м), вытянутым в широтном направлении на 70—80 м.

В обнажении видна флюидальная, частично гофрированная липарит-обсидиановая порода, имеющая в общем вертикальную ориентировку полос, постепенно выполаживающихся к западу. Недалеко от этого участка начинается нижний—третий поток липаритов.

Как в данном обнажении, так и в потоке имеются многочисленные натечные, сфероидальные образования опаловидного вещества, литофизы и ксенолиты липаритов.

Нижние липариты данного участка являются наиболее

раскристаллизованными из всех лав Артени (кроме липарито-дацитов купола Тапак Блур).

Экструзивные и эффузивные перлитовые лавы и брекчии и подчиненные им эруптивные брекчии

(Четвертый акт извержений)

Лавы данного акта перекрывают эродированную поверхность пород предыдущих извержений. Их излияние началось перлитами и лавобрекчиями. На склонах Мец Артени эти породы сильно размыты, а на Покр Артени отдельные потоки, слившись, образовали довольно широкий шлейф, протягивающийся в южном направлении примерно на 3—4 км.

С излиянием этих лав вязкость оставшихся порций, видимо, постепенно увеличивалась, поэтому последующее выжимание их сопровождалось разламыванием и образованием на контактах с вмещающими породами (туфы II фазы) эруптивных или контрактовых брекчий.

Эруптивные брекчии обнажаются на северных, северо-восточных склонах вулканов Мец и Покр Артени, как бы полукольцом опоясывая их. Они образуют крупные островные скальные пирамиды и блоки высотой до 5—20 м и шириной от 0,5 до 2,5 м. Трещины их отдельности местами (на восточном склоне Покр Артени) имеют сглаженную, как бы «отполированную» поверхность, напоминающую «зеркало скольжения».

Хорошо заметно обломочное строение этих пород; размерность обломков неодинаковая, в среднем она равна 30—70 мм. Среди этой массы местами (особенно в нижних частях) выступают и более грубые обломки размерами до 120 мм и более. В указанных породах отсутствует какая-либо стратификация материала; видно лишь общее падение их в сторону центральной части Мец и Покр Артени под углами 15—45°.

Преобладающее большинство обломков представлено плотными перлитами буроватых оттенков и в очень небольшом количестве липаритами и обсидианами.

Экструзивные и эффузивные перлитовые лавы и брекчии. Экструзивные перлиты являются непосредственным продолжением эруптивных брекчий, с которыми связаны постепенными переходами. На склонах Покр Артени мощность их достигает 60—80 м, а на Мец Артени—20—30 м. Внешне они имеют сероватую, темно-серую, местами черную окраску. Еще выше, над черными перлитами, на отдельных участках залегают бурые перлиты с реликтами черного обсидианового стекла; мощность бурой части 10—25 м. Здесь встречаются сферолитовые выделения величиной до 3—4 см.

Начиная с эруптивных брекчий до гребня Покр Артени замечается 3—4-кратное чередование перлитовых обломочных и лавовых пород, которое свидетельствует, видимо, о неоднократном внедрении перлитовых лав, имеющих между собой брекчированную зону.

В зоне черных перлитов замечаются отдельные участки брекчированных полосчатых обсидианов; брекчированность их, едва заметная на свежих сколах, относительно лучше проявляется на выветрелых поверхностях. Падения пород ориентированы в общем в сторону центра вулкана (Покр Артени) под углами 35—40°.

Описанные перлиты, возможно, являются корнями излияний перлитовых лав и брекчий, широко развитых в юго-западной и южной частях Покр Артени.

Потоки перлитовых лав Покр Артени начинаются непосредственно с описанных экструзивных перлитов и простираются преимущественно в южном направлении, примерно на 4 км, образуя в конечной части ряд отрогов. Эти породы в настоящее время довольно размыты, а большей частью перекрыты более поздними перлитовыми же лавами, брекчиями и липаритами. Ввиду этого более четкое их разграничение затруднительно. От перекрывающих их перлитов, имеющих гладкий, волнистый рельеф, они более или менее четко отбиваются относительно шероховатой, щетинистой поверхностью. Окраска этих перлитов обычно светлая, желтоватая, а брекчиевых разностей—буроватая.

Перлитовые лавы и брекчии данного акта обнажаются также в средней части отрога Конди Шаран. Здесь же встречаются белесоватые туфы перлитов.

Низы перлитовых лав и брекчий сложены буровато-черными обсидианами, иногда слагающими потокообразные тела; они обнажаются также на гребне и склонах отрога Конди Шаран.

Следует отметить, что среди описанных перлитовых пород местами встречаются более плотные, резко выступающие останцы, часть которых могла служить корнями излияния перлитов, а часть—просто некками, дайкообразными выжимками. Они выделены нами под общим и условным названием—центры эрупции*.

* Термин, предложенный Е. Ф. Малеевым (1964), объединяет различные типы выходов магмы на поверхность—«дайки», «трещинные экструзии», «подводящие каналы», «трубообразные тела» и др.

Не имея возможности подробно остановиться на описании всех встреченных центров в отдельности, ограничиваемся указанием только их общих характерных особенностей.

Описываемые тела среди более или менее выровненного рельефа выделяются своими положительными, резкими—коническими или пирамидальными формами; контуры их часто подчеркиваются обсидиановой стекловатой зоной мощностью от 2—3 до 10—15 см. Закономерности в распределении центров и в последовательности их образования почти не устанавливаются; только некоторые из них, располагаясь в цепочку (южные и восточные отроги Покр Артени), маркируют небольшие (0,5—1 км) трещины северо-восточного простирания (8—10°). Наиболее характерными из некков названы автором: Аспет, Катар, Сехан Атам и др. Размеры указанных тел колеблются от 3—5 м до 15—20 м в диаметре и 2—10 м высоты. Все они сложены плотной перлитовой лавой или их сваренной, окисленной жерловой брекчией. В строении первых наблюдается вертикальная или субвертикальная ориентировка флюидалности пород. В брекчиевых телах видно частичное окисление слагающих их обломков с периферии. Почти все тела рассечены грубыми вертикальными, реже горизонтальными трещинами на полигональные блоки, столбы и плиты.

К этому акту относится и небольшая конусовидная возвышенность, расположенная на самой южной периферии Покр Артени. Она сложена в основном обсидианами и, частично, перлитовыми лавами и брекчиями, имеющими субвертикальную ориентировку флюидалности. К этой возвышенности приурочено разведанное Артенинское месторождение обсидиана, имеющее, по данным К. М. Сагателяна (1959), эффузивное происхождение, а по мнению автора—экструзивное (Карапетян, 1969¹).

Средние липариты

(Пятый акт извержений)

Потоки «средних» липаритов обнажаются на северо-восточных, восточных склонах Мец Артени, на южных и западных склонах Покр Артени. Они изливались примерно в одно и то же время из Мец и Покр Артени и, возможно, из нескольких более мелких побочных центров эрупции.

Липариты восточных склонов Мец Артени образуют четкие карнизы, опоясывающие несколько эрозионных отрогов, отходящих от центральной части Мец Артени

радиально в северо-восточном, восточном и юго-восточном направлениях (длина потоков 1—1,2 км). Эти липариты излились, по всей вероятности, из приконтактных частей постепенно выжимающегося купола Хцан.

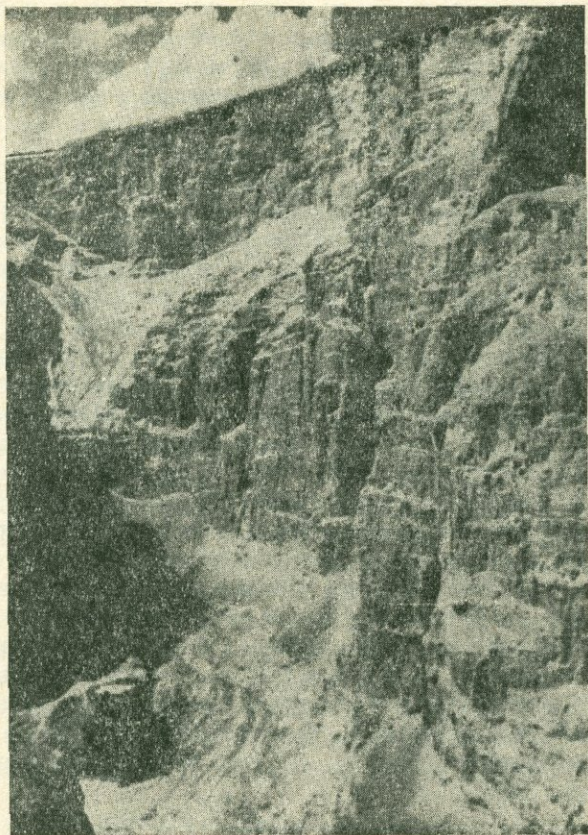


Рис. 4. Эксплозивные перлит-пемзовые породы первого акта извержения вулканов Мец и Покр Артени; карьер на Бруске.

Внешне кажущиеся едиными, карнизы местами состоят из двух, трех и четырех потоков. По составу они очень похожи и различаются, главным образом, структурно-текстурным рисунком и окраской. Микроструктурные отличия их выражаются в постепенном уменьшении степени кристалличности от нижнего потока к верхнему.

Липариты южных склонов Покр Артени слагают три перекрывающих друг друга потока (рис. 5), каждый из которых имеет обломочную подошву. Характерно наличие

ксенолитов липаритовых лав размерами от миллиметров до нескольких сантиметров; количество их увеличивается от кровли потока к подошве и от среднего потока к нижнему—третьему; от обилия обломков последний выглядит настоящей лавобрекчией. Все три потока вместе имеют почти одинаковый облик (явно выраженную полосчатость, светло-серую или темно-серую окраску) и похожий петрографический состав; различия между ними заключаются в деталях текстуры.

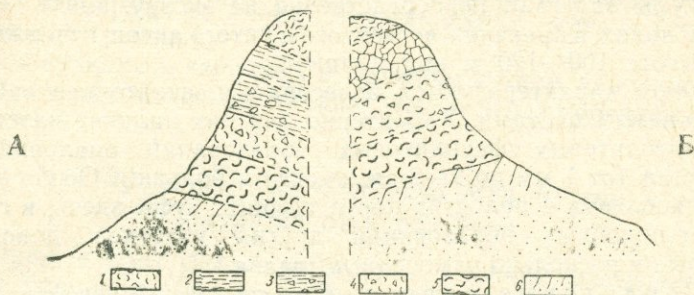


Рис. 5. Разрез вулкана Покр Артени. А—южный склон, Б—восточный склон. 1—перлиты, 2—флюидальные фельзитовые липариты, 3—липаритовые лавобрекчии, 4.5—эруптивные перлитовые брекчии, 6—эксплозивные перлит-пемзовые образования.

Центры эрупции и дайки липаритов встречаются на различных участках массива. Непосредственная связь потоков с такими центрами устанавливается довольно редко: нами зафиксирован лишь один случай.

Описываемый центр находится юго-западнее Покр Артени, в 500—600 м, в пределах его южного отрога. Представлен небольшим лавовым телом трапециевидной формы диаметром основания около 30—50 м и высотой 3—4 м. В центральной части лава имеет крутое залегание, постепенно выполаживающееся к северо-востоку. В этом направлении (СВ-12°) протягивается хорошо выраженный липаритовый поток длиной около 100 м. Мощность его постепенно уменьшается от первых метров до 30—40 см. С обеих сторон центра тянется зона обсидиановой осыпи; последняя указывает на его остеклившиеся контактовые части.

На различных участках массива отмечают довольно многочисленные дайки, которые местами хорошо выражены в рельефе. Они часто пересекаются или огибают друг друга. Самые характерные из них зафиксированы на склонах северного отрога Мец Артени и в пределах южного отрога Покр Артени.

Перлитовые туфы, лавы и брекчии

(Шестой акт извержений)

Туфы обнажаются только на север-северо-восточном склоне Мец Артени, на площади всего 25—30 м². Такое малое количество их видимо можно объяснить интенсивным размытием и уносом материала за пределы вулкана еще при извержении.

Туфы залегают непосредственно на экструзивных перлитовых лавах и брекчиях четвертого и пятого актов извержений на высоте 100—120 м над долиной.

Туфы характеризуются белесоватым, светло-желтоватым и розоватым цветами. Характерно для них наличие натечных пневматолитовых сферолитовых образований опаловидного вещества (от 1 мм до 2—3 см, иногда и больше). Особо большие скопления в полостях пор и трещин. Туфы здесь, в отличие от подобных образований других участков, довольно плотные и несколько измененные (глава III).

Перлитовые лавы и брекчии данного акта на вулкане Покр Артени слагают его вершинную часть и два высоких отрога, протягивающихся от него в юго-западном направлении. На Мец Артени они слагают гребни и часть склонов отмеченных выше эрозионных отрогов. Излияния их происходили преимущественно из северных приконтактных частей Хцана, протяженностью около 1,5 км. По всей этой дуге обнажаются дайкообразные или пирамидальные экструзивные тела, являющиеся, по всей вероятности, корнями излияний перлитовых лав.

Две наиболее четкие экструзии располагаются непосредственно на северном и северо-западном контактах купола Хцан, названных соответственно, Северной и Северо-Западной (рис. 2).

Окончательное формирование вулканических аппаратов Мец и Покр Артени и их экструзивные образования

(Седьмой акт извержений)

а. Вулканическая постройка Покр Артени и его экструзивные образования

Излиянием вышеописанных перлитовых лав и брекчий завершилась эффузивная деятельность Покр Артени. На месте первоначального кратера экструзивные перлиты, эруптивные брекчии образовали довольно крупную куполовидную вулканическую постройку Покр Артени, которая по механизму образования соответствует экзогенным куполам Вильямса (Williams, 1932) и Лейдена (Leyden, 1936).

В настоящее время на ее северном и восточном склонах четко видны корни многих излияний перлитовых и перлит-липаритовых лав и лавобрекчий. Они выступают в виде маломощных карнизов, опоясывающих купол с указанных сторон и падают в сторону его центральной части (рис. 5). На отдельных ее участках, видимо в самые конечные стадии, внедрились также небольшие экструзивные перлит-липаритовые и перлит-обсидиановые дайкообразные и силлаобразные тела, размерами от 1—1,5 до нескольких метров (северо-восточный гребень).

От вулкана в западном и особенно южном направлениях тянутся многочисленные липаритовые и перлит-обсидиановые потоки.

б. Вулканическая постройка Мец Артени *Экструзивный купол Хцан*

Прежде всего здесь необходимо описать экструзивный купол Хцан, который составляет вершину всего вулканического комплекса Артени. Формирование его продолжалось в течение почти всей деятельности вулкана Мец Артени, начиная от начальных актов (II—III) и кончая предпоследним (VII). Поскольку дать эволюцию купола по актам не представляется возможным, приводим описание его в той стадии, когда он был сформирован окончательно. Последний, как можно заключить по его форме, размерам и структуре, довольно сложен и, в общих чертах, похож на известные камчатские купола Суелич (вулкана Шивелуч) и особенно купол Новый (вулкана Безымянный). Сложность его, как и отмеченных куполов, выражается в продолжительности роста и в блоковом строении. Купол Хцан окончательно сформировался в тот период, когда воздымание как самого купола, так и отдельных блоков и обелисков в общем прекратилось и в конечную стадию из вершинной части купола излился в западном направлении довольно хорошо выраженный липаритовый поток.

Морфология купола Хцан обычная; диаметр основания примерно 1000—1200 м, высота—450 м. В настоящее время он довольно размыт, но основные черты его строения все же сохранились (рис. 6).

С северной стороны обнажается только верхняя половина купола (около 225 м), имеющего форму шлема или каски. С южной стороны Хцан обнажается почти полностью (450 м). Северные и восточные склоны его крутые (30—40°), а западные—более пологие (15—25°).

В плане Хцан имеет форму почти правильного круга. На вершине его имеется небольшая (100×200 м), полого наклон-

ненная к западу бугристая площадка (на ней сохранились стены древних укреплений Кер-Оглы).

Северные, восточные и юго-восточные границы купола довольно четко вырисовываются своим рельефом; на отдельных участках они подчеркиваются отмеченными выше экстрезивными выходами (северный, северо-западный) липарит-перлитовых лав и брекчий; западные границы затушеваны

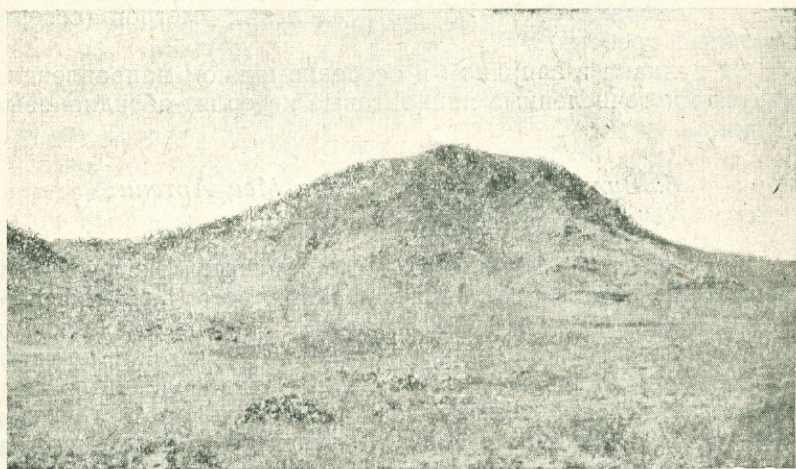


Рис. 6. Купол Хцан вулкана Мец Артени (вид с юга). Видны выходы липаритовых и перлитовых лав и брекчий. Влево отходит поток «верхних» липаритовых лав.

излиянием «верхних» липаритовых лав. На южных склонах купола выступают более мелкие экстрезивные блоки и обелиски из плотных липаритовых лав и перлитовых брекчий; ими вырисовывается серия ступенчатых, концентрически расположенных карнизов с центром в верхней части купола. Между указанными карнизами имеются концентрические долины, которые к югу как бы сливаются в одну более крупную, имеющую форму шарры, спускающуюся до самого подножья купола.

Формирование и структура Хцана. Судя по крупным размерам и строению купола Хцан формирование его длилось довольно продолжительное время. Например, рост почти равного ему по величине купола Нового, вулкана Безымьянного (на Камчатке), начался в 1956 г. и продолжался несколько лет; его рост, как показывают непосредственные наблюдения (Горшков, Богоявленская, 1965), происходил неравномерно,

причем быстрее всего он шел в первые месяцы. По данным А. А. Меняйлова (1955), купол Суелич вулкана Шивелуч (на Камчатке) в течение двух первых лет вырос на 300 м; отдельные глыбы или обелиски выдавливались над ним на 50—100 м. После этого, за год (с августа 1946 г.), купол вырос еще на 150 м в высоту и в среднем рос со скоростью 0,5 м в сутки; обелиски его выдавливались в сутки на 1—15 м, а иногда и более.

По местоположению, форме и строению Хцана можно предположить, что рост его начался с северной стороны и с каждым новым извержением рос не только в высоту, вверх, но и вширь, завоеывая постепенно все внутреннее пространство первоначального кратера, в конце разрушив его южный гребень.

Неравномерный рост в ширину отмечается также у отмеченных куполов—Нового и Суелича. У всех куполов, в том числе и Хцана, наиболее активными и долгоживущими были центральные части. Это связано с постепенной стабилизацией краевых блоков вследствие относительно быстрого остывания их с периферии.

Активизация отдельных участков обычно определяется появлением глыб и обелисков, которые вообще живут недолго и разрушаются при взрывах и обвалах. Самые характерные и крупные обелиски появляются в центральных частях куполов.

На куполе Хцан, о наличии некогда многочисленных «игл» и обелисков, свидетельствуют их останцы. В период воздымания купола, в результате постепенного, бокового остывания, в нем появлялись концентрические зоны, которые под давлением снизу претерпевали разные блоковые смещения; в результате по контактам их образовались своеобразные брекчии перлит-обсидиановых и липаритовых пород (рис. 6), известные под терминами «брекчия трения» или «купольная брекчия» (Петров, 1961).

Экструзивные образования, связанные с куполом Хцан. Наблюдения как над молодыми, так и древними вулканами показывают, что рост куполов на отдельных этапах его формирования помимо образования обелисков и блоков сопровождается также экструзиями типа радиальных или кольцевых даек. Последние возникают часто на непосредственном контакте с вмещающими породами и нередко на небольшом удалении от них, как, например, на вулканах Безымянный (Богоявленская, 1957), Большая и Малая Удины (Тимербаева, 1966) и др.

Подобные экструзивные тела связаны также и с куполом Хцан. Некоторые из них отмечены при характеристике шесто-

го акта извержения. К этой категории экструзий можно отнести и липаритовый карниз, опоясывающий купол с юго-востока (на 200 м).

С возникновением Хцана нами связывается также серия трещинных экструзий, расположенных у северо-западного подножья вулкана Мец Артени.

Трещинные экструзии представляют поверхностные дайкообразные тела, образовавшиеся в результате выжимания на поверхность небольших порций вязкой лавы: последние, под своей тяжестью несколько проседая и сплющиваясь, приобретают формы, напоминающие складки, волну или гриву. Они иллюстрированы и описаны в ранних публикациях автора под названием «трещинных выжимок» (Карапетян, 1964, 1969; Карапетян, Израелян, Акопян, 1969).

Породы, слагающие экструзии, представлены флюидалными светло-серыми липаритами, с отдельными гидратизированными прослоями в центральной зоне. В целом они напоминают породы риолитовой дайки в Колорадо, описанной Уилфли и Тейлором (по Р. Бейтсу, 1965).

Липаритовый поток купола Хцан. В конечной стадии деятельности Хцана, из вершинной части его, в западном направлении излился «верхний» липаритовый поток, длиной 2,5—3 км (рис. 6). Мощность его наибольшая у выхода (до 70—75 м), постепенно убывает к конечной части.

Поток, внешне кажущийся однородным (как в случае «нижних» и «средних» липаритов), в действительности имеет ряд маломощных потоков, разграниченных или своими ошлакованными основаниями, или маломощными взрывными пепловыми прослоями мощностью 2—3 до 40 см.

Внешне липариты имеют хорошо заметное полосчатое строение. Окраска нижних потоков темно-серая с фиолетовым оттенком. Верхние потоки отличаются светло-серыми окрасками и представлены более стекловатыми разностями, которые в верхах, местами, «перлитизированы».

Итак, купол Хцан, по классификации Вильямса (Williams, 1932), в целом относится к эзогенным куполам, со сложным внутренним сложением. В начальных стадиях он рос как монолит (отсюда и название—пробка «Хцан»); впоследствии попеременное изменение давления снизу и постепенное остывание с периферии обусловили его блоковое, концентрически-зональное строение.

Началом зарождения купола Хцан считаются примерно II—III акты деятельности Артени, конец—образование экструзивных выжимок и излияние «верхнего» липаритового потока с его вершинной части. Трещинные экструзии, возмож-

но, образовались в начальных стадиях выжимания купола Хцан, а контактовые экструзии, блоки иobelisks—в конечных стадиях.

Купол Тапак Блур

(Восьмой акт извержений)

Купол Тапак Блур (Сатани дар) находится в северо-восточной части массива Артени, в 1 км к северо-востоку от купола Хцан и сложен липарито-дацит-дацитовыми лавами. Он выжимался в эрозионном овраге после покоя в деятельности Мец Артени. Морфологически Тапак Блур довольно четко обособляется от остальной части массива изолированной, куполовидной формой, вытянутой в северо-восточном (СВ 50°) направлении; длина большой оси равна 700 м, малой—450—500 м, а высота 100—120 м. Купол имеет асимметричное строение: западные и южные склоны крутые (30—35°), северные и восточные—пологие (соответственно 10 и 15°). У северного основания купола обнажаются «нижние» липариты, у восточного—перлитовые пески и перлит-обсидиановые туфы и брекчии I и III актов извержений Мец Артени.

Лавы купола по внешнему и петрографическому облику резко отличаются от всех разновидностей пород Артени; они имеют темно-серую или бурую окраску, местами чередующуюся и придающую породе полосчатый облик (описанная в главе III).

История деятельности вулкана Артени. Резюмируя вышеизложенное, можно отметить, что Артени представляет собой довольно крупное, сложное и интересное в структурном и генетическом отношениях вулканическое сооружение, формировавшееся в результате многократных экструзивно-эффузивно-эксплозивных извержений липарито-дацитовой магмы (табл. 5). В становлении комплекса помимо двух главных центров—Мец Артени и Покр Артени, принимал участие и ряд более мелких центров.

Исходя из ряда геологических особенностей—идентичного состава продуктов, последовательности формирования Мец и Покр Артени, можно сделать вывод о синхронной их деятельности.

Формированию комплекса Артени (вулканов Мец и Покр Артени) предшествовали сильные взрывы, в результате которых отложилось большое количество пирокластического материала. Последний на месте будущих вулканов (Мец и Покр Артени) образовал два слившихся основаниями пемзовых конуса. Брусок представляет останец пирокласти-

Таблица 5

Сопоставление деятельности вулканов Мец Артени и Покр Артени

АКТЫ	Мец Артени	Покр Артени
VIII	Выжимание липарито-дацит, дацитового купола Тапак Блур (у северо-восточного подножья вулкана Мец Артени)	—
VII	Излияние липаритового потока („верхние“ липариты) из вершинной зоны купола Хцан Выжимание обелисков на куполе Хцан. Формирование купола Хцан. Образование трещинных экзтрузий по периферийным и контактовым трещинам купола Хцан	Окончательное формирование вулканической постройки Покр Артени Внедрение небольших дайкообразных и силлаобразных тел
VI	Извержение перлитовых туфов и туфобрекчий; Из контактов купола Хцан	Извержение перлитовых туфов и туфобрекчий; Из вершинной зоны
V	Излияние фельзитовых липаритовых лав („средние“ липариты) Из контактов купола Хцан и небольших центров (Юго-западный склон)	Излияние фельзитовых липаритовых лав („средние“ липариты) Из центрального канала и небольших центров (Южный отрог)
IV	Выжимание и извержение перлитовых лав и брекчий Из контактов купола Хцан и небольших трещин (Северо-западный отрог)	Выжимание и извержение перлитовых лав и брекчий Из центрального канала и небольших трещин (Южный отрог)
III	Извержение перлит-обсидиановых туфов и туфобрекчий Излияние обсидиановых и липаритовых лав („нижние“ липариты) (Северные и северо-западные склоны. Отрог Конди Шаран)	Извержение перлит-обсидиановых туфов и туфобрекчий Излияние обсидиановых и липаритовых лав („нижние“ липариты) (Южный отрог)
II	Извержение перлит-пемзовых потоков агломератового строения Из центрального кратера (Арагацский поток)	Извержение перлит-пемзовых потоков агломератового строения Из центрального кратера (Потоки южного отрога)
I	Извержение пирокластического материала (Перлит, пемза, обсидиан, липарит) Из центрального кратера	Извержение пирокластического материала (Перлит, пемза, обсидиан, липарит) Из центрального кратера

Формирование куполовидной постройки Покр Артени

ческих образований первого акта, уцелевшего от размыва, видимо, благодаря внедрившимся впоследствии несколькими дайкообразным телам. В стадию образования описанного пирокластического материала в деятельности вулканов преобладали, очевидно, элементы вулканского и пелейского типов извержений.

Последующие извержения носили в основном эффузивный и, временами, экструзивный характер, однако им почти всегда предшествовали эксплозии с образованием перлит-пемзовых туфов и туфобрекчий.

Вслед за первым актом, после некоторого покоя в деятельности Мец и Покр Артени, в течение которого снова в очаге их накопилось довольно большое количество летучих, произошел взрыв с образованием газонасыщенных агломератовых потоков (II акт).

Следующий акт деятельности (видимо, после довольно долгого перерыва), ознаменовался снова взрывами, раздробившими закупоренное жерло вулканов с образованием перлит-обсидиановых окисленных туфов и туфобрекчий, ныне залегающих у подножья обоих вулканов в виде останцевых плоских языков или отрогов. Вслед за взрывами с обоих вулканов в стороны, последовательно изливались «нижние» липаритовые лавы; самая полная серия их слагает отрог Конди Шаран (рис. 2). Первые порции этих липаритов представлены более раскристаллизованными разностями (оконечности Покр Артени), а поздние—относительно стекловатыми. По мере излияния лав и ухода летучих постепенно возрастала вязкость оставшихся порций магмы, что сказывалось в укорачивании длины и увеличении мощности последующих потоков. Последние, наиболее вязкие порции магмы закупорили каналы вулканов, после чего и наступил, видимо, довольно длительный период покоя.

Закупорившие жерло вулкана Мец Артени вязкие порции липаритовой магмы, впоследствии, при нарастании эндогенного давления, были выжаты в виде громадного обелиска, пробки—Хцан. Последний имеет сложное, концентрически-зональное, блоковое строение, обусловленное медленным выдавливанием и постепенным остыванием его с периферии.

В период выдавливания купола (когда он представлял еще монолит) в краевых частях его возник ряд трещинных экструзивных тел. Впоследствии, из северных контактовых частей Хцана излились липаритовые («средние»), затем перлитовые лавы, на месте которых сохранились экструзивные брекчиевые тела (северные и северо-западные), являющиеся, видимо, корнями излияния этих лав.

В конечные стадии формирования Хцана, из контакта одного из его верхних кольцевых экструзий излился «верхний» липаритовый поток.

Активная жизнь купола Хцан прекратилась после того, как были выжаты в его вершинной части небольшие порции липарита в виде хорошо выраженных игл и обелисков, имеющих вид складок.

Видимо, параллельно с выжиманием купола Хцан происходило и формирование постройки Покр Артени. Она образовалась из корней излияния и наслоения вязких липаритовых и перлитовых лав. Излияния перлитовых и липаритовых лав во времени совпадают с излиянием аналогичных лав из контактовых частей Хцана. Отдельным излияниям предшествовали эксплозии, образовавшие разного рода перлит-пемзовые пирокластические породы, уцелевшие в виде останцев на различных склонах массива.

Эффузивная деятельность Покр Артени закончилась излиянием из центрального канала вулкана перлитовых лав, ныне слагающих его гладкую вершинную часть и отроги, отходящие в южном направлении.

В конечные стадии деятельности Покр Артени, в разных частях его (северо-восточные склоны, возможно и южные отроги), внедрились небольшие тела липаритовых и перлитовых пород в форме силла и даек.

После формирования Мец и Покр Артени наступает перерыв в их активной вулканической деятельности. Эрозионная деятельность затем несколько преобразила первозданный ими рельеф.

В это время несколько дифференцированная липарито-дацит-дацитовая магма успела, видимо, обогатить летучими, что выразилось в появлении в ее составе роговой обманки. Эта магма выдавилась в виде небольшого купола Тапак Блур в северо-восточной части Мец Артени, в промоине между эрозионными отрогами. С выжиманием этого купола завершилась деятельность Артени в целом.

В процессе деятельности вулканов наблюдается эволюция состава продуктов от липаритов до липарито-дацитов и дацитов (Тапак Блур); это свидетельствует о первоначально кислом липарито-дацитовом составе магмы, питающей эти вулканы, и о процессах дифференциации, которые происходили не только в процессе всей деятельности вулканов, но и в промежутках между отдельными актами извержений (С. Г. Карапетян, 1964, 1966).

В деятельности Мец и Покр Артени сочетались разные типы извержений.

Исходя из сказанного, Артени в целом можно считать

сложным двужерловым вулканом или вулканическим комплексом.

Б. ЛИПАРИТОВЫЕ КУПОЛОВИДНЫЕ ВУЛКАНЫ ГЕГАМСКОЙ ВУЛКАНО-СТРУКТУРНОЙ ПОДЗОНЫ

Общие сведения

В Гегамской подзоне, по сравнению с другими подзонами, липарит-липарито-дацитовые породы пользуются широким распространением. Здесь располагаются довольно крупные и интересные в структурном и петрологическом отношении куполовидные вулканы Атис, Гутансар, Спитаксар, Гехасар, и более мелкие—Алапарс, Фонтан, а также два среднеплюцевых купола Гюмуш и Авазан.

Из перечисленных вулканов два—Спитаксар и Гехасар располагаются на водоразделе Гегамского нагорья, а остальные—на его западной периферии—в пространстве между его западным подножием и левобережной частью среднего течения р. Раздан, выше условно названной Разданской структурой.

1. ЛИПАРИТОВЫЕ КУПОЛОВИДНЫЕ ВУЛКАНЫ РАЗДАНСКОЙ СТРУКТУРЫ: АТИС, ГУТАНСАР, ФОНТАН И АЛАПАРС

Краткий очерк геологического строения района

Район вулканов представляет западные предгорья Гегамского вулканического нагорья, к югу и к западу постепенно переходящие в обширные Котайкское и Егвардское плато. С запада он ограничивается средним течением р. Раздан.

Современная морфология района обязана исключительно новейшему вулканизму, представившемуся здесь в многократном излиянии лав различного состава.

Наиболее крупными и древними структурно-морфологическими элементами, игравшими большую роль в формировании современного рельефа района, являются вулканические постройки Атиса и Гутансара.

Геологическое строение района изучено довольно хорошо. Это отчасти объясняется широким развитием здесь разнообразных полезных ископаемых, таких, как шлаки, перлиты, обсидианы, железная руда, минеральные источники и некоторые другие.

В данном районе новейшие липарит-дацитовые породы имеют наибольшее распространение (около 75 км²) и здесь

наиболее полно устанавливается их взаимоотношение с отдельными вулканогенными образованиями, потоками и диатомитами неоген-четвертичного возраста.

В результате геолого-петрографического изучения расчленена вся вулканогенная толща района и составлена детальная геолого-петрографическая карта (рис. 7).

Ниже приводится схема геологического строения района.

В закартированном нами участке самыми древними образованиями являются сарматские глины (разданская свита), обнажающиеся в каньоне р. Раздан, у курорта Арзни и ниже по течению реки; они были встречены также многими скважинами. Эта свита перекрыта неоген-четвертичными вулканогенными образованиями. Среди последних выделяются три комплекса: а) Капутан-Нурнус-Гюмушский (нижне-верхнеплиоценовый), представленный почти полной серией петрографических разностей пород—от липарито-дацитов и дацитов (экструзии у сс. Гюмуш, Авазан, Капутан) до долеритовых базальтов (у сс. Гюмуш, Арзни и др.); б) Атис-Гутансарский (верхний плиоцен-нижнечетвертичный), представленный липарит-дацитовой серией пород вулканов Атис, Гутансар, Фонтан и Алапарс; в) четвертичный, представленный андезитовыми и андезито-базальтовыми лавами, растекшимися из небольших центров, приуроченных к вулканам Атис и Гутансар (Атисская и Гутансарская группы вулканов) и к западным склонам Гегамского нагорья. Из указанной серии пород, помимо новейших липаритовых, липарито-дацитовых вулканов, в работе описываются только купола Гюмуш и Авазан и их продукты, представленные также липаритами и липарито-дацитами.

ВУЛКАН АТИС

а) **Морфология.** Вулкан Атис расположен на высоком пьедестале, сложенном ниже-среднеплиоценовыми вулканогенно-обломочными андезитовыми и андезито-базальтовыми породами. Атис и пьедестал вместе образуют крупный, морфологически четко выделяющийся в рельефе массив, известный под названием горы Атис. Она расположена в 20—22 км к северо-востоку от гор. Еревана, у юго-западного подножья Гегамского нагорья.

С запада и с юга имеет симметричную форму; в центре ее возвышается куполовидная вершина—вулканическая постройка Атис (рис. 8).

В плане массив имеет форму угловатого эллипса, ориентированного в меридиональном направлении; длинная ось его

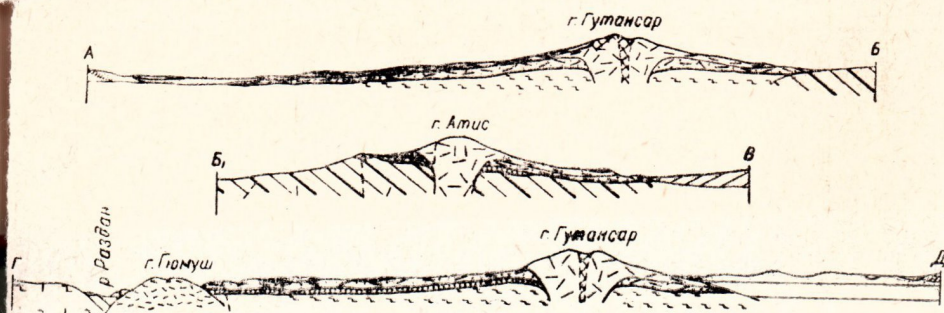
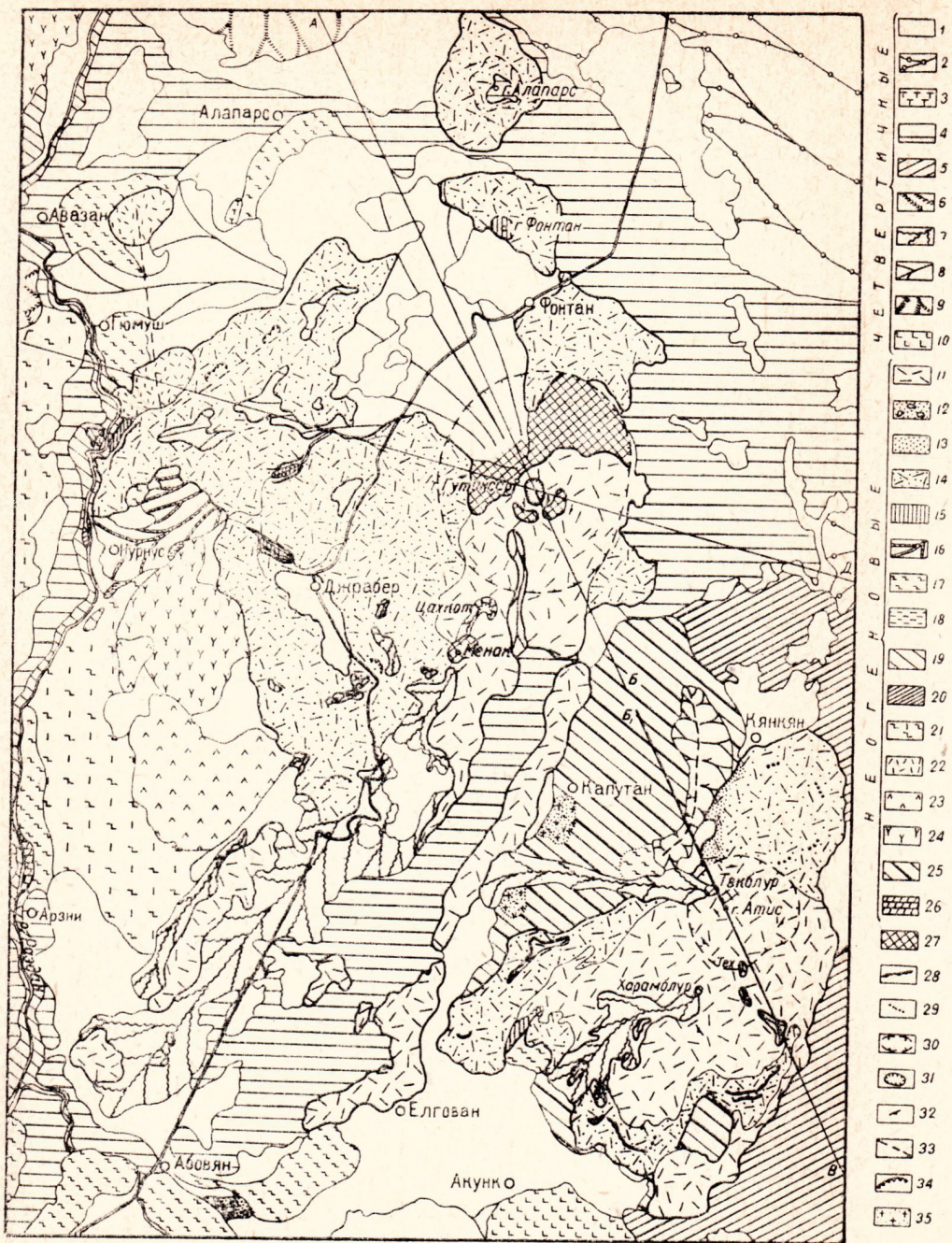


Рис. 7. Схематическая геолого-петрографическая карта района вулканов Ати́с и Гутансар. Составил С. Г. Карапетян.

1—аллювиальные, делювиальные и пролювиальные отложения; 2—андезито-базальтовые лавы западных склонов Гегамского нагорья; 3—пирокластические туфы ереваноленинканского типа; 4—тонкостолбчатые кварцсодержащие андезиты-базальты каньона р. Раздан; 5—андезито-базальтовые лавы района сс. Зовашен, Кянкан и Зар; 6—андезито-базальтовые лавы района с. Кялашам; 7—андезито-базальтовые, базальтовые лавы Атисской и Гутансарской групп четвертичных вулканов; 8—пироксен-роговообманковые андезиты Атисской и Гутансарской групп вулканов; 9—андезито-базальтовые и андезито-дацитовые лавы вулкана Ковасар; 10—андезито-базальтовые лавы окрестностей сс. Зар и Акунк (лавы типа «А»). Комплекс кислых продуктов вулканов Ати́с, Гутансар и др. (№ 11—15); 11—липарито-дацит-дацитовые лавы вулканов Ати́с и Гутансар; 12—пемзовые кварц-полевошпатовые пески района гор. Абовян (с. Элар); 13—эксплозивные перлит-пемзовые породы вулкана Ати́с; 14—перлит-пемзовые лавовые и агломеративные образования с реликтовыми обсидиановыми телами; 15—липаритовые лавы—«нижние»; 16—нурнусские базальтовые лавы; 17—долеритовые базальты; 18—диатомиты и диатомовые глины; 19—крупностолбчатые кварцсодержащие андезиты-базальты и базальты каньона р. Раздан; 20—мелкостолбчатые (пучкообразные) оливниновые андезиты-базальты каньона р. Раздан; 21—андезито-базальтовые, базальтовые (долеритовые, авгитовые) лавы коренного берега р. Раздан; 22—липарит-липарито-дацитовые лавы экструзивных куполов Гюмуш и Авазан; 23—оливниновые андезито-базальты окрестностей Джраберских поворотов; 24—роговообманковые андезиты и андезито-дациты окрестностей сс. Нурнус и Кялашам; 25—капутанский вулканогенно-обломочный комплекс (андезито-дациты, андезиты, андезито-базальты, базальты (долеритовые) и их обломочные разности); 26—разданская свита (сармат): глины, песчаники, алевролиты и др.; 27—шлаки и шлаковые конусы; 28—обсидиановые потоки и прослои; 29—липаритовые и обсидиановые дайки; 30—контуры вулканических построек; 31—кратеры вулканов (Гутансар); 32—направление флюиальности лав; 33—предполагаемые трещины; 34—карьеры; 35—участки с апатит-магнетитовым оруденением.

равна 9—10 км, короткая—5—6 км, а площадь основания—около 33 км². Он возвышается над с. Капутан на 800 м, а над Елгованской долиной—1000 м.

С северо-запада массив обтекается липарито-дацитовыми лавами Гутансара, а с севера, востока и юга— четвертичными лавами Гегамского нагорья.

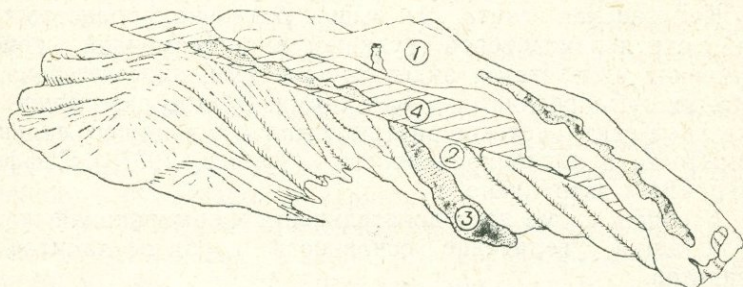


Рис. 8. Схематическое изображение вулканогенных образований в строении горы Атис.

1—атисская вулканогенная свита (липариты, обсидианы, перлиты, липарито-дациты); последними сложена куполовидная вулканическая постройка Атиса; 2—капутанская вулканогенная свита (андезито-дациты, андезиты, андезито-базальты, базальты и их обломочные разности); 3—андезитовые и андезито-базальтовые лавы Атисской группы четвертичных вулканов; 4—уровень предполагаемого пенеплена.

Неоднородность строения горы четко выражена отчетливым перегибом в рельефе, делящим гору на два яруса. Верхний ярус представлен липарито-дацитовой куполовидной возвышенностью—собственно вулканом Атис, а нижний ярус—останцем ниже-среднеплиоценовой вулканогенно-обломочной свиты; с последней морфологически сливаются и перекрывающие их липарит-дацитовые потоки, начинающиеся с верхнего яруса—вулкана Атис. Генетически вулкан Атис и его потоки выделяются нами как верхняя или атисская вулканическая свита, а подстилающая их свита—педестал—нижняя или капутанская вулканическая свита (рис. 8).

Верхний ярус—вулкан Атис имеет относительно гладкий рельеф. Нижний ярус сильно изрезан сетью радиально расходящихся оврагов. Таким образом, верхний и нижний яруса горы морфологически разграничиваются отчетливым перегибом в рельефе и сменой системы оврагов.

Капутанская вулканическая свита обнажается главным образом на северо-западных и частично на южных и юго-

восточных склонах г. Атис (рис. 7,8). В северном направлении он образует высокую Капутанскую гряду (длиной до 3,5—4 км), имеющую в плане форму дуги. Южнее, примерно с середины массива, комплекс перекрыт липарит-липарито-дацитовыми породами верхней свиты, но снова выступает у южного подножья горы. По всему гребню Капутанского отрога тянется четвертичный трещинный вулкан Гцаин.

Капутанская свита, как выше отмечено, представлена ниже-среднеплиоценовой вулканогенно-обломочной серией, сложенной андезитами, андезито-дацитами, андезито-базальтами, их туфобрекчиями и брекчиями. Четкое разграничение отдельных свит и потоков внутри комплекса ввиду его сильной размытости и дислоцированности (Турцев, 1931; Паффенгольц, 1947) затруднено.

В общей схеме последовательности формирования пород наблюдается увеличение основности пород от дацитов до базальтов.

В основании разреза залегают измененные дациты, андезито-дациты и их брекчии (мощностью до 600 м), к которым приурочено известное Капутанское апатит-магнетитовое оруденение.

Рудовмещающие породы имеют экструзивное происхождение и прорывают сарматские отложения. Выше по разрезу, на описанных породах залегают светло-серые андезитовые лавы (5—35 м), местами включающие шаровидные выделения разной величины (от 1 мм до 1—1,5 см), подобные выделениям вулкана Араилер (Гамбарян, 1934; Татевосян, 1947; Кваша, 1953). Эти андезиты в нижних частях местами изменены и заохрены, но следов оруденения в них не встречено.

Выше по разрезу появляются различные андезито-базальты и базальты. На отдельных участках описываемой свиты, особенно на границах разных потоков, часто обнажаются обломочные разности этих же пород, среди которых (западнее Капутанской дайки) встречены также (эксплозивные) бурые шлаки.

Низы свиты инъецированы многочисленными жилами и дайками.

Все породы капутанской свиты до излияния долеритовых базальтов и липарито-дацитов были интенсивно размыты, пенепленизированы.

б) Строение. Вулкан Атис представляет собой куполовидную постройку с диаметром основания около 1500 м и высотой 350 м. В плане купол имеет в общем изометричную, слегка вытянутую в широтном направлении форму площадью около 2 км². Вершина ее слегка отодвинута к северо-западу; на ней

видна небольшая, открывающаяся к юго-востоку эрозийная блюдцеобразная впадина, внешне напоминающая кратер. От нее начинается неглубокая ложбинка, спускающаяся до восточного основания горы. У основания купола, на правом борту указанной ложбинки, расположен четвертичный вулкан Тех.

Блюдцеобразная впадина расчленяет вершинную часть вулкана на две возвышенности или купола: южный—более высокий (вершина вулкана) и северный—несколько низкий (на 15 м).

От вершины, радиально в стороны, отходит ряд гребней, на одном из которых (северо-западном) расположен другой четвертичный вулкан Текблур. Несколько выше последнего обнажается обсидиановый карниз.

Такое тесное сонахождение разновременных и разных по характеру вулканитов на небольшом куполе вызывает разноречивые мнения относительно его структурного строения в целом.

Д. А. Оганесян считает куполовидную постройку Атиса верхнечетвертичным стратовулканом, излившим андезито-базальтовые лавы, растекавшиеся на 8—10 км.

А. А. Габриелян (1964) указанную постройку, или макушку (как он называет), считает верхнеплиоцен-нижнечетвертичным дацитовым конусом, насаженным на среднеплиоценовую вулканогенно-обломочную толщу (т. е. Капутанскую свиту). Липаритовые потоки этого купола, которые спустились в пределы нижнего яруса, указанный исследователь причисляет к последнему, снижая, таким образом, возраст липаритов до среднего плиоцена.

По С. П. Бальяну (1962, 1969), Атис представляет собой экструзивный конус, сложенный липаритами, обсидианами, андезито-дацитами и их пирокластами, которые фациальными взаимопереходами связаны с отложениями вохчабердской свиты.

По мнению К. И. Карапетяна, собственно вулканом Атис является лишь «Южный» купол, южная половина его, а северный купол является древним насыпным конусом, «... который мог быть центром извержения долеритов». Этот центр «... в результате деятельности более молодого купола Атис был разрушен и, частично, послонно «замещен» липаритами и обсидианами.

В действительности же куполовидная постройка Атиса в целом сложена главным образом липарито-дацитовыми породами. Она в четвертичное время местами была прорвана андезито-базальтовыми лавами, на месте выхода которых

образовались небольшие вулканы Тех, Харамблур, Текблур (С. Г. Карапетян, 1964, 1966)*.

Скопления шлака имеются также и на вершине северной половины вулкана, на основании чего и К. И. Карапетян считает эту половину древним насыпным конусом, однако, шлаки эти по петрографическому и химическому составу соответствуют андезито-базальтам и включают ксенолиты липарито-дацитов, т. е. моложе последних.

Южная—главная вершина, как и все остальные склоны купола, в основном сложена липарито-дацитами. В центральной части ее преобладают автолавообрекции и пузыристые шлаковидные разности этих лав. Здесь они имеют очень крутые залегания; от центра в стороны, и особенно к югу, углы падения постепенно выполаживаются и по простираанию переходят в полосчатые потоки; последние залегают на склоне купола в виде плит и черепиц. При сопоставлении замеров углов падений лав выявляется веерообразная структура всего купола, с центром излияния примерно в пункте современной главной вершины. Купол образовался в результате выжимания и наслоения липарито-дацитовых лав над устьем канала, откуда первоначально изливались липарит-обсидиан-перлитовые лавы. Он по механизму образования соответствует экзогенным куполам по Вильямсу (Williams, 1932).

Потоки вулкана Атис. От вулканической постройки Атиса, на запад, юг и восток, шлейфообразно простираются потоки липаритовых, перлитовых, обсидиановых и липарито-дацитовых лав, занимающие площадь (включая и купол) около 25 км². Как сама вулканическая постройка, так и начальные части потоков сравнительно мало эродированы и гладки; к перифериям потоки глубоко изрезаны радиально расходящимися оврагами, местами обнажающими породы подстилающей капутанской свиты. Наиболее нижним членом комплекса кислых пород считаются флюидалные липариты, выделенные автором ранее (1964) как «нижние» липариты. В то же время по некоторым признакам не исключено, что излиянию липаритов предшествовали взрывы с образованием пирокластического материала.

«Нижние» липариты

(Первый акт извержений)

«Нижние» липариты обнажаются на южных и юго-западных склонах Атиса, в наиболее глубоких врезх свиты кислых

* Впоследствии детальная характеристика атисской и гутансарской групп четвертичных вулканов была дана К. И. Карапетяном в 1965 г. и автором в 1968 г.

пород; это овраг с пещерой и обрывы у церкви св. Погоса и Петроса.

В самом низу, у выхода оврага к Елгованской долине, обнажаются андезитовые и андезито-базальтовые лавы нижней—капутанской свиты мощностью от 5—10 до 70 м.

Выше, на этих лавах (на правом борту оврага) залегают серия из четырех потоков «нижних» липаритовых лав, суммарной мощностью до 50 м. Все потоки ориентированы с северо-востока на юго-запад; они погружаются под относительно молодые перлитовые, а чуть севернее—липарито-дацитовые лавы.

Каждый липаритовый поток, вследствие излияния на холодную поверхность, имеет стекловатую—обсидиановую подошву мощностью от 20—30 м до 1,5—2 м. В самом низу обсидианы представлены окисленной красно-бурой разностью, выше постепенно, а местами резко, переходящей в черную разность. Левый борт оврага менее выразителен.

Во втором обнажении (у церкви св. Погоса и Петроса) липариты слагают более мощный, монолитный поток (до 30 м), имеющий во фронтальной части интересную отдельность, напоминающую скорлуповатую; создается впечатление, что поток во время движения подворачивался под себя.

С севера и с запада липаритовый поток перекрывается перлитовыми лавами и подчиненными им обсидиановыми прослоями второго акта извержения.

Перлит-пемзовые потоки агломератового строения .

(Второй акт извержений)

Агломератовые перлит-пемзовые образования (схожие с Арагацским потоком) обнажаются на большинстве склонов массива. Местами они перекрыты более поздними липарито-дацитовыми потоками. Площадное развитие, возможно, обусловлено слиянием отдельных потоков, излившихся из вулкана радиально.

Наиболее длинный поток прослеживается от основания вулкана Атис до юго-западного подножья массива (5—5,5 км). В конечной своей части он перекрыт аллювиально-делювиальными отложениями, а далее липарито-дацитовыми лавами вулкана Гутансар.

Восточнее отмеченного потока агломератовые образования обнажаются по всем южным и юго-восточным склонам горы. На этих участках устанавливается, что извержения их происходили многократно; более или менее четко отбиваются два горизонта—«нижний» и «верхний», разделенные горизон-

том липаритовых и обсидиановых лав. К этим обсидианам и приурочено Атисское (Акункское) месторождение.

Мощность агломератовых образований разная и изменяется в зависимости от формы и наклона погребенного рельефа. Наибольшая мощность их отмечается на южных и юго-восточных склонах массива, достигающая 75—100, местами до 150 м и более. Площадь, ныне занятая описанными породами (вне липарито-дацитовой покрывки), составляет примерно 12—15 км², объем—1,5—2 км³.

Перлит-пемзовыми обломочными породами сложен также изометричный отрог, расположенный между вершиной г. Атис, селами Кянкян и Зовашен и названный нами Кянкянским; площадь основания его около 4—4,5 км², мощность 100—200 м и объем изверженного материала 0,45 км³.

Отрог сложен в основном перлит-пемзовыми, агломератовыми и брекчиевыми образованиями. В западной части (правый борт Кянкянского оврага) он перекрыт рыхлыми лапиллевыми пирокластическими образованиями, очень похожими на таковые вулкана Артени. В пределах отрога и на других участках перлит-пемзовых потоков зафиксировано несколько дайкообразных тел—кянкянское, зовашенское (I и II), южное и др., детально описанных автором в 1968. Сложены они главным образом флюидальным липаритом (с стекловатыми зальбандами), обсидианом и перлитовыми обломочными породами.

Липарито-дациты и подчиненные им пирокластические образования

(Третий акт извержений)

Липарито-дацитовые лавы излились на довольно размытую поверхность описанной серии липаритовых пород. Их излиянию предшествовали сильные взрывы, образовавшие пирокластические образования. Последние, так же как и лавы, нивелируют неровности, овраги, образованные в вулканитах предыдущих извержений.

Пирокластические образования представлены как рыхлыми, так и спекшимися разностями—туфами и туфобрекчиями. Последние на Атисе плохо сохранились: сложены они главным образом перлит-обсидиановыми и пемзовыми обломками.

Рыхлые пирокластические образования обнажаются на правом борту Кянкянского оврага, начинающегося с вершинной части г. Атис. В небольших обнажениях хорошо заметно слоистое строение материала, напоминающего описанные выше артенинские «перлитовые пески». Они по размерности

представлены главным образом лепловыми и гравийными частицами; в отдельных слоях присутствуют и лапилли (табл. 6). Обломки сложены в основном перлитом (50—80%), пемзой (10—40%) и обсидианом (5—6%); остальной объем падает на разные минералы (кварц, анортит, олигоклаз, биотит, магнетит, пироксен).

Таблица 6

Гранулометрический состав Кянкянских песков

Разм. обл. мм	№ 796		№ 1307	
	грамм	%	грамм	%
10,0	2,6	0,2	20	0,4
7,0	11,5	0,9	100	2,0
5,0	22,3	1,7	110	2,2
3,0	80,1	6,2	220	4,4
2,0	105,5	8,1	450	9,0
1,0	392,0	30,1	1550	31,0
0,5	141,0	10,8	350	7,0
0,25	324,0	24,9	1300	26,0
0,25	221,0	17,1	900	18,0
Сумма		100,0		100,0
вес пробы в г	1300		500	

Сплошность отдельных слоев или их пачек, как и на Артени, довольно часто нарушается небольшими микросбросами или флексурами, амплитудой от 1—2 до 5—10 см. Образование нарушений, как и в случае Артени, объясняется сползанием, проседанием материала, связанных с дрожанием вулкана при взрыве.

Липарито-дацитовые и дацитовые лавы начинаются от вулканической постройки и распространяются в стороны. Конечные части их на относительно крутых склонах горы ныне размыты, поэтому уцелевшие покровы кончаются крутыми карнизами, высотой от 4 до 25 м, прерывисто обрамляющие восточные, южные и западные склоны массива. Суммарная площадь, занятая липарито-дацит-дацитовыми лавами, включая и купол, равна 10—12 км².

Отличительной чертой описываемых лав является их буроватая, буровато-серая окраска, полосчатая текстура и наличие черной стекловатой корки и прослоек. Последние от «настоящих» обсидианов отличаются матовым, тусклым блеском и в литературе известны под названием «смоляные камни» (Dannenberg, 1904; Розенбуш, 1934 и др.). Толщина

стекловатой корки изменчива (от 1 см до 1,5 м) и зависит от мощности потока. Маломощные потоки (до 1—2—3 м), быстро остыв, целиком превратились в «смолянокаменную» породу.

Означенные лавы в поверхностных частях довольно пористы. Поры часто сильно вытянуты по флюидалности породы и придают ей иногда облик гнилой доски; при наличии смолянокаменной корочки порода скорее напоминает обугленное гнилое дерево. Часть пор выложена инкрустационной отторочкой черепитчатых агрегатов кристобалита и клиновидных двойников тридимита; более часты они в бурых полосках и особенно в брекчиевых, автолавобрекчиевых разностях лав, преобладающих на вершине вулкана.

Состав этих лав часто меняется даже в пределах одного разреза (снизу вверх), от липаритового до липарито-дацитового и дацитового; ввиду афировой структуры породы, изменение состава обнаруживается только химически.

В основании большинства потоков обнажается обсидиановая подошва или самостоятельный поток мощностью до 2—3 м и более. Внизу обсидиан представлен бурой разностью, выше переходит в черную. Последние, после постепенного переслаивания, выше переходят в липаритовые и липарито-дацитовые лавы; они часто кончаются смолянокаменной коркой, имеющей липарито-дацитовый или дацитовый состав (юго-западные и южные склоны горы). Мощность потока, в зависимости от подстилающего рельефа, меняется от 1—2 м до 30—40 м (в раздувах). На западных и восточных склонах нередко видны наложения двух-трех потоков. Обсидианы подошвы часто образуют языкообразные выступы, иногда с морщинистой поверхностью, напоминающей канатную, или имеют полигональную трещиноватость, похожую на мостовую.

В восточной части массива хорошо видно, как эти лавы с верхних склонов горы (2000 м) круто спускаются на выровненную поверхность (1700 м) пород фундамента (капутанской свиты), повторяя ее. Эти поверхности некоторыми исследователями (Бальян, 1962, 1969; Х. Назарян, 1962; Габриелян, 1964 и др.) считаются эрозионно-денудационными уступами, соответствующими денудационным поверхностям выравнивания Вохчабердского хребта. На основании видимо такого морфологического подхода, указанные исследователи относят липарито-дацитовые породы, перекрывающие эти поверхности, к нижней свите, на основании чего возраст кислых пород снижают до возраста этой свиты, т. е. среднего плиоцена (Габриелян, 1964 и др.).

Следует отметить, что если такие денудационные поверхности и были, то они были наложены на поверхности только

более древней—капутанской свиты, а более поздние—липарито-дацитовые (до этого и долеритовые) лавы только переливались сверху на денудационные поверхности и перекрыли их, образуя ступеньчатые, террасовидные поверхности. Между указанными поверхностями, местами даже на крутых склонах, сохранились останцы липарито-дацитовых лав (Карапетян, 1968¹).

Учет только морфологических факторов привел некоторых исследователей и к другим неточным предположениям, т. е., 1) о наличии на западных склонах Атиса двух синклинальных и антиклинальных складок с углом падения крыльев от 30—40 до 90° (Паффенгольд, 1947) и о том, что 2) «... эпицентр извержения кислых экструзий Атиса в настоящее время почти полностью размыт и находится, по всей вероятности, на наблюдаемой в настоящее время пенефленизированной поверхности, в 1500—2000 м юго-западнее современной вершины Атиса» (Д. А. Оганесян).

Неточность указанных предположений, т. е. наличие на вулкане Атис тектонических складок и других центров извержений кислых продуктов, показана автором ранее (1964, 1968).

в) История деятельности. Вулкан Атис возник на пенефленизированной поверхности ниже-среднеплиоценовой капутанской свиты. Свита липарито-дацитовых пород Атиса формировалась в течение трех актов извержений.

Как видно из вышеизложенного, деятельность вулкана Атис началась с излияний «нижних» липаритов (I акт), которым предшествовали сильные взрывы с образованием пирокластического перлит-пемзового материала (к ним, вероятно, относятся и Эларские кварц-полевошпатовые пемзовые пески).

Второй акт деятельности вулкана начался также взрывами, за которыми последовало извержение перлит-пемзового агломератового материала, видимо с попеременными излияниями обсидиановой лавы, переслаивающейся с ним. В конечные стадии изливались, а местами и внедрились небольшие порции липарита и обсидиана, образовавшие то небольшие языки, пропластки и потоки, то дайки. Последние вязкие порции лавы видимо закупорили канал вулкана и наступил относительный покой в его деятельности.

Началась эрозия склонов с образованием серии оврагов, главным образом южного направления (глубиной до 5, местами 10 и более метров).

Следующая вспышка деятельности вулкана (III акт) ознаменовалась взрывами, образовавшими туфы, туфобрекчии и рыхлый пирокластический материал (кянкянские пески).

Взрывы сменились относительно спокойными излияниями липарито-дацитовых, дацитовых лав, плащом перекрывшие все ранние образования. Ввиду быстрого ухода летучих постепенно нарастала вязкость магмы, приводившая к укорачиванию и относительному увеличению мощности потоков.

Последующие порции липарито-дацитовых и дацитовых лав, наслаиваясь над устьем канала, образовали современную вулканическую постройку Атиса.

От первых стадий извержений Атиса до последних замечается эволюция состава пород от липаритов до дацитов (имеет антидромный характер); это же иногда проявляется и внутри одного отдельного акта.

Возникновение собственно кислого вулкана Атис на размытой наклонной поверхности нижней—капутанской свиты, обусловило, в целом, структуру, форму, размеры купола, а также длину, мощность и направление потоков.

Таким образом, Атис представлен экзогенной куполовидной постройкой, имеющей веерообразную структуру. Он, в совокупности с отходящими от него потоками, образует вулканическую структуру, приближающуюся к выделяемым В. И. Влодавцем (1954) натечным или слоистым вулканам. По морфологии, характеру и месту образования Атис очень похож на вулкан Мерапи в Индонезии, Большая Удина на Камчатке и др.

В четвертичное время, в связи с возобновившейся вулканической деятельностью в районе (Разданской структуры) на массиве г. Атис последовательно возник ряд вулканов, отмеченных выше: Тех, Текблур, Харамблур и Гцаин. Первые три тяготеют к вулкану Атис, располагаясь на его склонах и у подножья, последний—к гребню Капутанского отрога.

ВУЛКАН ГУТАНСАР

а) Морфология. Гутансар морфологически довольно правильный конус, с диаметром основания около 3 км и высотой 350—400 м. В плане он имеет овальную форму, вытянутую в меридиональном направлении (рис. 7, 9). На вершине конуса имеется вытянутая в том же направлении кратерная воронка, открытая к югу. Диаметр кратера по гребню равняется около 600 м, глубина—от 50 до 65 м. От вершинной части конуса берут начало несколько неглубоких оврагов, расчленяющих гребень кратера на ряд небольших вершин (высотой 15—30 м): Западную, Северо-западную, Северную и Восточную. Наиболее высокая из них—Западная, считается вершиной горы.

Склоны конуса, более крутые у вершинной части ($30-35^\circ$), постепенно выполаживаются к основанию ($15-20^\circ$).

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

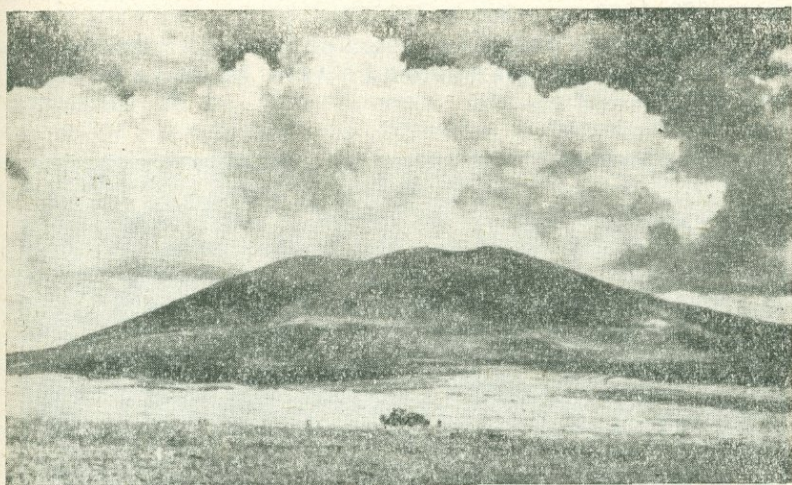


Рис. 9. Вулкан Гутансар; вид с запада.

В строении конуса преобладающая роль принадлежит кислым—липарито-дацит-дацитовым лавам. Основание конуса сложено перлит-пемзовыми образованиями, поднимающимися на западных и северных склонах до отметки 2000 м. Часть северо-западных и южных склонов конуса перекрыта лавами и шлаками Гутансарской группы четвертичных вулканов—Нор Гутансар, Цахкот, Менак, Лезвак. Особенно большое скопление лапиллиевых шлаков находится на северо-восточных склонах Гутансара. На черном фоне шлаков спорадически заметны светлые обломки перлита, пемзы, липарита и обси-диана, выброшенные вулканом.

Потоки кислых липаритовых лав Гутансара отходят от него радиально в стороны, особенно в запад-юго-западном направлении (в сторону наибольшего наклона рельефа) и достигают сел Гюмуш, Нурнус, гор. Чаренцавана и других пунктов.

Липарито-дацитовые лавы, растекаясь в юго-восточном направлении, распадаются затем на два рукава—левый (восточный) и правый (западный), протягивающиеся, соответственно, на 7 и 12 км.

Последовательность извержения продуктов вулкана Гутансар в общем аналогична таковым вулкана Атис.

Наиболее полный разрез комплекса кислых пород Гутансара обнажается в овраге Ашридзор и на левом борту каньона р. Раздан, на участке между ГюмушГЭС и с. Нурнус. Разрез этот детально описан В. В. Петровым (1961), В. В. Наседкиным (1963, 1969) и автором (1968¹).

В самом низу разреза, у уреза реки, обнажаются крупно-столбчатые андезит-базальтовые лавы каньона р. Раздан (рис. 7, 10).



Рис. 10. Геологический разрез комплекса кислых вулканов у Гюмуш-ГЭСа (снизу—вверх): 1—липарито-дациты купола Гюмуш; 2—крупно-столбчатые андезит-базальтовые лавы каньона р. Раздан; 3—комплекс кислых пород вулкана Гутансар: л—липариты, л-о—переходная липарит-обсидиановая зона; о—обсидианы; п—перлиты агломератового строения.

На андезит-базальтовых лавах залегает зональный липарит-обсидиановый поток, а выше его—плотные перлит-обсидиановые брекчиевые породы, еще выше—рыхлые перлит-пемзовые агломератовые образования.

Приведенный разрез по отдельным оврагам прослеживается в сторону вулкана Гутансар, сел Джрабер, Фонтан и гор. Чаренцаван.

Липарит-обсидиановый зональный поток

(Первый акт извержений)

Липарит-обсидиановый поток мощностью 70—80 м, снизу вверх, представлен: «нижней» липаритовой зоной, выше—переходной—липарит-обсидиановой и еще выше—обсидиановой.

«Нижние» липариты в зависимости от подстилающего рельефа имеют то пологие, то крутые залегания.

Переходная липарит-обсидиановая зона (мощностью 20 м) представлена чередующимися прослоями липарита и черно-бурого обсидиана. В средней части зоны количество и мощность переслаивающихся прослоев выравнивается.

Обсидиановая зона почти лишена липаритовых прослоев. Она образует здесь иногда круто падающие (60—80°) карнизы, высотой от 4—6 м до 10—15 м. Они представлены в основном черными и бурыми полосчатыми разностями, переходящими местами в очень оригинальные брекчиевые разновидности.

Перлит-пемзовые породы агломератового строения

(Второй акт извержений)

Непосредственно на описанных черных обсидианах залегают плотносваренные обсидиан-перлитовые брекчиевые образования. Эта смена довольно четко выражена также морфологически: в то время как обсидианы в этой части образуют гладкий, покатый склон, брекчии возвышаются в виде шероховатых эрозионных пирамид. Эти породы постепенно переходят в перлит-пемзовые рыхлые обломочные образования, называемые автором по аналогии с Арагацским и Атисским потоками—агломератовыми.

Брекчиевые образования и залегающая сверху рыхлая агломератовая масса по составу и размерности обломков являются идентичными. Отличия их выражаются в том, что первые из них имеют бурую окраску, сваренность обломков в виде аглютината, а вторые—белесоватый цвет и рыхлое сложение. Сваренность, сцепление и бурая окраска обломков в первых происходили еще в их горячем состоянии. Химический состав как сваренного, так и рыхлого материала один и тот же—липаритовый. Обломки в них представлены преимущественно перлитом, пемзой и обсидианом.

Перлит-пемзовый рыхлый агломератовый материал хорошо фиксируется своим мягким рельефом и белесоватым цветом. Начинается он со склонов и подножья

вулкана Гутансар и располагается вокруг него. В восточном и северном направлениях протяженность его не превышает 1—1,5 км, а в западном и юго-западном достигает 6—7 км (рис. 7). Площадь, занятая им, равна 32 км², объем изверженного материала—около 1—1,5 км³.

Строение потока хорошо прослеживается по карьерам—Джаберскому, Гюмушскому, Чаренцаванскому, вскрывающих отдельные его участки и фиксирующих беспорядочное скопление рыхлого обломочного материала (рис. 11). Размеры обломков колеблются от долей миллиметра до 40—50 см и, нередко, доходят до 150 см. Средний агрегатный состав соответствует таковому Арагацского потока.

Обломки пород в верхних частях представлены преимущественно перлитами и литондной пемзой, книзу переходящих в массивные обсидиановые тела.

В Джаберском карьере обсидианы образуют линзовидные и пластообразные тела с раздувами, имеющие слабый наклон к востоку (10—30°); плоскости их имеют крутые падения на север (50—70°).

В карьерах районов гор. Чаренцавана, с. Джабер и других обсидиановые тела имеют почти вертикальную ориентировку с пучкообразно расходящимися концами кверху, образно названные В. П. Петровым (1957) «конскими хвостами» (рис. 11).

От обсидиановых тел наблюдаются постепенные переходы в окружающие перлит-пемзовые породы. Они выражаются в гидратации и осветлении краевых участков этих тел, т. е. в появлении пористости, прогрессивно увеличивающейся в сторону перлитовых пород. Прилегающие к обсидианам участки перлитов имеют буровато-коричневую, иногда желтую окраску, постепенно просветляющуюся в указанном направлении. Ширина бурого ареола, в зависимости от мощности обсидианового тела, меняется от нескольких сантиметров до 1—1,5 м. Эти участки отмечают, вероятно, места выходов фумарол и эманацій; они отличаются большой пористостью, обуславливающей на поверхности обсидианов своеобразный шелковистый или перламутровый отлив. В этих же участках на поверхности—«зальбандах» обсидианов часто наблюдаются морщины, вызванные системой трещин натяжения, похожие на шрамы и рубцы. От различного сочетания последних образуются ажурные узоры или рисунки, напоминающие деревья, лес, подобие живых фигур и т. д. (рис. 12).

Механизм образования агломератовых пород является довольно сложным. В них, наряду с особенностями, характерными для чисто эффузивных потоков (Петров, 1957, 1961;

Наседкин, 1963) отмечаются также черты, свойственные агломератовым потокам (Карапетян, 1966, 1969¹) и экструзивным образованиям.

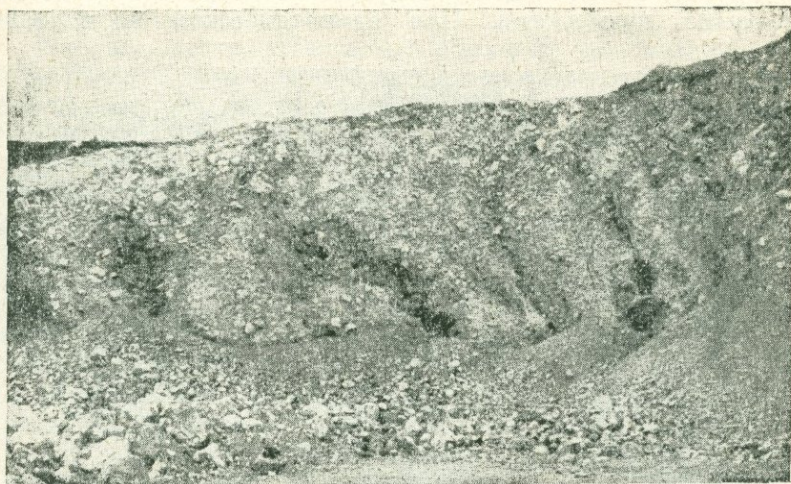


Рис. 11. Реликты обсидианового стекла в перлитовой агломератовой массе. Карьер на джаберских поворотах.

В последние годы, в связи с представившейся возможностью изучить более глубокие горизонты потока вскрытыми многочисленными карьерами, В. В. Наседкин (1969) и автор (1968²) пришли к выводу об экструзивной природе образования большей части обсидиан-перлит-пемзовых агломератовых образований.

Учитывая постепенные переходы обсидиановых тел в перлит-пемзовую массу и наличие перлитов на высоких склонах Гутансара (до отм. 2000 м), можно прийти к выводу, что перлиты извергались как из вулкана Гутансар, так и из других участков, а также серии трещин, фиксируемых в окрестностях с. Гюмуш, Джабер и др. (Карапетян, 1964). Площадное развитие обсидиановых тел вероятно указывает на неглубокое залегание периферической магматической камеры или экструзий и на большую проницаемость ее кровли, через которую выдавливалась обсидиановая масса.

Расположение их в верхних этажах земной коры было обусловлено действием тектонических или вулканотектонических подвижек и большой подъемной силой липарито-дацитовой магмы.

Известно, что при внезапном снижении давления в магмах происходит бурное выделение газовой фазы. В кислой магме выделение газов сильно затруднено высокой вязкостью расплава, вызывающей «вздутие расплава» — обогащение газовыми пузырьками. При адиабатическом расширении

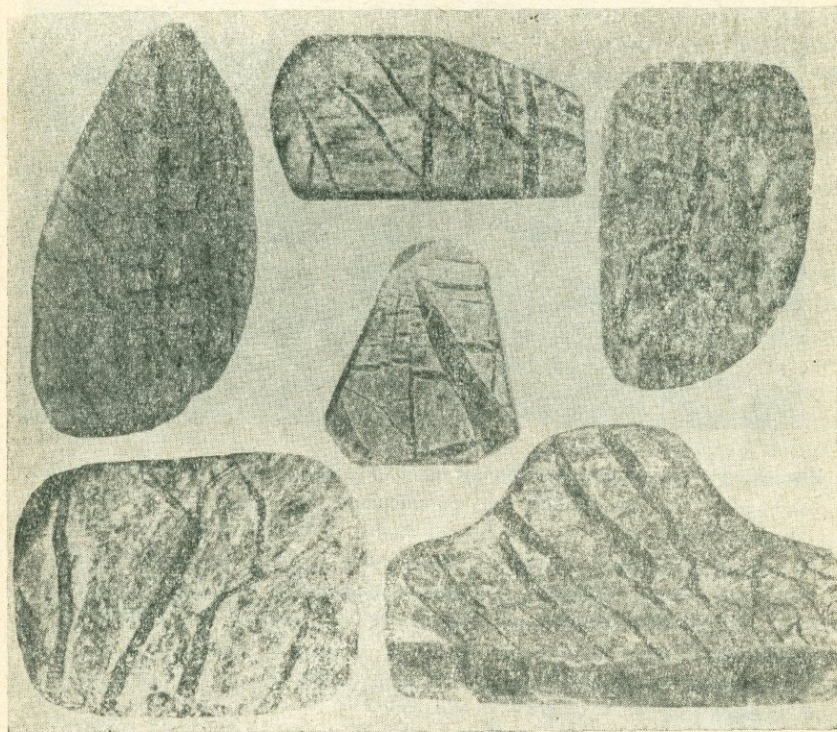


Рис. 12. Формы открытых и залеченных трещин—«рубцов» и «шрамов» на поверхности обсидианов, изображающих разные рисунки: кукурузу, деревья, человечков и др.

последних температура падает, а вязкость расплава при этом увеличивается. Подъем пироматки (по А. Ритману, 1964) обусловлен главным образом увеличением объема вздувшейся магмы и происходит он непрерывно и с закономерным ускорением. До выхода на земную поверхность кислая магма (пироматка) должна напоминать не вполне застывшую пенную массу. Вязкость расплава, который образует перегородки между газовыми пузырями становится столь большой, что при дальнейшем расширении газовых пузы-

рей он разламывается. Пиромagma превращается во взвесь небольших размягченных обрывков стекла в горячем газе. Подъем такой раскаленной и теперь уже очень подвижной взвеси должен происходить постоянно и иметь скорее характер мощного переливания.

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, потерявшая большую часть летучих и имевшая высокую вязкость, в дальнейшем поднималась широким фронтом. Здесь летучие, устремляясь в верхние горизонты—в область низких давлений, вспучивали стекло в перлит-пемзовую обломочную массу; последняя в участках, наиболее насыщенных летучими, образовала подвижную массу, также растекавшуюся по наклону рельефа в виде агломератового потока на небольшие расстояния.

Из всего сказанного становится ясно, что некогда сплошные обсидиановые тела в настоящее время представлены в виде реликтов в низах перлитовой массы.

Судя по морфологии некоторых тел, взаимоотношению с вмещающими породами, можно прийти к выводу о дифференцированном внедрении расплава; более поздние порции внедрились в относительно ранние в виде даек. Об этом свидетельствуют некоторые обстоятельства: четкие вертикальные формы тел, несоответствие ориентировки флюиальности последних с таковой вмещающих перлитовых обломков, наличие на зальбандах обсидиановых тел тонкой гидратизированной пленки и поперечных трещин натяжения—«шрамов» и «рубцов». Последние образуются в результате неравномерного остывания периферии и внутренних частей этих тел. Соприкасаясь с относительно холодной средой, краевые части тел остывают быстрее, под влиянием еще подвижной внутренней массы растягиваются и растрескиваются поперек движения. Иногда подвижная масса вдавливалась в трещины, частично залечивая их.

Довольно четко выраженная крупная тектоническая трещина фиксируется во фронтальной части Гутансарского агломератового потока. Она прослеживается от левого борта р. Раздан до района города Чаренцаван (СВ—35°) длиной более 3 км, шириной 40—50 м. На светлом фоне агломератовой массы вблизи трещины выделяется буровато-красная полоса. На поперечном срезе зоны трещины (у ж.-д. полотна) четко видно веерообразное расхождение флюиальности обсидиан-перлитовой массы; в основании преобладают черные обсидианы, выше постепенно переходящие в гидратизирован-

ное серое стекло, затем буроватые перлит и пемзу. По всей южной стороне зоны прерывисто обнажаются «зеркала скольжения» с характерными царапинами.

Резюмируя вышеизложенное, можно отметить, что часть описанного перлитового агломератового материала изверглась из вулкана Гутансар, часть образовалась в результате вспучивания верхних зон экструзивного обсидианового стекла, реликты которого сохранились в перлитовой массе в виде дайкообразных тел.

Липарито-дацитовые, дацитовые лавы

(Третий акт извержений)

Липарито-дацитовые и дацитовые лавы излились после некоторого периода покоя в деятельности вулкана Гутансар, представляя собою продукт самостоятельного акта извержения. Значительная часть вулканической постройки Гутансара сложена этими лавами. Они образуют также хорошо выраженные потоки, отходящие в южных направлениях до широты гор. Абовяна.

Для этих пород характерна четко выраженная флюидалность, часто образующая перегибы, флексурообразные «складки» и гофрировки. На вулкане преобладающее направление полосчатости—согласное склонам. К вершине вулкана крутизна склонов, на которых залегают эти породы, местами очень сильно и резко увеличивается. Крутые падения наблюдаются на отдельных участках гребня и открытой части кратера. Здесь эрозией обнажены скальные выходы дацитовых лав, имеющих крутое, в общем веерообразное расхождение флюидалности. В южной и северо-восточной частях гребня кратера обнажаются, главным образом, вулканические брекчии и автолавобрекчии, в общем схожие с таковыми вулкана Атис.

Лавы, слагающие потоки, ввиду вязкости, имеют то параллельную (согласно течению), то завихряющуюся флюидалность, иногда вычерчивающую складкообразные структуры диаметром до нескольких метров; «складкообразования» часто сопровождалось разламыванием, цементацией с образованием брекчий и лавобрекчий. Эти лавы имеют буроватый или буровато-серый цвет, а также смолянокаменные прослойки и корку и внешне очень похожи на липарито-дацитовые лавы вулкана Атис. От последних они отличаются своими микроструктурными особенностями основной массы и наличием вкрапленников плагиоклаза и опациitized роговой обманки, которые четко различаются и макроскопически.

в) **История деятельности.** Деятельность вулкана Гутансар, как и вулканов Артени и Атис, видимо началась сильными взрывами с образованием эксплозивного перлит-пемзового пирокластического материала. Он вскоре был размыт и перетолжен в понижениях рельефа на сравнительно большом удалении от вулкана. К нему, вероятно, относятся останцы, встреченные Т. А. Джрбашяном, П. П. Гамбаряном, А. Н. Назаряном и другими в отдельных обнажениях вдоль каньона р. Раздан и его притоков (р. Ахунк и др.).

Сильные извержения сменились относительно более спокойным излиянием липарит-обсидиановых лав, которые, следуя понижениям рельефа (оврагам), иногда растекались на 6—7 км, достигая ущелья р. Раздан, местами заполняя его и переходя и на его правый берег (у развалин с. Аргел).

Следующий акт деятельности выразился в образовании перлит-пемзового материала. Часть его изверглась из кратера вулкана в виде агломератового потока, некоторое же количество образовалось в результате вспучивания верхних частей, близко поднявшихся к земной поверхности обсидиановых экструзий.

После довольно длительного перерыва, когда склоны и потоки вулкана были подвергнуты эрозии, деятельность Гутансара возобновилась. Она, как и у Атиса, выразилась в излиянии липарито-дацитовых лав. Относительно более вязкие порции их образовали вулканическую постройку и ее приподнятое южное подножье, сравнительно более основные—дацитовые потоки, растекались от центра на 7—12 км. Здесь, как и на других описанных вулканах, наблюдается зависимость длины и мощности потоков от состава слагающих их пород.

В четвертичное время, в связи с возобновившейся вулканической деятельностью в Разданской структуре, Гутансар, как и Атис, был прорван последовательно андезитовыми и андезито-базальтовыми лавами. На месте их прорыва образовались или кратер (Нор Гутансар) или небольшие лавово-шлаковые (Цахкот) и шлаковые (Менак) конусы.

Сопоставление деятельности вулканов Атис и Гутансар. История деятельности вулканов Атис и Гутансар, а также образованных на их вершинной части и на склонах четвертичных вулканов, почти аналогична.

Деятельность их начиналась с извержений пирокластического материала, за которыми последовало излияние липарит-обсидиановых потоков (I акт). Новая вспышка деятельности у обоих вулканов начиналась с извержений пирокластического материала, которая сменилась бурным извержением газонасыщенных перлитовых потоков агломератового строения (II акт). У

Атиса в промежутках извержений указанного материала изливались отдельные обсидиановые потоки, образовавшие более или менее горизонтальные прослои. У Гутансара материал извергался из кратера, а также образовался в результате вспучивания верхних частей обсидиановых экструзий, внедрившихся в верхние горизонты земной коры. Разница в механизме образования обломочных перлит-пемзовых пород у разных вулканов зависит от глубины залегания их очагов или периферической камеры, проницаемости кровли последней, физико-химического состояния магмы и т. д.

После некоторого перерыва деятельность у обоих вулканов возобновилась, что выразилось в излиянии липарито-дацитовых и дацитовых лав, которыми сложена куполовидная постройка этих вулканов (III акт).

В четвертичное время, в связи с новой вулканической активностью района, наиболее удобными участками для проникновения молодых основных лав оказались каналы и их контактовые части вулканов Атис и Гутансар; на вершинной части и на их склонах, в местах выходов лав, в этот период образовались небольшие вулканы (Атисская и Гутансарская группы).

Излияния лав у обеих групп начинались с роговообманковых андезитов и кончались обычными и оливинowymi андезито-базальтами.

Таким образом, как в период деятельности кислых вулканов—Атис и Гутансар, так и приуроченных к ним четвертичных основных вулканов, наблюдается тенденция постепенного уменьшения кислотности, т. е. вулканическая деятельность имела антидромный характер.

Близкое расположение вулканов Атис и Гутансар, почти идентичный состав продуктов и другие данные свидетельствуют о том, что они имели общий очаг кислого состава. Впоследствии Атисская и Гутансарская группы четвертичных вулканов имели также общий магматический очаг, но уже более основного состава. Отдельные вулканы были связаны с общим очагом, возможно, посредством отдельных промежуточных камер.

ВУЛКАН ФОНТАН

Так назван небольшой куполовидный вулкан, расположенный в 1,5 км к северу от одноименного села Фонтан (см. рис. 7). Он венчает небольшое перлитовое «плато», морфологически сливающееся с Гутансарским перлитовым потоком; это обстоятельство и послужило основанием для

предыдущих исследователей (Паффенгольц, 1947; Оганесян и др.) принимать указанное «плато» и купол за эрозионный останец широко развитых в районе липарит-перлитовых пород.

Фонтан в плане имеет форму круга диаметром основания около 170 и высотой 30—35 м. Склоны купола несколько асимметричны: более круты южные и пологи северные склоны. Он в целом сложен буровато-серыми флюидалными липаритами, имеющими крутое падение в северном направлении, в сторону предполагаемого центра.

Основание купола—перлитовое «плато» состоит из липарит-перлитовых пород. В плане оно имеет форму полукруга, несколько вытянутого в широтном направлении; длинная ось его равна 2,2 км, короткая—1 км; площадь основная составляет 2,0 км², а объем продуктов—0,16 км³.

Поверхность и склоны плато сильно сглажены и задернованы. Северные и восточные склоны более круты и имеют ступенчатое строение, южные—пологие и сливаются с окружающей местностью.

В юго-западной части купола неглубокий овраг вскрывает контакт липаритов основания купола с перекрывающими их перлитами и четвертичными роговообманковыми лавами вулкана Нор Гутансар. Липариты рассланцованы и имеют наклонное залегание (на юго-запад 10—15°), т. е. от вершинного купола погружаются под андезитовые лавы. Липариты имеют смолянокаменную корку и прослой.

Таким образом, морфология, элементы залегания и петрографический характер лав свидетельствуют о том, что Фонтан представляет собой небольшой самостоятельный центр излияния кислых пород. По времени образования нижние липариты и перлиты соответствуют начальным актам деятельности вулканов Атис и Гутансар, а липариты вершины—началу III акта и представлены только липаритами.

ВУЛКАН АЛАПАРС

Вулкан Алапарс расположен севернее Фонтанского купола на 2,3 км и в 2,5 км к востоку от села того же названия (рис. 7). Он имеет куполовидную форму диаметром основания около 2 км и высотой 150—160 м. Площадь, занятая им, равна 2,6 км², объем материала—0,21 км³.

В строении вулкана морфологически различаются: вершинный купол и щитовидное основание.

Вершинный купол имеет высоту 35—40 м и диаметр основания около 380—400 м. Склоны его в общем сглажены.

Весь купол сложен перлитами. На вершине его имеется

кольцевой останец четвертичных андезито-базальтовых лав, обтекающих вулкан с севера и востока.

Щитовидное основание вулкана имеет в плане изометричную, слегка вытянутую в меридиональном направлении форму, с диаметром основания по большей оси 2,2 км, малой—1,75 км; высота его равна 125 м.

Ввиду сильной задернованности склонов о строении вулкана Алапарс можно судить лишь по искусственным ж.-д. выемкам и шурфам, заданным на его западных и южных склонах.

Наблюдения показывают, что среди продуктов преобладают перлитовые породы обломочного строения.

На искусственных выемках (высотой 6—8 м) строение их напоминает Гутансарский перлитовый поток. Здесь, как и в последнем, видно замещение обсидиана слабо гидратизированным стеклом и перлитом. Вокруг них имеется бурый ореол.

Различаются две разновидности обсидиана: стекловатые, прозрачные и матовые—смоляные камни; первые образуют прослои и выжимки небольшой мощности, а вторые слагают краевые части перлитовых пород. В краевых частях обсидиановых тел довольно часто наблюдаются трещины остывания. Помимо дайкообразных тел, обсидианы образуют также более мощные тела, площадью в несколько квадратных метров.

В центральной части купола, по форме залегания пород, вырисовывается часть куполовидного вздутия с падением крыльев в южном направлении. По отдельным обнажениям и шурфам улавливается общее падение пород в сторону центральной части купола.

Таким образом, Алапарс представляет собой куполовидное тело с веерообразной структурой. Лавы выжимались из центральной части его, кверху вспучивались, разламывались и, несколько расползшись в стороны (в виде обломочной агломератовой массы), придали вулкану такую форму.

Лавы Алапарса, внешне и микроскопически, несколько отличаются от лав других вулканов. Обсидианы и перлиты имеют преобладающе матовый облик (но липаритовый состав); они включают ксенолиты ороговикованной породы. Перлиты отличаются желтоватыми, светло-буроватыми цветами и большей раскристаллизованностью основной массы.

СРЕДНЕПЛИОЦЕНОВЫЕ КУПОЛА ГЮМУШ, АВАЗАН

Купола Гюмуш и Авазан расположены в левобережной части среднего течения р. Раздан, недалеко от одноименных сел Гюмуш и Авазан (рис. 7).

О происхождении и возрасте этих куполов имеются разно-
речивые мнения. К. Н. Паффенгольц (1948) принимает их за
эрозионные останцы широко развитых в районе олигоценовых
(верхнеплиоцен-нижнечетвертичных.—С. К.) липарит-перли-
товых пород. А. Н. Назарян (1962) считает их экструзивными
куполами мио-плиоценового возраста. В пользу их экструзив-
ного происхождения высказываются также А. Т. Асланян
(1958), А. А. Габриелян (1964) и Д. А. Оганесян.

Купола Гюмуш и Авазан детально изучены автором и
К. И. Карапетяном.

По данным автора (1968₁), купола имеют среднеплиоце-
новый возраст.

КУПОЛ ГЮМУШ

Купол Гюмуш (Джидр) находится в 0,5 км к юго-востоку
от с. Гюмуш, непосредственно над верхним крутым урезом ле-
вого борта каньона р. Раздан; река здесь размыва его
западный склон глубиной до 200 м и этот разрез помогает
расшифровать строение купола.

Гюмуш имеет куполовидную форму, несколько вытянутую
в широтном направлении; длинная ось его равна 1,25 км,
меньшая—0,7 км, высота 100—125 м, а площадь основания
0,7 км². Вершина купола возвышается над поймой р. Раздан
на 300—315 м.

На вершине западной половины купола имелся (по дан-
ным аэрофотоснимков) четырехугольный вал, окружающий
небольшую кратерообразную квадратную впадину, раскрытую
к востоку. Из нее берет начало небольшой овраг, спускающий-
ся до северного подножья купола и делящий его на западную
и восточную части. Благодаря этому и весь купол в целом
кажется как бы состоящим из двух спаренных основаниями
куполов.

С северной и западной сторон купол перекрывается
долеритовыми базальтами, а с востока и юга—перлит-пемзо-
выми образованиями вулкана Гутансар (рис. 7). По контакту
их проходит овраг, который препарирует купол. Склоны его
в целом выположены (углы наклона 22—32°). Наиболее
обнажены склоны и вершинная часть западной его половины.

В ряде искусственных выработок (дорожные выемки,
котлован и т. д.) видны некоторые элементы его внутреннего
строения.

Лавы купола имеют в общем крутые падения; от нижних
горизонтов вверх и к западной каменистой вершине углы
наклона возрастают от 10—15° до 60—70°. При их сопостав-

лении рисуется веерообразное расхождение флюиальности пород с центром в Западной—высокой половине купола, откуда и лавы, видимо, слегка растекались в восточном направлении.

В строении купола, помимо чисто лавовых пород, встречаются также и их брекчированные разности, местами интенсивно карбонатизированные. Породы купола (липарито-дацитового, дацитового состава) имеют плотное строение и молочно-белую с желтоватым или розоватым оттенком окраску. На поверхности отдельностей лав встречены чешуи гематита, расположенные в оригинальные ромбовидные и квадратные агрегаты.

КУПОЛ АВАЗАН

Купол Авазан расположен в 2 км севернее купола Гюмуш. Контуры склонов купола более мягкие, чем у Гюмуша (16—18°). В плане он имеет форму овала, вытянутого в северо-восточном направлении (46°) примерно на 1—1,1 км; ширина его равна 0,5—0,7 км, высота—60—70 м.

Коренные обнажения имеются в основном на гребне купола и представлены круто стоящими плитами величиной до 1×1,5 м. Местами они обнажаются и на склонах в виде свободно лежащих таких же плит.

С севера и запада купол окаймляется долеритовыми андезито-базальтами, с востока и с юга—четвертичными роговообманковыми андезитами вулкана Нор Гутансар.

Лавы купола в общих чертах очень похожи на лавы купола Гюмуш, от которых отличаются лишь более розовой окраской. На отдельных образцах встречены радиально-лучистые агрегаты турмалина.

По химическому составу описанные породы относятся к щелочным липарито-дацитам.

2. ЛИПАРИТОВЫЕ КУПОЛОВИДНЫЕ ВУЛКАНЫ ВОДОРАЗДЕЛА ГЕГАМСКОГО НАГОРЬЯ: СПИТАКСАР, ГЕХАСАР

Общие сведения

Липаритовые вулканы Спитаксар и Гехасар*, по мнению исследователей (Абих, Асланян и др.), являются одними из красивейших вулканических сооружений Армянского нагорья.

Они расположены в южной части водораздела Гегамского

* Спитаксар в переводе с армянского означает Белая гора, а Гехасар—Красивая гора.

вулканического нагорья, чуть восточнее его осевой линии, на высоте около 3000 м. Эта часть нагорья отличается сложным геологическим строением и морфологией.

Вопросу расчленения вулканогенных образований нагорья посвящен ряд работ К. Н. Паффенгольца, Е. Е. Милановского, С. П. Бальяна, А. А. Габриеляна, А. Т. Асланяна, А. С. Остроумовой, К. И. Карапетяна, А. Т. Вегуни и др.

Несмотря на относительно хорошую изученность указанных образований, взаимоотношения отдельных толщ, свит и потоков еще недостаточно четко выявлены. Автор в своих суждениях в общем придерживается схемы К. И. Карапетяна (1963, 1963², 1966).

На участке расположения вулканов Спитаксар и Гехасар четвертичные лавы также недостаточно были расчленены. Автор, параллельно с изучением липаритовых вулканов, по возможности восполнил и этот пробел (рис. 13).

ВУЛКАН СПИТАКСАР

а) **Морфология.** Вулкан Спитаксар (Большой Аг-даг) морфологически представлен крупным куполовидным сооружением. Ввиду сильной размытости вулкана в нем труднее распознаются элементы вулканической постройки, чем у других вулканов.

Диаметр основания его равен 3—3,5 км, относительное превышение—300 (с юга и с запада)—500 м (с севера и с востока); высшая отметка находится в юго-западной части.

В плане Спитаксар имеет изометричную форму (рис. 13); площадь основания равна 8,5 км², объем изверженного материала—3 км³.

Северные и восточные склоны Спитаксара сильно изрезаны ледниками с образованием глубоких каров; часть из них и в летнее время занята снежниками. В других случаях склоны относительно гладки с отдельными карнизами липаритовых лав и брекчий. В северной части массива эрозией вскрыт контакт кислых лав с подстилающей их свитой грубообломочных андезитов, а в южной и юго-западной—с обтекающими их четвертичными лавами вулканов Аштаракер, Мец и Покр Пич.

Экзарация сильно искажила первозданный облик вулкана, но зато местами (с северной и особенно восточной сторон) вскрыла внутреннее его строение. На отдельных участках из-под осыпей обнажаются коренные липарит-обсидиан-перлитовые породы, характеризующиеся преимущественно

буроватыми, красно-бурыми, черными цветами. Самые бурые зоны представлены преобладающе перлитовыми сильно сваренными эруптивными или жерловыми брекчиями.

По небольшим хорошо обнаженным участкам можно проследить веерообразное расхождение слагающих вулкан пород.

б) Строение. Постройка вулкана Спитаксар сложена липаритами, обсидианами, перлитами, пемзами, а также их туфами и брекчиями. Смена продуктов на склонах вулкана довольно четко отображается их своеобразной морфологией.

Наиболее полный геологический разрез вулкана вскрыт на его северных склонах; он аналогичен разрезу вулкана Гехасар, описываемому дальше (рис. 13, 15).

Вся вершинная зона вулкана сложена перлитами. Сама вершина представлена небольшой возвышенностью, сложенной плитами сильно пористых перлитовых пород, имеющих небольшой наклон к востоку.

На отдельных участках выступают небольшие конические тела, сложенные крутопадающими флюидалными обсидиан-перлитовыми породами; нередко их окружают плотно сваренные перлитовые брекчии. Их морфология, а иногда петрографическое отличие от окружающих их перлитов, свидетельствуют о том, что они являются останцами небольших выжимок или центров излияния перлитовых лав.

История деятельности Спитаксара аналогична вулкану Гехасар.

ВУЛКАН ГЕХАСАР

а) Морфология. Вулкан Гехасар (Малый Спитаксар, Малый Аг-даг) расположен юго-западнее Спитаксара, на расстоянии примерно 4,5 км от него. Он представляет собой несколько приплюснутый массив с высокими крутыми северными и более пологими южными склонами.

В северной части массив имеет форму симметричного щита с периклинально падающими ($10-16^\circ$) на запад и на юго-восток «крыльями» и едва возвышающимся над ними (на 80—100 м) вершинным куполом (рис. 14). Крылья представлены серией пересланывающихся потоков липаритовых, обсидиановых и перлитовых лав, отходящих от центральной части массива в указанных направлениях.

В плане массив имеет неправильную форму с извилистыми очертаниями, в общем вытянутую с северо-запада на юго-восток примерно на 7 км (рис. 13).

Превышение Гехасара над местностью равно около 350 м;

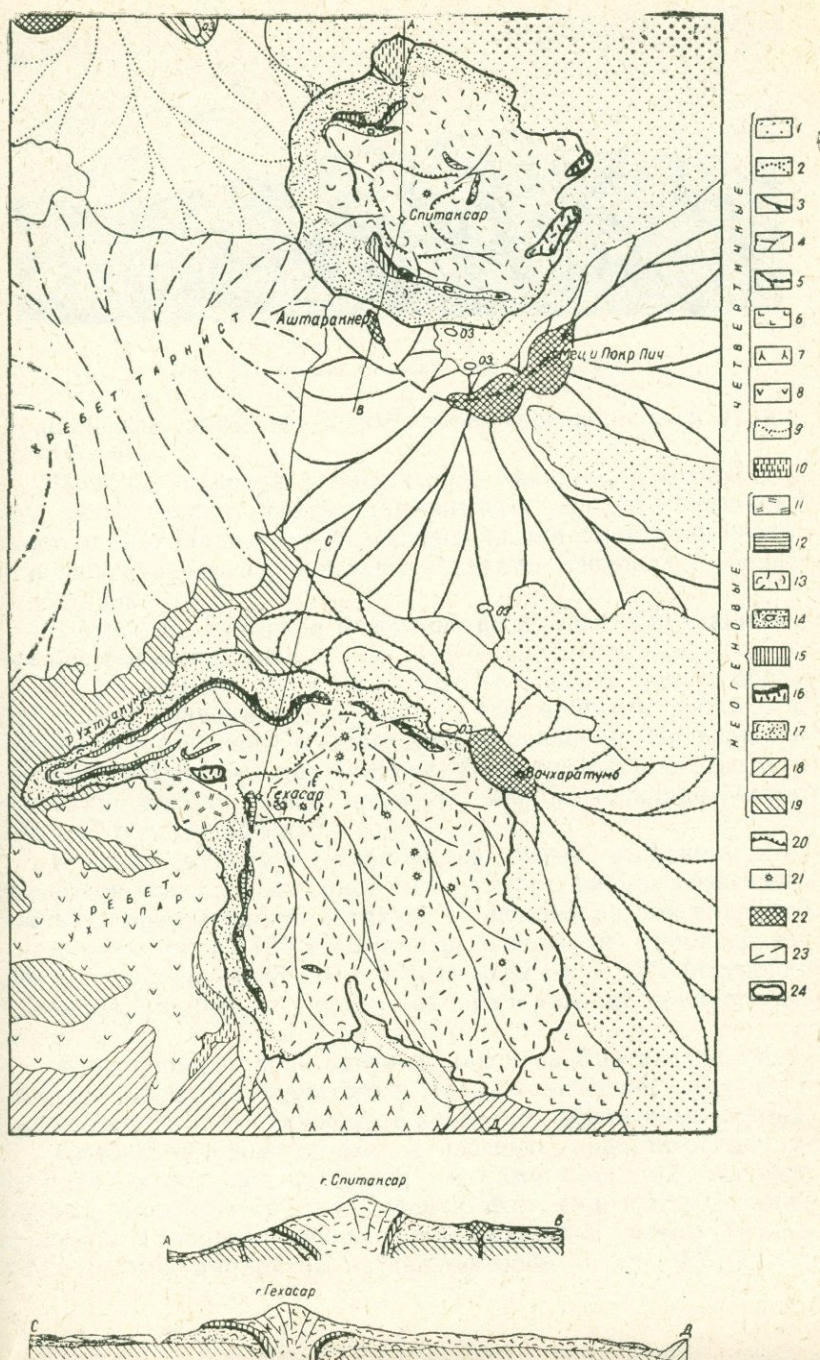


Рис. 13. Схематическая геолого-петрографическая карта района вулканов Спитаксар и Гехасар. Составил С. Г. Карапетян.

1—аллювиально-делювиальные и моренные отложения; 2—андезито-базальтовые и андезитовые лавы; 3—андезито-базальтовые лавы вулканов Аштаракнер, Мец и Покр Пич; 4—андезито-базальтовые лавы хребта Тарнист; 5—андезито-базальтовые лавы вулкана Вочхаратумб; 6—андезито-базальтовые лавы; 7—андезитовые и андезито-базальтовые лавы; 8—андезито-базальтовые лавы хребта Ухтупар; 9—андезитовые лавы южного подножья вулкана Гехасар; 10—биотит-роговообманково-пироксеновые андезиты. Продукты вулканов Спитаксар и Гехасар (№ 11—17): 11—роговообманковые липарито-дацит-дациты; 12—липариты вершинной зоны Гехасар; 13—перлитовые лавы и брекчии; 14—перлитовые туфы и туфобрекчии; 15—зональный липаритовый поток с обсидиановой подошвой и кровлей; 16—обсидианы; 17—перлит-пемзовые эксплозивные и агломератовые образования; 18—крупнополовошпатовые андезиты и андезито-дациты г. Цахкавет; 19—андезиты и их пирокласты (средний плиоцен); 20—контуры вершинной зоны вулканов Спитаксар и Гехасар; 21—предполагаемые небольшие выходы перлитов; 22—шлаковые и лавово-шлаковые конусы; 23—предполагаемые трещины; 24—контуры массивов Спитаксар и Гехасар.

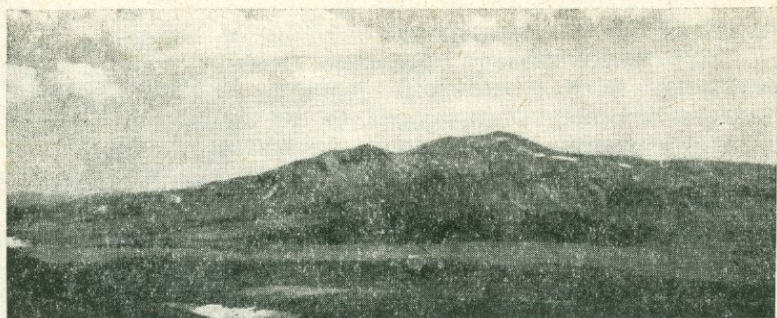


Рис. 14. Вулкан Гехасар; вид с севера.

площадь основания его— 20 км^2 , объем изверженного материала— $4,5 \text{ км}^3$.

Породы Гехасара в запад-северо-западной и южной частях перекрывают свиты андезитовых крупнообломочных туфов и трахиандезитов (Архашенская или Элпинская свита) и, в свою очередь, перекрываются лавами основного и среднего составов.

В строении Гехасара отчетливо выделяются: вулканическая постройка и потоки.

Вулканическая постройка имеет форму более или менее правильного купола со сглаженными склонами, несколько вытянутого в широтном направлении. На вершине имеется блюдцеобразная впадина, диаметром 150 м . Диаметр основания купола равен примерно 1000 м , площадь—около $0,65 \text{ км}^2$, объем— $0,35 \text{ км}^3$.

К этому куполу с северо-востока через седловину приключается такая же, но более низкая куполовидная возвышенность—вторая вершина и также с блюдцеобразной впадиной диаметром около 130 м . Диаметр основания купола равен 500 м , площадь— $0,35 \text{ км}^2$, объем— $0,02 \text{ км}^3$. Обе постройки являются, видимо, останцами одного и того же крупного купола.

В вершинной зоне вулкана, как и на Спитаксаре, обнажаются обсидиан-перлитовые тела конической формы; к некоторым из них приурочены короткие перлитовые потоки.

Склоны куполов сглажены осыпью липарит-обсидиан-перлитовых лав, под которыми местами видны их коренные выходы, имеющие круто падающую флюиальность. С самой вершины главного купола прослеживается поток сильно флюиальных липаритов (с обсидиановой подошвой) длиной

2,5—3 км. В конечной части (к югу) он, утоняясь, переходит в обсидиан и обтекает останцы перлитовых брекчий.

Потоки Гехасара распространяются от вершинной зоны в западном, восточном и южном направлениях; представлены они липаритами, обсидианами и перлитами, которые лучше сохранились на западном и восточном склонах вулкана.

б) Строение. Вулкан Гехасар сложен серией многократно извергавшихся туфов и лав и по строению похож на Спитаксар.

Наиболее полный геологический разрез Гехасара вскрывается на его северо-западном крыле, где правыми истоками р. Ухтуакунк (Девегезю) распилен красивый отрог, протяженностью 2,5—3 км (рис. 15). Он начинается с середины массива и, лентообразно извиваясь, протягивается на северо-запад, затем на запад и юго-запад, подчиняясь всецело направлению ущелья р. Ухтуакунк.

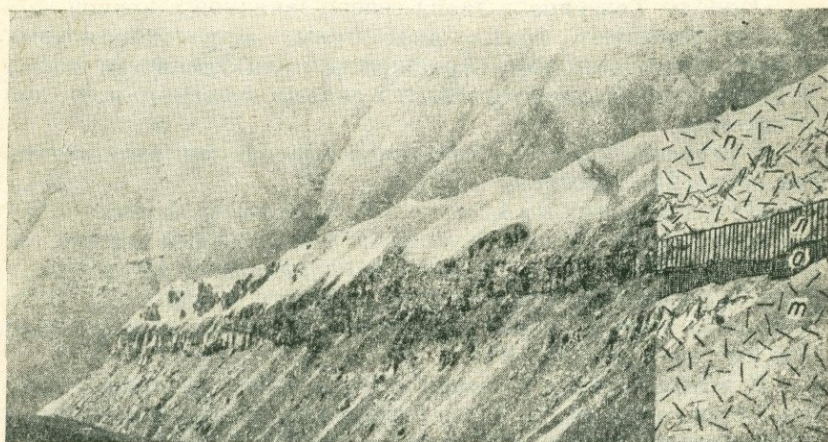


Рис. 15. Эрозионный отрог вулкана Гехасар (с юга).

т—перлит-пемзовые пирокластические, туфовые и агломератовые образования; о—обсидианы; л—зональный липаритовый поток; п—перлитовые лавы и брекчий.

На обоих склонах отрога, параллельно гребню, протягиваются два ступенчато расположенных уступа—карниза: верхний—почти непрерывный, сложенный липаритами и обсидианами, и нижний—относительно прерывистый, представленный сваренными перлитовыми туфами, брекчиями и агломератами. От этих уступов книзу прослеживаются мощные осыпи.

На описанном участке главные истоки р. Ухтуакунк не только вскрыли толщу кислых пород до основания (70—100 м), но местами и врезались в породы фундамента на глубину до 20—40 м. Вскрытый указанной рекой разрез на северных склонах отрога подобен спитаксарскому и представлен в следующем виде (снизу—вверх):

1) у тальвега реки местами обнажаются породы фундамента—андезиты и их брекчии, мощностью до 40 м.

2) на толще андезитов залегают липаритовые перлит-пемзовые туфо-туфобрекчиевые образования вулкана Гехасар, имеющие мощность от 10—15 до 40—50 м.

3) на туфах залегают поток буровато-черных и коричневых обсидианов, мощностью от 3 м до 8 м (в раздувах). Они, в отличие от черных обсидианов подошвы перекрывающего их липаритового потока, имеют буровато-черные, коричневые и другие цвета. В них, наряду с полосчатыми разностями, встречаются и брекчиевые.

4) обсидианы перекрываются хорошо выраженным, в целом зональным липаритовым потоком (верхний карниз) мощностью до 20 м (рис. 16).

5) на липаритах с четким контактом залегают поток перлитовых лав с обсидиановой подошвой мощностью до 30—35 м, слагающий гребень отрога. Обсидианы в перлитовой массе образуют такие же реликтовые полосы и апофизы—«хвосты», как в Гутансарском потоке. Местами наблюдающаяся вытянутость обсидиановых «хвостов» по направлению движения потока указывает на то, что вспучивание обсидианового стекла и образование перлита продолжалось и в процессе движения потока.

На бортах отрога они, в результате эрозии, образуют причудливые нависающие пирамиды высотой до 20—25 м. Они изливались, видимо, как из главного, так и из указанных выше побочных центров во все стороны, но преимущественно на юг. Здесь они, слившись и мозаично перекрывая друг друга, образовали обширный шлейф, простирающийся до северного подножья г. Цахкавет и частично перекрыли его лавы (рис. 13).

У северо-западного подножья вулканической постройки сохранился небольшой останец липарито-дацитовых лав. Последние, помимо химического состава, отличаются от остальных лав вулкана также по облику—буровато-серой окраске и наличию игольчатых кристалликов роговой обманки.

Этими лавами перекрыты описанные выше перлитовые лавы гребневой части отрога, а сами они перекрываются четвертичными андезито-базальтовыми лавами хребта Ухтупар. Такое положение липарито-дацитов и последовательность

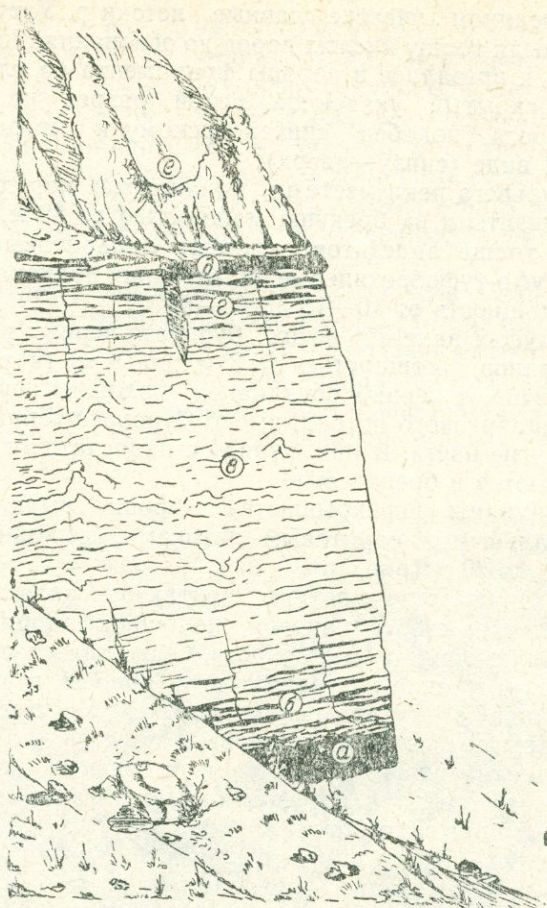


Рис. 16. Зарисовка зонального липаритового потока
вулкана Гехасар.

а, д—стекловатая обсидиановая подошва (а) и кровля
потока (д); б, г—переходные липарит-обсидиановые
зоны; в—липарит с отдельными прослоями фельзитового, сферолитового и гранофирового строения.

в излиянии лав, какая наблюдается и у вулканов Артени, Атис и Гутансар, позволяет считать их продуктами самых поздних излияний вулкана Гехасар.

История деятельности вулканов Спитаксар и Гехасар.
Вулканическая деятельность Гехасара, Спитаксара, как и других вулканов, началась эксплозивными извержениями, в результате которых отложилось большое количество перлит-пемзового материала (I акт); последним заполнено ущелье

р. Ухтуакунк, которое, как показывают разрезы, тогда имело глубину до 200—400 м и ширину—500—1000 м.

Последующая вулканическая деятельность Спитаксара и Гехасара выразилась в излиянии обсидианового потока.

Небольшой перерыв в деятельности вулканов способствовал накоплению летучих, придавших магме некоторую подвижность; она излилась в виде липаритового потока (верхний карниз) на расстояние 2,5—3 км (II акт).

К этому времени можно отнести и формирование современной вулканической постройки, сложенной главным образом лавами липарит-обсидианового типа.

Излияние газонасыщенных обсидиан-перлитовых пород (III акт) указывает на относительный покой в деятельности вулканов. После излияния стекловатого потока, началось бурное выделение летучих компонентов и, главным образом, паров воды, вспучивших его верхние горизонты в перлит-пемзовую массу. При постепенном передвижении потока указанная масса разламывалась, образуя агломератовый материал.

Относительно бедная летучими, но еще достаточно активная небольшая порция магмы выдавилась у самой вершины Гехасара, затем растеклась к югу в виде зонального липарит-обсидианового потока (IV акт).

Конечная стадия деятельности вулкана выразилась в излиянии липарито-дацитовых лав (V акт).

В четвертичное время Гехасар и Спитаксар, как и вулканы Атис и Гутансар, в краевых частях, а второй из них и в вершинной зоне были прорваны лавами андезито-дацитового и андезито-базальтового составов. О наличии на вершине Гехасара четвертичного вулкана можно судить по наличию на ней крупных глыб и обломков андезито-базальтовой лавы и шлака.

В. ЛИПАРИТОВЫЕ КУПОЛОВИДНЫЕ ВУЛКАНЫ СЮНИКСКОЙ ПОДЗОНЫ

Общие сведения

В Сюникской подзоне расположены вулканы Базенк (Гузгунлу), Мец Сатанакар (Большой Деве-гезю), Покр Сатанакар (Малый Деве-гезю), Мец Карахач и Барцратумб. Первые четыре из них (Воротанская группа) расположены в северо-западной части Карабахского нагорья (на высоте около 2800—3000 м), в бассейне верхнего течения р. Воротан. Барцратумб находится в 30 км к югу от них и расположен на

Зангезурском хребте, в 1,5 км южнее Сисианского перевала (рис. 17).

Потоки кислых лав Воротанской группы вулканов, местами сливаясь, образовали большие поля, ныне разобщенные четвертичными лавами.

Всего в Сюникской подзоне имеется 10 липаритовых выходов (включая и выходы, расположенные в соседнем Кельбаджарском районе Азербайджанской ССР). Суммарная площадь их составляет около 20—25 км², объем изверженного материала—5—6 км³.

Липаритовые вулканы по геологическому положению, составу продуктов и последовательности извержения являются идентичными образованиями. Учитывая это, при характеристике отдельных вулканов, будут приведены лишь особенности каждого из них, касающиеся морфологии и строения. История деятельности, которая в общем одинаковая для всех вулканов группы, дается только после описания наиболее характерного вулкана этой группы—Мец Сатанакара. Последовательность формирования продуктов отдельных вулканов показана на прилагаемой карте и отдельных разрезах (рис. 17, 18).

ВУЛКАН МЕЦ САТАНАКАР

а) Морфология. Вулкан Мец Сатанакар—наиболее крупный и характерный вулкан группы. Он имеет четко выделяющуюся куполовидную форму. В плане Мец Сатанакар имеет несколько вытянутую в широтном направлении грушевидную форму, «хвостовая» часть которой обращена к западу (рис. 17). Большой—широтный диаметр основания его равен около 3,5 км, меньший—2 км. Относительная высота вулкана равна 450 м, площадь основания—5,5 км², объем изверженного материала—1,5—2 км³.

Склоны вулкана, особенно западные и юго-восточные, довольно эродированы и крутые (30—35°). Они рассечены серией балок и оврагов, которые, часто сливаясь истоками, образуют у вершинной части массива воронкообразные углубления.

С восточной стороны от массива, вследствие эрозионных процессов, обособлен дугообразный отрог, длиной в 1 км; сверху он перекрыт четвертичными лавами основного состава.

б) Строение. В строении Мец Сатанакара, как и остальных вулканов этой группы, принимают участие липариты, обсидианы, перлиты, пемзы и их обломочные разновидности.

Наиболее ранние продукты вулкана, слагающие его

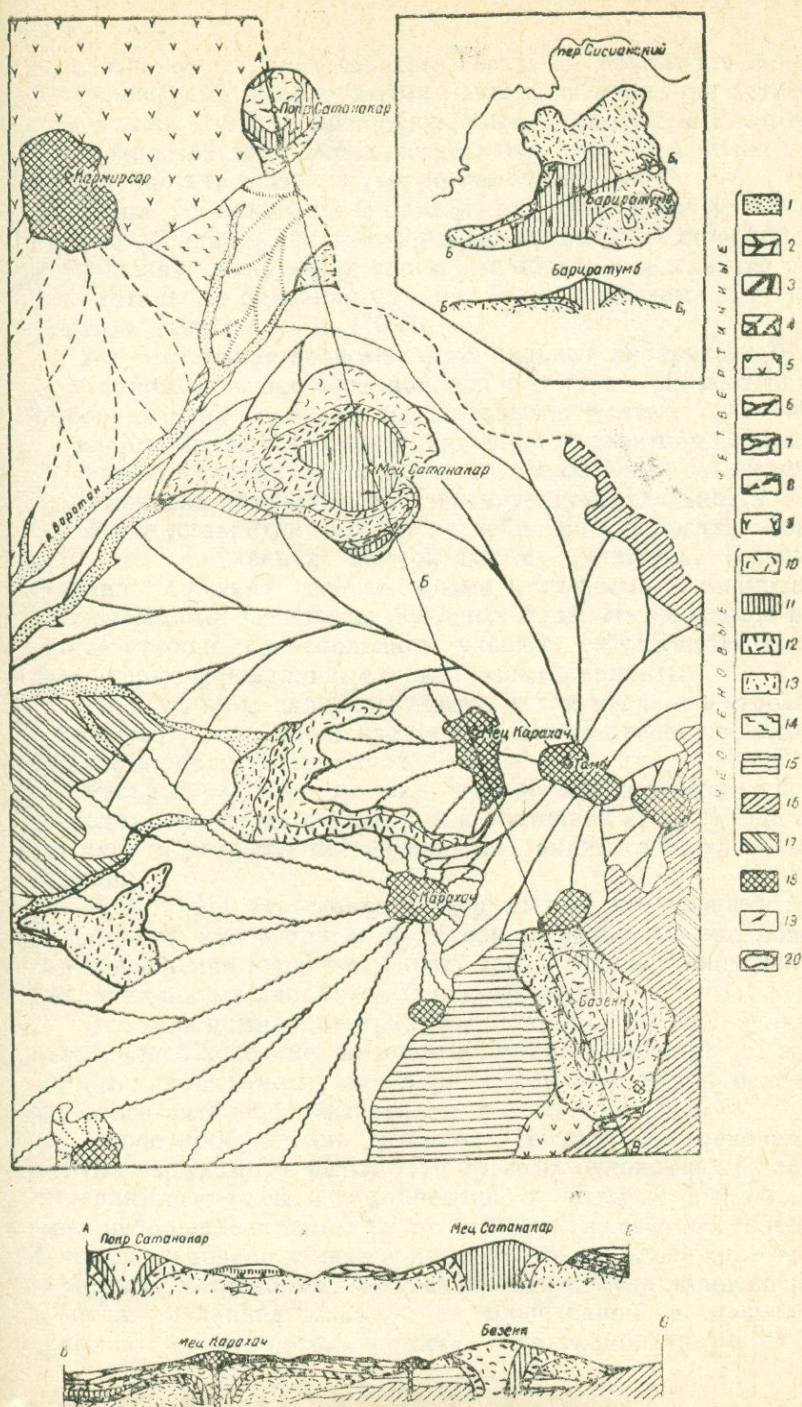


Рис. 17. Схематическая геолого-петрографическая карта Сюникской группы липаритовых вулканов. Составил С. Г. Карапетян с использованием данных других исследователей.

1—аллювиальные и делювиальные отложения; 2—пироксеновые, андезито-базальты вулкана Тамб и др.; 3—андезито-базальтовые лавы; 4—андезитовые и андезито-базальтовые лавы вулкана Кармирсар и др.; 5—пироксеновые андезито-базальтовые лавы юго-западного подножья вулкана Базенк; 6—роговообманково-пироксеновые андезито-базальты вулкана Мец Карахач; 7—роговообманковые андезито-базальты вулкана Карахач; 8—роговообманковые андезиты размытого вулкана Қорацблур; 9—биотит-роговообманковые андезито-дациты и дациты окрестностей вулканов Покр Сатанакар и Барцратумб. Продукты вулканов Базенк, Мец Сатанакар и др. (10—13): 10—перлит-обсидиановые лавы и брекчии; 11—липариты, частично гидратизированные; 12—черные и серые обсидианы с шаровидными обособлениями; 13—эксплозивные, эффузивные и экструзивные перлит-пемзовые породы; 14—базальтовые (плагноклазовые) лавы; 15—андезиты и андезито-дациты «верхние»; 16—андезито-дациты, дациты, их туфы и брекчии «нижние»; 17—андезитовые и андезито-дацитовые порфириты, их туфы и туфобрекчии (Ксырдагский горизонт); 18—шлаковые и лавовые конусы; 19—направление флюиальности лав; 20—контуры куполовидных вулканов, их останцев и продуктов.

западный отрог, представлены светлыми перлит-пемзовыми и стекловатыми липаритовыми лавами; в основании встречаются также плотные брекчированные их разности. В отдельных разностях этих пород встречается большое количество чешуек биотита и кристаллы роговой обманки.

Выше по склону на перлитах залегают мощные пласты черного обсидиана, включающие сфероидальные шаровидные обособления, очень характерные для обсидианов данного района. Детальные описания их даны М. А. Кашкаем, А. И. Мамедовым (1961) и нами (1963).

На обсидианах залегают флюидалные липариты с брекчированной, местами обсидиановой подошвой. Падают они в сторону центра вулкана под разными углами ($15-40^\circ$); они видимо являются корнями излияния липаритовых потоков. На разных склонах сохранились также останцы самих потоков, имеющих плитчатую или черепитчатую отдельность.

Выше липаритов находится небольшая плоская возвышенность, сложенная липаритами и перлитами. Вершина вулкана сложена светло-серыми плотными липаритами (включающими ксенолиты основных лав). На ее северо-восточной стороне, на небольшом участке, обнажаются также темно-серые флюидалные, кавернозные липариты.

На остальных склонах вулкана, в том числе и в строении восточного отрога, наблюдается приведенная выше последовательность образования пород.

Распространение кислых пород прослеживается и за пределами массива (с западной и восточной сторон), где они частично перекрыты четвертичными андезито-базальтовыми лавами.

в) История деятельности. Первый акт деятельности Мец Сатанакара, как и других вулканов, выразился в эксплозивном извержении перлит-пемзовых пород и в частичном излиянии стекловатых липаритов (западный отрог).

Вслед за ними из центральной части и со склонов вулкана выжимались короткие, но мощные потоки обсидиана (II акт), которые, по-видимому, закупорили жерло вулкана; вследствие этого активная деятельность его прекратилась.

Новое пробуждение вулкана (III акт) ознаменовалось новыми взрывами, в результате которых отложились липарито-перлитовые туфы и туфобрекчии, от которых сохранились лишь небольшие останцы на его западных и северных склонах. Затем последовало излияние липаритовой лавы; нижние части ее местами остеклованы и сбрекчированы. Судя по наслоению потоков, излияние липаритов происходило в несколько приемов. Верхние потоки частично гидратизированы.

Конечному—IV акту вулкана также присущи взрывы и излияния газонасыщенного стекловатого материала, который вспучился и превратился в перлитовую массу.

Наличие большого количества крупнопористых—пемзовидных разностей перлита на отдельных участках вершинной зоны этого вулкана свидетельствует, как и в случае вулкана Спитаксар, о продолжительном выделении поступающих из канала вулкана горячих паров и газов, вспучивших их. Об особой обогащенности магмы вулканов данной группы летучими свидетельствует также наличие многочисленных шаровидных обособлений и литофиз (С. Карапетян, 1963).

ВУЛКАН ПОКР САТАНАКАР

а) Морфология. Покр Сатанакар—самый маленький вулкан группы, расположенный в 3 км северо-западнее Мец Сатанакара, на границе между Сисианским районом Армянской ССР и Кельбаджарским районом Азербайджанской ССР.

Морфологически вулкан имеет четкую купольную форму со сглаженными склонами, несколько вытянутую в меридиональном направлении.

В плане он имеет форму несколько удлиненного овала, узким концом обращенного к югу. Большой диаметр его основания равен 1,25 км, меньший—1 км. Относительная высота купола достигает 235 м (с юга). Площадь основания составляет 1,2 км², объем изверженного материала—около 0,2 км³.

б) Строение. Строение его более или менее хорошо видно на северных и восточных склонах. В нижней части последних выступают матовые, серо-зеленоватые обсидианы (мощностью до 30 м) с многочисленными шаровидными обособлениями. Выше, на протяжении 55—60 м встречаются отдельные выступы тонкополосчатого липарита с литофизами. В сторону вершины склоны задернованы, но через 140—160 м (от основания) появляются белесоватые, светло-серые перлитовые породы, продолжающиеся до самой вершины купола (60—75 м).

На северо-западном привершинном склоне его, под перлитами обнажается карниз липаритовых лав, простирающихся (на 15—20 м) в меридиональном направлении и падающих на восток, в сторону центральной части купола.

На северо-восточном склоне, чуть ниже вершины, имеются измененные (пожелтевшие и побуревшие) участки (2×3 м). Здесь же обнажаются очень интересные кавернозные черные и сероватые обсидианы.

ВУЛКАН БАЗЕНК

а) Морфология. В строении Базенка, как и Спитаксара, трудно разграничить вулканическую постройку от остальной части массива. Он имеет куполовидную форму, несколько вытянутую в меридиональном направлении. В плане имеет извилистую, неопределенную форму. Большой диаметр основания равен около 2,3 км, меньший—1,5 км. Базенк наиболее высокий вулкан группы: отметка его 3228,7 м. Относительное превышение его над местностью составляет 350 м, площадь основания—3,5 км², а объем материала—0,6 км³.

б) Строение. Постройка Базенка сложена из чередующихся потоков липарита, обсидиана, перлита и пемзы. Нижние части южных склонов сложены перлитами. Выше отметки 3000 м, где начинаются овраги, обнажаются матовые серовато-черные обсидианы, включающие светлые сфероидальные или шаровидные обособления. Верхние части склонов и вершина вулкана сложены перлитами; последние на вершине более пористы и приближаются к пемзам.

Северные склоны в целом сглажены, и только на отдельных участках обнажаются выступы липарита и обсидиана. Западные склоны полностью перекрыты четвертичными лавами.

Наиболее полный комплекс кислых лав вулкана, вплоть до фундамента, обнажается на восточных склонах его (рис. 18). Как здесь, так и на южных склонах породы имеют периклинальное залегание и под разными углами (30—45°) падают в сторону центральной части вулкана, указывая на его веерообразную структуру.

В четвертичное время, на склонах и у подножья вулкана Базенк прорвались андезитовые и андезито-базальтовые лавы, от которых сохранились небольшие останцы. На местах их прорыва образовались шлаковые конусы, ныне почти полностью размытые.

ВУЛКАН МЕЦ КАРАХАЧ

а) Морфология. Вулкан Мец Карахач расположен северо-западнее Базенка, в 1,5—2 км и представлен крупным четвертичным шлаковым конусом, диаметром основания около 450—500 м и высотой 100 м. От него в западном направлении тянутся небольшие потоки андезито-базальтовых лав. Однако некоторые обстоятельства позволяют автору на месте указанной вулканической постройки предполагать наличие также центра извержения обсидиан-перлитовых пород. Такое предположение делается на основании ряда соображений, приводимых ниже.

б) **Строение.** У подножья Мец Карахача с севера на запад (в виде уступа) и на юг (в овраге) полукольцом обнажаются обсидиан-перлитовые лавы.

В основании вулкана (в овраге) обнажаются смоляно-черные обсидианы со стеклянным блеском, включающие многочисленные шаровидные обособления.

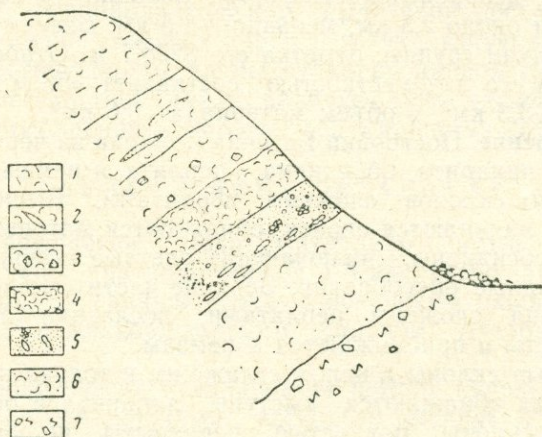


Рис. 18. Схематический геологический разрез восточного склона вулкана Базенк.

1—перлит-пемзовые породы; 2—перлиты с реликтами обсидиана; 3—флюидальные липариты с литофизами; 4—плотные перлиты; 5—серые обсидианы с шаровидными обособлениями; 6—эксплозивные и агломератовые перлит-пемзовые породы; 7—крупнополевые андезиты и андезито-дациты (средний плиоцен).

К востоку обсидианы перекрываются обломочными перлитовыми породами. В них обнажается небольшая экструзия (длиной до 25 м, высотой 2—3 м и мощностью 1,5—2 м), сложенная брекчированной перлит-обсидиановой породой буровато-коричневых цветов.

Указанная последовательность образования пород выдерживается и на других склонах. Следует отметить, что здесь обнажен не полный комплекс кислых эффузивов: часть его еще не вскрыта эрозией.

Исходя из вышеизложенного и из ряда морфологических признаков, полагаем, что центр излияния кислых пород, по всей вероятности, находился примерно на уровне основания современной вулканической постройки Мец Карахача. Впоследствии кислый вулкан был прорван четвертичными лавами

андезито-базальтового состава, образовавшими у выхода современную постройку горы Мец Карахач.

Небезынтересно отметить, что предполагаемый центр располагается прямо в середине прямой «трещины», проходящей через вершины двух крупных липаритовых вулканов—Базенк и Мец Сатанакар.

ВУЛКАН БАРЦРАТУМБ

Общие сведения

Барцратумб расположен на гребне Зангезурского хребта, в 1,5 км южнее Сисианского (Биченакского) перевала.

О наличии в этом районе перлитовых пород отмечал А. Т. Вегуни еще в 1956, 1958 гг. Барцратумб является центром извержения липаритовых пород; впервые он изучен и назван так нами.

Геологическая обстановка района расположения вулкана, по данным А. Т. Вегуни (1958), в общем такая же, как и для Боротанской группы вулканов.

а) Морфология. Барцратумб является одной из высоких вершин Зангезурского хребта и благодаря этому, а также светлой окраске, четко выделяется в рельефе.

С севера и с востока Барцратумб имеет отчетливую куполовидную форму с довольно гладкими линиями склонов. В плане он имеет грубо изометричную, но с изрезанными краями форму (рис. 17). От него радиально отходит ряд отрогов (длиной 200—500 м), наиболее протяженным из которых является юго-западный (1,3 км), представленный перлитовым потоком агломератового строения.

Средний диаметр основания Барцратумба равен около 1,5 км, относительное превышение—200 м, абсолютная высота—2452,1 м. Площадь основания его (включая и юго-западный отрог) составляет 3 км², объем изверженного материала—около 0,5 км³. Почти в середине массива возвышается куполовидная вулканическая постройка высотой 60—70 м.

Склоны Барцратумба, как уже отмечено, сглажены и задернованы, относительно обнажены подножья северных и восточных склонов массива. На остальных склонах обнажаются останцы липаритовой лавы; последние слагают небольшой карниз и на самой вершине вулкана.

б) Строение. Барцратумб сложен перлитами, липаритами и обсидианами. Среди них преобладают перлит-пемзовые обломочные—агломератовые и туфовые образования. Они полукольцом обнажаются на северном, восточном склонах и у подножья вулкана; значительная часть их размыта. У север-

ного подножья сохранились останцы этих пород, имеющие весьма причудливые формы выветривания. На одном участке Е. К. Устиевым еще в 1930 г. обнаружена древнеармянская надпись (она гласит о том, что в историческом прошлом мимо проходила перевальная дорога).

Отмеченный выше юго-западный длинный отрог представляет продолжение указанных обломочных пород. Однако он генетически несколько отличается от них и представлен самостоятельным перлит-пемзовым потоком, напоминающим Арагацкий, Атисский и др.

Перлитовые породы перекрываются флюидальными фельзитовыми липаритами. Последние обнажаются в основном на западном и юго-западном склонах массива.

На самой вершине вулкана липариты слагают карниз, мощностью 1—2,5 м. По направлению флюидальности породы заметен слабый наклон их ($5-10^\circ$) в восточном направлении, т. е. в сторону предполагаемого центра. У юго-западного подножья вулкана липариты слагают довольно высокий (70—100 м) полукольцевой вал, протяженностью 700—800 м. Они перекрывают начальную часть агломератового потока.

На северном склоне купола эрозией вскрыто мощное (50—60 м) обнажение липаритовых лав с прослоями обсидиана. Падение их очень крутое—от $30-50^\circ$ до вертикального. По характеру пород и условиям их залегания, а также наличию перетертых брекчированных и милонитовых зон можно предположить, что на указанном участке обнажается часть вулканического аппарата. Эти липариты, в отличие от липаритов вершинной части, содержат значительно большее количество минеральных выделений (кристаллов олигоклаза, кварца и биотита). В обломочных породах присутствует заметное количество кристалликов роговой обманки и чешуек биотита.

в) История деятельности. Резюмируя вышеизложенное, приходим к выводу, что Барцратумб представляет собой куполовидный вулкан, в общих чертах схожий с вулканами Воротанской группы.

Начало деятельности его выразилось в сильных взрывах (I акт), в результате которых отложилось большое количество пирокластического и туфового материала (северные и восточные склоны).

В последующем, как и на Артени, излился перлитовый поток агломератового строения (II акт).

Следующий—III акт деятельности характеризовался спокойным излиянием липаритовых лав, растекшихся в основном в запад-юго-западном направлениях. Останцы их сохранились на склонах и в вершинной части вулкана.

ГЛАВА III

ПЕТРОГРАФИЯ ПОРОД ЛИПАРИТОВЫХ КУПоловидных вулканов

Породы, слагающие описанные вулканы, по составу подразделяются на две группы: 1. липаритовую (липариты, обсидианы, перлиты, литоидные пемзы) и 2. липарито-дацит-дацитовую (полосчатые лавы и лавобрекчии), детально описанные нами ранее (1970). Первая группа пород образовалась в начальные стадии деятельности вулканов, вторая—в конечные.

Среди пород липаритовой группы по структурно-текстурным особенностям в свою очередь выделяются две разновидности: а) раскристаллизованные (липариты) и б) кислые вулканические стекла (obsидианы, перлиты и литоидные пемзы).

1. ПОРОДЫ ЛИПАРИТОВОЙ ГРУППЫ

а) РАСКРИСТАЛЛИЗОВАННЫЕ РАЗНОСТИ

Л и п а р и т ы

Липариты характеризуются светлыми, светло-серыми, темно-серыми, палевыми цветами и весьма отчетливо выраженной полосчатостью с крайне причудливыми вариациями форм; наиболее развиты тонкополосчатые лавы с плоско-параллельной, пloyчато-флюидальной или гофрированной текстурами. Окраска отдельных полос разнообразна—от белой до темно-серой.

Эти породы по сравнению с кислыми эффузивами других вулканических областей очень бедны минералами вкрапленников (олигоклаз, андезин, кварц и реже биотит). Преобладающая часть их представлена афировыми разностями с сферолитовой, фельзитовой, микрофельзитовой и, участками, гялиновой структурой основной массы. В зависимости от

преобладания полосок или участков с той или иной степенью кристалличности, выделяются следующие разновидности: фельзитовые липариты (фельзиты), сферолитовые липариты, стекловатые липариты (гиалолипариты).

Выделенные разности образуют либо самостоятельные тела, либо перемежаются между собой и с обсидианами, слагая отдельные линейные или концентрические зоны в пределах даже одного потока или экструзива. Обсидианы обычно слагают подошву и кровлю липаритовых потоков или краевые зоны экструзий; от этих участков к центру экструзии или потока степень кристалличности пород постепенно увеличивается.

Фельзитовые липариты почти полностью раскристаллизованы и широко распространены. Обычно они обладают четко выраженной полосчатостью.

К этой же разновидности липаритов относятся и липариты вершинной зоны («верхние» липариты) вулкана Артени. Они внешне характеризуются светло-серой окраской, преобладающе параллельно-полосчатой текстурой. Разноцветные прослои обычно имеют разную степень кристалличности и плотности: светлые более девитрифицированы и более рыхлые, чем темные, поэтому они быстрее разрушаются и в силу этого рельефнее подчеркивают полосчатость породы.

Структура породы афировая или олигофировая. Редкие вкрапленники принадлежат кварцу и олигоклазу; встречаются апатит и циркон. Основная масса породы обладает микрофельзитовой и фельзитовой структурой. В средней и нижней части потока местами наблюдаются аксиолитовые и гранофировые прослои.

В проходящем свете отчетливо видна флюидальность породы, выражающаяся в наличии на светлом фоне основной массы породы линзовидных бурых полос. При скрещенных николях эти полоски выступают как изотропное вещество, часто имея фельзитовую оторотчку, а светлые представляют собою фельзит и микрофельзит. В последних спорадически виднеются лейсты, микролиты и таблитчатые кристаллики полевого шпата (до 0,09 мм), иногда сферолиты.

По структурно-текстурным особенностям к этим липаритам довольно близки также «нижние» липариты вулканов Артени, Атис, Гутансар.

В целом структура породы афировая. В основной массе ее преобладает мелкозернистый кислый полевой шпат и кристобалит. В очень небольших количествах присутствуют микролиты пироксена и зерна магнетита. В этих лавах нередко встречаются линзовидные полосы с сферолитовой отороч-

кой из кварцевого агрегата; внутри линз попадают таблитчатые кристаллики кристобалита. Образование линзочек В. П. Петров объясняет раскристаллизацией мелких полос стекла, лишенных полевошпатовых зародышей; рост кристалла по нему начался с краев, как места зарождения полевошпатовых сферолитов, кристобалит же представляет избыточную кремнекислоту, освобождающуюся из липаритового расплава при кристаллизации полевого шпата. Кристобалит метастабильный, кристаллизовавшийся при температуре ниже температур своей устойчивости под влиянием летучих веществ, содержащихся в стекле (Белянкин, Петров, 1949).

В «нижних» и «средних» липаритах Артени отдельные полосы и участки характеризуются аксиолитовой и сферолитовой структурами. В фельзитовых участках породы наблюдается лучшая раскристаллизация, вплоть до обособления полевого шпата.

Как фельзитовые, так и аксиолитовые и сферолитовые агрегаты имеют главным образом кварц-полевошпатовый состав. В фельзитах Забайкалья и Закарпатья В. В. Наседкиным (1963) также отмечается кристобалит-полевошпатовый и тридимит-полевошпатовые выделения.

О действительном присутствии кристобалита в основной массе изученных нами пород свидетельствует низкое светопреломление фельзитового вещества ($N=1,500\pm 0,002$)*. Кристобалит нередко образует таблитчатые формы ($N=1,484$), тридимит—клиновидные двойники ($N=1,470$). Наличие полевошпатовой составляющей фельзита определяется методом окрашивания шлифов кобальтнитритом, разработанным А. Габриэлем и Е. Коксом (Кига́й, 1960).

Калишпат распределен в породе неравномерно в виде отдельных пятен и линейных полос, ориентированных вдоль флюиальности.

Отмечены редкие случаи несоответствия направления девитрификации с флюиальностью породы: обычно они совпадают. Наиболее характерный пример зафиксирован в начальной части долины Цахкашат, на западном склоне вулкана Артени; обнажение представляет краевую часть экстружии, отмеченную при описании этого вулкана.

Здесь видна мощная липарит-обсидиановая флюиальная масса, имеющая в общем вертикальную ориентировку и включающая многочисленные сферолиты. В пространстве между отдельными слоями встречаются литофизы, натечные образования, а также шаровидные ксенолиты фельзитового липарита.

* Здесь и дальше точность показателей преломления равна $\pm 0,002$.

та, диаметром от нескольких до 50 см. Флюидалность в ксенолите имеет почти горизонтальную ориентировку, а вмещающей массы—близвертикальную. Девитрификация в ксенолите прошла параллельно флюидалности вмещающей массы. Указанное обстоятельство указывает на то, что девитрификация является результатом воздействия восходящих флюидов, эманаций, проникших по межпрослойным пространствам вмещающей массы породы и, возможно, через «шар». О большом дебите проходящих здесь растворов свидетельствует наличие многочисленных литофиз и почковатых образований. В первых встречаются щеточные кристаллики и друзы кварца, кристобалита ($N=1,486$) и тридимита ($N=1,474$). Почковидные образования представлены опаловидным веществом ($N=1,457$) с едва заметной радиально-лучистой раскристаллизацией.

Детальное петрографическое описание обнажения дано также В. В. Наседкиным и Т. А. Зиборовой (1968).

Сферолитовые липариты характеризуются наличием многочисленных макроскопических и микроскопических сферолитовых образований; размеры их колеблются от долей миллиметра до нескольких сантиметров. Среди них выделяют сферолиты двух генераций.

Сферолиты первой генерации кристаллизуются до излияния магмы на поверхность, имеют округлые формы и обтекаются основной массой породы.

Сферолиты второй генерации имеют более широкое развитие. Они формируются в результате девитрификации стекловатой основной массы породы на разных стадиях ее остывания. Здесь в свою очередь также выделяются два типа сферолитовых образований: первые—ранние, представлены мелкими (0,04—0,06 мм) правильными округлыми сферолитами, которые чаще всего расположены в виде цепочек, вытянутых вдоль флюидалности; вторые имеют более крупные размеры (0,5 мм и более) с нечеткими искаженными ограничениями, тоже радиально-лучистого строения, относимые некоторыми исследователями к псевдосферолитам, перистому или елочному типу раскристаллизации (Фаворская, 1963 и др.).

Псевдосферолиты представляют собой сложные, с неправильными ограничениями агрегаты, называемые разными исследователями то кристаллосферитами, то фельзосферитами и т. д. Псевдосферолиты образуются в результате совместного роста нескольких сферолитов или нарастания кварц-полевошпатовых волокон на поверхности минералов кварца, плагиоклаза и др.; эти псевдосферолиты обнаружи-

вают полную зависимость от формы минералов (С. Карапетян, 1963).

Аксиолиты представляют собой радиально-лучистые агрегаты кристобалита, тридимита и полевого шпата, нарастающие на поверхности отдельных флюидальных полосок или на стенки трещин и пустот; направление роста волокон перпендикулярно направлению флюидальности лавы.

«Перистые», сложные сферолиты образуют более крупные агрегаты и охватывают иногда значительный участок шлифа с находящимися в нем минералами и сферолитами. При вращении столика микроскопа они обнаруживают волнообразное погасание.

Происхождение и состав сферолитовых образований уже давно обсуждается в литературе. Вряд ли существует какой-либо универсальный способ их образования; ясно лишь одно, что они обычно образуются в быстро охлаждающихся растворах, преимущественно кислого состава.

Одни исследователи (Толкунов, 1961; Яковлева, Петрова, 1967) считают сферолиты мономинеральными образованиями, состоящими из калиевого полевого шпата, или кристобалита, или кварца, другие—биминеральными или полиминеральными, состоящими из полевого шпата и кварца или вместо последнего—тридимита, кристобалита иногда и стекла (Гинзберг, 1930; Чернов, 1955; Кашкай и Мамедов, 1961; Наседкин и Т. А. Зиборова, 1968).

Обычно сферолитовое и межсферолитовое вещества мало чем отличаются между собой по составу. Заметная разница отмечается лишь в распределении щелочей. По данным Д. С. Белянкина (1933), Танида (Tanida, 1961), Н. Я. Волянюка (1967) и др., в сферолитах сконцентрированы натриевые компоненты, а в межсферолитовой массе—калиевые. По данным М. А. Кашкая и А. И. Мамедова (1961) и др., калием обогащены сферолиты. При окрашивании шлифов изученных сферолитовых пород кобальтнитритом выяснилось, что калиевые компоненты в данном случае остались в основной массе породы, а натриевые сконцентрировались в сферолитах.

Порфиновые выделения в описанных всех типах сферолитовых липаритов представлены кристаллами плагиоклаза и кварца. В мелких порах и трещинках встречены кристобалит и тридимит. Наряду с ними в сферолитовых лавах Спитаксара А. С. Остроумовой определены также волокнистые агрегаты кварца.

Гиалолипарты представляют собой переходную разновидность от липаритов к обсидианам; от первых они отличаются более стекловатым фарфоровидным обликом, меньшей кристалличностью основной массы, относительной обогащен-

ностью водой и большим показателем преломления ($N=1,492$), а от обсидианов—светлой окраской, матовым блеском, присутствием расстеклованных полос.

Гиалолипарты встречаются почти на всех описанных вулканах в виде самостоятельных потоков или прослоев в зонах переходов от фельзитовых и сферолитовых липаритов к обсидианам. Развиты они на вулканах Спитаксар, Артени и особенно Гехасар. На последнем они выделяются в виде отдельных зон в потоке длиной 2,5—3 км («верхний карниз» рис. 15, 16).

Микроструктурные изменения в потоке от подошвы к кровле выражаются в следующем: в подошве они имеют стекловатое ($N=1,484—1,486$) местами слабодевитрифицированное строение. Нижняя часть липаритовой зоны имеет полосчатое строение, где чередуются полосы стекловатого (содержащего микролиты олигоклаза), фельзитового ($N=1,495$) и реже микролитового строения. В средней части потока постепенно появляются отдельные полосы и зоны сферолитового строения, которые затем к кровле снова исчезают, уступая место разностям, имеющим участками микрофельзитовую и гиалиновую структуры. Как видно, собственно гиалолипарты, после обсидианов, слагают подошву и кровлю описанного потока. Нормативно-минеральный состав этих лав приведен в табл. 9 (№ 1423).

Гиалолипарты на вулкане Артени сохранились в виде небольших останцев на северных, южных склонах, в центральной части массива и имеют аналогичное с описанным строение.

6) КИСЛЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СТЕКЛА

Кислым вулканическим стеклом называется порода, содержащая не менее 95% стекла. Среди них выделяются три группы: обсидианы, перлиты, литоидные пемзы. Все эти разности генетически связаны друг с другом постепенными взаимопереходами.

Обсидианы

К обсидианам относятся стекла, содержащие до 1% воды и имеющие черную, бурую и серую окраску. Обсидиан—наиболее известная разновидность липаритовых пород.

Обсидианы образуют как самостоятельные тела—купола, потоки, дайки, так и отдельные прослои и линзы в липаритах и перлитах. Они слагают также кровлю, подошву и краевые зоны потоков и экструзий липаритов.

В обсидианах известно несколько структурно-текстурных разновидностей. Среди них выделяются*: однородные, полосчатые и брекчиевидные обсидианы.

Однородные обсидианы представлены черными, серыми и красно-бурыми разностями.

Черные обсидианы слагают длинные потоки, дайки, небольшие купола на вулканах Гехасар, Мец Сатанакар, Атис и Артени.

Структура их витрофировая, гиалиновая, реже порфировая. Редкие вкрапленники в них представлены кварцем, олигоклазом (№ 24—26) и биотитом. Первые имеют форму остроугольных или оплавленных обломков.

Основная масса обсидианов представлена бесцветным стеклом ($N=1,482-1,486$), местами переполненным кристаллитами (рис. 19). Среди последних довольно часто встречаются также короткопризматические микролиты гексагональной формы (длиной до 0,01—0,02 мм). По составу они, как и часть кристаллитов, относятся к пироксену. Другая часть кристаллитов возможно представлена, как полагают Росс и Вашингтон (Ross, Washington, 1962) для обсидианов Мексики и Калифорнии, амфиболами, магнетитом и полевыми шпатами (санидин).

Кристаллиты обычно изотропны, но едва заметно двупреломляют, когда они располагаются группами. Во всей основной массе обсидианов спорадически встречается рудная пыль.

В черных обсидианах некоторых вулканов (Артени, Гехасар и особенно Воротанской группы), как отмечено, встречаются шаровидные обособления.

Бурые обсидианы внешне кажутся однородными, хотя под микроскопом видно, что основная масса их представлена прозрачным стеклом, на фоне которого выделяются продолговатые желтовато-оранжевые нити; последние, тесно переплетаясь, образуют флюидальные струйки, придавая основной массе в общем оранжевый и красно-бурые тона. Характерно, что показатель преломления у них несколько выше ($N=1,488-1,492$), чем у черных обсидианов. Красно-бурая окраска их обусловлена растворенными в стекле гидроокислами железа. В отличие от черных изотропных разностей, бурые слегка преломляют.

Серые обсидианы представляют собой сравнительно пористые и, соответственно, обогащенные водой, стекла. Обычно они встречаются в зонах, переходных от обсидианов

* Обсидианы впервые подразделил А. Данненберг (Dannenberg, 1904) на гомогенные, эвтакситовые и агломератовые разности.

к перлитам или в местах, подвергшихся воздействию паров воды и газов.

Обычный шелковистый или перламутровый отлив этих обсидианов обусловлен отражением света от поверхности и перемычек многочисленных мелких пор (0,06—0,2 мм), сильно

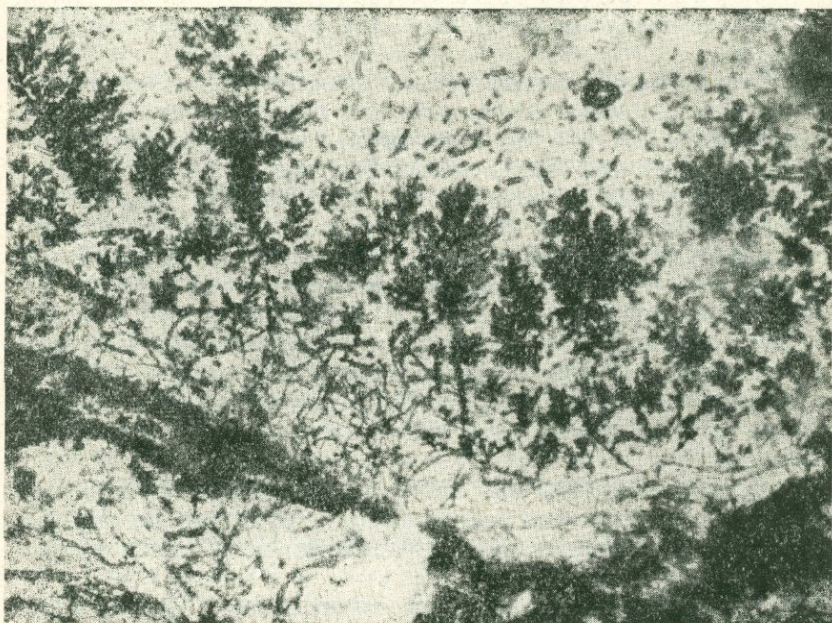


Рис. 19. Кристаллитовые образования в черных полосчатых обсидианах. Николи параллельны, увелич. 160.

вытянутых по флюидалности. Серые обсидианы отличаются от черных сравнительно большим показателем преломления ($N=1,486—1,496$). В основной массе преобладают трихитовые кристаллиты и рудные зерна.

Полосчатые обсидианы составляют довольно распространенную разновидность. Полосчатость обусловлена чередованием разнородных стекол: а) аморфного и слабо раскристаллизованного; б) массивного и пористого; в) черного и бурого.

а. Аморфные и слабо закристаллизованные обсидианы этого типа очень близки к однородным черным обсидианам и отличаются от них, главным образом, ярко выраженной полосчатостью, часто образующей ажурные гофрировки и тонкие петли. Такое строение их четко выступает при неравномерном выветривании отдельных, неодинаково раскристаллизованных полос.

Структура породы афировая, гиалиновая с идеально выраженной полосчатой текстурой основной массы, обусловленной линейной концентрацией обычно одинаковых форм кристаллитов.

Наиболее тонкие полосы (0,008 мм) состоят из расположенных в ряд глобулитов, которые, сливаясь, образуют

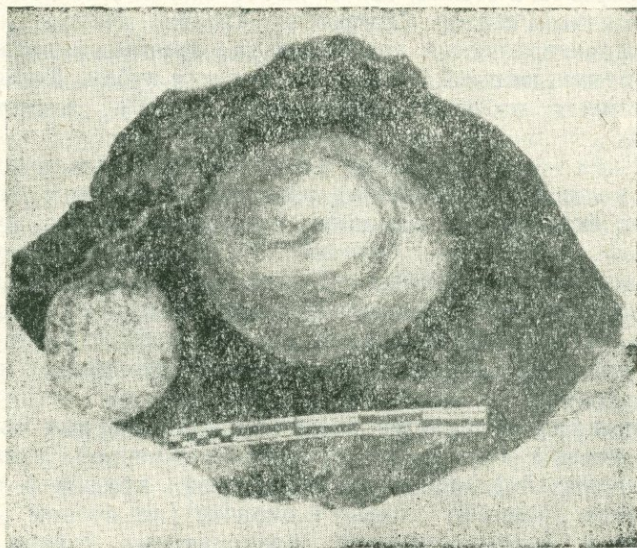


Рис. 20. Шаровидные обособления в обсидиане (вулк. Базенк); натуральная величина.

прямые линии-цепочки, называемые маргаритами; тонкие линии, располагаясь рядом, слагают более широкие черные полосы.

Сравнительно широкие серые полосы, толщиной до 1 мм, обычно состоят из радиально расходящихся, искривленных трихитов и сыпи рудных зерен; последние, как и ряд других минералов, часто располагаются в центре трихитовых агрегатов и, возможно, служили затравками при их образовании. В некоторых шлифах трихитовые агрегаты деформированы, сплюснуты и как бы вытянуты по флюидалности; это может указывать на образования их еще до полного остывания породы.

Самые светлые полосы состоят из аморфного стекла ($N=1,480-1,484$), в котором включены многочисленные микролиты.

В скрещенных николях почти вся порода выглядит аморфной изотропной и только кое-где просвечивают микролиты. В местах скопления кристаллитов наблюдается слабая агрегационная поляризация.

б. Данная разновидность обсидиана, полосчатость которой обусловлена чередованием массивного черного и пористого стекла, также имеет большое распространение (вулканы Гехасар, Спитаксар, Артени). Некоторые разновидности характеризуются сравнительно крупными размерами пор, напоминающими пчелиные соты или губку. Количество пор в черных полосках составляет 7—12%, в светлых—30—40%.

в. Полосчатые черно-бурые обсидианы встречаются почти во всех районах развития обсидианов, но сравнительно больше—на западных и южных склонах вулкана Атис. Они, чередуясь с черным обсидианом, образуют то прерывистые линзовидные, то сплошные полосы. В местах преобладания бурой разности черные образуют небольшие пятна и линзы в ней. Вкрапленники в этих обсидианах встречаются чрезвычайно редко и представлены обломками плагиоклаза и кварца.

В шлифах выявляется двоякая природа бурых обсидианов: в первом случае они связаны с черной разностью постепенными переходами, со структурой, присущей черным обсидианам (разница только в окраске); во втором случае замечается взаимообтекание разноцветных стекол и на местах их соприкосновения нередко наблюдается темно-бурая кайма. В этом случае каждое стекло в отдельности сохраняет индивидуальную структуру и ориентировку: черное в скрещенных николях изотропно, а бурое слабо двупреломляет. В первом случае очевидно происходило окисление отдельных участков черного стекла, а во втором—смешение потенциально разных порций черного и бурого стекол.

Среди этой группы обсидианов особо отличаются уникальные разности из вулкана Гехасар, имеющие чрезвычайно благородный, декоративный облик; они по красоте свободно могут конкурировать с бурыми яшмами, агатами и мраморами (Карапетян, 1967) и могут иметь большое практическое значение.

Брекчиевидные или пятнистые обсидианы являются разновидностью полосчатых обсидианов. По сравнению с остальными разностями они имеют ограниченное распространение (борта оврага Ашридзор, у с. Джрабер; участок левого берега р. Раздан, между с. Нурнус и ГюмушГЭСом; западные склоны вулканов Гехасар и Артени).

Порода имеет хорошо выраженный брекчиевидный облик: в одних случаях роль цементирующей массы играет бурый обсидиан, а обломков—черный, в других—наоборот. Особо красивы разности Ашридзора с общим синевато-фиолетовым фоном; здесь и цемент и обломки представлены сероватым, черным стеклом; изредка встречаются линзочки бурого стекла. Встречаются разновидности, где обломки имеют полосчатое строение; разная ориентировка полос четко передает брекчированный характер породы.

В большинстве случаев роль цементирующей массы играет бурое стекло, в редких случаях наблюдается обратное явление. Иногда видно воздействие горячего стекла на относительно остывшее; последнее смягчалось и деформировалось; вокруг сцементированных крупных обломков наблюдается бурая кайма—«зона закалки»; маленькие обломки изменены целиком.

Брекчиевидный характер обсидианов хорошо виден под микроскопом. Цементирующая масса (в данном случае бурая) обтекает обломки и образует заливы в небольших углублениях черных обломков. Последние имеют разную структуру, текстуру и ориентировку флюидалности. В скрещенных николях это выглядит еще более эффектно: цементирующая масса обладает слабой поляризацией оранжево-буроватых тонов, а обломки изотропны, другие имеют слабую поляризацию.

Перлиты

Перлиты генетически являются водосодержащей (более 1% воды), частично вспученной разностью обсидианового стекла. Характерной особенностью их является наличие перлитовой текстуры. Они имеют белую, светло-желтую, светло-серую и реже бурую окраску.

К перлитам относятся также породы, известные в литературе под названием мареканитов (Pallas, 1793; Klaproth, 1812, 1813; Erman, 1848; Zirkel, 1867, Устиев, 1949; Рудич и Устиев, 1963 и др). Характерной особенностью этих пород является совместное нахождение обсидиана и перлита в виде так называемой «перлит-обсидиановой пары» (Ross, а. Smith, 1955), причем обсидиан обычно образует ядро, а перлит—серию концентрически-скорлуповатых «рубашек» на нем (рис. 21). Последние при ударе раскалываются и выпадающие при этом иризирующие округлые массы—«шарики»-перлы (обсидиан или маловодный перлит с тонкой гидратизированной пленкой), напоминают жемчуг; соответствующая текстура стала называться перлитовой (Beudant, 1822).

Окраска описываемых перлитов преимущественно белесоватая, светло-серая (у экструзий), а в местах выходов фумарол—буровато-коричневая.

Состав минералов-вкрапленников обычный: олигоклаз, кварц, реже роговая обманка. Количество их редко достигает 4,2% (Мец Сатанакар), а кристаллической фазы в целом—с—10%.

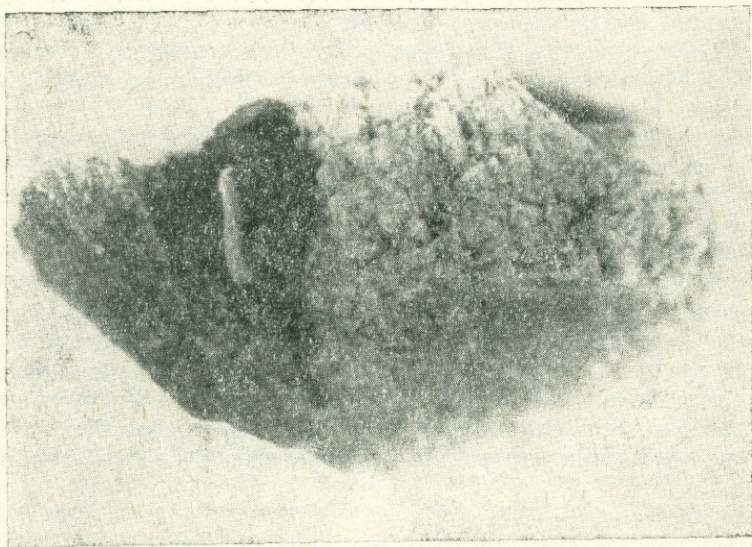


Рис. 21. Перлит-обсидиановая пара: видны реликты обсидиана (черное) в перлитовой массе (светлая часть).

Пористость перлитов варьирует в широких пределах—от 20—25 до 40—45%; более пористые разности относятся к пемзам. Размеры пор варьируют от 0,01 мм до 0,5 мм и более. Они имеют округлые, овальные, вытянутые и веретенообразные формы. Количество их в коренных обнажениях возрастает снизу вверх. Наблюдается прогрессивное увеличение пористости от массивного обсидиана к пемзам в пределах вышеописанного Гутансарского потока (Петров 1957, 1961; Наседкин, 1963). Параллельно с увеличением пористости отмечается также и возрастание воды и газов от 0,05—0,6%—в обсидиане, до 3,5—6,0% в перлите, вследствие чего возрастает и показатель преломления от $N=1,482$ до $N=1,500$ и более.

Аналогичная вертикальная зональность наблюдается в других участках перлитовых потоков, а именно в местах их

выжимания. В агломератовой части потоков, ввиду их обломочного характера и транспортировки, указанная закономерность отсутствует.

Большая часть перлитов и пемз Армении приурочена к описанным выше агломератовым образованиям, имеющим сложное экструзивно-эффузивное происхождение (Арагацский, Гутансарский и др.). Ближе к центрам извержений перлиты и пемзы слагают только верхние вспученные части экструзивных обсидиановых тел. Перлитами и пемзами сложена также большая часть пирокластических образований и нередко чисто эффузивные стекловатые потоки (Артени, Гехасар и др.).

Большие массы перлитов, как было отмечено выше, образуются в поствулканическую стадию, путем гидратации обсидианов, частично гиалолипаритов и стекловатых брекчий, под воздействием поствулканических флюидов, эманаций и, главным образом, паров воды. Такие перлиты встречаются обычно в местах непосредственных выходов лав—в вершинных частях вулканов (Артени, Спитаксар, Гехасар, Базенк и др.), в трещинных экструзиях (северо-западные склоны Артени), где выходящие горячие пары, видимо, замедлили процессы остывания лавы и благоприятствовали ее вспучиванию; это имеет место и вдоль плоскостей расщепления стекловатых лав (Schirinian, Karapetian, 1964).

Помимо сказанного, процессы перлитообразования на отдельных участках продолжались также и в условиях низких температур и давления под воздействием атмосферных и грунтовых вод (Ross a. Smith, 1955; Наседкин и Петров, 1962). Эти перлиты и гидратизированные стекла, естественно, несколько отличаются от вышеописанных, вспученных перлитов в зависимости от того, какая была первичная порода: обсидиан или липарит (гиалолипарит). Гидратизированные их разности под микроскопом сохраняют реликты структур соответствующих пород.

Вкрапленники в этих породах также редки и представлены олигоклазом и кварцем; они обычно раздроблены процессами вспучивания лав. Основная масса породы рассечена перлитовыми трещинками на округлые и полигональные участки (рис. 22).

В основной массе породы часто заметны отдельные стекловатые струйки светлых ($N=1,484-1,486$) и буроватых ($N=1,488-1,492$) цветов. Они «текут» то спокойно, то завихряются, переплетаются, образуя причудливые текстурные узоры. В скрещенных николях можно видеть, что кристаллитовые и микролитовые образования ведут себя «независи-

мо» от перлитовых трещинок, беспрепятственно пронизывая их.

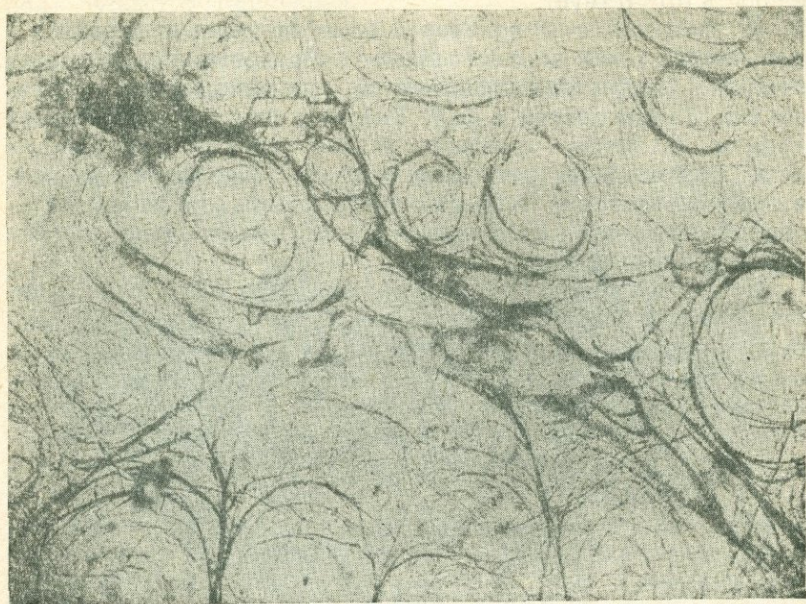


Рис. 22. Перлитовая отдельность пород под микроскопом. Видно образование трихитовых кристаллитов вокруг чешуи биотита. Никели параллельны; увелич. 100.

Литоидные пемзы

Литоидные пемзы представляют собой более легкие, вспученные разности перлитов и тесно ассоциируют с ними; пористость в них доходит до 55—60%. Они большей частью встречаются в виде обломков и глыб в составе агломератовых потоков, туфов и брекчий. Изредка ими сложены короткие, маломощные потоки (СЗ склоны Артени).

Среди остальных разностей липаритовых пород пемзы, как строительный материал, изучались раньше. В отличие от типичных орешковых (четвертичных) пемз они выделялись как «липаритовые», а по более плотному сложению основной массы—как «литоидные пемзы» (Абих, 1899; Dannenberg, 1904).

Цвет пемз—белый, светло-серый, желтоватый. Для них характерен волокнистый облик с шелковистым отливом от-

дельных волокон. В зависимости от условий образования и залегания среди пемз по структурному рисунку выделяются струйчато-волокнистые и пенисто-губчатые разновидности.

Первые образуются на поверхности стекловатых потоков во время их течения; для них характерно наличие многочисленных продолговатых, скрученных стеклянных нитей и трубчатых пор, ориентированных по течению лавы. Вторые образуются при эксплозивных извержениях, а также на поверхности стекловатых потоков во время и после прекращения их движения. В этом случае пемзы своим происхождением обязаны воздействию паров и газов, выходящих при медленном остывании потока. Они характеризуются наличием многочисленных более крупных округлых пор, иногда придающих породе ячеистый, сотовидный облик. Стенки пор, в свою очередь, иногда покрыты хрупкими шелковистыми стеклянными нитями.

Микроскопически структуры пемзы и перлита очень схожи, но только в перлитах больше развита перлитовая отдельность, а в пемзах местами более ярко выражена флюидальность, образующая сложные узоры.

Из вкрапленников, наряду с олигоклазом и кварцем, присутствуют также базальтическая роговая обманка (длиной 0,1—0,9 мм) и биотит. Более характерны эти минералы для лав Гутансара, Мец Сатанакара, Спитаксара и Гехасара; довольно обычны рудные зерна—магнетит и гематит. Изредка встречаются акцессорные—апатит и циркон.

2. ПОРОДЫ ЛИПАРИТО-ДАЦИТ-ДАЦИТОВОЙ ГРУППЫ

Рассматриваемые породы пространственно и генетически связаны постепенными переходами с описанными выше липаритами и изливались в последние стадии деятельности вулканов. Внешние особенности и распространение лав описаны выше. Они слагают лавовые потоки протяженностью 1—3—8 км, вулканические постройки (Атис, Гутансар) и небольшие купола (Тапак Блур на вулкане Артени).

Для лав характерна серовато-бурая, сизо-бурая окраска, полосчатое строение и наличие гиалодацитов или смоляно-каменной корки и прослоев внутри потока. В некоторых разностях макроскопически заметны светлые кристаллики плагиоклаза и темно-бурой игольчатой роговой обманки.

В описываемых лавах различаются несколько текстурных разновидностей. Наиболее часты плейчато-флюидальные и

плоско-параллельные полосчатые разности. Первые преобладают в строении вулканической постройки, вторые—в потоках. В целом же они очень изменчивы и дают крайне причудливые и разнообразные вариации.

Полосчатость пород обусловлена чередованием серых, бурых и черных полос. Ширина последних сильно варьирует от долей миллиметра до нескольких сантиметров; часто сплошность их нарушается с образованием более коротких линзовидных и пламевидных извивающихся полос.

Помимо общих свойств, лавы отдельных вулканов отличаются и своеобразием и специфичностью.

Лавы вулкана Атис отличаются отсутствием в них вкрапленников; лишь изредка встречаются мелкие семечковидные кристаллики ромбического пироксена (гиперстена). В основной массе имеются редкие микролиты полевого шпата, пироксена, иголочки опациitized роговой обманки. Микролиты полевого шпата образуют удлиненные, таблитчатые кристаллы, относящиеся к олигоклаз-андезину ($N=1,548-1,552$).

Основная масса породы имеет стекловатую, фельзитовую, местами микролитовую или пилотакситовую структуры.

Серые и бурые полосы различаются по микроструктурному рисунку. Серые полосы под микроскопом имеют буроватые цвета, бурые, наоборот,—более светлые. Бурые полосы переполнены пылью рудного минерала-магнетита, частью гематита (которыми обусловлена розово-бурая окраска породы), кристалликами гиперстена и опациitized роговой обманки. Бурые полосы характеризуются относительно более яркой агрегатной поляризацией, чем серые; они отличаются также и большей пористостью. Поры образуют цепочки: стенки их более раскристаллизованы, чем основная масса, а полости их инкрустированы черепитчатыми агрегатами кристобалита ($N=1,486$) и клиновидными двойниками тридимита ($N=1,475$). Изредка наблюдаются случаи параморфного превращения кристобалита и тридимита в кварц таблитчатой и клиновидной форм (формы замещенного кристалла сохраняются). Примеры таких превращений отмечены в липаритовом потоке Бенс Колорадо (Moehlman, 1935) в эффузивах Грузии (Белянкин, Петров, 1949), в гиалолипаритах Закарпатья, Забайкалья, Казахстана (Наседкин, 1963) и в других местах.

Лавы вулкана Гутансар, Артени, Гехасар очень близки по минеральному составу. Структура лав порфировая со стекловатой, фельзитовой и микролитовой структурами основной массы. Порфиновые выделения представлены

простыми, двойниковыми и зональными кристаллами андезина (№ 38—45) размерами до 1,2—1,6 мм (рис. 23), базальтической роговой обманки, реже биотитом. Лавы Гехасара отличаются бедностью порфировых выделений (табл. 8).

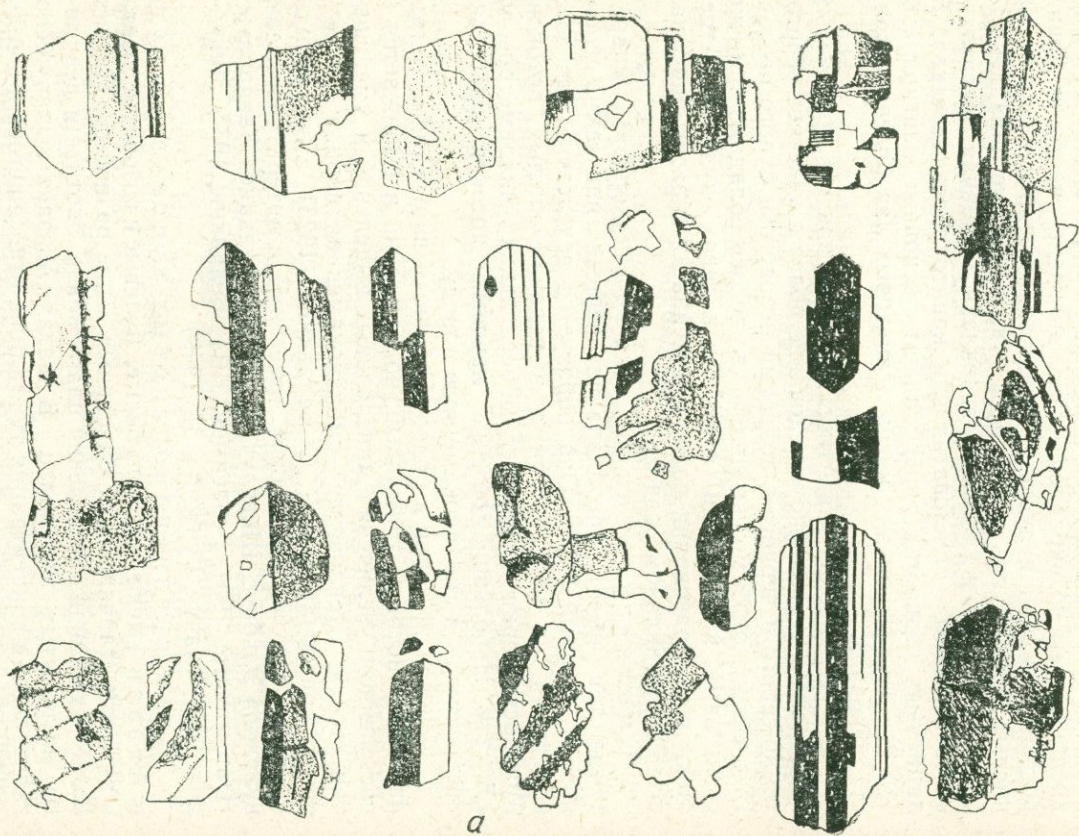
В основной массе лав встречаются небольшие таблички и осколки плагиоклаза (олигоклаз-андезина, № 25—34), более кислого, чем во вкрапленниках; довольно часты иголки роговой обманки и рудного минерала. В относительно более кислых порциях лав содержатся также редкие оплавленные обломки кварца и кислого плагиоклаза. Основная масса лав, соответственно, стекловатая или криптокристаллическая. В дацитовых разностях преобладают основные плагиоклазы (№ 44—48). Основная масса дацитовых лав более раскристаллизована.

В Гутансарских и в Атисских лавах, как и в полосчатых обсидианах, характерно чередование полос и участков серого, темно-серого и черного с полосами розового и бурого цветов. Под микроскопом можно видеть, что полосы обладают теми же свойствами, какие были отмечены в лавах вулкана Атис. Механизм образования полос и причина их окраски описываются в специальном разделе.

Смолянокаменная порода («корка») липарито-дацитов имеет преобладающе черный или темно-серый цвет и матовый блеск. Она образуется вследствие быстрого остывания на поверхности и в подошве кислых потоков. Мощность корки варьирует от нескольких миллиметров до 1,5—2 м. Небольшие объемы лавовых потоков полностью превратились в смолянокаменную породу.

Переход от корки к более глубинным внутренним частям лавового потока отчетливый, но не резкий и выражается в постепенном увеличении минеральных выделений и уменьшении стекла. Стекловатая—смолянокаменная порода соответствует криптодацитам Д. С. Белянкина (1923), а вся порода в целом похожа на хорошо известные в литературе лавы вулканов Эльбрус, Шивелуч, некоторых вулканов Закарпатья (Dannenberg, 1904; Герасимов, 1911; Белянкин, 1938; Меньяйлов, 1946; Ткачук, Гуржий и др. 1949).

Лавы среднеплиоценовых куполов Гюмуш и Авазан имеют молочно-белые, палевые и розоватые цвета и заметно отличаются от описанных выше разностей. На них более четко видны выделения плагиоклаза, биотита и дендриты железистых минералов. В лавах Авазана обнаружена значительная концентрация турмалина, относящегося к шерлу (табл. 20). Он образует как самостоятельные радиально-



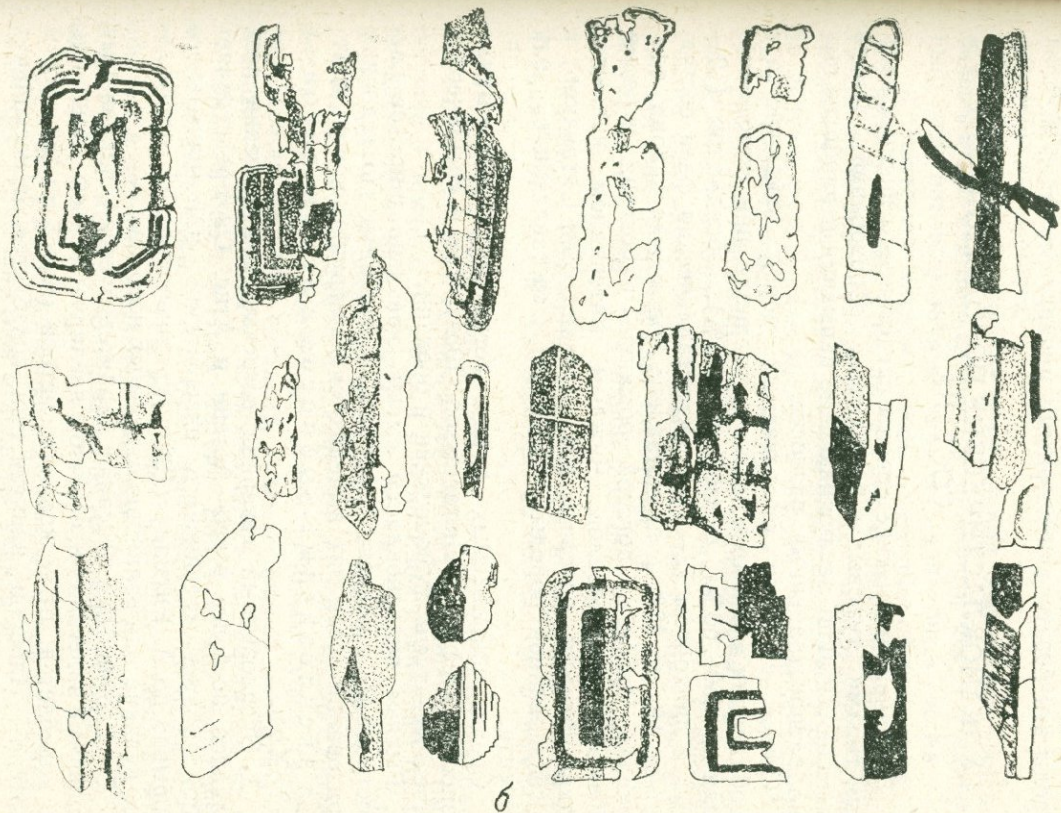


Рис. 23. Формы выделения вкрапленников плагиоклаза в липаритах (а),
липарито-дацитах и дацитах (б).

лучистые агрегаты (диаметром до 0,5 мм), так и замещает плагиоклаз*.

В породе присутствуют вкрапленники плагиоклаза— № 33—38 (табл. 10, 11) и биотита (табл. 13, 14).

Основная масса лав обоих куполов имеет кварц-полево-шпатовый состав, пойкилитовую и микролитовую структуры. Породы эти богаты аксессуарными минералами (рис. 25).

ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ КИСЛОГО СОСТАВА

Вулканокластические породы представлены всеми известными типами туфовых и брекчиевых образований, однако описываются лишь заслуживающие внимания и наиболее широко распространенные разновидности.

Общее свойство описываемых пород заключается в преобладании в них ювенильного материала, представленного перлитом (50—60%), пемзой (20—40%), обсидианом (10—20%) и липаритом (2—5%). Кристаллическая фаза составляет от 1% до 45% и представлена обломками кварца, плагиоклаза, биотита, роговой обманки, пироксена и рядом аксессуарных минералов. Чуждым материалом являются редкие обломки основных лав (Артени, Мец Сатанакар) и ороговикованной породы (Алапарс), составляющие доли процента.

Среди описываемых пород встречаются как рыхлые разновидности—«тефра» (Thorarinsson, 1954), так и спекшиеся и сваренные—туфы, туфобрекчии и брекчии.

Рыхлые вулканокласты имеют довольно широкое распространение в пределах описанных вулканов. По условиям образования среди них выделяются две группы пород: материал взрывных выбросов и агломератовых потоков.

1. Взрывной материал встречается в строении всех вулканов, но более всего—Артени и Атис. Он представляет собой продукт «первичного извержения» или «начального прорыва» по А. Ритману (1964), предшествующий зарождению вулкана или излиянию отдельных потоков.

Взрывной материал характеризуется покровными условиями залегания и, обычно, нивелирует рельеф. Мощность его колеблется от нескольких метров (Атис) до 150—200 м (Артени). Площадь, занятая ими, колеблется от нескольких

* Схема замещения плагиоклаза турмалином показана в работах Д. С. Коржинского (1955), И. Х. Хамрабаева (1958), Б. М. Меликсетяна (1959) и др.

квадратных метров до 2,5—3 км², а объем изверженного материала составляет 0,3—0,5 км³.

Наблюдающаяся в них отчетливая слоистость отражает многоактный характер извержения. Местами среди них встречаются отдельные сваренные пепловые прослои, приближающиеся к туфам. Среди рыхлой массы они образуют выступающие «kozyрьки».

Общей особенностью этих пород являются: рыхлость, белесоватый, светло-желтый или кремовый цвета и однородный—липаритовый, иногда липарито-дацитовый состав.

2. Материал «агломератовых потоков» обычно представлен вулканическим стеклом: перлитом, пемзой и обсидианом. Сюда включены обломочные породы, извергшиеся в виде типичных агломератовых потоков и образованные в результате вспучивания и разламывания верхних частей дайкообразных и изометричных обсидиановых тел.

Несмотря на разный характер образования этих генетических типов пород, состав и обломочность их аналогична. Состав обломков—липаритовый. Перлит в общей массе составляет 55—65%, пемза—30—40%, обсидиан—5—15%. В экструзивных типах с глубиной обсидиан намного увеличивается.

Размеры обломков колеблются в широких пределах, начиная от долей миллиметра до 50—60 см, а нередко—100—150 см.

Структура обломков отдельных типов пород одинаковая; отличия заключаются лишь в текстурных признаках. Обломки перлита и пемзы с периферии или целиком пропитаны бурым придающим окраску веществом (гидроокислы железа, хлор и другие); на обсидианах оно образует тонкую пленку.

Липаритовые туфы, в отличие от широко распространенных в Армении четвертичных игнимбритовых туфов (дацит-андезито-дацитового состава), имеют очень ограниченное развитие и приурочены исключительно к описанным выше вулканам, и более всего к Артени. Ввиду четкой приуроченности к конкретным центрам извержений, специфических условий залегания и т. д. изучение этих пород очень важно, ибо это в определенной мере расширяет круг наших знаний о центрах и механизме образования обломочных пород вообще.

Условия и места образования туфовых пород указывались выше при характеристике отдельных вулканов.

Наибольшее разнообразие липаритовых туфов встречается на вулкане Артени. Туфы залегают здесь либо изолированно, либо они связаны с рыхлыми пирокластическими образованиями, являясь их сваренными или спекшимися аналогами.

По составу и структуре большая часть туфов относится к витрокластическим и литокластическим разностям. В первом случае вся порода сложена стекловатым пепловым материалом, во втором—пепел служит как бы цементирующей массой между более крупными обломками. Большинство туфов сохраняет первичную обломочную структуру и относится к спекшимся разностям.

Спекшиеся туфы (игнимбриты) образуются в результате извержения высокоподвижной эмульсии—обломков в газе и отложения на месте или после перемещения их лавиной.

Окраска этих туфов кремовая, розовая, бурая, нередко белая. На многих из них обломочное строение видно макроскопически. В других разностях наблюдается интенсивное спекание пепла, вплоть до явлений вторичного течения и образования игнимбритов.

Литокластические лапиллиевые туфы—это слоистые, плотные породы, залегающие непосредственно на склонах вулканов Мец и Покр Артени. Макроскопически хорошо наблюдается их обломочное строение. В обломках отчетливо выявляются их структурно-текстурные особенности. Как и в случае брекчиевидных обсидианов, крупные обломки этих туфов в местах слипания или сваривания, вследствие окисления, приобрели бурую кайму, а мелкие обломки окислились целиком.

Витрокластические пепловые (алевролитопсаммитовые) туфы обнажаются на южном склоне купола Хцан (см. рис. 6). Внешне они имеют буровато-коричневую окраску. Хорошо заметно мелкообломочное строение туфов, в которых книзу размеры обломков увеличиваются. Отдельные прослои ввиду сильного сваривания, литификации, имеют матовый фарфоровидный облик; их называют часто порцеланитами (Вильямс, Тернер, Гилберт, 1957).

Под микроскопом наблюдается интенсивное сваривание отдельных, большей частью изометричных обломков. По контактам их также развивается бурая, окисленная кайма, придающая породе в общем петельчатый облик. Часть обломков в момент образования породы была, видимо, настолько пластичной, что образовала заливы в промежутках между соседними обломками. Большинство обломков представлено изотропным стеклом ($N=1,484-1,498$), имеющим свою индивидуальную ориентировку флюидальности; часть обломков в разной степени девитрифицирована; изредка встречаются также фельзитовые обломки. Минеральные выделения чрезвычайно редки.

Туфы изученных вулканов мало подвергнуты вторичным

изменениям; больше всего из них развит процесс девитрификации.

Наиболее измененными являются витрокластические туфы северных склонов вулкана Мец Артени (VI акт). Они характеризуются светло-розовой окраской и наличием буроватых пневматолитовых образований с низким показателем преломления ($N=1,444$), отвечающим опалу. Более прозрачные разности относятся к халцедону ($Ng=1,537$, $Np=1,530$, $Ng-Np=0,07$).

Основная масса породы слабо девитрифицирована в фельзитовый агрегат. В обломках наиболее девитрифицирована периферия, постепенно убывающая к центру; отдельные волокнистые минералы, как и зерна фельзитового агрегата состоят, видимо, из кали-натрового полевого шпата и кварца. Полости пустот инкрустированы кристобалитом и тридимитом. Очень редко встречаются цеолиты (анальцим?). Указанная избирательная девитрификация (по периферии обломков), наличие кристобалита и тридимита в пустотках свидетельствуют о прохождении через породу перегретых остаточных расплавов, газов, паров, обогащенных SiO_2 .

Характер девитрификации туфового материала впервые был описан Коулом (Cole, 1888), затем Маршаллом (Marshall, 1935) и В. В. Наседкиным (1963).

Брекчиевые породы также довольно разнообразны. На изученных вулканах они представлены в основном крупнообломочными разностями (аглютинат, купольная и жерловая брекчии и т. д.). Местами встречаются также мелкообломочные разности брекчиевых пород, описываемые в работе под названием *милонита**.

Аглютинат и глыбовый аглютинат встречаются на склонах и у подножья куполов, некков, в краевых частях экструзий и т. д. В этих породах цемент или отсутствует, или представлен более мелкообломочной массой. В обоих случаях скрепляющей обломки массой является стекловатая оболочка самих обломков в точках их соприкосновения.

Обломки пород, как и в вышеописанных разностях, представлены перлитами, пемзой и обсидианом. Последние обычно по краям окислены; это особенно видно в черных обсидианах. Структура, текстура и состав обломков этих пород в общем те же, что и в туфах; здесь, у стенок пор и трещин заметно

* Процесс милонитизации известен как результат динамометаморфизма (Лэпуорс, 1885); он удобен и как синоним брекчии трения при экструзивном процессе, тем более, что он чаще всего проявляется в породах, богатых кварцем—гранитах, кварцевых порфирах и др.

особенно большое скопление рудных частиц в виде дендритовидных и кубических агрегатов.

К указанному типу относятся также брекчиевые породы, известные под терминами: кластолава куполов, кратерная брекчия, купольная брекчия, корка шелушения и т. д. Они образуются при выжимании куполов, трещинных экструзий и накапливаются обычно у их подножья. Формы обломков разные, причем очень часты пластинчатые, черепитчатые, иногда с характерными следами—«царапинами» на поверхности. Относительно часто такие породы встречаются на склонах купола Хцан, более мелких куполов и трещинных экструзий (вулкан Артени).

Жерловые или эруптивные брекчии составляют особенно интересную и хорошо известную группу пород. Они образуются при выжимании и разламывании очень вязких лав из канала вулкана, а затем нередко закупоривают его. При выветривании окружающих пород они оказываются наиболее устойчивыми и сохраняются в виде некков (Аспет, Катар, Сехан Атам и др. на вулкане Артени). Они сложены обсидианом, часто перлитами. Первые по периферии обычно имеют бурую кайму и сварены более мелкообломочным перлитовым материалом. Вторые скреплены между собой, местами без промежуточной массы и в точках соприкосновения несколько сплавлены.

Милонит образует маломощные (1—2 до 4—5 мм) слои или жилородные тела в экструзивных фациях пород (Джаберские карьеры, Артени). В сущности, они представляют собой брекчию трения, образующуюся в результате разламывания и перетирания внедряющихся стекловатых масс. Они приурочены к относительно ослабленным зонам, по которым горячие флюиды, эманации, поднимаясь, вспучивают, частично окисляют их и придают им нежно-розовые и бурые цветовые оттенки.

По микроструктурным особенностям они похожи на описанные выше витрокластические пепловые туфы.

Аналогичные породы из Закарпатья описаны В. С. Соболевым, В. П. Костюком и др. (1955), В. П. Петров* называет их обсидиан-перлитовыми милонитами.

О некоторых текстурных признаках вулканогенных образований липаритового и липарито-дацитового состава

В текстурном отношении вулканогенные образования кислого состава обладают большим разнообразием. К ним

* Устное сообщение.

относятся: зональность потоков, полосчатость лав, шаровидные обособления в них.

О зональности потоков. Выше, при характеристике вулканов были приведены многочисленные примеры и описания зональных потоков. Наиболее известным из них в литературе является поток вулкана Гутансар, детально описанный В. П. Петровым (1957, 1961), затем В. В. Наседкиным (1963, 1969) и автором.

По мнению почти всех исследователей, зональность потоков обусловлена физико-химическими особенностями кислых магм, главным образом ее вязкостью и, вследствие этого, неравномерным распределением в магме некоторых компонентов (титана, щелочей, железа и др.), и особенно летучих компонентов (при преобладающей роли паров воды). На формирование потоков, их длину и мощность большое влияние оказывает (помимо объема материала) также наклон и характер подстилающего рельефа.

Не вдаваясь в историю и детали разногласий о механизме образования указанного (Гутансарского) и других подобных ему потоков, коротко укажем общие черты механизма их образования.

При излиянии кислой липаритовой магмы (несколько перегретой в близповерхностных условиях) в виде потока, первые порции его, а также кровля и подошва при соприкосновении с воздухом и холодным субстратом, остывают в виде стекла. Внутренние, еще горячие порции лавы, продолжая относительно передвижение, постепенно разламывают и цементируют уже остывшие порции.

Отдельные участки полустывшего стекла на границе между средней—подвижной и нижней или верхней—остывшими обсидиановыми частями, при относительном передвижении растягиваются, разрываются, образуя линзовидные или пламевидные полосы (переходные липарит-обсидиановые зоны) у кровли и подошвы потока (рис. 16). При дальнейшем передвижении, разламывании и цементации стекла образуются обсидиановые и липаритовые лавобрекчии и брекчии (участок между с. Нурнус и ГюмушГЭСом, западный отрог Гехасара, Артени и др. места).

Образовавшиеся стекловатая кровля и подошва потока создают как бы закрытую систему для медленного остывания его внутренних частей.

В зависимости от скорости остывания в потоке, от кровли и подошвы в сторону центральной части, происходит разная степень девитрификации от слабо раскристаллизованной, почти стекловатой (гиалиновой) и микрофельзитовой до фельзитовой, сферолитовой и, редко, гранофировой.

Потоки с хорошей сохранностью подошвы и кровли встречаются в строении вулканов Артени, Атис, Гутансар, Спитаксар и особенно Гехасар (см. рис. 15). На остальных потоках кровля размыта.

Перлит-пемзовые потоки (Гутансар) некоторыми исследователями считаются верхней вспученной частью липаритовых потоков. Допуская вообще такой механизм образования, для конкретного потока автор считает, что это разные потоки, т. е. на липаритах залегает самостоятельный обсидиан-перлитовый поток. После излияния на поверхность газонасыщенного стекловатого потока из его нижних горизонтов начинается бурное выделение летучих. При постоянном и продолжительном воздействии последних верхние стекловатые участки вспучиваются в перлит-пемзовую массу. Нижние, быстро остывшие и частично дегазированные зоны, местами сохраняются в виде реликтов черного обсидианового стекла, связанного постепенными переходами с верхней перлитовой массой (Гутансар, Гехасар).

При большой обогащенности магмы летучими, описанный процесс, т. е. бурное газовыделение и, как следствие этого, вспучивание и разламывание стекла происходит непосредственно в кратере вулкана. Эта рыхлая масса—эмульсия обломков в газе, очень рыхлая и подвижная, перекачивается по склонам вулкана, образуя агломератовые потоки (вулканы Артени, Гутансар, Атис, Барцратумб и др.).

Выше был приведен пример аналогичных перлит-пемзовых агломератовых образований экструзивного происхождения. Механизм образования перлита в принципе тот же, т. е. при внедрении перегретых кислых экструзий в зону меньших давлений происходит резкий перепад температуры и давления, сопровождающийся бурным выделением летучих из нижних частей экструзий, и вспучивание верхних частей. В случае большого объема и наклона рельефа, образовавшаяся обломочная масса, как и в случае кратерного извержения, может растекаться по принципу обломочных—агломератовых потоков на определенное расстояние (район Джраберских поворотов).

О полосчатых и брекчиевых текстурах лав и их бурой окраске. Вопросы механизма образования пород и разной окраски в них отдельных полос затрагивались многими исследователями (Dannenberg, 1904; Герасимов, 1911; Лебедев, 1934; Розенбуш, 1934; Philipp, 1936; Белянкин, 1938; Меняйлов, 1946; Пийп, 1956; Рудич и Устиев, 1963; Канканян, 1965).

Большинство из них причину полосчатости, как и причину зональности потоков, объясняет первичной неоднородностью или «своеобразной дифференциацией» (по Герасимову) магматической массы, выражающейся в неравномерном

распределении некоторых указанных выше компонентов, и особенно, летучих. Неоднородность в содержании компонентов обуславливает в породе различие в минеральном составе отдельных—бурых и черных полос, а именно появление в более газонасыщенной (бурой) части гематита (чему и обязана бурая окраска полос), кристобалита, тридимита и вообще стекла «иноного» состава, чем в черной части. Как показывают данные Г. Филиппа, Д. С. Белянкина, А. А. Меняйлова и автора, красно-бурая масса, как более пористая, газонасыщенная, в момент излияния действительно бывает более подвижна, чем черная и серая, поэтому, в преобладающих случаях, она цементирует их. Пересчеты некоторых описанных лав показывают, что бурые полосы в действительности более пористы, чем серые; количество пор в них, по нашим данным, достигает соответственно 8—15% и 3—6%, а по данным А. А. Меняйлова—10—20% и 2—5%.

Серые и бурые полосы представляют продукт одной и той же магмы. Тожество исходного материала было доказано Д. С. Белянкиным (1938) на основании сравнения химических анализов, а также пересчетов содержаний Fe_2O_3 и FeO в черных и бурых полосах на молекулярные эквиваленты FeO (табл. 7). Аналогичные данные получены автором при специально выполненном анализе серых и бурых полос липарито-дацитовых лав и обсидианов, а также при пересчете по данным анализа Т. Ю. Марениной (1962).

Из таблицы 7 видно полное тождество составов серых (черных) и бурых участков, за исключением соотношений окисного и закисного железа; что касается летучих, то после их удаления (по Д. С. Белянкину) или пересчета анализов на 100% валовой химический состав серых и бурых полос оказывается одинаковым.

Из всего изложенного вытекает, что побудителем «своеоб-

Таблица 7

Содержание кремнезема, окисного и закисного железа в полосчатых черных и бурых лавах

Г. Даннен- берг (1904)		Д. С. Белян- кин (1938)		А. А. Ме- няйлов (1955)		Т. Ю. Маре- нина (1962)		С. Г. Кара- петян		
Черные	Бурые	Черные	Бурые	Черные	Бурые	Черные	Бурые	Черные	Бурые	
SiO ₂	67,80	67,75	67,35	67,06	57,64	57,46	66,92	66,65	66,44	67,09
Fe ₂ O ₃	1,05	2,00	1,74	3,51	3,35	4,55	2,32	3,76	1,26	1,81
FeO	1,94	1,30	2,17	0,57	3,64	2,64	1,62	0,46	1,92	1,50

Пересчет Fe_2O_3 и FeO на молекулярные эквиваленты FeO

	Темная часть	Светлая часть	Темная часть	Светлая часть
1.	$1,05 : 80 = 0,013$ $1,94 : 72 = 0,027$ 0,040	$2,00 : 80 = 0,025$ $1,30 : 72 = 0,018$ 0,043	3. $3,35 : 80 = 0,0418$ $3,64 : 72 = 0,0500$ 0,0918	$4,55 : 80 = 0,056$ $2,64 : 72 = 0,036$ 0,092
2.	$1,74 : 80 = 0,0217$ $2,17 : 72 = 0,0301$ 0,0518	$3,51 : 80 = 0,0439$ $0,57 : 72 = 0,0079$ 0,0518	4. $2,32 : 80 = 0,029$ $1,62 : 72 = 0,023$ 0,052	$3,76 : 80 = 0,047$ $0,46 : 72 = 0,006$ 0,053
* Аналитики ИГН АН Арм.ССР 3. Ш. Гаспарян, В. А. Бабаян			5. $1,26 : 80 = 0,016$ $1,92 : 72 = 0,026$ 0,042	$1,81 : 80 = 0,022$ $1,50 : 72 = 0,021$ 0,043

разной дифференции» для образования серых и бурых полос являются в основном летучие и вода, занимающие иногда до 20% объема красной части породы.

Указанная разнородность полос выявляется и при их выветривании; более пористые, бурые участки выветриваются относительно быстрее серых и черных, еще отчетливее подчеркивая полосчатость пород.

При описании черно-бурых полосчатых обсидианов были выделены два типа, или случая, окисления стекла: в первом имели смешение двух потенциально разных струй, полос, стекол: черного и бурого; окисление последнего, возможно, происходило до или сразу при выходе магмы на поверхность; во втором случае происходило окисление низкотемпературного—черного стекла по трещинам остывания: от стенок трещин в сторону стекла распространяются бурые «дендриты» или «бахромки», что, видимо, вызвано окислением железа у стенок мелких трещин и микропор.

Что касается причин появления бурой окраски лав, шлаков, то большинство исследователей объясняет их окислением железосодержащих соединений под воздействием только водяного пара и атмосферного кислорода при высокой температуре.

Опыты показывают, что окисление лав происходит или при более высоких температурах, чем температура излияния лав (процессы вторичного разогрева), или при наличии определенных реагентов; скорее всего при наличии и того и другого. Примеры покраснения лав в результате вторичного разогрева описаны Б. И. Пийпом (1956).

Разбирая результаты многочисленных опытов, в том числе и из теории окисления металлов, В. И. Влодавец и К. П. Флоренский (1966) приходят к выводу, что для покраснения лав, помимо температуры кислорода воздуха, даже с парами

воды, необходимо еще и воздействие хотя бы некоторого количества кислых газов— SO_2 , HCl , CO_2 и др. Такие процессы широко известны в природе и доказываются наблюдениями многих исследователей (Ziess, 1929; Кеннеди, 1950; Мезон, 1950; Набоко, 1963 и др.). Учитывая газовый состав исследованных пород (Brup, 1905; Наседкин, 1963; Кашкай и Мамедов, 1969), где имеются достаточные количества CO_2 , SO_2 и др. (табл. 26), можно, видимо, их, наряду с процессами вторичного разогрева, считать причиной окисления этих пород.

О шаровидных обособлениях в обсидианах. В обсидианах вулканов Артени, Гехасар и др. и особенно Базенка встречаются многочисленные шаровидные обособления, известные в литературе под названиями сфероидов (по Bravan, 1940; Кепежинскас К. Б. и Кепежинскас В. В., 1964), сферолитов или фельзосферитов (по Кашкаю и Мамедову, 1961; Наседкину, 1963) и т. д. Отсутствие единого названия для этих образований и отождествление их с «настоящими» сферолитами (Истомин, 1965; Волянюк, 1967) приводит многих исследователей к неясному представлению об их природе и генезисе. Одни исследователи считают их образовавшимися в результате раскристаллизации стекла или постмагматического замещения, другие—ликвации и т. д.

Известно, что некоторые исследователи высказывают сомнение в возможности ликвации в силикатных расплавах. При этом в качестве аргумента привлекается нередко наблюдаемая сферолитовая раскристаллизация в шаровидных обособлениях, позволяющая якобы ставить знак равенства между этими обособлениями и сферолитами, растущими из расплава (Greig, 1928; Бемянкин, 1933, 1949; Заварицкий, Соболев, 1961 и др.). Однако более поздние исследования Тантона (Tanton, 1925), Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1935), В. В. Лапина (1949) и др., а также экспериментальные данные Д. П. Григорьева и Е. В. Искюль (1937), О. Татла и И. Фридмана (Tattle, Friedman, 1948) и др. позволили высказаться в пользу широкого проявления явления ликвации. Наличие разнородных стекол в породах, и в частности игнимбритовых туфах, отмечают многие исследователи (Weinschenk, Clark 1912; Henderson, 1913; Williams, 1942; Weyl 1954; Вильямс, Тернер, Гилберт, 1957; Стейнер, 1963 и др.*), объясняющие образование их ликваций. Причиной своеобразной ликвации, как нам кажется, в частности является и образование полосчатых липарит-липарито-дацитовых лав и полосчатых обсидианов, описанных в данной работе.

* Сб. «Проблемы палеовулканизма», Изд. «Иностр. литература», М., 1963; «Туфолавы и игнимбриты». Тр. лабор. вулканологии, вып. 20, М., 1961.

Не останавливаясь на более пространный обсуждении вопроса генезиса шаровидных обособлений вообще (Зайченко, Фаворская, 1963), лишь отметим, что наиболее хорошо изученные нами разновидности этих обособлений могли образоваться главным образом двумя путями; большая часть их образовалась в результате заполнения пустот и каверн остаточными или пневматолитовыми растворами; другая часть имеет явные признаки, свидетельствующие о том, что они уже существовали в период излияния и окончательного становления стекловатого потока. Образование таких обособлений можно считать результатом расщепления магматического расплава на две несмешивающиеся массы—т. е. ликвации в верхней части очага, в канале вулкана или непосредственно у выхода ее к поверхности. На существование обособлений до процессов девитрификации в основной массе указывает ряд факторов и, в частности, резкая граница между ними, обтекание стекловатых шаров изотропной основной массой породы, расположение центров кристаллизации вокруг шаровых обособлений, одновременное присутствие в породе обычных сферолитов и т. д.

Предполагаемый механизм образования шаровидных обособлений, в общих чертах, подобен механизму образования полосчатых лав и обсидианов. В данном случае, обособления, возможно, образуются в результате свертывания отдельных вязких комочков, на которые расчленяются «инородные» прослой и линзы то более, то менее насыщенные теми или иными компонентами и особенно газами, парами воды и щелочами.

Будучи еще в вязком, пластичном состоянии, в некоторых случаях крупные шары охватывали более мелкие, а сами, в свою очередь, обволакивались другой порцией стекла (С. Г. Карапетян, 1963). Степень кристаллизации основной массы породы более или менее одинаковая, а шаров—разная: от стекловатой до фельзитовой и сферолитовой; потенциально разные порции стекла по-своему и реагировали на процессы девитрификации, проходящие уже в более низкотемпературных условиях.

Следует отметить, что в последние годы довольно большое число исследователей высказывается в пользу процесса ликвации и что последний в той или иной форме, и возможно в небольших размерах, является обычным для кислых лав (Воловикова, 1955; Лебединский и Мо Кю-минь, 1958; Елисева, 1960; Джрбашян, 1961; Бурьянова и Фаворская, 1961 и статьи в спец. выпуске 90, Тр. ИГЭМ, 1963). Однако причины этого процесса и степень его участия в происхождении изверженных горных пород остается далеко не выясненной и требует дальнейших детальных исследований.

ГЛАВА IV

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

Минеральный состав изученных вулканогенных образований в одних случаях более четко выражен, в других—замаскирован в стекловатом базисе породы (явление гетероморфизма Лакруа). Эти породы, как отмечено, чрезвычайно бедны минералами вкрапленников.

Количественные соотношения минералов-вкрапленников и основной массы некоторых липарит-липарито-дацитовых пород, подсчитанные с помощью окуляр-микрометра, приведены в табл. 8.

Как видно из приведенной таблицы, количество вкрапленников в описываемых породах редко превышает 5,0%, однако этим не ограничивается их модальный минеральный состав; последний выявляется при шлиховом анализе, а нормативный состав—при пересчете химического анализа этих пород по методам П. Ниггли (1936) и Р. Иванова (1963), приведенным в табл. 9 и 22.

Как видно из табл. 9, количественные соотношения главных породообразующих минералов в одних и тех же породах, пересчитанные указанными методами, почти совпадают. Светлые минералы сильно преобладают, составляя до 91—97% объема породы. Из этого количества от 23,39 до 32,19% падает на долю кварца, остальные—на полевые шпаты, главным образом плагиоклазы. На долю железо-магнезиальных минералов («Цветной индекс—Cl» по Р. Иванову) падает от 2,16 до 8,14% породы, из коих на пироксены от 0,75% до 2,80%—в липаритовых разностях, и от 2,73% до 4,08%—липарит-липарито-дацитовых; на биотит, соответственно—от 3,0% до 5,6% и от 5,5% до 8,6%. В средне-плюценовых куполах Гюмуш и Авазан эти показатели соответственно равны 2,35% и 2,12%.

Таблица 8

Количественно-минеральный состав липарит-липарито-дацитовых пород

	Минералы													
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Вкрапленники	Плагиоклаз	—	2,4	0,1	2,0	0,8	0,5	2,5	1,2	—	0,7	0,2	0,8	0,9
	Анортоклаз	—	—	—	0,5	—	—	0,0—0,8	—	—	—	—	—	—
	Кварц	1,7	1,2	0,3	1,2	0,3	1,1	—	—	—	—	—	—	—
	Биотит	0,2	—	—	0,3	0,5	0,5	0,2—0,4	—	—	0,5	—	0,5	0,3
	Роговая обманка	—	0,2	—	—	0,5	0,6	0,5	1,1	0,1	0,3	0,2	—	—
	Пироксен	—	—	—	—	—	—	—	0,2	0,4	—	—	—	—
	Рудные минералы	0,3	0,4	—	0,4	0,3	0,8	—	0,2	—	0,5	—	0,3	0,5
	Основная масса	97,8	95,8	99,6	95,6	97,6	96,5	96,8—95,8	97,3	99,5	98,0	99,6	98,4	98,3

Примечание: 1) липарит, вулкан Артени; 2) липарит, Гутансар; 3) перлит, Атис; 4) липарит, Гехасар; 5) липарит, Базенк; 6) перлит, Мец Сатанакар; 7) перлит, Базенк (по данным Э. Г. Малхасяна). Липарито-дациты: 8) Артени, 9) Атис; 10) Гутансар; 11) Гехасар; 12) Гюмуш; 13) Авазан.

Таблица 9

Нормативно-минеральный состав некоторых липарит-липарито-дацитовых пород,
пересчитанный по методам П. Ниггли («Н») и Р. Иванова («И»)

	304		157		3		1423		1085		194		734		1441	
	Н.	И.	Н.	И.	Н.	И.	Н.	И.	Н.	И.	Н.	И.	Н.	И.	Н.	И.
Кварц	24,2	23,57	24,7	22,36	30,0	30,25	35,5	35,68	33,1	32,75	19,6	18,42	24,6	21,98	25,4	24,03
Ортоклаз	21,3	27,25	23,1	27,10	27,1	26,65	20,7	20,75	27,4	28,40	12,3	16,70	17,6	21,35	18,4	18,45
Альбит	42,5	42,20	40,4	40,35	38,0	37,75	34,2	34,20	33,8	33,35	38,8	39,00	36,3	36,60	38,5	38,60
Анортит	2,9	2,10	3,8	2,75	3,0	3,05	7,0	7,00	4,0	3,85	16,9	16,60	14,0	14,05	12,4	12,05
Биотит	3,0	—	5,6	—	—	—	—	—	—	—	8,6	—	5,5	—	—	—
Мусковит	5,6	—	0,5	—	—	—	—	—	—	—	1,6	—	0,4	—	—	—
Гиперстен	—	—	—	0,36	—	0,74	—	0,56	—	—	—	3,60	—	2,12	—	0,90
Энстатит	—	16,6	—	4,76	—	0,10	—	0,06	—	—	—	3,32	—	2,36	2,9	3,02
Волластонит	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3	0,16	—	—	—	—	—	—
Герцинит	0,4	—	—	—	1,2	—	1,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Магнетит	0,1	0,07	1,2	—	—	0,18	0,2	0,51	0,2	—	1,8	1,74	1,2	1,17	1,3	—
Гематит	—	0,82	0,4	1,22	0,1	—	0,2	—	1,0	1,16	0,4	—	0,4	—	0,9	1,79
Шпинель	—	—	0,2	—	—	—	1,0	—	—	—	—	—	—	—	0,2	—
Рутил	—	—	0,1	—	0,1	—	—	—	0,2	—	—	—	—	—	—	—
Апатит	—	0,13	—	—	—	—	—	—	—	0,13	—	—	—	0,29	—	—
Корунд	—	—	—	0,60	0,5	1,28	—	1,24	—	—	—	0,62	—	0,08	—	1,16

Примечание: № 304—липарит с вулкана Артени, 157—липарит, Атис, 3—обсидиан, Спитаксар; 1423—липарит Гехасар; 1085—липарит, Мец Сатанакар; 194, 734—липарито-дацит, Атис; 1441—липарито-дацит, Гехасар.

1. ГЛАВНЫЕ ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

Плаггиоклаз является преобладающим минералом вкрапленников, однако содержание его не превышает 0,8% в липаритовых и 1,2%—в липарито-дацитовых породах (табл. 8).

Плаггиоклаз в породах присутствует в двух генерациях—первая представлена интрателлурическими, относительно идиоморфными кристаллами, обычно разбитыми и катаклазированными течением лавы (рис. 23), вторая—лейстами и микролитами.

Размеры вкрапленников в наибольшем измерении достигают 1,2 мм в липаритах и 3—4 мм—в липарито-дацитах и дацитах. По составу плаггиоклаз вкрапленников несколько более основной по сравнению с плаггиоклазом лейст и микролитов.

Замеры составов плаггиоклазов вкрапленников различными методами показывают их принадлежность к ряду олигоклаз-андезина (табл. 10, 11).

Таблица 10

Показатели преломления плаггиоклазов

№п/п	№ обр.	Вулкан	Порода	Ng'	Np'	Ng'— Np'	Плаггиоклаз
1	304	Артени	Липарит	1,553	1,548	0,005	Андезин
2	156	Атис	Липарит	1,546	1,537	0,009	Олигоклаз
3	1312	Гутансар	Липарит	1,548	1,540	0,008	Олигоклаз
4	1077	Мец Сатанакар	Липарит	1,547	1,540	0,007	Олигоклаз
5	83	Артени	Обсидиан	1,553	1,546	0,007	Олигоклаз-андезин
6	154	Атис	Обсидиан	1,552	1,543	0,009	Андезин
7	361	Спитаксар	Обсидиан	1,554	1,546	0,008	Андезин
8	125	Аргени	Перлит	1,545	1,540	0,005	Олигоклаз
9	749	Атис	Перлит	1,552	1,547	0,005	Андезин
10	1429	Гехасар	Перлит	1,555	1,548	0,007	Андезин
11	965	Авазан	Липарит	1,553	1,546	0,007	Олигоклаз-андезин
12	968	Гюмуш	Липарито-дацит	1,541	1,528	0,013	Олигоклаз

Относительно большей основностью отличаются плаггиоклазы из пород вулканов Спитаксар и Гехасар и из дацитовых лав Артени (табл. 11).

Большинство фенокристаллов плаггиоклаза сдвойникова-но по альбитовому, карлсбадскому и, реже, альбит-карлсбадскому и альбит-эстерельскому законам.

Сравнительно редки в липаритовых породах зональные кристаллы; они больше встречаются в липарито-дацитах Гутансара, однако, ввиду отсутствия спайности и четкой границы между зонами, а также корродированности кристаллов, счень редко удается измерить состав отдельных зон, количество которых иногда доходит до 6—8. Зональность в них обычно постепенная, нечеткая и волнистая. По генетической классификации зональных плагиоклазов А. С. Марфунина (1962) их можно отнести к типу «непрерывно волнообразных» плагиоклазов. Зональность кристаллов прямая; состав средней зоны обычно отвечает основному андезиту (№ 42—46), а внешней—олигоклаз-андезину (№ 30—32). Последние по составу приближаются к плагиоклазу основной массы породы—микролитам и лейсам.

Степень упорядоченности плагиоклазов (по А. С. Марфунину, 1962), в зависимости от условий образования пород (как и следовало ожидать), в общем неупорядоченная (табл. 11).

Плагиоклазы в описанных породах довольно свежи; случаев изменений или разложений почти не отмечается.

Кали-натровые полевые шпаты. В девитрифицированных липаритовых породах присутствуют две генерации кали-натровых полевых шпатов: минералы вкрапленников и основной массы.

Вкрапленники в изученных породах чрезвычайно редки. В лавах вулкана Спитаксар Б. М. Куплетским (1929) и А. С. Остроумовой (1958) определен анортоклаз. Обломки указанных минералов встречены автором в шлихах ($Ng^m = 1,527$, $Np = 1,522$).

Кали-натровый полевой шпат основной массы породы участвует в составе криптокристаллического—фельзитового, сферолитового и аксиолитового агрегатов. Он обычно ассоциирует с одной из модификаций кремнезема—кварцем, тридимитом или кристобалитом. Методом окрашивания шлифов выясняется, что калиевый полевой шпат слагает в породах то отдельные линейные зоны, то небольшие участки. По данным В. В. Наседкина и Т. А. Зиборовой (1968), отдельные линейные зоны тонкополосчатого липарита вулкана Артени состоят из 45% кали-натрового полевого шпата и 55% тридимита.

Кварц. Наряду с плагиоклазом и калиевым полевым шпатом, является существенной частью липаритовых пород, составляя от 22 до 36% ее массы. Он встречается как в виде вкрапленников, так и тонкозернистых (волокнистых) индивидов, участвующих в строении фельзитовой, сферолитовой и гранофировой агрегатов породы.

Состав и степень упорядоченности плагиокла

№ * обр.	Место взятия образца, вулкан	Порода	Координаты		
			Ng	Nm	Np
60	Артени	Л**	78,5	28,0	64,5
61	"	"	65,5	25,5	86,0
73	"	"	34,0	57,0	83,0
44	"	Л-д	50	71	47
814	"	"	60	63,5	74
741	Атис	Л	26	64	85
271	Гутансар	П	68	31	69
598	"	"	10	82	85
186	"	Л-д	27	63	87
425	"	"	29,5	60,5	87,5
786	"	"	30	61	85
1003	"	"	64	27	86
355	Спитаксар	Л	7	85	86
358	"	"	84	74	18,5
360	"	О	72	19	88
361	"	Л	84,5	70,5	20
361 ^a	"	"	87	70	20
362	"	Лп	85	70	20
370 ^b	"	Л	6	85	86
370 ^г	"	"	11	80	85
1455	Гехасар	П	10	80	89
1410	"	Л	79	18	76
1429	"	П	77	26	69
1441	"	Л-д	78	26	68
1077	Мец Сатанакар	"	24	66	89
965	Авазан	Л-д	18	72	86,5
968	Гюмуш	Л-д	72	17	88

* № 355, 370^b, 370^г—заимствованы у А. С. Остроумовой (1958);
1455—Ж. Вартазарян.

** Л—липарит; Л-д—липарито-дацит; О—обсидиан; П—перлит;

Вкрапленники встречаются в виде водянопрозрачных оплавленных, иногда корродированных обломков и, реже, идиоморфных кристаллов размерами 0,2—0,8 мм. В лавах Спитаксара А. С. Остроумовой (1958) и автором встречены

Таблица 11

зов из липарит-липарито-дацитовых пород

Закон двойникова- ния	Номера плагиоклазов		Степень упоря- доченности по А. С. Марфуни- ну
	по высокотемп. кривой	по А. С. Марфу- нину	
[001]	—	27—28	0,25
$\perp$ [100]	—	—	—
(010)	36—37	—	—
$\perp$ (010)	45—46	50	0,00
[001]	57	62	0,25
(001)	52	53—54	0,00
$\perp$ (010)	40—41	38—40	0,25
[001]	—	26	0,00
$\perp$ (010)	—	20	0,00
$\perp$ (010)	—	38—39	0,25
$\perp$ (010)	41—42	41—42	0,25
$\perp$ (010)	43—44	44—45	0,25
$\perp$ [100]	—	—	—
010	38—39	—	—
$\perp$ (010)	—	16	0,25
[100]	45	—	—
$\perp$ (001)	—	—	—
$\perp$ [001]	—	18	0,00
(010)	—	—	—
$\perp$ [001]	—	18	0,50
(010)	—	—	—
$\perp$ [001]	—	12—13	0,00
(010)	—	18	0,25
$\perp$ (010)	—	20	0,00
$\perp$ (010)	—	6	0,10
$\perp$ (001)	—	18	0,00
[001]	—	23—24	0,00
[001]	—	24—25	0,00
$\perp$ (010)	33—34	36—37	0,50
$\perp$ (010)	—	—	—
$\perp$ [100]	—	—	—
(010)	—	—	—

замеры № 360, 361^a, 362 произведены Р. Хоренян, № 1077, 1410, 1429

Лп—литонидная пемза.

крупные (до 3 мм в поперечнике) кристаллы кварца бипира-
мидальной формы.

Иногда кварц встречается в шлифах в виде скоплений,
напоминающих гломеропорфиры. Количество вкрапленни-
ков не превышает 2,0%; как уже говорилось, большая часть

его находится в основной массе породы и составляет от 24 до 32% ее объема. Иногда встречаются пароморфозы кварца по тридимиту и кристобалиту.

Кристобалит ныне считается одним из распространенных минералов кислых пород.

В процессе описания пород были указаны различные условия образования кристобалита. Наиболее часто индивидуализированный кристобалит встречается в порах и трещинках пород. Здесь он образует таблитчатые и чешуевидные агрегаты, инкрустирующие стенки последних или заполняющие всю их полость. Он, как отмечено, обычно ассоциирует с тридимитом и нередко замещается им. Размеры отдельных кристалликов колеблются от 0,01 мм до 0,6 мм, иногда и 1 мм; показатель преломления—1,482 до 1,487, а $Ng-Np'=0,03-0,06$.

Тридимит присутствует в большинстве липаритовых и липарито-дацитовых лав. В первых он присутствует в составе основной массы породы, в сферолитовых и аксиолитовых агрегатах, а в липарито-дацитовых и части липаритовых—выполняет трещинки и пустоты породы. Он обычно встречается с кристобалитом, от которого отличается более слабым двупреломлением и клиновидными формами двойников; удлинение у тридимита отрицательное, а показатель преломления несколько меньше, чем у кристобалита: $Ng=1,476$, $Np=1,472$, $Ng-Np=0,004$.

Указанные отличия не всегда удается уловить ввиду отсутствия характерных кристаллических форм и иногда параморфного превращения кристобалита в тридимит или тридимита и кристобалита в кварц. Случаи таких превращений описаны в эффузивах Грузии (Белянкин, Петров, 1945), Бенс, Колорадо (Moehlman, 1935), Закарпатья, Забайкалья, Казахстана (Наседкин, 1963) и в др. местах.

Наличие тридимита в описанных породах ранее отмечено автором (Карапетян, 1963), В. В. Наседкиным и Т. А. Зибовой (1968).

Амфиболы в составе вкрапленников в липаритовых породах довольно редки. Они являются обычным минералом липарито-дацитовых и дацитовых лав, где они содержатся в количестве 0,1—1,1%.

Амфиболы представлены моноклинной разностью и почти исключительно базальтической роговой обманкой. Вкрапленники ее представлены обычно удлиненно призматическими, иногда овальными кристалликами с характерным шестигранным поперечным сечением со спайностью по (110) и углом 124° . Характерны для нее резкий плеохроизм и разнообразная окраска—черная, темно-бурая, коричневая—

по Ng, буроватая, иногда буровато-зеленая или каштановая— по Nm и желтоватая или бледно-желтая по Np. Большинство кристаллов роговой обманки (особенно в лавах Гутансара) частично (обычно по периферии) или полностью (мелкие вкрапленники и микролиты) опацифицированы.

Ввиду указанных условий, не во всех случаях удавалось определить константы базальтических роговых обманок в шлифах, поэтому замеры их производились в иммерсии (табл. 12).

Таблица 12

Оптическая характеристика базальтических роговых обманок

№ обр.	Вулкан	Порода	Ng'	Np'	(-)2v	cNg ⁰
1074	Мец Сатанакар	Липарит	1,683	1,653	75	12
271	Гутансар	Перлит	1,685	1,678	67	12
1290	Артени	Перлит	1,690	1,670	65	0
1316	Гутансар	Липарит	1,696	1,676	66	20
1465	Гехасар	Липарит	1,745	1,710	60	5
269	Гутансар	Липарито-дацит	1,748	1,708	68	12—14
1313	Гутансар	Липарито-дацит	1,780	—	68	12
783	Гутансар	Липарито-дацит	1,780	—	—	—

Как видно из таблицы, базальтическая роговая обманка по показателям преломления разделяется на три типа: 1) Ng=1,683—1,690; 2) Ng=1,745—1,754; 3) Ng=1,780 и выше.

Более обогащены железом роговые обманки из бурых окисленных участков лав вулкана Гутансар и отвечают железистым членам этой группы, имея высокие показатели преломления ($Ng \geq 1,78$).

Общая железистость изученных роговых обманок по диаграмме В. С. Соболева (1950) колеблется в интервале от 29 до 42%. По диаграмме Трёгера (1958) для этих же роговых обманок указанные значения колеблются в пределах от 46 до 63%.

Интересно отметить, что базальтическая роговая обманка обычно появляется в липарито-дацит-дацитовых лавах, излившихся в конечные стадии деятельности вулканов после определенного покоя. Это вполне согласуется с тем положением, что при перерыве в деятельности вулкана, в верхних частях его очага, накапливаются летучие, способствующие образованию роговой обманки. Подобная закономерность в последовательности излияния четвертичных лав Айюцзора отмечалась К. И. Карапетяном (1960), а для палеогеновых эффузивов Базумского хребта—Р. Т. Джрбашяном (1964) и

др. Выше эта же закономерность была отмечена также для лав Атисской и Гутансарской групп четвертичных вулканов.

Биотит в роли вкрапленников встречается крайне редко. Он образует изометричные, овальные или вытянутые чешуи часто с рваными или сглаженными краями. Характерен для них резкий плеохроизм со схемой абсорбции $Ng > Nm > Np$ (иногда $Ng \approx Nm$); по Ng и Nm окраска буроватая, по Np — слабо-желтоватая. Биотиты из пород Воротанской группы вулканов имеют смоляно-черную окраску. Часть описываемых биотитов опациitized. Биотит в разных количествах содержится в тяжелой фракции в виде шестигранных табличек, а иногда и кристаллов. В биотитах часто встречаются включения циркона и апатита, вокруг которых имеются плеохроичные дворники.

Оптические свойства биотитов, и в частности показатель преломления, зависят от содержания в них окислов железа, титана и магния (Островский и Петров, 1940; Хейнрич, 1946; Соболев, 1950; Винчелл, 1953).

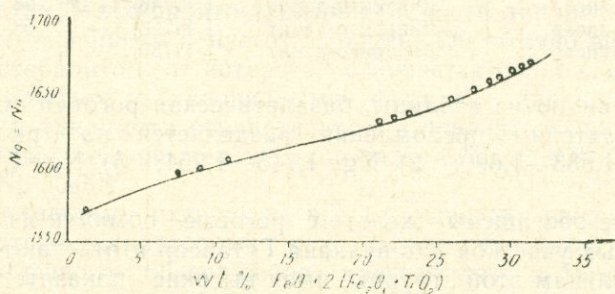


Рис. 24. Составы биотитов из новейших липарит-дацитовых пород на диаграмме изменения показателя преломления в зависимости от изменения их титанистости и железистости (по E. Heinrich).

Е. Хейнрич показал, что окисное железо и титан влияют на показатель преломления вдвое больше, чем закисное железо, а влияние окиси магния немного меньше закисного железа; данные по его диаграмме приведены в табл. 13 и на рис. 24.

Изученные биотиты по классификации В. Е. Трёгера (1958) относятся к лепидомелану, флогопиту (?) и, в меньшей мере, мероксену (табл. 13).

Ниже приведен химический анализ биотитов из купола Авазан (табл. 14).

Для проанализированного биотита купола Авазан (№ 965) и биотита из лав вулкана Мец Сатанакар (№ 1077)

Показатели преломления биотитов и их железистость

№ обр.	Вулкан	Порода	$N_g = N_m$	$FeO + 2(Fe_2O_3 + TiO_2)$ по Е. Хейричу	$\frac{FeO + Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO} \cdot 100$ в %; по В. С. Соболеву	Названия по В. Е. Трег- еру
535	Артени	Липарит	1.602	12	—	Мероксен
1286	"	Перлит	1.658	28	61	Лепидомелан
1290	"	Перлит	1.565	1	—	Флогопит
814	"	Липарито-дацит	1.632	22	37	Лепидомелан
1303	Атис	Липарит	1.658	28	61	Лепидомелан
1305	"	Липарито-дацит	1.664	31	67	Лепидомелан
912	Гутансар	Липарит	1.606	12	—	Мероксен
1316	"	Липарит	1.662	29	63	Лепидомелан
271	"	Перлит	1.628	21	33	Мероксен
1313	"	Перлит	1.658	28	61	Лепидомелан
1312	"	Липарито-дацит	1.658	28	61	Лепидомелан
1465	Гехасар	Липарит	1.644	26	49	Лепидомелан
1429	"	Перлит	1.600	11	—	Лепидомелан
1430	"	Перлит	1.588	8	—	Флогопит
1461	Спитаксар	Липарит	1.592	9	—	Флогопит
1074	Мец Сатанакар	Липарит	1.600	11	—	Мероксен
1077	"	Перлит	1.658	28	61	Мероксен
965	Авазан	Липарит	1.652	27	56	Лепидомелан
1125	"	Липарито-дацит	1.664	30	67	Лепидомелан
968	Гюмуш	Липарито-дацит	1.635	23	40	Лепидомелан

Примечание: часть замеров произведена И. Шагоян и Ж. Вартазарян.

Химический состав биотита

SiO ₂ —36,48	FeO—9,34	Na ₂ O—0,90	S—0,08
TiO ₂ —3,01	CaO—0,91	K ₂ O—7,75	H ₂ O—0,29
Al ₂ O ₃ —17,38	MgO—11,69	F—0,14	п.п.п. 2,00
Fe ₂ O ₃ —7,93	MnO—0,78	MnO—0,46	сумма—99,54

Аналитик: З. Ш. Гаспарян.

Таблица 15

Состав элементов-примесей в биотитах

Элементы	Авазан (обр. 965)	Мец Сатана- кар (обр. 1077)
Mn	0,3—0,1	0,1—0,3
Ni	0,001	0,002
Co	—	0,001
Ti	3	1
V	0,01	0,01
Gr	0,0003	0,0003
Mo	0,002	—
Zr	0,03	0,02
Nb	0,003	0,002
Cu	0,003	0,01
Zn	0,02	0,03
Ga	0,01	0,003
Sr	0,01	0,01
Ba	0,02	0,065
Li	0,03	0,01
Pb	0,2	0,1
Be	0,0003	0,0001

выполнены спектральные определения элементов-примесей (табл. 15).

Как видно из табл. 15, существенных отличий в составах приведенных биотитов не наблюдается. Некоторая разница заключается в отсутствии Мо и в наличии Со в № 1077, в пониженном содержании Мп, Ti, Са и в преобладании Си.

Пироксен представлен тремя генерациями. Первая из них образует вкрапленники, вторая—микролиты, третья—кристаллиты. Суммарное количество их в нормативном составе пород составляет от 0,75% до 2,80% (см. табл. 9, 22).

Вкрапленники пироксена встречаются в дацитах вулкана Артени. Они лишены идио-

морфных очертаний и имеют изометричные или треугольные формы размерами от 0,2 до 0,5 мм. Содержание в породе составляет около 0,2%. Здесь он представлен как моноклинной, так и ромбической разностями.

Данные по пироксенам из пород других вулканов, замеченных в иммерсии, приведены в табл. 16. Судя по светопреломлению, эти пироксены характеризуются повышенной железистостью.

Пироксен чаще встречается в виде микролитов и кристаллитов. Микролиты имеют более или менее призматические, с округлыми концами формы. Кристаллиты из обсидианов представлены всеми известными типами (трихиты, белониты, лонгулиты, спиккулиты и др.), описанными Циркелем (Zirkel, 1867), Россом и Вашингтоном (Ross, Washington, 1962), и в

Оптические свойства и железистость пироксенов

№ обр.	Вулкан	Порода	Ng	Np	Ng— Np	2v	cNg	Состав пироксена по Хессу и Мюру (по В. Е. Трёгеру)		
515	Артени	Липарит	1,740	1,702	0,038	—	—	Wo ₃₅	En ₃₇	Fs ₃₈
1286	"	Перлит	1,722	1,700	0,022	—	46	Wo ₃₅	En ₃₅	Fs ₃₀
1290	"	"	1,720	1,700	0,020	—	—	Wo ₃₅	En ₃₅	Fs ₃₀
1305	"	Лип.-дац.	1,728	1,716	0,012	—	0	Wo ₂₉	En ₂₉	Fs ₄₂
796	"	"	1,724	1,700	0,024	—	—	Wo ₃₅	En ₃₅	Fs ₃₀
1316	Гутансар	Липарит	1,720	1,700	0,020	—	45	Wo ₃₅	En ₃₅	Fs ₃₀
1313	"	Перлит	1,722	1,702	0,020	—	46	Wo ₃₅	En ₃₅	Fs ₃₈
270	"	"	1,724	1,711	0,013	—	0	Wo ₃₀	En ₃₃	Fs ₃₇
1312	"	"	1,720	1,700	0,020	—	45	Wo ₃₅	En ₃₅	Fs ₃₀
A-36*	"	Обсидиан	1,760	1,720	0,040	—	—	Wo ₃₄	En ₃₈	Fs ₂₈
44	Артени	Лип.-дац.	1,728	1,716	0,012	—60	5	Wo ₂₉	En ₂₃	Fs ₄₂
814	"	"	1,722	1,702	0,020	+56	42	Wo ₃₅	En ₃₇	Fs ₃₈

Примечание: данные под № А—36 заимствованы у В. В. Наседкина (1963).

Большинство замеров произведено И. А. Шагоян.

то же время отличаются от них некоторым своеобразием форм и размеров (см. рис. 19). Кристаллиты характерны для стекловатых разностей пород, особенно для черных полосчатых обсидианов. При больших увеличениях они обнаруживают интерференционную окраску; по составу, как и часть микролитов, относятся к пироксену (Dannenberg, 1904; Петров, 1961; Наседкин, 1963). По светопреломлению они отвечают железистому авгиту. Количество кристаллитов в основной массе пород составляет от долей процента до нескольких процентов.

Итак, вещественный состав, количественные соотношения минералов-вкрапленников, характер основной массы изученных пород показывают, что они отвечают преимущественно плагиолипаритам, часть их—типичным липарито-дацитам, являющимся производными кислой магмы.

В ходе вулканической деятельности, при которой состав пород менялся от липаритов к дацитам, соответственно менялся также минеральный состав пород: уменьшалось количество калиевых минералов, увеличивалось количество анортитовой составляющей в плагиоклазах (до № 53—57), появлялись роговая обманка, биотит и, очень редко, пироксен.

2. АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ

В виду отсутствия разработанной методики для исследования акцессорных минералов эффузивов нами была принята методика, разработанная в ИМГРЭ В. В. Ляховичем (1963) для интрузивных пород.

Подсчет зерен и определение весового процента проводились под бинокулярным микроскопом по формуле, предложенной упомянутым исследователем. Состав минералов определялся микроскопически, химическими, спектральными* и рентгенометрическими анализами.

Ниже приводится краткая характеристика некоторых акцессорных минералов, полный список и весовые содержания которых приведены на рис. 25.

1. ГРУППА ЖЕЛЕЗО-ТИТАНОВЫХ МИНЕРАЛОВ

Магнетит является одним из наиболее распространенных акцессорных минералов. Содержания его в стекловатых и пористых разностях невелико, но заметно увеличивается в раскристаллизованных и плотных породах (от 1 до 3 кг/т). В шлихах он присутствует как в виде правильных октаэдров, так и бесформенных выделений черной и темно-бурой окраски; часто он образует сростки с породообразующими минералами.

Как показали спектральные, химические и рентгенометрические анализы (табл. 17), среди минералов группы магнетита (рис. 26) в отдельных типах пород присутствуют титаномagnetит ($\text{TiO}_2=5,02$ —до $6,20\%$), магнезиоферрит ($\text{Mg}=3$ — 10%), марганецмагнетит ($\text{Mn}=1$ — 3% , $\text{Ti}=1$ — 3%).

Таблица 17

Содержания элементов группы железа в магнетитах из липарито-дацитовых пород

№ проб.	Порода, вулкан	Спектральные определения							Хим. определение TiO_2
		Mg	Ti	Mn	Cr	Ni	Co	V	
515	Липарит, Артени	0,2	0,65	0,65	0,01	0,065	0,002	0,03	1,42
814	Липарито-дацит, "	1	1—3	0,65	0,01	0,01	0,01	0,1	1,70
1303	Липарит, Атис	0,1	0,3	1—3	0,03	0,065	0,01	0,03	0,80
1305	Липарито-дацит, "	1	0,3	1—3	0,03	0,065	0,003	0,1	0,99
1313	Перлит, Гутансар	0,65	0,65	0,3	0,001	0,003	0,002	0,065	5,02
1310	Липарито-дацит, "	1—3	1—3	1	0,003	0,01	0,003	0,1	6,20

* Спектральные (полуколичественные) и рентгенометрические анализы выполнены в соответствующих лабораториях ИГН АН Армянской ССР.

Вулканы	Минералы Породы	I Железо-титановые										II Са-редно-земельные				III Редко-металльные				IV Рудные металлогенные										V Эксплизионно-гидротермальные			VI. Прочие акцессорные																	
																				Сульфидные										Самородные																				
		Магнетит	Гематит	Марсит	Ильменит	Нюцит	Шидель	Рухил	Анатаз	Леикосен	Сфен	Апатит	Гранат	Элидот	Ортит	Циркон	Цирколит	Монокит	Пирит	Халькопирит	Борнит	Галенит	Сфалерит	Аурипигмент	Реальгар	Антимонит	Киноварь	Марказит	Арсенопирит	Молибденит	Медь	Свинец	Цинк	Олово	Золото	Турмалин	Флюорит	Барит	Корунд	Муассанит	Малахит	Азурит	Лимонит							
Армения	Липариты	●	◐	◐	○	○	○	○	◐	◐	◐	◐	◐	○	○	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐			
	Перлиты	◐	◐	◐	○	○			◐	◐	◐	◐	◐	○	○	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐					◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐			
	Туфы	◐	○	○	○	○		○	○	○	◐	◐	◐			○		◐	◐		○	○		○							◐	◐	◐	◐	◐									◐	◐	◐	◐			
	Липарито-дациты	◐	◐	◐	◐			○	◐		◐	◐	◐			○		◐	◐	◐	◐	◐	◐								◐		◐	◐			◐	◐		◐		◐		◐	◐	◐	◐	◐	◐	
Амис	Липариты	◐	◐	◐	○	○			◐	○	◐	◐	◐	○	○	◐	◐	◐	◐		◐	◐		○				◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐		◐		◐		◐	◐	◐	◐	◐		
	Перлиты	◐	◐		○				◐		◐	◐	◐	○	○	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐		◐	◐	◐		◐				◐		◐	◐	◐	◐		◐		◐		◐	◐	◐	◐	◐	◐		
	Туфы	◐	◐	○						○	○	○						◐	◐			○											◐		◐	◐		◐		◐		◐		◐	◐	◐	◐	◐		
	Липарито-дациты	◐	◐	◐	◐	○	○		◐	○	◐	◐	◐		◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐					◐	◐	◐	◐	◐	◐		◐	◐	◐	◐		◐		◐		◐	◐	◐	◐	◐		
Гумансар	Липариты	◐	◐	◐	○				○	◐	◐	◐	◐		◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐					◐	◐	◐	◐	◐		◐	◐	◐	◐	◐		◐		◐		◐	◐	◐	◐	◐		
	Перлиты	◐	◐	◐	○	○			◐	○	◐	◐	◐		◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐		◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐		◐	◐	◐	◐		◐		◐		◐	◐	◐	◐	◐		
	Липарито-дациты	◐	◐	◐	○				◐			◐	◐		◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐					◐	◐	◐	◐	◐	◐		◐	◐	◐	◐		◐		◐		◐	◐	◐	◐	◐		
Фантан	Липариты	◐	◐	◐	○	○					◐	◐	◐			◐		◐	◐	◐		◐	◐	◐	◐		◐	◐	◐	◐	◐	◐		◐	◐	◐	◐		◐		◐		◐	◐	◐	◐	◐	◐		
Алапарс	Перлиты	◐	◐	○	○					◐	◐	◐	◐		◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐		◐	◐	◐	◐		◐		◐		◐	◐	◐	◐	◐		
Спитаксар	Липариты	◐	◐		○				○	○	◐	◐	◐		◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐					◐	◐	◐	◐	◐	◐		◐	◐	◐	◐		◐		◐		◐	◐	◐	◐	◐	◐	
Гехасар	Липариты	◐	◐		○	○			◐	○	◐	◐	◐		◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐					◐	◐	◐	◐	◐	◐		◐	◐	◐	◐		◐		◐		◐	◐	◐	◐	◐	◐	
Месч Сатанакар	Липариты	◐	◐	○	○	○				◐	◐	◐	◐		◐	◐	◐	◐	◐	◐		◐	◐	◐									◐	◐	◐	◐		◐		◐		◐		◐	◐	◐	◐	◐	◐	
Понр Сатанакар	Перлиты	◐	◐	○	○					◐	◐	◐	◐		◐	◐	◐	◐	◐	◐				◐									◐	◐	◐	◐		◐		◐		◐		◐	◐	◐	◐	◐	◐	
Гюмуш	Липарито-дацит	◐	◐	◐	○				◐		◐	◐	◐	○	○	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐									◐	◐	◐	◐	◐		◐	◐	◐		◐		◐		◐	◐	◐	◐	◐	◐
Авазан	Липарито-дацит	◐	◐	◐					◐		◐	◐	◐		◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐		◐								◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐		◐		◐		◐	◐	◐	◐	◐	◐	◐

Содержание акцессорных минералов в ● - 1,0-0,5 ◐ - 0,5-0,3 ◑ - 0,3-0,1 ◒ - 0,1-0,03

породе даны в весовых процентах ◓ - 0,03-0,05 ◔ - 0,005-0,001 ◕ - 0,001-0,0005 ◖ - 0,0005 - ед. зерна

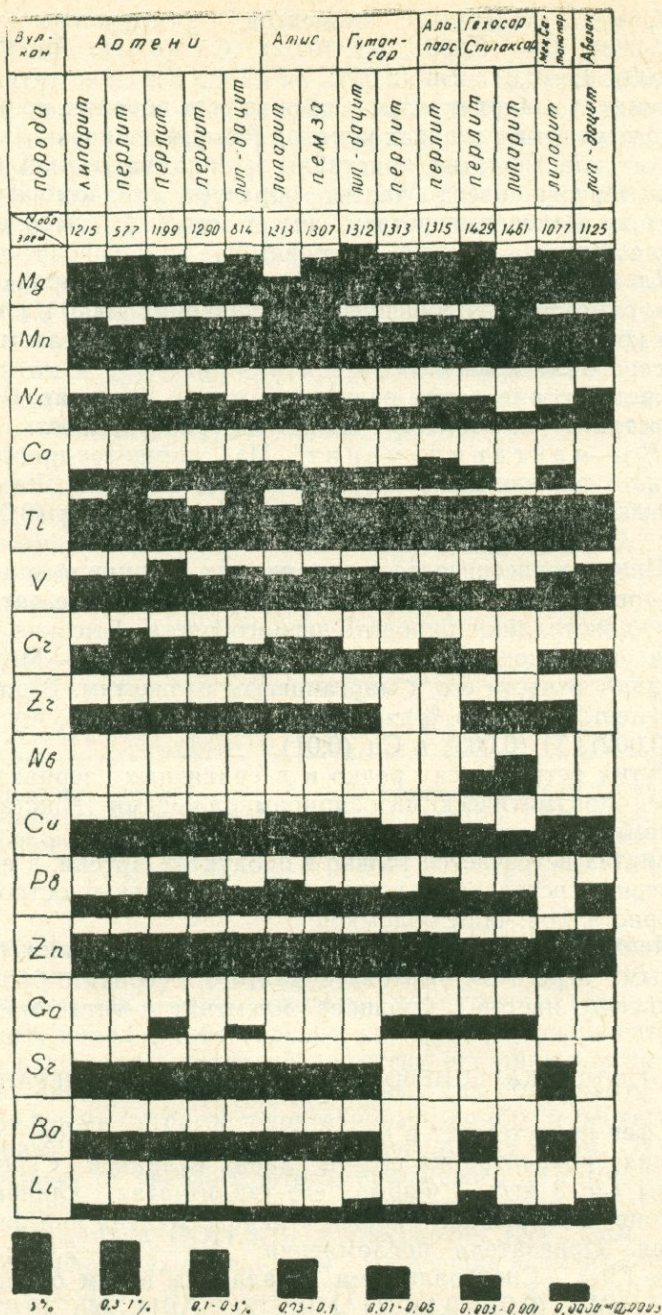


Рис. 26. Состав элементов-примесей в магнетитах из шлихов новейших липарит-дацитовых пород Армянской ССР.

Кроме указанных элементов, установлены также: Nb (0,003), Ga (0,003), Zr (0,02), Cu (0,01), Pb (0,002), Zn (0,03), Li (0,01), Sn (0,01).

Гематит и мартит встречаются во всех породах, но особенно много (мартит) в лавах куполов Гюмуш и Авазан. Гематит образует пластинчатые кристаллы и обломки разной формы железо-черного цвета. Мартит образует псевдоморфозы по магнетиту и титаномagnetиту, имеет матовый, шероховатый облик и нередко лейкоксенизирован.

Ильменит встречается почти во всех типах пород. Образует характерные уплощенные по пинакоиду (0001) пластинчатые кристаллы; часто разъеден и замещен агрегатом беловато-серого лейкоксена.

Кроме того, в лавах вулканов Артени, Гутансар, Спитаксар встречается богатая марганцем разновидность ($Mn=3-10\%$)—манганильменит. Из элементов-примесей в последних определены (в %): Nb (0,03), Cu (0,03), La (0,03), Be (0,0001), Sc (0,003), Li (0,0003), Pb (0,03), Ag (0,02), Sn (0,01), Ga (0,001).

Шпинель встречается в единичных зернах в продуктах вулканов Артени, Атис, Гутансар. Образует мелкие октаэдрические кристаллики буровато-черного цвета. Высокие содержания марганца (по спектральному анализу— $Mn=0,01$) позволяют отнести его к марганцевым разновидностям. В шпинели определены также (в %): Fe (0,03—0,1), Zn (0,03), Ag (0,03), Mg (0,002), Ti (0,003) и Cu (0,01).

Рутил встречается редко и в единичных зернах; представлен призматическими бипирамидальными кристаллами красно-бурых цветов.

Анализ встречается только в продуктах Артени, в единичных зернах; встречается в виде бипирамидальных остроконечных кристаллов, чаще обломков.

Лейкоксен представлен скрытокристаллическим порошковатым агрегатом беловато-желтого, серовато-бурого и коричневого цветов; замещает ильменит и титаномagnetит.

II. ГРУППА КАЛЬЦИЕВО-РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ МИНЕРАЛОВ

Сфен присутствует в продуктах всех вулканов; максимальная концентрация его—в лавах вулканов Сюникской группы (до 3 кг/т). Форма его таблитчатая, клиновидная или конвертообразная; окраска—медово-желтая или янтарно-желтая. Показатели преломления: $N_g=2,00-2,006$; $N_p=1,860-1,911$. Спектральными анализами в нем определены (в %): Mn (0,03—0,1), Ti (10), Zr (0,01), Nb (0,01), Cu

(0,0001), Pb (0,001), Zn (0,003), Sn (0,01), Ga (0,0003), Li (0,0003).

Апатит является одним из самых распространенных минералов в изученных породах, но распределен он неравномерно. По цвету, составу, форме и окраске выделяются три разновидности апатита.

Темные апатиты по времени образования считаются самыми ранними. Характеризуются неравномерной окраской, более интенсивной по периферии, в результате чего образуется подобие темного кольца. От последнего к центру тянутся пылеватые бахромки тонкодисперсного вещества, которые, судя по большой магнитной восприимчивости, представлены магнетитом и другими темноцветными минералами.

Бесцветные апатиты имеют длиннопризматический, игольчатый габитус с хорошо развитыми бипирамидами (1011) и (1021).

Молочно-белые апатиты представлены короткопризматическими гексагональными кристалликами размерами до 0,3 мм.

С повышением окраски апатитов увеличивается и их показатель преломления (табл. 18).

Таблица 18

Оптическая характеристика апатитов

№ проб	Порода, вулкан	Характеристика	Ng'	Np'	Ng'— Np'
515	Липарит, Артени	Бесцветный	1,635	1,630	0,005
814	Липарито-дацит, Артени	Молочно-белый	1,638	1,632	0,006
815	Липарито-дацит, Атис	Темный, дымчатый	1,642	1,638	0,004

Судя по показателям преломления, все разновидности апатитов относятся к фторгидроапатитам.

Гранаты являются довольно характерным минералом изученных пород. Особо большие скопления их сконцентрированы в некоторых липаритах Артени и в липарито-дацитах купола Авазан. Они представлены как обломками, так и идиоморфными тетрагонтриоктаэдрами, ромбо- и пентагондодекаэдрами, нередко и с комбинацией других форм. Окраска их варьирует от светло-желтого, оранжевого до темно-коричневого и черного. Среди них выделяются: меланит (N=1,840—1,860), альмандин (N=1,830) и спессартин (N=1,810).

В спессартинах определены следующие элементы-примеси: Mn (3—10), Ni (0,003), Ti (0,1—0,3), Zr (0,001), Cu (0,0003), Y (0,01), Be (0,0001), Sc (0,003—0,001), Yb (0,003).

Химический состав и кристаллохимическая формула спессартина приведены ниже, в таблице 19.

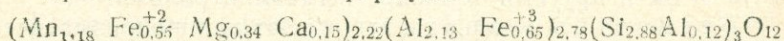
Таблица 19

Химический состав спессартина

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	Сумма
35,75	23,64	10,69	7,91	1,75	2,83	17,32	99,89

Аналитик: З. Гаспарян

Кристаллохимическая формула:



Эпидот встречается редко (в единичных зернах), образуя неправильные обломки зеленоватых и зеленовато-желтых цветов. В иммерсии сильно плеохроирует от ярко-желтого по Ng до бесцветного по Np. $\text{Ng}'=1,760-1,780$; $\text{Np}'=1,730-1,784$; $\text{Ng}'-\text{Np}'=0,036-0,048$.

Ортит встречается чаще, чем эпидот и содержится от единичных знаков до 5—10 г/т, образуя продолговатые призматические обломки буровато-коричневого до черного цветов. Минерал однороден и часто просвечивает. $\text{Ng}'=1,780$, $\text{Np}'=1,762$.

III. ГРУППА РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МИНЕРАЛОВ

Циркон присутствует повсеместно, но в незначительных количествах. Окраска цирконов бледно-розовая. Кристаллы прозрачны, изредка содержащие выделения рудного минерала.

Встречаются все пять типов цирконов (по И. И. Шафрановскому, 1933).

Цирконовый тип кристаллов встречается с хорошо развитыми гранями тетрагональной призмы (110), а также бипирамид (111) и иногда бипирамиды (331). Отношение длины кристалла к ширине 2 : 1, 3 : 1.

Гиацинтовый тип образует комбинации одной или двух призм (100) (110) с бипирамидами (131), (111) и (331).

Копьевидный тип представлен призмой с хорошо развитыми гранями (110), меньше (100) на вершинках, обычно с (111) или (131). Отношение длины к ширине кристаллов доходит до 6 : 1 и 7 : 1.

Изометричный тип кристаллов характеризуется широким развитием бипирамид (111), (131) и сравнительно меньше—граней (110) и (100).

Циртолит—малаконовая разность цирконов, встречается в единичных знаках. Имеет короткостолбчатый габитус и сранжево-красный цвет. Радиоактивны и содержат, как правило, Hf, Th, U.

Монацит встречен только в липаритах и перлитах вулканов Артени и Атис (в ед. знаках). Представлен округлыми зернами или пластинчатыми, со скошенными краями кристалликами, имеющими совершенную спайность. Цвет его медово-желтый или бледно-желтый, со стекловатым блеском и раковистым изломом. $Ng'=1,840$, $Np'=1,795$.

IV. ГРУППА МЕТАЛЛОГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ

Минералы этой группы представлены сульфидными и самородными типами.

Из сульфидных часто встречаются пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, реже реальгар, аурипигмент, киноварь, спорадически борнит, антимонит, марказит, арсенопирит и молибденит.

Из самородных минералов, наиболее распространенными являются: медь, свинец, цинк, реже олово и золото.

V. ГРУППА ЭКСГАЛЯЦИОННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МИНЕРАЛОВ

Турмалин представлен призматическими и игольчатыми кристаллами буровато-коричневых цветов и стекляннм блеском. По оптическим константам он соответствует шерлу (Винчелл А., Винчелл Г., 1953): $Ng=1,667$, $Np=1,640$, $Ng-Np=0,027$. Спектральным анализом в нем (из лав купола Авазан) определены (в %): Mn (0,03—0,1), Ni (0,003), Ti (0,3), V (0,01), Cr (0,0003), Zr (0,03), Cu (0,03), Pb (0,03), Ag (0,001), As (0,01), Zn (0,03), Ga (0,01), Y (0,001), Sr (0,01), Ba (0,01), Li (0,003—0,01), Be (0,003), B (1,0).

Химический состав и кристаллохимическая формула турмалина приведены в табл. 20.

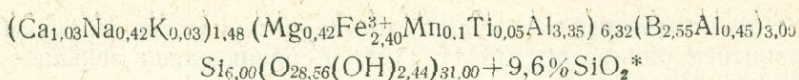
Таблица 20

Химический состав турмалина

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	B ₂ O ₃	S	п.п.п.	Сумма
44,80	0,41	17,57	17,40	5,25	1,53	0,70	1,20	0,36	8,12	0,08	2,20	99,62

Аналитик: В. Бабаян

Кристаллохимическая формула:



Флюорит встречен почти повсеместно, но только в единичных зернах. Представлен неправильными обломками и кубическими кристаллами. Окраска его неравномерная—от бесцветного до фиолетового. Изотропен: $N=1,432$.

Барит—редко встречающийся минерал. Представлен бесцветными, прозрачными, иногда молочно-белыми пластинками или табличками (010) с характерной пересекающейся спайностью.

При надавливании по указанной спайности он раскалывается на более мелкие пластинки: $N_g=1,650$, $N_p=1,638$, $N_g-N_p=0,012$.

Корунд встречен только в липаритах и липарито-дацитах Арteni (единичные зерна) в виде осколков (до 0,1—0,2 мм) желтовато-зеленого цвета. $N_g=1,767$, $N_p=1,682$, $N_g-N_p=0,085$; блеск алмазный. Излом неровный, раковистый.

Особенности распределения акцессорных минералов в липарит-дацитовых породах

В изученных породах обнаружено всего 42 акцессорных минерала (рис. 25). Исследования показали, что продукты отдельных вулканов и отдельных типов пород характеризуются как различной ассоциацией минералов, так и изменчивостью их количественных соотношений и иногда морфологических особенностей.

Среди акцессорных имеются как «сквозные» минералы, характерные для всех или большинства исследованных пород, так и «специфические», присущие только отдельным вулканам или типам пород.

«Сквозными» минералами являются: магнетит, гематит, ильменит, апатит, гранат, циркон, пирит. Содержание их в различных типах пород различно и колеблется в заметных пределах: 1—10 кг/т; однако магнетиты в отдельных типах пород или в породах отдельных вулканов представлены разновидностями, различающимися по составу и форме.

Некоторые акцессории присущи только породам отдельных вулканов или одному типу пород, или же группе вулканов и группе пород; часто они присутствуют в породах большинства вулканов, но в разных количественных соотношениях.

* Ввиду мелких включений кварца и стекла, в химическом анализе заметно завышено содержание SiO_2 ; после пересчета избыток его составляет +9,6.

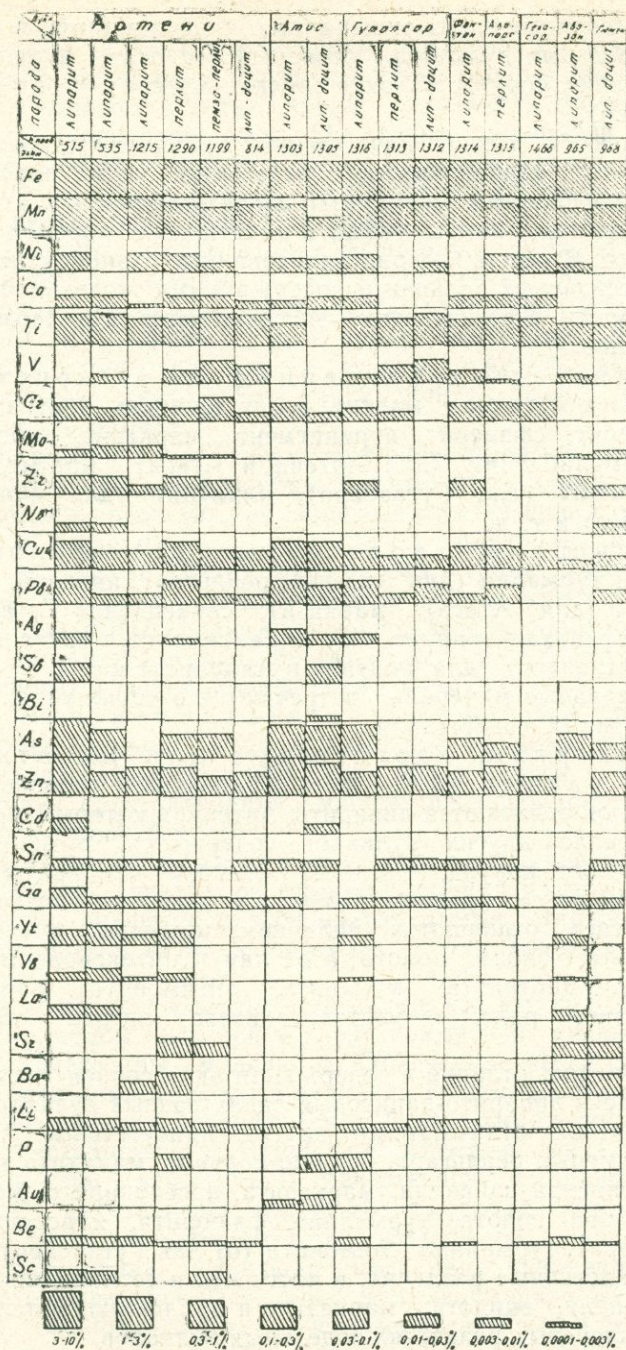


Рис. 27. Содержание элементов-примесей в тяжелых фракциях из проб новейших липарит-дацитовых пород.

К «специфичным» минералам, содержащимся в продуктах отдельных вулканов, относятся: анатаз, аурипигмент, молибденит, корунд, малахит (вулкан Артени), барит (вулкан Гутансар).

Имеются также качественные различия аксессуарных минералов, содержащихся в отдельных типах пород—раскристаллизованных (липариты, липарито-дациты), стекловатых (перлиты, пемзы, туфы) и однотипных породах разных вулканов. В целом раскристаллизованные разности отличаются относительно большими содержаниями железо-титановых аксессуариев, а стекловатые—эксгалационно-гидротермальных минералов.

Минералы, характерные для раскристаллизованных пород: мартит, иоцит, шпинель, анатаз, циртолит, пирит, сфалерит, аурипигмент, марказит, самородная медь, молибденит (для Артени и Атиса), мартит, ортит, арсенопирит (для Гутансара), ильменит (для Фонтана и Алапарса) и т. д.

Минералы, характерные для стекловатых пород: турмалин (для Артени), реальгар, киноварь, азурит, лимонит (для Атиса), марказит, свинец (для Гутансара), иоцит, сфен, халькопирит, галенит, антимонит, марказит, цинк, флюорит, азурит (для Фонтана и Алапарса) и т. д.

Остальные минералы встречаются в обоих типах пород, но в разных содержаниях.

Минералы, характерные для однотипных пород разных вулканов. Наибольшим разнообразием минералов отличаются липариты Артени, в которых в отличие от минералов других вулканов содержатся: рутил, анатаз, аурипигмент, корунд, магнетит и лимонит. Липариты других вулканов по содержанию минералов довольно близки, лишь лавы Атиса отличаются наличием шпинеля, антимонита, марказита, олова, золота, а от лав Спитаксара—мартита, эпидота, циртолита, монацита, антимонита, барита, и отсутствием ряда элементов—анатаза, рутила, киновари и т. д.

Заметные отличия в содержании аксессуариев проявляются также в липарито-дацитовых лавах разных вулканов. Так, лавы Артени отличаются от других присутствием анатаза, аурипигмента, реальгара, цинка, корунда, малахита и отсутствием иоцита, шпинели, марказита, арсенопирита, молибденита, олова, золота, турмалина, флюорита, муассанита (от лав Атиса), турмалина, лимонита (от лав Гутансара) и т. д.

Аналогичные различия, в частности в содержаниях иоцита, шпинели, эпидота, марказита и др., наблюдаются также и в стекловатых разностях отдельных вулканов.

Помимо указанных минералов, встречаются также минералы, которые на фоне более или менее равномерного содержания, в некоторых типах пород выделяются относительно высокими концентрациями. Из таких минералов можно отметить гранат и циркон в лавах вулканов Артени, Фонтан, Алапарс, Гюмуш и Авазан (в последнем также турмалин), сфен в лавах Мец и Покр Сатанакар.

В подобных исследованиях очень важно также определение видового состава и морфологических особенностей акцессорных минералов в различных типах пород и вулканов. Изучение их довольно трудно ввиду отсутствия методики обработки проб, но все же можно отметить некоторые типоморфные особенности для цирконов, сфена, граната, магнетита и пирита.

Морфологические особенности акцессорных минералов и их парагенезисы с породообразующими минералами позволяют выделить среди них три основные генетические группы.

I. Раннемагматические минералы—магнетит, ильменит, темный апатит, циркон; реже гранат (альмандин) образовались в интрателлурическую стадию кристаллизации магмы: они в виде включений содержатся в породообразующих (плагноклаз, кварц, биотит и др.) и в более поздних акцессорных (apatит, циркон и др.) минералах.

II. Позднемагматические минералы—магнетит, игольчатый циркон, молочно-белый апатит, возможно, часть сульфидов и самородные минералы образовались в эффузивной стадии кристаллизации магмы; они сконцентрированы обычно в основной массе пород.

III. Поствулканические или эксгаляционные минералы—гранат, спессартин, турмалин, борнит, возможно, часть сульфидов, являются низкотемпературными, отложившимися из растворов и газов в трещинах, порах пород и в литофизах.

Из всего вышеизложенного видно, что изученные породы имеют в целом близкий и характерный для кислых магм состав акцессорных минералов. Отмеченная выше специализация продуктов отдельных вулканов свидетельствует в определенной мере и о специфических физико-химических процессах, происходящих в отдельных магматических камерах, которые питали эти вулканы. Качественные и количественные различия акцессорных минералов в породах разных фаз и разных типов пород одного и того же вулкана говорят о том, что происходила некоторая миграция пневматофильных элементов в верхние части очага и неравномерное распределение их, связанное со специфическими свойствами и эволюцией исходной кислой магмы и т. д.

ГЛАВА V

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА НОВЕЙШИХ ЛИПАРИТ-ДАЦИТОВЫХ ПОРОД

Для изучения химического состава липарит-дацитовых пород были использованы результаты 120 полных силикатных анализов (табл. 23)*. Из этого числа половина выполнена по материалам автора в химической лаборатории ИГН АН Армянской ССР. Остальные анализы заимствованы из литературных источников и фондовых отчетов. Анализы объединены по отдельным вулканам и подзонам и расположены в порядке от липаритов до липарито-дацитов и дацитов и от плотных лавовых разностей к вспученным и обломочным. Для пород каждого из вулканов и их групп высчитаны отдельно средние типы липаритовых (липариты, обсидианы, перлиты, пемзы и туфы) и липарито-дацит-дацитовых пород (табл. 24).

Все приведенные анализы (в том числе и средние) пересчитаны по методу А. Н. Заварицкого (1950). Данные пересчетов (только средних типов) приведены в табл. 25 и на диаграммах (рис. 28, 29).

Для выявления изменений в химическом составе пород и процессов, приводящих к ним, составлены также диаграммы Харкера (рис. 30) и А. Стейнера (рис. 32).

Автор прибегает также к петрохимическому пересчету по методу Р. Иванова (1963), сочетающему особенности минерального и химического составов пород, что особенно важно для стекловатых пород (рис. 31).

1. ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛИПАРИТ-ДАЦИТОВЫХ ПОРОД

На векторной диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 28) рои фигуративных точек анализов концентрируются в верхней

* В табл. 23 не все анализы удовлетворительные (суммы их иногда приближаются к 101%), но, учитывая, что при статистической обработке ошибки значительно уменьшаются, они были оставлены в списке.

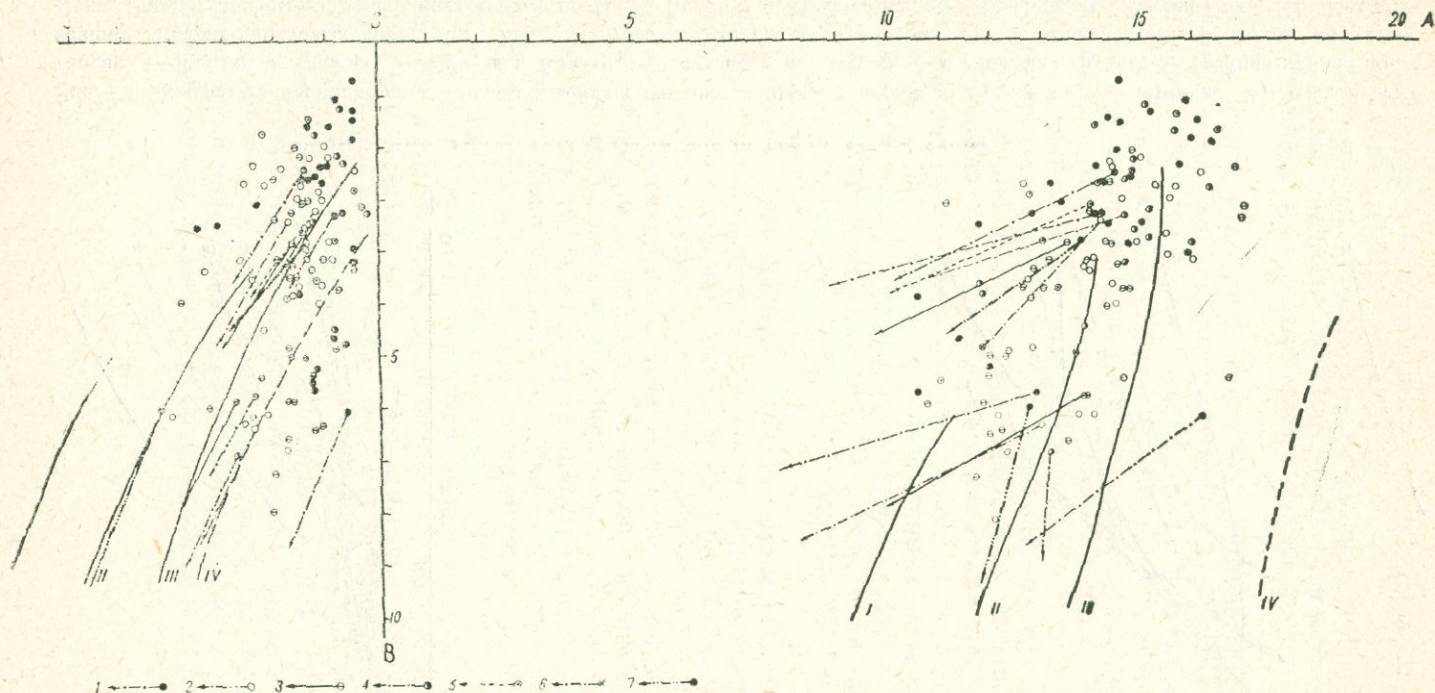


Рис. 28. Диаграмма химических составов липарит-дацитовых пород. Кружочки обозначают фигуративные точки анализов, векторы—средние составы пород вулканов: 1—Артени, 2—Атис, 3—Гутансар, 4—Спитаксар и Гехасар, 5—Сюникской группы; 6—ср. липарит (Л) и дацит (Д) Арм. ССР, 7—ср. липарит и дацит по Дэли; римские, цифры обозначают вариационные кривые по Ц. Р. Бурри и А. Н. Заварицкому: I—Пеле, II—Лассен-Пика, III—Иеллоустонского парка, IV—Этны.

части ее, указывая на насыщенность или богатство этих пород кремнекислотой ($Q=19,0-37,4$).

Некоторая вытянутость границы роя сверху вниз ($b=0,8-9,1$) и слева направо ($a=10,8-17,0$) свидетельствует о липарит-липарито-дацит-дацитовом составе всех изученных пород.

Как видно, указанный рой точек располагается в пространстве между вариационными кривыми Пеле, Лассен-Пика и Йеллоустонского парка, определяя их принадлежность в целом к нормальной—известково-щелочной серии пород. Часть точек выходит за пределы указанных кривых, проявляя тенденцию к сближению, с одной стороны, с более известковистым, с другой—щелочным рядом пород.

Липарит-дацитовый отрезок вариационной кривой средних типов пород по Дэли проходит через указанный рой точек. Он располагается между линиями Пеле и Лассен-Пика. Средняя вариационная кривая липарит-дацитовых пород Армянской ССР в общем довольно близка к указанной и протягивается почти параллельно кривой Лассен-Пика; в верхней (липаритовой) части она отклоняется вправо, в сторону щелочных серий, а в нижней (дацитовой)—в сторону известковистых.

Средние вариационные кривые отдельных вулканов (рис. 29) укладываются в указанном пространстве, иногда выходя за его пределы. Несмотря на принадлежность этих кривых в целом к указанной ассоциации пород, их наклон и очертания проявляют различные тенденции. Так, две из них—кривые продуктов Артени и Сюникской группы вулканов, имеют довольно близкие профили: имея пологий наклон, в нижней в своей части выходят за кривую Пеле, указывая на более известковистый характер липарито-дацит-дацитовых разновидностей пород этих вулканов, по сравнению с однотипными породами вулканов других подзон.

Кривые Гутансара и Атиса обнаруживают большое сходство друг с другом, но липариты первого из них имеют нормальный состав, а второго—относительно щелочной. По обоим кривым видно также, что липариты этих вулканов характеризуются относительно большей щелочностью, чем дацитовые разновидности. В противоположность липаритам, дациты Гутансара отличаются несколько большей щелочностью, чем дациты Атиса. У обоих вулканов, как показывают кривые, темп нарастания щелочей, по сравнению с таковыми вулканов Артени и Сюникской группы, постепенный.

Четко вырисовывается кривая Спитаксар-Гехасарской группы вулканов. Верхняя часть ее проходит почти параллельно кривой Иеллоустонского парка, нижняя — почти сливается с кривой Лассен-Пика. Такое положение кривой показывает более щелочной характер пород этих вулканов по сравнению с породами остальных вулканов.

Породы вулканов Фонтан и Алапарс представлены несколькими анализами. Они располагаются на диаграмме между кривыми Лассен-Пика и Иеллоустонского парка. Несмотря на их близкое расположение к вулкану Гутансар, они проявляют некоторую самостоятельность и по составу более приближаются к продуктам вулкана Атис. Сказанное, а также геологическое положение, облик пород и структура этих вулканов, как уже было отмечено, указывают на то, что они в действительности являются небольшими самостоятельными вулканами.

На приведенной диаграмме нанесены также данные по среднеплиоценовым куполам Гюмуш и Авазан. В то время как лавы этих куполов по облику и минералогическому составу обнаруживают некоторое сходство, по химическому составу они имеют значительные различия: лавы купола Гюмуш, несмотря на высокое содержание кварца ($Q=25,0$ против $19,4$), располагаются значительно ниже ($b=7,6$) лав купола Авазан ($b=3,3$).

Учитывая идентичное геологическое положение, одновозрастность и петрографические признаки этих куполов, составили для них общую вариационную кривую (рис. 29). Она проходит немного правее всех кривых новейших липаритов, указывая на их еще большую щелочность.

Соотношения отдельных окислов и их изменения от липаритов к дацитам наглядно видны на диаграмме Харкера (рис. 30).

Содержания Al_2O_3 и CaO от липаритов в сторону дацитов довольно резко повышаются. Резкий перегиб на кривых отмечается в интервале, соответствующем содержанию $SiO_2=70-72\%$, т. е. на границе липаритов и липарито-дацитов: это минералогически выражается появлением в липарито-дацитах и дацитах более основного плагиоклаза и роговой обманки.

Содержания Fe_2O_3 и FeO в сторону дацитов также увеличиваются, но более умеренно. Количество MgO в липаритах вообще невелико, а в некоторых породах доходит до минимума или совершенно исчезает (особенно в сюникских породах), о чем свидетельствуют очень пологие и горизонтальные векторы.

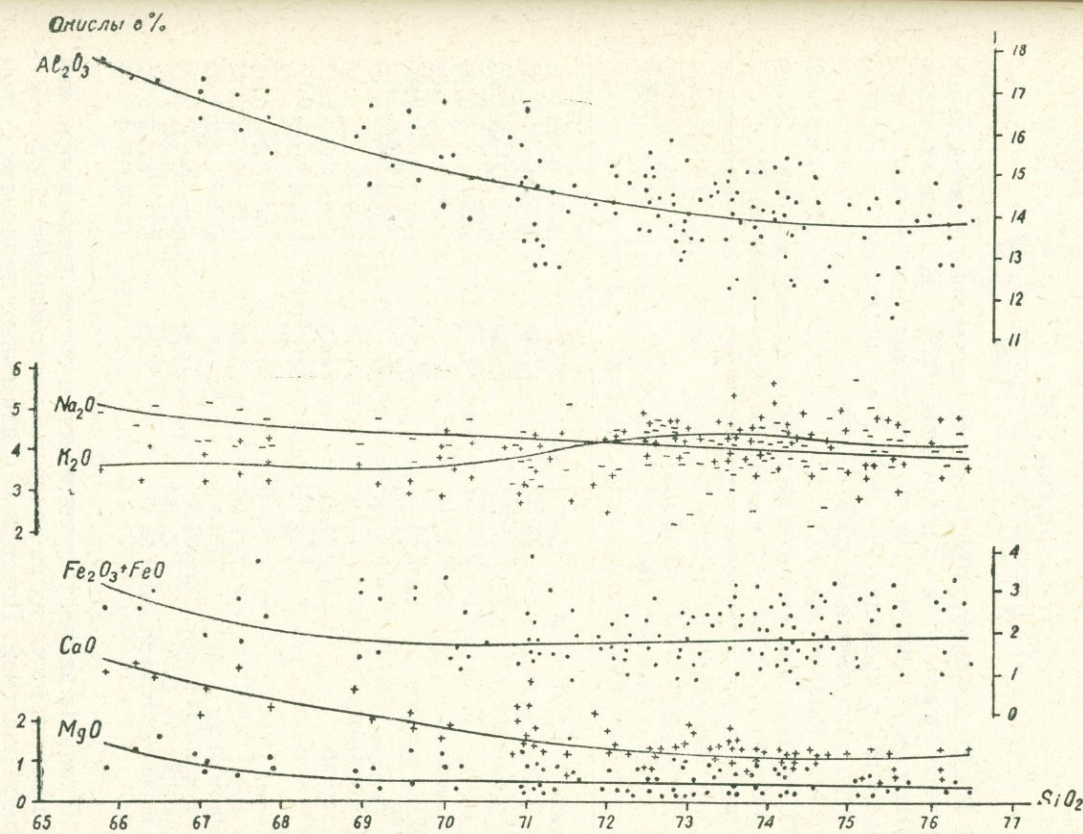


Рис. 30. Вариационная диаграмма Харкера для новейших липарит-дацитовых пород.

Отношение $\text{FeO} : \text{MgO}(f)$ в изученных породах непостоянно, но в общем от липаритов к дацитам по ходу дифференциации возрастает (от 0,8 до 1,06) за счет увеличения FeO (табл. 21). Общая железистость пород

$$„F“ \left(\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}} \cdot 100 \right)$$

(по В. С. Соболеву, 1950) также непостоянна, но в целом довольно высокая и доходит до 98%. В средних липаритовых и дацитовых разностях отдельных вулканов она колеблется в пределах 71—94% и от липаритов в сторону дацитов понижается от 83% до 77%.

Таблица 21

Содержания некоторых окислов, f и F в средних типах пород по вулканам

Вулкан	SiO_2	$\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	f	F	$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$
Артени	73,76	21,52	1,6	0,80	1,03
Атис	72,50	22,49	0,08	0,80	0,92
Гутансар	72,63	21,79	1,1	0,82	1,08
Фонтан	72,39	21,21	1,3	0,86	0,95
Алапарс	70,79	22,09	0,5	0,71	0,90
Спитаксар	74,50	22,28	2,6	0,94	1,09
Гехасар	74,79	21,40	1,4	0,89	0,99
Базенк	73,44	21,83	1,6	0,82	1,20
Мец Сатанакар	72,47	23,21	0,04	0,71	0,97
Покр Сатанакар	75,09	20,73	2,0	0,91	0,82
Бариратумб	74,09	21,76	1,0	0,93	1,17
Артени	67,88	24,17	0,6	0,72	0,85
Атис	69,17	23,60	0,8	0,75	0,72
Гутансар	67,81	24,47	0,6	0,77	0,85
Гехасар	71,00	22,38	0,2	0,74	0,74
Ср. липарит Арм. ССР	73,41	21,83	0,8	0,83	1,02
Ср. липарито-дац. Арм. ССР	69,46	23,48	1,06	0,77	0,86
Ср. липарит по Дэли	72,80	21,93	1,2	0,86	1,32
Ср. липарито-дацит по Дэли	65,68	22,89	0,7	0,75	0,67

Одной из важных характеристик систематики пород, как известно, является их щелочность и соотношения Na_2O и K_2O в сумме щелочей. Последняя в изученных липаритах колеблется от 6,50% до 9,92%, а в липарито-дацитах и дацитах — от 6,35 до 8,90, но в целом она от первых разностей ко вторым в общем уменьшается. Изменение щелочности хорошо видно на диаграмме А. Н. Заварицкого.

По наклону векторов в плоскости CSB видно попеременное преобладание то K_2O , то Na_2O . Из средних типов пород K_2O преобладает в лавах вулканов Артени, Гутансар, Спитаксар, Базенк и Барцратумб; в остальных лавах преобладает Na_2O .

Отношение $K_2O : Na_2O$ в липаритах непостоянно, но в большинстве анализов оно больше единицы (в среднем липарите равно 1,02%).

В дацитовых породах всех вулканов Na_2O постоянно преобладает над K_2O ($K_2O/Na_2O=0,86$). Указанные взаимоотношения наглядно видны также на диаграмме Харкера (рис. 30).

Наличие среди изученных пород калиевых и натриевых разностей хорошо иллюстрируется на треугольной диаграмме Р. Иванова (рис. 31). Большинство фигуративных точек анализов (средних типов пород), в том числе и средний липарит Армянской ССР и средний липарит Дэли, попадают в семейство нормальных липаритов (3), меньшая часть—натриевых липаритов и плагиолипаритов. Средний дацит Армянской ССР попадает в поле дацитов-деленитов (5) и располагается довольно близко к полям плагиолипаритов и нормальных липаритов.

Большая часть изученных пород (около 77%) по классификации А. Н. Заварицкого (1950), составленной на параметрах Q и a/c , попадает в класс пород, насыщенных или слабо насыщенных кремнекислотой ($Q=19,0—37,4$), и в группу—богатую щелочами ($a/c>8$); другая часть (около 21%) отвечает группе пород умеренно богатых щелочами и лишь три анализа—бедных щелочами. В первую группу, как видно, входят в основном липаритовые разности, а во вторую и третью—липарито-дацитовые и дацитовые.

Сравнивая векторы средних типов липаритовых и липарито-дацитовых, дацитовых пород отдельных вулканов с средними типами липаритов и дацитов по Дэли (рис. 28), можно отметить их большое сходство, однако судя по пространственному размещению, длине и крутизне векторов, новейшие липариты отличаются от них относительно большей кислотностью, глиноземистостью (особенно дациты), щелочностью и бедностью железо-магнезиальных компонентов. Близкое расположение фигуративных точек к оси SB (в проекции CSB) указывает, что преобладающая часть пород, в том числе и липарито-дациты и дациты, характеризуется бедностью анортитовой молекулы.

Отмеченные выше изменения в химическом составе пород от липаритов к дацитам не всегда улавливаются минера-

Нормативно-минеральный состав средних типов липарито-дацитовых пород

№ анализ по табл. №23	Химический состав	Вулкан	Нормативный сос-							
			Q	Or	Ab	An	Hу	En	Wo	Mt
28	Липаритовый	Артени	32,19	23,35	36,05	3,45	0,52	0,68	—	0,75
57		Атис	29,99	22,60	37,15	7,80	0,52	1,34	—	1,23
94		Гутансар	29,85	24,20	34,20	7,40	0,46	1,58	—	1,17
98		Фонтан	24,45	23,80	38,50	4,85	0,54	1,14	4,90	1,59
99		Алапарс	23,55	24,00	40,65	6,15	0,28	2,52	—	1,95
99а		Ср. Атис-Гутансарской группы	27,77	23,60	37,50	7,70	0,56	1,46	0,06	1,35
108		Спитаксар	29,79	27,00	36,60	4,25	0,20	0,30	—	1,20
115		Гехасар	30,17	25,15	38,40	3,80	0,10	0,44	0,74	1,20
116		Ср. Гегамской группы	29,39	25,00	37,95	5,50	0,04	0,66	—	1,26
126		Базенк	30,73	27,75	33,20	5,30	0,74	0,54	—	0,69
129		Мец Сатанакар	26,24	24,80	38,65	5,85	0,04	2,00	—	1,26
133		Покр Сатанакар	30,80	25,40	32,75	9,25	0,42	0,32	—	—
134		Барцратумб	30,88	25,25	32,60	8,95	0,11	0,44	—	—
135		Ср. Сюникской группы	27,41	27,45	36,25	4,95	0,24	1,08	—	1,08
27	Липарито-дацитовый	Артени	21,31	25,00	43,00	2,55	0,90	3,18	—	1,86
58		Атис	26,52	18,05	37,55	9,75	—	2,36	—	1,44
95		Гутансар	23,17	20,75	37,90	10,85	0,16	2,46	—	2,10
114		Гехасар	24,03	18,45	38,60	12,05	0,90	3,02	—	—
136	Средний липарит		29,31	24,90	36,70	6,20	0,34	1,02	—	1,17
137	Средний липарито-дацит		27,63	19,65	34,75	10,65	0,90	1,70	—	1,53
103	Липарито-дацит	Гюмуш	25,04	23,55	36,00	7,75	0,86	1,44	—	—
102		Авазан	24,25	24,25	38,95	7,90	0,56	1,56	—	—

логически; в некоторых случаях это выражается в уменьшении свободного кварца, калиевого полевого шпата и в появлении более основного плагиоклаза (до № 57), базальтической роговой обманки, изредка пироксена.

Для выявления процесса образования изученной липарито-дацитовой серии пород составлена диаграмма А. Стейнера (рис. 32). По его данным, если сумма алюмощелочных окислов ($Al_2O_3 + K_2O + Na_2O$) сохраняется постоянной при различной кислотности пород, то этот ряд пород мог образоваться в результате кристаллизационной дифференциации. Как видно из приведенной диаграммы, кривые всех вулканов имеют разные наклоны от липаритов до дацитов, причем наклоны увеличиваются в сторону последних. Естественно,

по вулканам (по методу Р. Иванова)

та в			Классификационные числа						Название породы
Hm	Ap	C	Q	AF	Ap	Cl	n	an	
—	—	1,70	32,19	61,40	3,45	3,70	58,71	5,32	Натрилипарт
—	—	0,37	29,99	59,75	7,80	3,46	62,17	11,54	Нормальный липарит
—	—	1,14	29,85	58,40	7,40	4,35	58,56	11,24	" "
—	—	—	24,45	62,30	4,85	8,40	61,80	7,22	" "
—	—	0,90	23,55	64,65	6,15	5,65	62,84	8,68	" "
—	0,13	—	27,77	61,10	7,70	3,43	61,37	11,18	" "
—	—	0,66	29,79	63,60	4,25	2,36	57,54	6,26	" "
—	—	—	30,17	63,55	3,80	2,48	60,42	5,64	Натрилипарт
—	0,13	—	29,39	62,95	5,50	2,16	60,28	8,20	Нормальный липарит
—	—	0,92	30,73	60,95	5,30	3,02	54,47	8,00	" "
—	—	1,16	26,24	63,45	5,85	4,46	60,91	8,44	" "
1,00	—	0,06	30,80	58,15	9,25	1,80	56,32	13,72	" "
1,01	0,29	0,36	30,88	57,85	8,95	2,32	56,35	13,39	" "
—	0,15	4,88	27,41	63,70	4,95	3,94	56,90	7,21	" "
—	—	2,20	21,31	68,00	2,55	8,14	63,23	3,61	Натрилипарт
—	0,13	3,06	26,52	55,60	9,75	8,13	67,53	15,00	Плагиилипарт
—	0,29	2,5	23,17	58,65	10,85	7,62	64,62	15,60	Деленит
1,79	—	1,16	24,03	57,05	12,05	6,87	67,66	17,43	Плагиилипарт
—	—	0,36	29,31	61,60	6,20	2,89	59,57	9,13	Нормальный липарит
—	0,13	3,06	27,63	54,40	10,65	7,32	63,88	16,37	Деленит
1,21	—	4,10	25,04	59,55	7,75	7,66	60,45	9,37	Нормальный липарит
1,29	—	1,24	24,25	63,20	7,90	4,65	61,62	11,11	" "

пологие кривые указывают на нормальный ход дифференциации в данном интервале пород, крутые—более резкий. Если учесть масштабы диаграммы (т. е. относительно небольшой диапазон составов—липарт—дацит), то полученные кривые можно принять за пологие прямые. Таким образом, выявляется, что указанная серия пород (в пределах каждого из вулканов) образовалась в результате кристаллизационной дифференциации исходной липарито-дацитовой магмы, возможно с незначительным участием процессов ассимиляции (появление в некоторых породах первичного граната, волластонита, корунда и др.).

Возможность образования указанных типов пород (в частности обсидианов вулкана Атис) из расплава липарито-

дацитового состава путем кристаллизационной дифференциации доказана также экспериментально (Хитаров, Нагапетян, Лебедев, 1969).

Таким образом, химизм изученных пород позволяет сделать ряд петрохимических выводов.

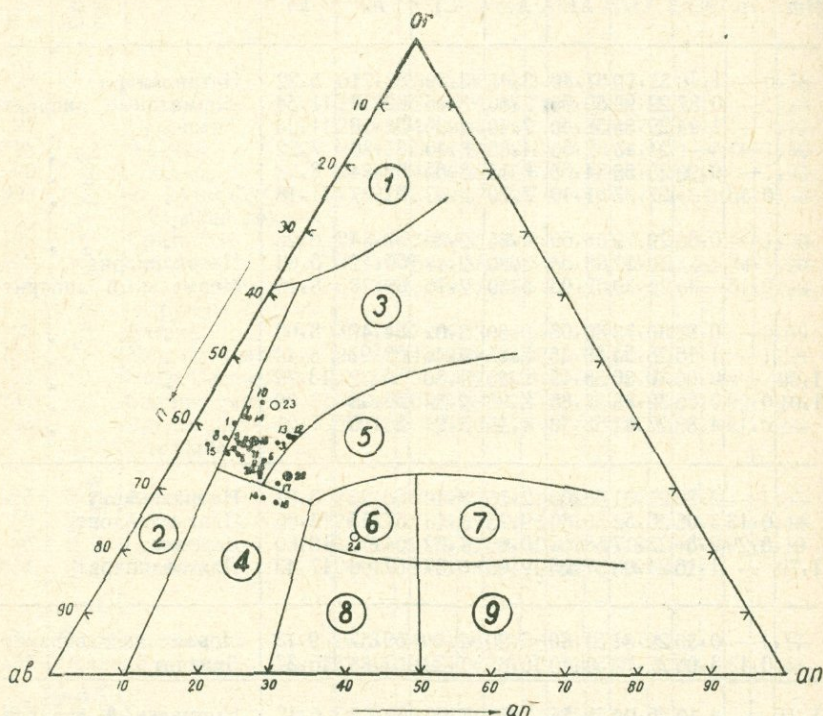


Рис. 31. Тройная диаграмма Ог—Аб—Ап для определения состава вулканических пород (по Р. Иванову).

Цифры в кружках обозначают семейства пород: 1—калиевые липариты; 2—натриевые липариты; 3—нормальные липариты; 4—плагиолипариты; 5—дациты; 6—липарито-дациты; 7—риобазальты; 8—андезиты; 9—базальты.

1. Петрохимические особенности липарит-дацитовых пород определяют их принадлежность к среднетихоокеанской известково-щелочной ассоциации пород.

2. Эволюция состава пород описанных вулканов имела антидромный порядок и шла от липаритов до дацитов. В ходе эволюции наблюдается увеличение окислов железа, алюминия, кальция, магния и уменьшение щелочей. Соотноше-

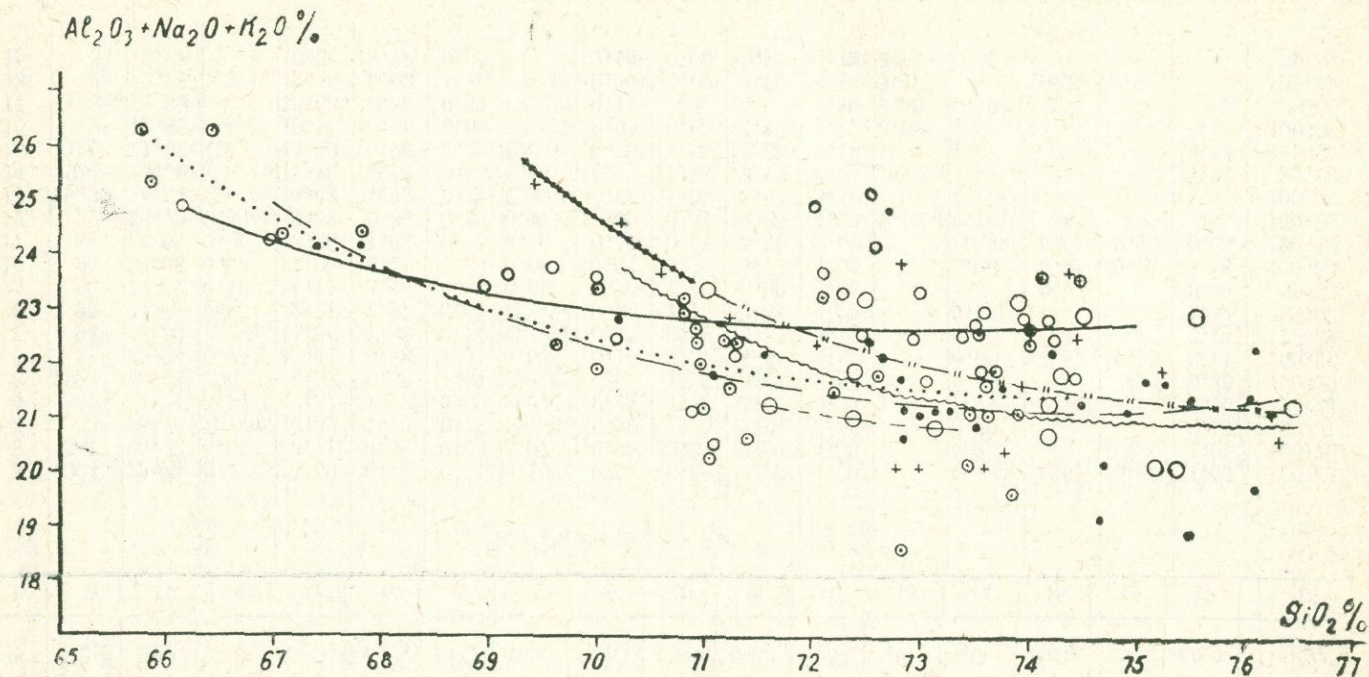


Рис. 32. Диаграмма зависимости суммы алюмощелочных окислов от возрастания кремнекислоты (по А. Стейнеру).

Химический состав новейших липарит-дацитовых пород Армянской ССР

№ п.п.	Автор ский номер	Химический состав (в весовых %)															п.п.п.	Сумма
		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-	P ₂ O ₅	S			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	
Вулкан Артеми																		
1	304	72,74	0,07	15,59	0,12	0,54	0,10	0,61	0,58	4,70	4,60	—	Н/обн.	0,07	0,04	1,06	100,82	
2	537	70,22	0,07	13,71	0,40	0,99	0,07	0,90	3,33	4,80	4,30	—	Н/обн.	—	—	1,97	100,76	
3	83	76,10	Н/обн.	13,52	1,18	0,78	Н/обн.	0,29	1,35	2,94	3,30	—	0,10	—	—	0,15	99,71	
4	859	74,71	0,14	12,57	1,77	0,50	0,07	0,44	1,33	3,60	4,00	—	Н/обн.	—	—	0,20	99,33	
5	2923	75,48	Сл.	14,87	0,38	1,01	Сл.	Сл.	1,27	3,65	2,85	—	0,43	—	—	0,36	100,30	
6	81	75,24	0,05	12,41	0,58	1,31	0,05	0,16	0,57	4,45	4,84	—	0,05	0,57	0,25	0,14	100,67	
7	94	75,50	Н/обн.	11,57	1,33	0,74	Н/обн.	0,43	0,59	3,55	3,77	—	0,13	—	—	1,73	99,34	
8	95	74,66	сл.	12,11	1,27	0,51	Н/обн.	0,42	1,15	2,68	4,26	—	0,18	—	—	1,83	99,07	
9	96	72,52	0,10	14,71	0,94	0,89	0,09	0,20	1,40	3,90	4,18	—	—	0,02	—	0,40	99,35	
10	98	76,05	0,08	12,60	0,21	1,38	0,08	0,24	0,71	4,17	4,66	—	0,06	0,02	0,20	0,18	100,64	
11	82	75,08	0,06	13,28	1,03	0,73	0,10	0,15	0,57	5,80	2,69	—	Н/обн.	0,01	0,29	0,35	100,14	
12	22	76,12	0,11	13,37	0,36	0,38	0,07	0,06	0,64	4,06	4,83	0,16	0,10	—	—	—	100,26	
13	2923б	74,94	Сл.	14,03	1,80	0,74	Сл.	0,77	1,06	3,64	3,40	—	Сл.	—	—	Сл.	100,38	
14	2934	74,50	Сл.	14,76	1,16	0,33	0,14	Сл.	1,23	2,13	4,38	—	—	—	—	1,30	99,93	
15	4115	71,07	Сл.	14,43	0,90	0,20	Сл.	0,73	1,98	3,38	4,10	—	Сл.	—	—	4,15	100,94	
16	2	72,65	—	13,95	0,65	0,60	—	0,08	0,90	4,10	4,07	3,50	—	—	—	—	100,50	
17	3	72,80	—	13,03	0,58	0,35	—	0,11	0,78	4,65	4,10	3,40	0,10	—	—	—	99,90	
18	4	72,88	—	12,73	0,03	1,19	—	0,10	1,02	3,70	4,18	3,19	—	0,29	—	—	99,31	
19	5	72,87	—	13,35	0,38	0,56	—	0,10	0,95	3,70	4,14	3,61	0,09	—	—	—	99,75	

Примечание: опись анализов приведена в конце таблицы.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
20	6	73,14	—	13,01	0,21	0,49	—	0,10	0,81	3,75	4,35	3,35	—	0,09	—	—	99,30
21	7	72,50	—	13,31	0,38	0,84	—	0,08	0,88	4,55	4,50	3,86	—	—	—	—	100,90
22	125	71,54	0,18	14,45	1,07	0,45	0,10	0,63	1,23	5,12	2,64	—	—	0,08	—	2,86	100,35
23	4 Н.В.	73,00	Сл.	13,10	0,87	0,25	0,30	Сл.	1,00	3,40	4,50	—	—	Сл.	—	3,10	99,82
24	1	73,55	0,05	12,31	0,35	0,07	0,04	0,10	0,69	3,13	5,35	—	0,59	0,01	0,32	3,57	100,03
25*	528	74,26	0,10	14,03	0,69	0,14	0,09	0,29	0,94	3,90	4,20	—	—	0,04	—	0,37	99,34
26	44	67,45	0,13	15,87	1,45	0,32	0,08	0,60	3,35	4,25	4,00	0,05	—	—	—	2,62	100,17
27	814	67,88	0,66	15,25	1,74	1,28	0,07	1,15	0,51	4,80	4,10	—	0,11	—	—	1,75	99,30
28	Средн.	73,76	0,06	13,47	0,74	0,62	0,05	0,28	0,67	3,97	4,08	0,04	0,07	0,05	0,04	0,95	99,64

Вулкан А тис

29	157	72,54	0,14	14,03	1,80	0,54	0,07	1,78	0,58	4,50	4,60	—	0,13	—	—	Н/обн.	100,71
30	158	72,60	0,13	15,02	0,72	1,08	0,07	0,49	1,25	4,60	4,65	—	—	—	—	0,24	100,85
31	160	73,58	0,12	13,91	1,75	1,37	0,04	0,39	1,11	4,16	3,75	—	—	—	—	Н/обн.	100,87
32	741	73,03	0,16	13,94	1,67	0,79	0,05	0,38	1,82	3,90	3,90	—	—	0,03	0,16	Н/обн.	99,83
33	205	71,00	0,68	16,37	1,69	0,60	0,02	0,35	1,55	3,82	3,14	—	0,04	0,12	—	0,84	100,22
34	757	72,10	0,22	14,85	0,71	1,60	0,05	0,89	1,41	4,50	4,20	—	0,02	—	—	0,18	100,73
35	154а	74,43	0,13	13,07	0,70	1,16	0,04	1,18	1,12	3,70	5,00	—	0,07	0,01	0,21	0,14	100,96
36	154б	74,24	0,13	14,29	0,08	1,54	0,06	0,45	1,29	4,43	4,06	—	—	0,01	0,35	0,06	100,99
37	717	72,93	0,12	13,78	1,74	0,81	0,05	1,14	1,41	4,60	4,10	—	0,04	—	—	0,16	100,88
38	7	73,60	—	13,96	1,95	0,98	—	0,10	1,00	4,45	4,50	—	—	—	—	—	100,54
39	8	73,50	—	14,58	0,88	0,70	0,14	0,10	1,65	4,10	4,05	0,17	—	—	—	—	99,87
40	9	73,00	—	15,17	1,03	0,84	0,14	0,09	2,02	4,15	4,00	0,40	—	—	—	—	100,84
41	10	74,23	—	13,80	1,11	0,98	—	0,10	1,12	4,25	4,30	0,05	—	—	—	—	99,94
42	11	72,30	—	14,60	1,57	0,49	—	0,10	1,30	4,10	4,60	1,12	—	—	—	—	100,18
43	12	72,40	—	13,25	2,05	1,51	—	0,80	1,70	4,10	4,07	0,25	—	—	—	—	100,13
44	13	73,95	—	14,89	1,02	0,98	—	0,09	1,20	3,95	4,03	0,50	—	—	—	—	100,61
45	14	73,40	—	14,34	0,65	0,90	—	0,59	1,22	4,23	4,00	0,20	0,20	—	—	—	99,73
46	204	72,02	0,15	16,25	0,15	1,98	0,06	0,65	1,93	4,24	2,40	—	Н/обн.	0,12	—	0,16	100,11

* В анализе № 25 определен также: Cl = 0,29%

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
47	200	71,32	0,18	14,90	2,12	0,85	0,07	0,86	2,44	5,26	2,04	—	0,12	—	—	0,42	100,58
48	749	70,15	Сл.	15,32	0,93	0,56	0,08	He об.	1,94	3,51	3,50	—	0,10	—	—	4,01	100,10
49	1112	70,00	0,12	15,13	0,40	0,81	0,06	1,17	1,58	4,50	4,00	2,66	0,08	0,02	0,13	0,12	100,78
50	1307	71,12	0,10	12,56	2,73	1,07	0,08	0,22	1,68	3,90	4,10	—	—	0,03	—	3,20	100,79
51	—	71,94	0,19	14,21	1,60	—	0,06	0,27	2,20	3,70	3,13	—	—	—	—	3,56	100,86
52	—	70,90	0,24	14,18	1,28	—	0,06	Сл.	2,48	4,01	2,97	—	—	—	—	3,88	100,00
53	194	66,22	0,33	17,25	1,69	3,09	0,03	1,26	3,39	4,38	3,22	He об.	He об.	—	—	—	100,86
54	734	68,95	0,33	15,69	1,17	1,79	0,08	0,89	2,80	4,00	3,60	He об.	He об.	0,17	—	—	99,47
55	765	69,60	0,39	16,40	2,40	0,48	0,06	1,31	2,19	4,20	3,20	—	0,10	—	—	0,38	100,71
56	796	67,00	0,13	16,99	1,45	0,32	0,08	0,77	2,00	4,10	3,20	—	0,84	—	—	3,20	100,08
57	Средн.	72,50	0,12	14,43	1,26	0,92	0,04	0,50	1,57	4,19	3,87	0,22	0,03	0,01	0,03	0,69	100,38
58	"	69,17	0,35	16,45	1,37	1,29	0,05	0,87	2,01	4,15	3,00	—	0,19	0,08	—	0,91	99,89

Вулкан Гутансар

59	256	72,12	0,19	14,06	1,72	1,26	0,08	0,92	1,25	4,90	4,30	—	0,12	—	—	He об.	100,92
60	932	72,85	0,19	14,61	0,88	0,93	0,07	0,59	1,47	4,00	3,90	—	0,10	—	—	0,16	99,75
61	282	73,60	0,22	14,39	1,63	1,54	0,09	0,25	1,66	4,54	2,70	—	He об.	—	—	He об.	100,62
62	292a	73,80	0,20	11,98	1,22	1,69	—	0,79	1,64	2,96	4,68	—	0,06	—	—	He об.	99,02
63	292b	73,33	0,21	14,30	0,50	1,86	0,03	0,56	1,42	3,66	3,70	—	0,12	—	—	—	99,69
64	293a	73,86	0,25	13,71	1,50	1,68	—	0,60	1,33	3,41	3,97	—	0,24	—	—	—	100,55
65	293b	73,48	0,20	13,27	1,73	1,34	0,02	0,46	1,42	2,79	4,82	—	0,14	—	—	—	99,67
66	307a	73,24	0,21	14,19	0,54	1,68	H/обн.	0,90	1,38	2,92	4,08	—	0,14	—	—	—	99,28
67	307b	73,62	0,20	14,34	1,06	1,17	H/обн.	0,51	1,46	2,24	4,46	—	0,18	—	—	—	99,24
68	313	74,20	0,11	12,75	1,78	1,21	0,09	0,70	1,05	4,42	4,30	—	—	0,15	—	0,14	100,90
69	—	70,95	0,26	13,20	2,79	0,14	H/обн.	1,40	2,54	3,89	3,98	0,44	0,32	—	—	—	99,91
70*	—	74,13	Сл.	13,88	0,96	0,75	0,18	0,15	0,92	4,68	5,01	—	—	Сл.	—	—	100,75

* В анализе № 70 определен также: Cl=0,09%.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
71	—	77,23	—	11,85	2,55	—	—	Сл.	1,31	4,15	2,44	—	0,51	—	—	—	100,08
72	—	74,24	Сл.	15,28	0,90	—	—	Сл.	1,24	4,37	3,86	—	—	—	—	0,17	100,06
73	—	74,03	0,44	15,01	1,08	—	—	0,84	1,44	1,84	5,76	—	—	—	—	0,23	100,67
74	—	73,51	0,12	14,73	1,82	0,13	0,12	0,24	1,22	4,07	3,80	0,15	0,07	—	—	—	99,98
75	—	73,76	0,10	14,93	1,72	0,16	0,26	0,11	1,24	3,73	3,23	0,21	0,10	—	—	—	99,55
76	—	74,07	0,22	14,30	2,07	0,27	0,11	0,17	1,36	4,44	3,46	0,06	0,26	—	—	—	100,79
77	—	72,19	—	13,83	1,29	—	—	0,33	1,45	3,46	4,30	0,36	—	—	—	—	99,91
78	10	71,00	—	13,72	0,42	0,91	0,14	0,07	1,99	4,20	4,00	3,62	0,10	0,23	—	—	100,40
79	11	71,30	—	14,56	1,02	0,49	0,14	0,10	1,70	4,00	3,75	2,26	0,15	0,23	—	—	99,70
80	13	71,17	—	14,25	0,60	0,91	0,14	0,10	1,22	4,18	4,05	3,35	0,25	—	—	—	100,22
81	16	70,95	—	14,57	0,16	0,56	0,14	0,10	2,00	4,10	3,95	3,95	—	0,23	—	—	100,71
82	1НВ	71,20	Сл.	15,05	0,46	1,17	0,30	—	1,18	2,18	4,28	—	—	—	—	4,06	99,88
83	2НВ	70,80	Сл.	15,85	0,16	1,07	0,30	Сл.	1,03	3,10	4,06	—	—	Сл.	—	3,96	100,33
84	3НВ	70,84	Сл.	15,79	0,47	0,89	0,30	Сл.	1,13	3,03	4,06	—	—	Сл.	—	3,72	100,23
85*	1178	70,00	0,33	14,05	1,05	0,37	0,07	Н/обн.	1,40	4,10	3,80	—	0,10	0,34	0,07	3,45	99,53
86	1179	71,42	0,33	12,59	1,00	0,52	0,07	0,60	1,40	3,50	4,50	—	0,29	0,04	0,07	3,26	99,59
87*	1181	71,12	0,25	13,14	1,00	0,44	0,07	1,40	1,40	3,70	3,60	—	0,57	0,12	0,02	3,43	100,54
88	249	70,94	0,14	15,50	1,28	0,34	0,09	0,38	1,57	3,01	3,86	0,24	—	—	—	3,56	100,91
89	225	70,00	0,26	16,59	1,61	1,82	0,07	0,98	1,95	3,90	2,90	—	—	0,20	0,13	—	100,41
90	779	66,44	0,61	17,10	1,26	1,92	0,08	1,56	1,96	5,00	4,10	—	0,13	—	—	0,58	100,74
91	891	69,65	0,18	16,00	3,22	—	0,06	0,32	1,83	3,65	2,70	—	0,62	—	0,14	1,57	99,94
92	789	65,88	0,44	17,55	2,28	Не об.	0,14	0,84	3,22	4,00	3,65	Не об.	—	0,28	—	1,71	99,99
93	778	67,09	0,42	17,09	1,81	1,50	0,11	0,91	2,87	4,10	3,20	0,10	—	0,21	Не об.	0,12	99,53
94	Сред.	72,63	0,12	14,07	1,17	0,77	0,09	0,41	1,42	3,70	4,02	0,48	0,13	0,04	0,01	0,87	99,93
95	Сред.	67,81	0,38	16,83	2,03	1,05	0,09	0,92	2,36	4,13	3,51	0,02	0,15	0,14	0,05	0,80	100,27

Вулкан Фонтан

96	908	71,68	0,18	13,33	1,45	0,29	0,11	0,45	2,54	4,25	3,85	—	0,24	0,12	0,07	1,76	100,32
97	1665	73,10	0,33	12,60	1,70	1,66	0,08	0,35	1,62	4,20	4,20	—	0,12	0,19	0,44	0,18	100,65
98	Сред.	72,39	0,25	12,96	1,57	0,98	0,09	0,40	2,08	4,23	4,02	—	0,18	0,15	0,25	0,97	100,52

* В анализе № 85 определен также: Cl = 0,40%, а в анализе № 87—Cl = 0,28%.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Вулкан Алапарс																	
99	1106	70,79	0,12	13,69	1,40	0,99	0,07	0,95	1,33	4,40	4,00	2,33	—	0,02	H/обн.	0,57	100,66
Купол Авазан																	
100	965	69,48	0,12	16,00	1,80	0,63	0,02	0,76	1,66	5,30	4,00	—	He об.	—	—	1,06	100,87
101	1125	70,60	0,13	15,54	1,95	He об.	0,08	0,41	1,40	4,10	4,10	—	0,20	0,18	He об.	0,95	99,64
102	Сред.	70,04	0,13	15,77	1,87	0,33	0,05	0,58	1,53	4,70	4,05	—	0,10	0,09	—	1,00	100,24
Купол Гюмуш																	
103	968	70,44	0,14	17,58	1,81	0,51	0,09	0,56	1,57	4,01	4,05	—	0,10	—	—	0,12	100,98
Вулкан Спитаксар																	
104	361	75,42	0,04	11,36	3,20	0,91	0,10	0,14	0,98	4,00	4,75	—	—	0,04	—	H/обн.	100,94
105	360	74,56	0,08	14,18	0,34	0,91	0,11	0,29	1,07	4,27	4,33	—	0,14	0,05	—	0,32	100,65
106	3	75,56	0,11	14,18	0,20	0,50	0,04	0,04	0,61	4,21	4,56	—	0,16	—	—	—	100,17
107	560	72,48	Сл.	15,32	1,20	0,32	0,11	H/обн.	0,86	3,70	4,20	—	0,04	—	—	2,57	100,80
108	Сред.	74,50	0,06	13,76	1,23	0,66	0,09	0,12	0,88	4,06	4,46	—	0,08	0,02	—	0,72	100,64
Вулкан Гехасар																	
109	553	73,92	Сл.	14,03	1,24	0,48	0,08	H/об.	1,32	4,20	4,80	—	—	0,04	—	0,40	100,51
110	1423	76,43	Сл.	13,92	0,53	0,59	Сл.	0,25	1,40	3,80	3,50	—	0,04	—	—	0,38	100,84
111	1419	75,20	0,70	11,84	1,54	0,74	0,08	0,36	1,47	5,00	3,60	—	0,10	—	—	0,04	100,67
112	554	74,20	0,04	12,00	1,40	0,90	0,06	0,18	0,90	4,10	4,65	—	0,20	—	—	2,20	100,83
113	1	74,20	0,13	12,93	0,64	—	—	0,14	0,60	4,09	4,37	0,40	2,55	—	—	—	100,05
114	1441	71,00	Сл.	14,98	2,55	0,59	0,03	1,10	2,43	4,30	3,10	0,40	0,08	—	—	0,26	100,62
115	Сред.	74,79	0,17	12,94	1,07	0,54	0,04	0,19	1,14	4,24	4,18	0,08	0,58	0,01	—	0,60	100,57
116	Сред.	74,29	0,11	13,47	1,14	0,59	0,06	0,15	1,01	4,16	4,20	0,04	0,33	0,01	—	0,61	100,17

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Вулкан Базенк																	
117	459 ²	74,42	0,10	15,34	H/обн.	0,90	0,06	H/обн.	0,87	4,25	4,15	H/обн.	H/обн.	0,09	—	H/обн.	100,18
118	489 ²	73,90	0,11	13,42	0,61	1,99	0,07	H/обн.	1,00	4,85	3,36	—	H/обн.	0,21	—	H/обн.	99,52
119	459 ¹	74,46	0,07	13,67	0,41	1,26	0,08	H/обн.	0,82	4,34	4,44	—	H/обн.	0,09	—	H/обн.	99,64
120	489 ¹	76,24	0,07	12,79	1,22	1,09	0,06	H/обн.	0,94	4,18	4,15	—	H/обн.	0,04	—	0,12	100,90
121	225	73,80	—	13,28	0,75	—	0,34	0,27	1,02	2,46	4,64	0,30	2,60	0,05	—	—	99,51
122	225 ⁶	71,16	—	13,65	0,75	—	0,36	0,14	1,14	3,51	5,61	0,28	3,08	0,05	—	—	99,73
123	234	72,80	—	13,65	0,80	—	0,28	0,86	1,04	2,14	4,64	0,34	3,36	0,04	—	—	99,95
124	253	73,00	—	13,65	0,75	—	0,32	0,79	1,40	2,46	4,62	0,22	2,90	0,04	—	—	100,15
125	2 ⁵ 6	71,24	—	13,01	0,75	—	0,46	0,28	1,55	4,21	5,71	0,40	2,74	0,05	—	—	100,40
126	Сред.	73,44	0,04	13,60	0,67	0,58	0,22	0,26	1,08	3,60	4,59	0,17	1,63	0,07	—	0,01	99,96
Вулкан Мец Сатанакар																	
127	1073	72,88	0,10	14,45	0,60	0,54	0,05	0,20	0,83	4,50	4,90	—	He об.	He об.	—	0,40	99,45
128	9	72,06	Сл.	15,08	1,90	0,66	0,02	1,30	1,56	4,09	3,40	0,17	—	—	—	—	100,24
129	Сред.	72,47	0,05	14,76	1,25	0,60	0,03	0,75	1,20	4,30	4,15	0,08	—	—	—	0,20	99,64
Вулкан Покр Сатанакар																	
130	1085	73,59	0,14	12,11	1,61	0,07	0,05	He об.	0,91	3,60	4,40	2,50	He об.	0,06	0,36	0,50	99,90
131*	7	75,31	Сл.	14,10	0,81	0,67	0,08	0,24	0,56	4,04	3,72	0,80	0,19	—	—	—	100,82
132*	8	76,37	Сл.	14,22	1,04	0,60	0,09	0,20	0,75	4,53	1,94	0,59	—	—	—	—	100,51
133*	Сред.	75,09	0,04	13,34	1,15	0,44	0,07	0,15	0,74	4,04	3,35	1,29	0,06	0,02	0,12	0,18	100,24
Вулкан Барцратумб																	
134	1148	74,09	0,14	13,96	1,46	0,21	0,07	0,11	1,89	3,60	4,20	0,30	0,14	0,08	0,29	He об.	100,54
135	Сред.	73,68	0,05	13,76	0,90	0,53	0,16	0,38	1,00	3,71	4,28	0,40	1,00	0,05	0,04	0,06	100,03

Примечание: в анализах № 131, 132, 133, 135 определены также SO₃ (в %), соответственно: 0,30; 0,18, 0,16; 0,03.

Опись анализов. Вулкан Артени. 1—«верхний» липарит, вершина вулкана Мец Артени (В. Бабаян; С. К.*); 2—«средний» липарит, восточный склон Мец Артени (В. Бабаян; С. К.); 3—липарит, восточный склон Мец Артени (С. Серопян; С. К.); 4—«нижний» липарит, западный склон Мец Артени (В. Бабаян; С. К.); 5—липарит, в 1 км к северу от вершины Мец Артени (хим. лабор. УГ СМ Арм. ССР; В. М. Амарян); 6—липарит, восточный склон Мец Артени (С. Серопян; С. К.); 7—липарит, юго-восточный склон Покр Артени (С. Серопян; С. К.); 8, 9, 10—обсидиан, юго-восточный склон Покр Артени (С. Серопян; С. К.); 11—обсидиан, восточный склон Мец Артени (В. Бабаян; С. К.); 12—обсидиан, (Арагац) Артени (хим. лабор. ИГН АН СССР; А. А. Леонтьева); 13—обсидиан, в 1 км к северо-востоку от Мец Артени (хим. лабор. УГ СМ Арм. ССР; В. М. Амарян); 14—перлит, вершина Мец Артени (хим. лабор. УГ СМ Арм. ССР; В. М. Амарян); 15—перлит, в 3 км к северо-востоку от ст. Арагац (хим. лабор. УГ СМ Арм. ССР; В. М. Амарян); 16, 17, 18, 19, 20, 21—перлит, Арагацское м-е (хим. лабор. УГ СМ Арм. ССР; К. М. Сагателян); 22—перлит, Арагацское м-е (В. Бабаян; С. К.); 23—перлит, Арагацское м-е (М. Замураева; В. В. Наседкин); 24—пемза, северо-западный склон Мец Артени (С. Серопян; С. К.); 25—туф, северный склон Мец Артени (В. Бабаян; С. К.); 26, 27—липарито-дацит, купол Тапак Блур, северо-восточное подножье Мец Артени (З. Гаспарян; С. К.); 28—средний липарит Артени (из 25 анализов).

Вулкан Атис. 29, 30—липарит, юго-западный склон (В. Бабаян; С. К.); 31—липарит, южный склон (В. Бабаян; С. К.); 32, 33—липарит, юго-восточный склон (В. Бабаян; С. К.); 34—обсидиан, северо-западный склон вершины (З. Гаспарян; С. К.); 35, 36—обсидиан, юго-западный склон (С. Серопян; С. К.); 37—обсидиан, южный склон (З. Гаспарян; С. К.); 38, 39, 40, 41, 42, 43, 44, 45—обсидиан, южный склон (Теплопроект; К. М. Сагателян); 46—обсидиан, юго-восточный склон (А. Петросян; К. Г. Ширинян); 47—перлит, восточный склон (В. Бабаян; С. К.); 48—перлит, южный склон (З. Гаспарян; С. К.); 49—перлит, юго-западный склон (С. Серопян; С. К.); 50—перлит, северный склон, «кянкянские пески» (В. Бабаян; С. К.); 51, 52—пемза, южный склон (В. Бабаян; С. К.); 53, 54—обсидиан матовый (липарито-дацит), восточный склон, над родником (В. Бабаян; С. К.); 55—липарито-дацитовая лава, вершина (З. Гаспарян; С. К.); 56—пемза, северный склон (З. Гаспарян; С. К.); 57—средний липарит вулкана Атис (из 24 анализов); 58—средний липарито-дацит (из 4 анализов).

Вулкан Гутансар. 59—липарит, овраг у Чаренцаванского карьера (В. Бабаян; С. К.); 60—липарит, овраг Ашридзор (В. Бабаян; С. К.); 61, 62, 64, 66—черный обсидиан, 63, 65, 67—бурый обсидиан, овраг Ашридзор (С. Серопян; С. К.); 68—обсидиан, севернее сел. Джрабер

* В скобках: первая фамилия—аналитика, вторая—автора анализа; С. К.—инициалы автора данной работы.

(С. Серопян; С. К.); 69—обсидиан, Фонтан-Джраберское м-е (М. Замураева; В. В. Наседкин); 70, 71—обсидиан, район с. Джрабер (А. Данненберг; И. И. Китайгородский, С. В. Родин); 72, 73—обсидиан, район с. Джрабер (И. Лихницкая; И. И. Китайгородский, С. В. Родин); 74, 75, 76—обсидиан, район с. Фонтан (лаб. Груз. отд. НИИ мин. сырья; Н. Н. Смирнов); 77—обсидиан, район с. Джрабер (К. Шмидт; Ф. Ю. Левинсон-Лессинг); 78, 79, 80, 81—обсидиан, Фонтан-Джраберское м-е (Теплопроект; К. М. Сагателян); 82, 83, 84—перлит, Фонтан-Джраберское м-е (М. Замураева; В. В. Наседкин); 85, 86—перлит, Джраберский карьер (В. Бабаян; С. К.); 87—бурый перлит, Джраберский карьер (В. Бабаян; С. К.); 88—литонидная пемза, южное подножье (В. Бабаян; С. К.); 89—липарито-дацит, юго-западный отрог вулкана (А. Петросян; К. Г. Ширинян); 90—юго-восточный отрог (З. Гаспарян; С. К.); 91—липарито-дацит, юго-западный отрог, у гор. Абовяна (А. Петросян; С. К.); 92—окисленная дацитовая лава, юго-восточный рукав, у с. Елгован (В. Бабаян; С. К.); 93—черная липарито-дацитовая лава, юго-восточный отрог (В. Бабаян; С. К.); 94—средний липарит вулкана Гутансар (из 35 анализов); 95—средний липарито-дацит (из 5 анализов).

Вулкан Фонтан. 96—липарит, вершина вулкана (В. Бабаян; С. К.); 97—обсидиан, юго-западное подножье (М. Языджян; С. К.); 98—средний липарит (из 2 анализов).

Вулкан Алапарс. 99—перлит, юго-восточное подножье (З. Гаспарян; С. К.).

Купол Авазан. 100—липарит, вершина купола (З. Гаспарян; С. К.); 101—липарит, восточный склон (В. Бабаян; С. К.); 102—средний липарит (из 2 анализов).

Купол Гюмуш. 103—липарит, вершина купола (З. Гаспарян; С. К.).

Вулкан Спитаксар. 104—липарит, северный склон (В. Бабаян; С. К.); 105—обсидиан, северный склон (В. Бабаян; С. К.); 106—обсидиан (Д. Кутузов; Б. М. Куплетский); 107—перлит, северный склон (З. Гаспарян; С. К.); 108—средний липарит (из 4 анализов).

Вулкан Гехасар. 109—липарит, вершина вулкана (В. Бабаян; С. К.); 110—липарит, северо-западный склон (Н. Иванян; С. К.); 111—обсидиан, северо-западный склон (Н. Иванян; С. К.); 112—перлит, вершина (В. Бабаян; С. К.); 113—перлит (Д. Кутузов; Б. М. Куплетский); 114—липарито-дацит, западный склон (Н. Иванян; С. К.); 115—средний липарит (из 5 анализов); 116—средний липарит Спитаксар-Гехасарской группы (из 9 анализов).

Вулкан Базенк (и Мец Карахач). 117—липарит, восточный склон вулкана Базенк (З. Бабаян; С. К.); 118—липарит, южное подножье вулкана Мец Карахач (З. Гаспарян; С. К.); 119—обсидиан, восточный склон вулкана Базенк (З. Гаспарян; С. К.); 120—обсидиан, южное подножье вулкана Мец Карахач (З. Гаспарян; С. К.); 121, 122, 123, 124, 125—

перлит, вершинная часть и южные склоны вулкана Базенк (хим. лаборатория УГ СМ Арм. ССР; А. Т. Вегуни; Б. М. Казарян); 126—средний липарит вулканов Базенк и Мец Карахач (из 9 анализов).

Вулкан Мец Сатанакар. 127—липарит, вершина (В. Бабаян; С. К.); 128—обсидиан (лабор. ИГН АН Азерб. ССР, М. А. Кашкай и А. И. Мамедов); 129—средний липарит (из 2 анализов).

Вулкан Покр Сатанакар. 130—липарит, вершина (В. Бабаян; С. К.); 131, 132—обсидиан (лаб. ИГН АН Азерб. ССР; М. А. Кашкай, А. И. Мамедов); 133—средний липарит (из 3 анализов).

Вулкан Барцратумб. 134—липарит, вершина (В. Бабаян; С. К.); 135—средний липарит Сюникской группы вулканов (из 15 анализов).

ния окисей калия и натрия в сумме щелочей в продуктах различных вулканов разны, однако в среднем липарите преобладает окись калия, в даците—окись натрия.

3. Изученные породы относятся к нормальному типу (по Р. Иванову) и обнаруживают большое сходство со средними анализами однотипных пород по Дэли, отличаясь от них лишь некоторой лейкократостью. По классификационной схеме А. Н. Заварицкого преобладающая часть липаритов относится к классу пород, насыщенных кремнекислотой и к группе—богатых щелочами.

4. Петрохимические, как и минералогические особенности изученной серии пород, указывают на то, что формирование их происходило в результате кристаллизационной дифференциации магмы липарито-дацитового состава.

5. Наряду с общими петрохимическими особенностями, характерными для пород всех вулканов, выявляются также специфические особенности, присущие породам вулканов разных вулcano-структурных подзон и даже отдельного вулкана группы. Это, видимо, свидетельствует о том, что отдельные вулканы были связаны с главным очагом (общим для всех вулканов данной группы—подзоны) не прямо, а посредством промежуточной камеры, где и происходило окончательное формирование их продуктов.

Летучие компоненты в кислых вулканических стеклах

Летучие компоненты оказывают большое влияние на физико-химические свойства магмы и на процессы, протекающие в ней, поэтому изучение их в вулканических породах, особенно стекловатых, является одной из наиболее важных, но трудных проблем.

Химический состав средних типов липарит-дацитовых пород по вулканам

№ по табл. 23	Х и м и ч е с к и й с о с т а в																		
	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-	P ₂ O ₅	Cl	S	SO ₃	п.п.	Сумма	
1	28	73,76	0,05	13,47	0,74	0,62	0,05	0,28	0,67	3,97	4,08	0,84	0,07	0,05	—	0,04	—	0,95	99,63
2	57	72,50	0,12	14,43	1,26	0,92	0,04	0,50	1,57	4,19	3,87	0,22	0,03	0,01	—	0,03	—	0,69	100,38
3	94	72,63	0,12	14,07	1,17	0,77	0,09	0,41	1,42	3,70	4,02	0,48	0,13	0,04	0,01	0,01	—	0,57	99,94
4	98	72,39	0,25	12,96	1,57	0,98	0,09	0,40	2,08	4,23	4,02	—	0,18	0,15	—	0,25	—	0,97	100,52
5	99	70,79	0,12	13,69	1,40	0,99	0,07	0,95	1,33	4,40	4,00	2,33	—	0,02	—	Н/обн.	—	0,57	100,66
6	99a	72,08	0,15	13,79	1,35	0,91	0,07	0,56	1,60	4,13	3,98	0,58	0,10	0,07	—	0,08	—	0,77	100,64
7	108	74,50	0,06	13,76	1,23	0,66	0,09	0,12	0,88	4,06	4,46	—	0,08	0,02	—	—	—	0,72	100,64
8	115	74,79	0,17	12,94	1,07	0,54	0,04	0,19	1,14	4,24	4,18	0,08	0,58	0,01	—	—	—	0,60	100,57
9	116	74,29	0,11	13,47	1,14	0,59	0,06	0,15	1,01	4,16	4,20	0,04	0,33	0,01	—	—	—	0,61	100,17
10	186	73,44	0,04	13,60	0,67	0,58	0,22	0,26	1,08	3,60	4,59	0,17	1,63	0,07	—	—	—	0,01	99,96
11	129	72,47	0,05	14,76	1,25	0,60	0,03	0,75	1,20	4,30	4,15	0,08	—	—	—	—	—	0,20	99,84
12	133	75,09	0,04	13,34	1,15	0,44	0,07	0,15	0,74	4,04	3,35	1,29	0,06	0,02	0,12	—	0,16	0,18	100,24
13	134	74,09	0,14	13,96	1,46	0,21	0,07	0,11	1,89	3,60	4,20	0,30	0,14	0,08	0,29	—	—	—	100,54
14	135	73,68	0,05	13,76	0,90	0,53	0,16	0,38	1,00	3,71	4,28	0,40	1,00	0,05	0,04	—	0,03	0,06	100,03
15	27	67,88	0,66	15,27	1,74	1,28	0,07	1,15	0,51	4,80	4,10	—	0,11	—	—	—	—	1,75	99,30
16	58	69,17	0,35	16,45	1,37	1,29	0,05	0,87	2,01	4,15	3,00	—	0,19	0,08	—	—	—	0,91	99,89
17	95	67,81	0,38	16,83	2,03	1,05	0,09	0,92	2,36	4,13	3,51	0,02	0,15	0,14	—	0,05	—	0,80	100,27
18	114	71,00	Сл.	14,98	2,55	0,59	0,03	1,10	2,43	4,30	3,10	0,40	0,08	—	—	—	—	0,26	100,42
19	136	73,41	0,15	13,71	1,18	0,66	0,08	0,38	1,27	4,02	4,10	0,44	0,31	0,04	0,08	0,03	0,01	0,51	100,38
20	137	69,46	0,25	16,34	1,46	1,17	0,11	0,63	2,12	3,85	3,29	0,07	0,01	0,06	—	0,03	—	1,34	100,19
21	138	72,80	0,33	13,49	1,45	0,88	0,08	0,38	1,20	3,38	4,46	—	1,47	0,08	—	—	—	—	100,00
22	139	65,68	0,57	16,25	2,38	1,90	0,06	1,41	3,46	3,97	2,67	—	1,27	0,27	—	—	—	—	99,90

Опись анализов: средние липариты: 1—Артени, 2—Атис, 3—Гутансар, 4—Фонтан, 5—Алапарс, 6—Атис-Гутансарской группы, 7—Спитаксар, 8—Гехасар, 9—Спитаксар-Гехасарской группы, 10—Базенк, 11—Мец Сатанакар, 12—Покр Сатанакар, 13—Барцратумб, 14—Сюникской группы.

Средние липарито-дациты: 15—Артени, 16—Атис, 17—Гутансар, 18—Гехасар, 19—липарит Армянской ССР, 20—липарито-дацит Армянской ССР, 21—липарит по Дэли, 22—дацит по Дэли.

Числовые характеристики пересчетов для средних типов липарит-дацитовых пород по А. Н. Заварицкому

№ п/п	№ по табл. 23	a	c	b	S	a'	f'	m'	c'	n	φ	t	Q	a/c
1	28	14,2	0,8	3,3	81,7	53,0	34,7	12,3	—	59,0	16,3	0,08	34,2	17,7
2	57	14,3	1,8	3,4	80,5	23,5	53,0	23,5	—	62,6	27,4	0,08	30,6	8,0
3	94	13,6	1,7	3,8	80,9	38,5	44,0	17,5	—	58,8	24,6	0,08	32,9	8,0
4	98	14,6	1,1	4,2	80,1	—	49,2	15,9	34,9	61,8	28,6	0,2	29,9	13,3
5	99	15,2	1,4	3,7	79,7	—	56,3	40,0	3,7	62,8	32,7	0,08	27,6	10,8
6	99 _a	14,5	1,8	2,9	80,8	—	66,0	29,5	4,5	61,1	36,3	0,08	30,8	8,1
7	108	14,7	1,0	2,6	81,5	35,0	57,5	7,5	—	58,0	35,0	0,08	32,8	14,7
8	115	14,8	0,8	2,1	82,1	—	63,3	15,5	21,2	60,1	42,4	0,1	34,7	18,5
9	116	14,6	1,3	3,3	80,8	39,1	49,0	11,9	—	59,4	31,3	0,08	31,1	11,2
10	126	14,3	1,3	2,6	81,8	35,9	48,6	15,5	—	54,2	20,5	0,08	33,7	11,0
11	129	14,9	1,4	3,9	79,7	33,3	36,7	30,0	—	61,0	23,3	0,08	28,3	1,0
12	133	13,1	0,8	3,8	82,1	58,6	36,2	5,2	—	65,0	24,0	—	37,4	16,3
13	134	13,8	2,2	1,7	82,3	—	84,6	11,6	3,8	56,3	69,1	0,08	34,8	6,2
14	135	14,1	1,2	3,2	81,5	41,7	41,7	16,6	—	56,6	25,0	0,08	33,6	11,7
15	27	16,2	0,6	7,2	76,0	35,5	38,3	26,2	—	67,7	20,5	0,7	19,0	27,0
16	58	13,1	2,4	7,3	77,2	49,5	31,2	19,3	—	67,3	14,7	0,3	18,5	5,4
17	95	13,9	2,8	6,8	76,5	39,5	38,8	21,7	—	64,7	23,7	0,4	22,4	4,9
18	114	13,2	2,8	7,8	76,2	1,7	77,7	20,6	—	67,6	26,4	—	26,4	4,8
19	136	14,5	1,5	2,5	81,5	15,8	63,2	21,0	—	59,6	36,8	0,08	33,1	9,6
20	137	12,9	2,5	6,8	77,8	51,0	34,3	14,7	—	63,5	17,6	0,2	27,2	5,0
21	138	13,8	1,4	3,8	81,0	27,6	55,2	17,2	—	53,4	31,0	0,3	33,0	9,8
22	139	12,8	4,3	7,0	75,9	9,8	55,9	34,3	—	68,9	29,4	0,6	21,9	3,0

Опись анализов: средние липариты: 1—Артени, 2—Атис, 3—Гутансар, 4—Фонтан, 5—Алапарс, 6—средний Атис-Гутансарской группы, 7—Спитаксар, 8—Гехасар, 9—средний Спитаксар-Гехасарской группы, 10—Безенк, 11—Мец Сатанакар, 12—Покр Сатанакар, 13—Барцратумб, 14—средний Сювикской группы.

Средние липарито-дациты: 15—Артени, 16—Атис, 17—Гутансар, 18—Гехасар, 19—липарит Армянской ССР, 20—липарито-дацит Армянской ССР, 21—липарит по Дэли, 22—дацит по Дэли.

К числу немногих исследований, посвященных указанной проблеме, следует отнести работы А. Брёна (Brun, 1911), Е. Шеферда (Shepherd, 1938), С. И. Набоко (1963), М. А. Кашкая и А. И. Мамедова (1961), Н. И. Хитарова, А. А. Кадика, Е. Б. Лебедева (1963), В. В. Наседкина (1963), Л. А. Башариной (1966) и др.

Наиболее богаты летучими компонентами (особенно парами воды) магмы кислого состава. В частности, ими обусловлено образование так широко распространенных в составе изученных вулканов перлит-пемзовых потоков и пирокластических образований, их физико-химические и технологические свойства, появление красно-бурой окраски в указанных, а также в обсидиановых и липарито-дацитовых лавах и т. д.

Летучие в породах имеют неравномерное, обычно зональное распределение, что сказывается в формировании как пористых и полосчатых текстур, так и шаровидных обособлений в них, о которых говорилось выше.

Газы в вулканическом стекле изучены очень слабо. Данные по содержанию газов в изученных породах очень скудны и ограничиваются небольшим списком некоторых из цитированных работ (Брён, Кашкай и Мамедов, Наседкин). Поскольку много говорилось о влиянии их на свойства вулканических стекол, то для интереса приводятся некоторые данные, заимствованные у отмеченных исследователей.

А. Брёном (по П. Х. Канканяну, 1965) в обсидианах из Артенинского месторождения отмечены (в объемных %): Cl_2 —32,35, CO_2 —56,23, O_2 —0,75, CO —5,70, H_2 —1,82, N_2 —1,06 и др.

Данные по содержанию газов в перлитах из того же месторождения, приводимые В. В. Наседкиным (1963), помещены в табл. 26.

Таблица 26

Содержание летучих в перлитах Арагацкого месторождения

Вес % (по отношению к сумме летучих, принимаемой за 100)							Сумма летучих, рассчитанная на 1 вес. ед. породы, %
H_2O	CO_2	O_2	H_2	CO	CH_4	N_2	
45,2	47,8	—	—	—	—	7,0	6,66
52,1	35,8	—	1,1	—	—	11,0	6,14
65,0	19,8	—	2,1	—	—	13,1	5,19
73,0	5,9	—	2,4	—	—	17,9	4,02

Как видно, в вулканическом стекле преобладают вода и те же газы, которые присутствуют в воздухе (CO_2 , N_2 , H_2), но в других количественных соотношениях.

Вода в вулканическом стекле, как отмечено, имеет решающее значение при формировании его структурно-текстурных особенностей и других свойств.

Влияние воды на физико-химические свойства вулканического стекла и, в частности, на процесс вспучивания, известно еще с работ П. Палласа, Т. Ловица, В. Севергина, Г. Абиha и др. С тех пор содержание воды, как известно, считается одним из главных критериев для подразделения вулканических стекол.

Работами С. Коцу (Kozu, 1929) была доказана прямая зависимость между содержанием воды и показателем преломления стекла. Она в дальнейшем была подтверждена детальными работами Д. С. Белянкина и К. П. Ивановой (1934), особенно К. Росса и Р. Смита (Ross a. Smith, 1955), затем М. А. Кашкая, А. И. Мамедова (1961), В. В. Наседкина (1963) и автора (в 1968).

Зависимость светопреломления вулканического стекла от содержания воды наглядно иллюстрируется на диаграмме (рис. 33), построенной автором по методике, примененной В. В. Наседкиным (1963).

Образцы (перлиты с вулкана Артени) сначала были подвергнуты длительному изотермическому обжигу (при $t\ 400^\circ$) до достижения постоянного веса, а затем полному обезвоживанию*. Производилось определение светопреломления стекла до и после обжига. Часть кривых, вправо от точки перегиба—б показывает зависимость светопреломления стекла от содержания воды, выделенной при 400° ; левая часть характеризует ту же зависимость от содержания воды, выделенной при 900° .

Разный наклон отдельных частей кривой в стороны от точки б свидетельствует о скачкообразном изменении свойств стекла. Как отмечает В. В. Наседкин, влияние высокотемпературной воды (отрезок *аб*) на светопреломление стекла в 2—10 раз больше, чем низкотемпературной (отрезок *ба*). Таким образом, эти данные подтверждают мнение указанных исследователей о присутствии в стеклах двух типов воды—первичной и вторичной, или, соответственно, обсидиановой и перлитовой, имеющих разное влияние на свойства стекла.

* Термический анализ произведен в лаборатории института «Теплопроект» И. А. Тарасовой.

Для определения характера воды в кислых вулканических стеклах стал широко применяться термический анализ. Имеются отличия в тепловых эффектах при выделении воды из обсидианового и перлитового типов стекол, выявленное М. А. Кашкаем и А. И. Мамедовым (1961). Указанные исследователи делают вывод об обязательном присутствии первич-

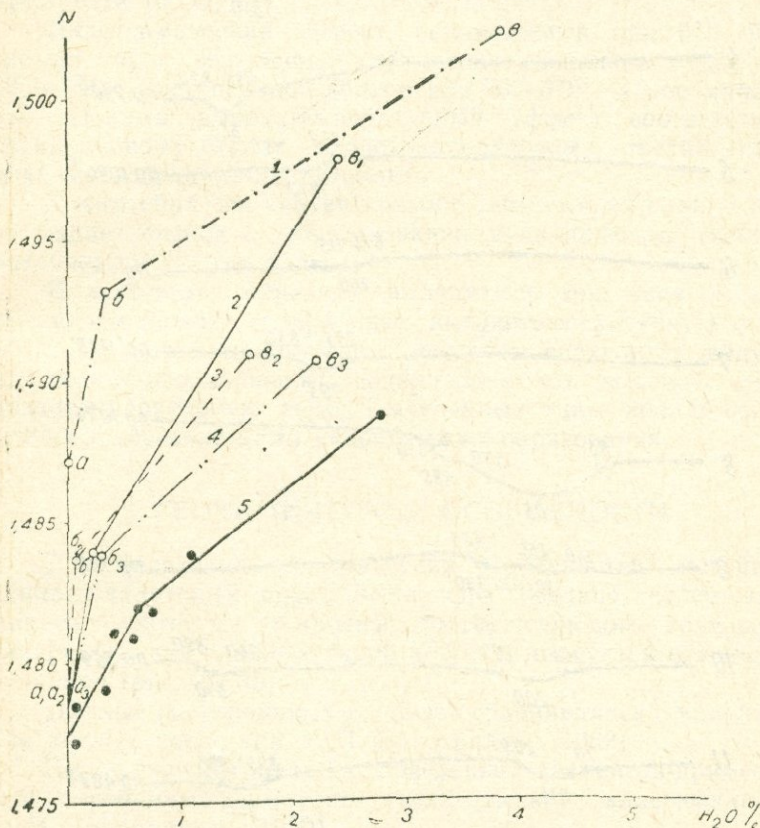


Рис. 33. Зависимость светопреломления кислого вулканического стекла от содержания воды.

а, б, в,—показатели преломления, соответственно, безводного стекла, стекла, выдержанного при 400° до постоянного веса и «сырого» стекла. 1—перлит Джрабер-Фонтанского месторождения (по В. В. Наседкину); 2, 3, 4—перлит с западного склона вулкана Артени; 5—вулканическое стекло месторождения Эрройо-Хондо (по Ross a. Smith, 1955).

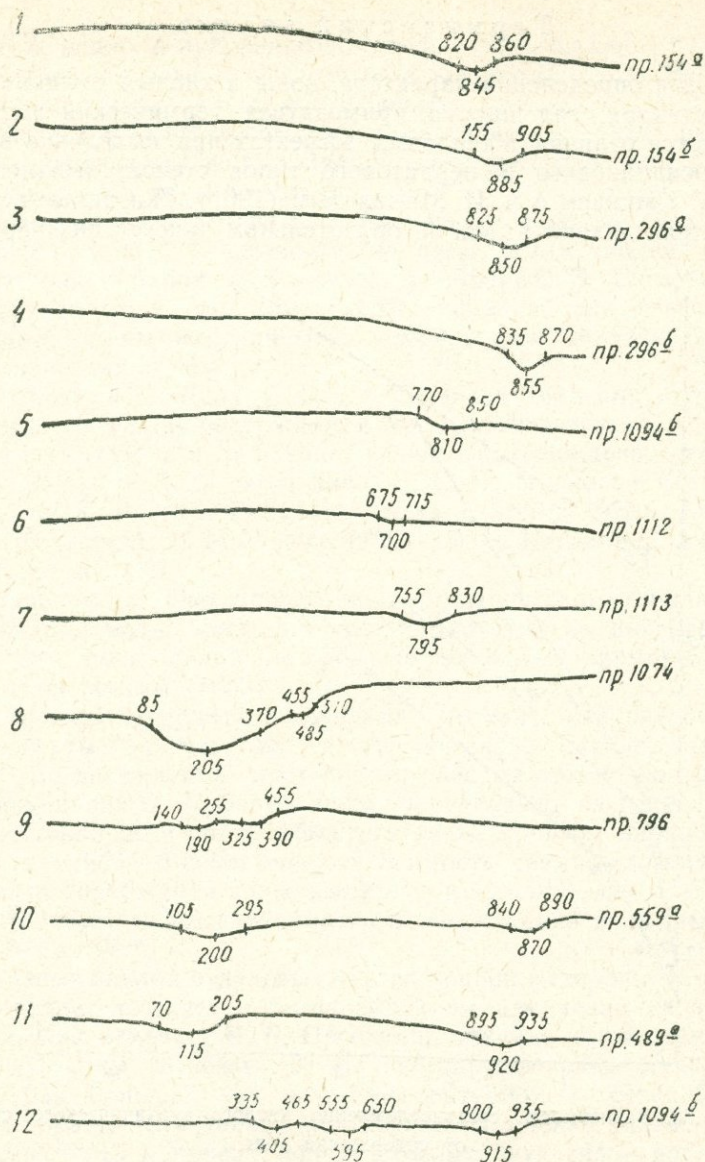


Рис. 34. Дифференциальные кривые водосодержащих кислых вулканических стекол.

1,2—черный и бурый обсидианы, вулкан Атис; 3,4,5—черный и бурый обсидианы, окрестности с. Джрабер; 6,7—частично гидратизированный обсидиан, вулкан Атис; 8—перлит, вулкан Мец Сатанакар; 9—эксплозивный перлит, вулкан Атис; 10—перлит-обсидиановая порода, вулкан Гехасар; 11—перлит-обсидиановая порода, вулкан Базенк; 12—перлит-обсидиановая порода, Джраберский карьер.

ной—обсидиановой воды во всех вулканических стеклах. Однако приведенные данные не согласуются с отмеченным положением.

На термограммах, полученных для перлитов и обсидианов из различных месторождений Армянской ССР, можно выделить три типа кривых (рис. 34). Кривые первого типа (№ с 1 по 7) имеют только высокотемпературный эффект, второго—низкотемпературный (№ 8, 9), третьего—и тот и другой (№ 10, 11, 12).

Эндотермический эффект, наблюдаемый при 670—905°, соответствует выделению структурно связанной воды, при 335—650°—растворенной воды и при 70—370°—абсорбированной. Первый—высокотемпературный эффект соответствует обсидиановому стеклу, второй—перлитовому, третий—переходному—обсидиан-перлитовому.

Таким образом, краткий разбор термических кривых подтверждает мнение о существовании вулканических стекол с различными типами воды.

В изученных образцах выделяются три типа стекол: 1) обсидиановое, содержащее высокотемпературную воду, 2) перлитовое, содержащее низкотемпературную воду и 3) перлит-обсидиановое, содержащее как высоко-, так и низкотемпературную воду. Выделенные типы вполне согласуются с генетическими условиями их образования.

2. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Для выяснения геохимических особенностей* новейших липарит-дацитовых пород вычислены средние содержания микроэлементов и построены соответствующие графики и диаграммы для главных типов пород и продуктов отдельных вулканов (рис. 35, 36).

Данные спектральных анализов сравнивались с кларками для кислых пород (по А. П. Вигорадову, 1962).

Ниже рассматривается поведение элементов-примесей, сгруппированных согласно геохимической классификации А. Н. Заварицкого (1950).

* Спектральные приближенно-количественные определения рассматриваемых элементов выполнены в лаборатории ИГН АН Арм. ССР (300 анализов). Точность метода $\pm 30-40\%$, при чувствительности: 0,0001 для Be, Ag; 0,0003%—Li, Yb, Ga, Sn, Cu, Mo, Cr, V, Mn, Bi; 0,001—Y, Zr, Sc, Co, Ni, Au, B, Ti; 0,003%—Sr, Nb, Zn, Pb, Sn; 0,01—La, Ba, As; 0,1—P, U, Hg.

Литий является одним из характерных микроэлементов для изученных липаритовых пород и повсеместно встречается в содержаниях, превышающих кларковые от 2-х до 5—10 раз.

В липарито-дацитах Артени содержится он в количестве 0,01—0,003%, но в целом содержание его в этих породах составляет 0,01—0,03% и значительно превышает кларковое. От липаритов к дацитам содержания его постепенно убывают. Максимальная концентрация отмечается в плотных стекловатых и раскристаллизованных разностях.

Литий выявлен в манганиймените (0,0001), турмалине (0,003—0,01), сфене (0,0003) и биотите (0,03—0,01%). Следует отметить, что лишь небольшая часть лития (10%) концентрируется в тяжелой фракции пород, а главная масса рассеяна в породообразующих минералах и в стекле.

Бериллий встречается в основном в тех же породах, с той же степенью концентрации, что и литий; исключения составляют липарито-дациты Артени, где в противоположность литию, бериллий содержится в содержаниях ниже кларка, хотя в среднем бериллий в липаритовых разностях превышает кларк в 2—6 раз. Главным носителем бериллия в породах является основная полевошпатовая масса; иногда бериллий отмечается в манганиймените (0,0001) и турмалине (0,003).

Барий в изученных породах встречается обычно в содержаниях выше кларка. Среднее содержание его в липаритах и липарито-дацитах составляет 0,1—0,003%, достигая в липарито-дацитах Гехасара до 0,3%. Увеличение бария в дацитовой ветви пород видимо связано с увеличением в них вкрапленников плагиоклаза и биотита, где он может изоморфно замещать K^{+1} и в меньшей степени Ca^{+2} . Барий в виде примеси установлен в магнезиоферрите (0,03) и турмалине (0,01), изредка образуя аксессуарный барит (Гехасар, Артени).

Стронций в кларковых содержаниях встречается в гутансарских и атисских липаритах и липарито-дацитах. В содержаниях выше кларка стронций встречается в некоторых породах вулканов Артени, Спитаксар и Гехасар. Среднее содержание стронция в липаритах равно 0,02, а в липарито-дацитах вулканов Атис и Гутансар—0,1%. Заметна тенденция накопления стронция в основной массе продуктов изученных вулканов, где он обычно замещает Са в кальцийсодержащих минералах.

Группа редких элементов

Галий характеризуется заметно повышенными, против кларка, содержаниями (0,01—0,03%). Относительная концен-

трация и частота встречаемости галлия от липаритов к дацитам несколько уменьшается.

Примеси галлия встречены в полевых шпатах (0,003) и турмалинах (0,01).

Лантан не характерен для изученных пород. Он в редких случаях присутствует в содержаниях выше кларка (0,01—0,03). В липаритах, как правило, связан с ортитом.

Обычно, ввиду близости ионных радиусов La^{+3} и Ca^{+2} , первый встречается в кальцийсодержащих минералах, в частности, плагиоклазах (0,003%), апатитах (0,1—0,03) и цирконах (0,01—0,03).

Цирконий. Содержания циркония в липаритах и липарито-дацитах по сравнению с кларком занижены. Лишь в части пород отдельных вулканов—Гутансар, Спитаксар, Гехасар они встречаются в содержаниях выше кларка (до 0,003%). Главная масса циркония в породах связана с цирконом, достигая в тяжелых фракциях 0,03—0,1 %. Даже наличие циркония в роговых обманках и биотитах объясняется присутствием в последних очень мелких включений минерала циркона.

Иттрий встречается больше циркония. Им наиболее обогащены липариты вулканов Артени, Гутансара, Атиса и липарито-дациты последних.

Иттербий встречается обычно в содержаниях ниже кларка (0,0003); выше кларка встречается в породах вулканов Спитаксар и Гехасар (0,001).

Ниобий в содержаниях выше кларка встречается редко (0,003). Он наиболее характерен для пород вулканов Артени, Спитаксар и Гехасар. В общем наблюдается тенденция понижения содержания ниобия от липаритов к дацитам. Ниобий сосредоточен в тяжелой фракции (0,003—0,01) и в акцессорных минералах: магнезиоферрите (0,003%) и сфене (0,01%).

Группа металлогенных элементов

Молибден, как ранее было отмечено нами (Ширинян, Адамян и др., 1963), является одним из характерных элементов липаритовых пород. В содержаниях выше кларка (0,001—0,003%) он встречается в преобладающем большинстве проб. В тяжелых фракциях содержание молибдена достигает 0,003—0,01%. Однако акцессорный молибденит встречается довольно редко. Больше всего он накапливается в полевых шпатах и биотитах. Содержание молибдена от липаритов в сторону дацитов заметно понижается (рис. 35).

Свинец после молибдена является самым распространен-

ным элементом. Среднее содержание его варьирует от 0,001 до 0,003%, реже достигая 0,01%.

На высокие содержания свинца в кислых вулканических сериях калиевого ряда отмечают также С. Р. Ноккольдс и Р. Аллен (1958). Богатство кислых лав свинцом объясняется кристаллохимической близостью его к калию. Она обуславливает накопление свинца в калисодержащих минералах, в частности биотитах (0,01—0,3%). Высокое содержание свинца в тяжелых фракциях (0,01—0,3%) обусловлено постоянным присутствием галенита и самородного свинца. Заметные количества свинца содержатся также в ряде аксессуарных минералов (в %): в магнезиоферрите (0,002), манганильмените (0,03), сфене (0,001%), пирите (0,03), сфалерите (0,3), цинке (0,03) и турмалине (0,03).

Медь является характерным элементом липаритов, в которых она часто содержится выше кларка (3—10 раз). В липарито-дацитах медь содержится почти в одинаковых количествах (0,1—0,03%). Наибольшая концентрация меди наблюдается в обсидианах и липаритах, наименьшая—в пемзах и перлитах (рис. 36). Медь содержится в ряде аксессуарных минералов (в %): в магнезиоферрите (0,01), манганильмените (0,03), в шпинели (0,01), сфене (0,0001), гранатах (0,0003), пирите (0,3), сфалерите (0,3—1), турмалине (0,03) и в медистом цинке (0,3).

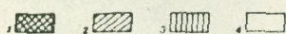
Цинк встречается часто, но в содержаниях ниже кларка (0,003%), а реже выше кларка (в породах Сюникской группы вулканов 1,7—5 кларка). Цинком относительно обогащены липариты Артени (0,01%). Он в большей степени концентрируется в обсидианах. Встречается также в виде аксессуариев—сфалерита и самородного цинка; кроме этого, концентрация его (0,1—0,3%) обнаруживается в магнетитах. Довольно высокие содержания цинка выявлены также в аксессуарных минералах (в %): магнезиоферрите (0,03), шпинели (0,03), сфене (0,003), арсенопирите (0,03), турмалине (0,03) и еще больше—медистом цинке (1,5).

Серебро встречается в породах, как правило, в содержаниях ниже кларка, реже выше кларка (Артени, Атис). Накапливается обычно в тяжелой фракции (0,003—0,01%) и встречается также в сфалерите (0,01%), арсенопирите (0,001%), цинке (0,0004%) и турмалине (0,001%).

Элементы группы железа

Титан содержится обычно в значениях ниже кларка (0,001—0,1%), составляя в среднем 0,09%. Резко обогащены

Порода	Л и п а р и т ы							Липарито-дациты				
Вулканические зоны	Армения	Арагацская зона	Гулансар	Амис	Спитаксар и Гегасар	Гегамская зона	Сюникская зона	Средний липарит Армения	Армения	Арагацская зона	Гегамская зона	Средний липарито-дацит Армения
Число образцов	40	25	30	20	85*	25	150	3	3	17	20	20
Li												
Be												
Ba												
Sr												
Y												
Zr												
Ga												
La												
Yb												
Nb												
Mo												
Cu												
Zn												
Pb												
Ag												
Ti												
Mn												
Cr												
V												



элементов-примесей в новейших липарит-дацитовых породах.

— выше кларка, 2—кларковое, 3—ниже кларка, 4—чувствительности метода.

им липарито-дациты (0,36—0,21%), составляя в среднем 0,28%, что близко к кларку. В магнетитах из липаритов содержание титана колеблется в пределах 0,45—0,85%, а в липарито-дацитах—3,7—12. Содержания титана относительно больше в обидианах и меньше—в перлитах.

Марганец встречается в содержаниях ниже кларка (0,02—0,06%), составляя в среднем 0,05%. Он установлен (в %): в манганмагнетите (1—3), магнезиоферрите (0,3), манганиймените (3), шпинели (0,01), сфене (0,03—0,1), гранатах (3—10), пирите (0,03), сфалерите (1), арсенопирите (0,0003), турмалине (0,03—0,1). В тяжелых фракциях и в магнетитах содержания Mn составляют от 0,1—0,3% до 1—3%.

Хром содержится в незначительных количествах. Содержания его выше кларка (0,01—0,03) встречаются в породах вулкана Атис. В среднем липарите и даците содержания его, как и Mn, почти одинаковы. В тяжелых шлихах он составляет от 0,003—0,001 до 0,3—1%, а в магнетитах—от 0,001 до 0,3%.

Ванадий в липаритовых породах встречается в незначительных количествах и заметно возрастает в дацитовых (0,03%).

Кристаллохимическая близость ванадия к Ti^{+4} и к Fe^{+3} обуславливает его накопление в титановых и железо-магнезиальных минералах. Максимальные концентрации его устанавливаются в магнетитах и в тяжелых фракциях (0,3—1%).

Никель, как и ванадий, встречается неравномерно. Заметно преобладает он в липаритах вулкана Атис и в липарито-дацитах Артени. В остальных породах он редко превышает кларк (0,01—0,003).

Кобальт по содержанию обычно близок кларку или несколько превышает его. Лишь в нескольких случаях (Спитаксар, Гехасар, Артени) содержание его достигает 0,001—0,003%, что превышает кларк в 2—6 раз.

С. Ноккольдс и Р. Аллен (1958) считают, что кобальт очень характерен для серий пород с повышенной железистостью. В липаритах и дацитах, а также в разных структурно-текстурных типах липаритовых пород заметных различий в содержании кобальта не наблюдается (рис. 36).

Значительная концентрация кобальта отмечается в некоторых аксессуарных минералах: сфалерите (0,01%), арсенопирите (0,003%) и др.

В магнетитах из тяжелых фракций Co содержится в тех же значениях, что и в породах (0,003—0,001%); в тяжелых фракциях содержание его несколько выше (0,01—0,03%).

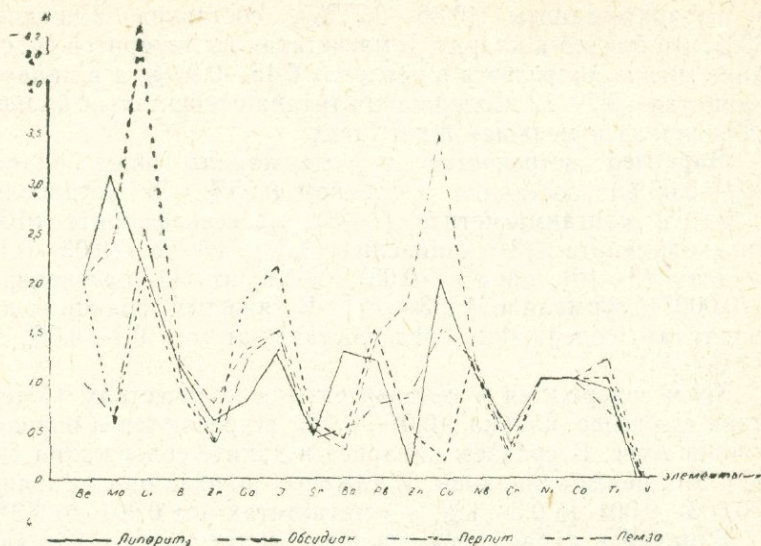


Рис. 36. Вариационная диаграмма содержания элементов-примесей в отдельных структурно-текстурных разновидностях липаритовых пород.

Группа элементов магматических эманаций

Бор встречается обычно в кларковых содержаниях и только в части пород (Сюникская группа) — выше кларка (0,003%).

В турмалинизированных породах купола Авазан концентрация бора максимальная и достигает 1%. Главная масса бора, как правило, накапливается в поздних этапах кристаллизации и выделяется в виде турмалина. Содержания его в стекловатом или раскристаллизованном мезостазисе пород одинаковы.

Помимо этого, изученные породы содержат также значительные содержания хлора, серы и фосфора.

Новейшие липарит-дацитовые вулканы Армянской ССР характеризуются комплексом микроэлементов, характерным для магмы кислого — липарито-дацитового состава.

Наиболее характерными сквозными элементами для данной серии являются: Mo, Pb, Ga, Li, Be, которые содержатся в большинстве проб в количествах, превышающих кларк.

Наблюдается некоторая специализация элементов-примесей по вулканам и вулкано-структурным подзоном. В этом отношении особо выделяются породы вулканов Сюникской подзоны, характеризующиеся высокими содержаниями Mo, Cu и Zn, что, возможно, связано с особенностями погребенных под неогеновыми отложениями рудоносных участков Мисхано-Зангезурского медно-молибденового пояса, выделенного И. Г. Магакьяном и С. С. Мкртчяном (1957).

Определенные закономерности в распределении микроэлементов выявляются также в выделенных двух группах пород—липаритовой и дацитовой. В целом содержания и частота встречаемости элементов, характерных обычно для основных серий пород (Ti, V, Ni и др.), заметно повышаются в сторону дацитовой ветви, однако не доходят до концентраций, близких для основных пород.

Несмотря на идентичность составов, специализация наблюдается также по отдельным структурно-текстурным разновидностям липаритовых пород (плотным и пористым, стекловатым и раскристаллизованным). В обсидианах и липаритах наблюдается концентрация Mo, Li, Cu, в пемзах—Ga, Y и Pb.

Определенная специализация элементов-примесей отмечается также для различных фаций пород (экструзивной, эксплозивной, эффузивной). Так, более тяжелые элементы, генетически связанные с железо-магнезиальными минералами или входящие в основную массу породы в виде примесей, остаются в экструзивных фациях, а легкие уходят с пирокластикой и потоками.

Содержания элементов-примесей варьируют также в разрезе и по простирацию потоков. В частности, это характерно для пневматофильных элементов (Be, Ba, Zr, Mo), которые образуют повышенные концентрации в нижних и фронтальных частях потоков.

Изложенный материал по геохимии элементов представляет определенный интерес и дает возможность уточнить некоторые вопросы петрогенезиса, для окончательного решения которых требуются целенаправленные и более детальные геохимические исследования.

ГЛАВА VI

ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НОВЕЙШИХ ЛИПАРИТОВЫХ КУПОЛОВИДНЫХ ВУЛКАНОВ АРМЯНСКОЙ ССР

Вулканические извержения на территории Армянской ССР известны с докембрия до четвертичного времени включительно. Вулканизм позднеорогенного (неоген-четвертичного) этапа развития области существенно отличается от вулканизма более древних эпох—юры, мела, палеогена, который развивался в геосинклинальных прогибах.

Эффузивный кислый вулканизм в каждом из указанных этапов проявлялся с разной интенсивностью. Направления тектонических движений отразились на типе извержений, глубине зарождения очагов, составе и эволюции магмы.

Позднеорогенный вулканизм складчатой зоны Армянской ССР (поздний сармат-антропоген) характеризуется образованием мощного комплекса вулканогенных пород, которыми сложены отмеченные выше вулканические нагорья (Арагацское, Гегамское и др.) и примыкающие к ним лавовые плато (Кармрашенское, Канакерское и др.). Весь комплекс образовался в результате трех фаз тектонической активизации (Милановский, 1965): мио-плиоценовой, позднеплиоценовой и четвертичной.

Каждая из фаз характеризовалась определенной ассоциацией вулканогенных пород. В период первой фазы образовалась мощная вулканогенно-обломочная вохчабердская свита, представленная серией пород от базальтов до трахилипаритов. Вторая фаза характеризовалась излиянием контрастных по составу лав—базальтов и липаритов. В третьей фазе происходили массовые излияния андезитов-базальтовых, андезитовых и, местами, дацитовых лав.

Новейшие липариты образовались во второй фазе. Они ассоциируют часто с долеритовыми базальтами, а в местах их отсутствия—с более древними—нижне-среднеплиоценовыми

крупнополовошпатовыми андезитами (Гегамская и Сюникская группы вулканов).

*О составе магмы, ее эволюции и глубине формирования
очагов новейших липаритовых вулканов*

Суждения о составе, эволюции магмы, области ее питания гипотетичны и являются одной из важных геологических проблем. Долгие споры после «гранитной дискуссии» снова привели многих петрографов к основному петрогенетическому выводу: о существовании двух магм—кислой и основной, на которое указывал Ф. Ю. Левинсон-Лессинг еще в 1925. Этой проблеме посвящены работы многих известных петрографов.

Не задаваясь целью затрагивать названную проблему в целом, на основании геологических и петро-геохимических исследований, приводим лишь некоторые суждения о возможной глубине зарождения магмы, ее составе и эволюции.

В районах распространения указанных вулканов все предыдущие исследователи (Паффенгольц, 1947; Асланян, 1958; Габриелян, 1959 и др.) отмечают серию переходных пород от долеритовых базальтов до липаритов, предполагая, видимо, при этом «нормальный»—гомодромный порядок их образования и базальтовый состав первичной магмы.

Детальные геологические исследования показывают, что новейшие липарит-дацитовые породы в указанных выше районах залегают непосредственно на долеритовых базальтах без каких-либо переходных разностей между ними. Аналогичные же взаимоотношения между основными и кислыми лавами отмечаются на Центральном Кавказе (Милановский, Короновский, 1961), на Камчатке, Сихотэ-Алине (Фаворская и др., 1961; Святловский, 1966) и в др. вулканических областях.

Часто встречающаяся ассоциация контрастных по составу лав (обычно при преобладании основных над кислыми) как будто дает повод для суждения о базальтовом составе первичной магмы и о липаритах как ее дифференциатах. Однако анализ фактов показывает, что в пределах разных эффузивных формаций, даже в случаях примерно одинаковых соотношений основных и кислых эффузивов, пути и механизм их образования совершенно разны; в одних случаях липариты считаются дифференциатами базальтовой магмы, в других—продуктами самостоятельной кислой магмы и т. д. По мнению Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1925), именно кислые эффузивы, при углубленном их изучении, могут дать ключ к решению проблемы гранитной магмы.

Детальное изучение геолого-петрографических, петро-химических, геохимических и других особенностей новейших кислых и подстилающих основных лав, приводят к выводу об их генетической разобщенности. В таких случаях наличие столь контрастных по составу пород обычно объясняют подачей магматической массы из одновременно существующих самостоятельных основных и кислых по составу магм, расположенных на разных уровнях земной коры (Милановский, Короновский, 1966; Коптев-Дворников, 1967 и др.).

Выше, при описании вулканов было видно, что извержения их начинались с липаритовых перлитов, пемз, обсидианов и завершались излиянием липарито-дацитовых и дацитовых лав. Увеличение основности состава пород у отдельных вулканов (Артени, Атис) улавливается как в продолжении всей их деятельности, так и в промежутке отдельных фаз, однако, в последних колебания состава почти не выходят за пределы липаритов. После формирования липаритовой группы пород в деятельности вулканов отмечается перерыв. В это время создались благоприятные условия, при которых образовалась роговая обманка, которой так богаты последующие—дацитовые разности пород.

Вышеприведенное, а также сравнение ассоциации породообразующих и акцессорных минералов, петро-геохимических (в частности повышенные содержание Mo, Pb, Ga, Li, Be) и др. особенностей изученных пород с таковыми позднеорогенных гранитных интрузий складчатой зоны Армении (Меликсетян, 1964) и гранитоидных интрузий Приморья (Фаворская, Руб и др., 1961), Средней Азии (Туровский, 1964), Центрального Казахстана (Ежов, 1964; Гогель, 1966) и др. регионов позволяет предполагать, что магмы, питавшие новейшие липаритовые вулканы Армянской ССР, имели кислый состав. Эволюция состава от липаритов до дацитов происходила, видимо, в результате кристаллизационной дифференциации магмы липарито-дацитового состава.

Источником кислой магмы, как и в других областях орогенного вулканизма (Кавказ, Камчатка и др.), возможно являются продукты выплавления «гранитно-метаморфического слоя» земной коры. Такое предположение как будто согласуется с геологическим строением районов расположения липаритовых вулканов. Эопалеозойский метаморфический комплекс в некоторых из районов обнажается в непосредственной близости от указанных вулканов (Атис, Гутансар и др.), в других—на некотором удалении. Геологические исследования (Паффенгольц, 1947; Асланян, 1958 и др.) и данные буровых скважин указывают на возможность продолжения этой толщи

по всей складчатой зоне Армении на определенной глубине, и, в частности, под липаритовыми вулканами. Наличие их определяется также по геофизическим данным. Как было в начале отмечено, кислые вулканы приурочены к участкам земной коры, претерпевшим в орогенную стадию развития складчатой зоны Армении наибольшие воздымания. Эти участки характеризуются большой мощностью земной коры, а по геофизическим данным—наибольшими отрицательными аномалиями силы тяжести. До сих пор нет удовлетворительного объяснения причин этого явления. Анализируя возможные причины его, Б. К. Балавадзе (1957), Ш. С. Оганисян (1958) и др. приходят к выводу, что главнейшим фактором, обусловившим эти аномалии, является увеличение гранитного слоя в земной коре.

Следует отметить, что наиболее вероятным источником кислой магмы могли служить глубокие слои указанного метаморфического комплекса, которые, по В. А. Агамалюну, представлены преимущественно кварц-полевошпатово-слюдистыми сланцами и характеризуются несколько повышенной калиевой щелочностью, что отмечено и для новейших липаритов.

Пространственное размещение изученных вулканов в пределах отдельных вулcano-структурных подзон и особенности их вещественного состава указывают на изолированность родоначальных магматических очагов, каждый из которых отражает особенности того участка земной коры, за счет переплавления которой он образовался. Отличительные особенности пород отдельных вулканов в каждой группе—подзоне свидетельствуют, видимо, о том, что окончательное формирование расплавов происходило в близповерхностных условиях, в промежуточных камерах, которые питались из очага, общего для данной группы. Иногда каналы, соединяющие эти камеры с очагом, могли застывать и ответвлявшаяся камера превращалась в маленький самостоятельный очаг или алофизовую камеру (по А. Ритману, 1964). По данным большинства исследователей и геофизики о строении фундамента описанных вулканов можно прийти к мнению о неглубоком залегании и небольших размерах промежуточных магматических очагов. Более конкретные данные по ним очень ограничены.

На неглубокое залегание очагов и многовыходный характер изученных вулканов указывает близкое их расположение в подзонах, по два-по четыре в каждой из них и, иногда, присутствие в пределах отдельных массивов (Артени) крупных центров и нескольких небольших куполов, некков, тре-

щинных экструзий, даек и т. д. (Карапетян, 1964, 1966; Карапетян К. И., 1966).

О небольших размерах очагов этих вулканов свидетельствуют ограниченные объемы изверженного ими материала (до 5 км³—для отдельного вулкана и до 9—10 км³—для группы вулканов) и отсутствие «компенсирующих» провальных вулканических депрессий, которые обычно сопровождают извержения огромных масс вулканитов, особенно туфов кислого состава (Влодавец, 1954; Милановский, Короновский, 1961, 1966 и др.).

Сопоставив пространственное размещение новейших вулканов с крупными тектоническими зонами, большинство исследователей приходит к выводу, что эффузивный вулканизм контролировался глубинными тектоническими разломами (Асланян, 1958; Габриелян, 1959; Милановский, 1962 и др.). Большое значение в проявлении новейшего вулканизма Армении и сопредельных районов придается поперечным структурам, особенно транскавказскому (Хаин, 1949; Леонтьев, 1949; Варданянц, 1955; Милановский, 1956; Габриелян, 1956; Асланян, 1958 и др.).

Особенности размещения новейших центров извержений, направление и длина локальных трещин, фиксируемых их расположением, по данным К. И. Карапетяна (1963²), Аджимамудова и К. Г. Шириняна (Adzimamudov, Schirinian, 1964) дает основание полагать, что помимо региональных разломов имеются также более мелкие трещины, связанные, возможно, с близповерхностными очагами. Впервые такая мысль была высказана Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (1928) и А. Н. Заварицким (1945) и в дальнейшем подтверждена указанными выше исследователями.

По данным А. Н. Заварицкого (1945) и др., локальные трещины довольно неустойчивы и ввиду определенных условий в земной коре (тектонических поддвижек, дизъюнктивных и пликативных нарушений) могут менять свои размеры и направление; этим и обусловлен так хорошо проявленный на Армянском вулканическом нагорье многовыходный или ареальный тип вулканизма (Заварицкий, 1945; Асланян, 1958; Карапетян, 1963; Ширинян, 1967).

Следует отметить, что если строение и мощность осадочного чехла земной коры для основного вулканизма имеют важное значение как фактор, определяющий ареальный тип вулканизма, то для кислого вулканизма, помимо этого, они имеют решающее значение как область зарождения кислой магмы.

Большинство исследователей считает многовыходный

или ареальный тип вулканизма характерным для антропогенного, притом основного вулканизма Армянского нагорья. Однако, как было отмечено выше, этот тип вулканизма характерен также и для новейшего кислого вулканизма Армении.

В четвертичное время, в связи с новыми воздыманиями складчатой зоны Армении и возобновлением вулканической деятельности в отдельных вулкано-структурных подзонах, наряду с образованием новых трещин, происходило оживление также некоторых старых. Трещины, откуда поднимались липаритовые лавы, в отдельных случаях, видимо, вновь были приоткрыты и по ним или по их контактовым частям изливались андезитовые и андезито-базальтовые лавы. В некоторых случаях фокусы—каналы извержений новых и старых вулканов совпадали (Гутансар, Мец Карахач, Гехасар). Андезитовые лавы, прорвавшись на вершине липарито-дацит-дацитового вулкана Гутансар, образовали большой кратер (Нор Гутансар). В последующем на южном склоне вулкана образовались небольшие вулканы Цахкот и Менак, излившие андезито-базальтовые лавы. Четвертичные вулканы Атисской группы—Текблур, Тех и Харамблур, располагаются полукругом вокруг канала «кислого» вулкана Атис, указывая на возможный случай использования ими контактовых частей этого канала.

Случаи прорыва липаритовых вулканов основными лавами отмечены также на вулканах Гехасар, Базенк и др., о которых говорилось выше.

О возрасте новейших липаритовых куполовидных вулканов

Вопрос возраста новейших липаритов Армянской ССР дискутируется в литературе давно. Расхождения в его определении охватывают большой диапазон времени—от верхнего олигоцена до нижнечетвертичного включительно.

К. Н. Паффенгольц (1947) считает указанные липариты верхнеолигоценовыми, Г. Абих (1899), Б. М. Куплетский (1929), А. А. Турцев (1931), А. Н. Назарян (1962)—четвертичными.

До недавнего времени господствовало мнение о верхнеплиоценовом (Тахтаджян, Габриелян, 1948; Асланян, 1958; Вегуни), а затем нижнеплиоценовом (Милановский, 1956; Бальян, 1962; Амарян, 1964; Оганесян) возрасте новейших липаритов. Следует отметить, что в последние годы некоторые сторонники верхнеплиоценового возраста означенных пород

также спустили их возраст до нижнего (Асланян*, Вегуни 1966) или среднего (Габриелян, 1964) плиоцена.

Указанному вопросу нами посвящена специальная статья (Карапетян, 1968₁), поэтому, пропуская описание конкретных разрезов, ниже приводим только самые общие положения.

В результате уточнения геологического взаимоотношения липаритов различных районов с подстилающими и перекрывающими их породами, привлечения имеющихся фаунистических и археологических данных, нам удалось найти для липаритов довольно узкую возрастную вилку. Нижним ее пределом являются нурнусские диатомиты (акчагыл-апшерон), верхним—ашельские обсидиановые орудия. Между диатомитами и липаритами залегает нурнусский базальтовый поток. На этом основании автором липариты укладываются в еще более узкий интервал времени—между верхним апшероном и четвертичным временем.

Возраст куполов Гюмуш и Авазан определен как среднеплиоценовый. Указанные возрасты подтверждаются также данными абсолютного возраста**, соответственно: 0—2 и 5 млн. лет.

* Устное сообщение.

** Определения произведены в лаборатории абсолютного возраста ИГН АН Арм. ССР.

ГЛАВА VII

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПРАКТИЧЕСКОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПРОДУКТОВ НОВЕЙШЕГО КИСЛОГО ВУЛКАНИЗМА АРМЯНСКОЙ ССР

С новейшим кислым вулканизмом Армении связаны крупные месторождения кислых вулканических стекол типа перлита, обсидиана и литоидной пемзы.

Основа развития современной перлитовой промышленности в Советском Союзе была подготовлена работами М. П. Воларовича, А. А. Леонтьевой (1937), П. П. Будникова и Д. П. Бобровника (1939), М. П. Воларовича и В. П. Чепурина (1944) и др.

В послевоенные годы В. П. Петров (1955), в связи с большой потребностью в строительных материалах, снова обратил внимание геологов и технологов на широкие перспективы применения перлитового сырья в строительстве и в различных областях народного хозяйства.

Армянская ССР является одной из первых республик, где за короткое время были выявлены практически неисчерпаемые запасы высококачественного перлитового сырья. Большая заслуга в поиске и разведке перлитового сырья принадлежит А. Т. Вегуни, К. М. Сагателяну, Б. В. Казаряну, П. Х. Канкянцян, А. М. Торосяну и др., а по выработке технологии и их промышленному использованию—М. З. Симонову, А. М. Мирумян и особенно Г. Г. Акопяну. Изучением продуктов кислого вулканизма в практических целях занимался и автор (1968, 1969₁, 1969₂ и др.).

Кислые вулканические стекла Армянской ССР удовлетворяют всем предъявляемым к ним требованиям: имеют липаритовый состав, незначительное содержание кристаллической фазы, низкую температуру, высокий коэффициент вспучивания и т. д. Ввиду этого они получили широкую известность у геологов, технологов и строителей. Следует отметить, что боль-

шинство союзных предприятий и лабораторий по выработке методик и технологического режима вспучивания перлитов работает на сырье крупнейшего и широко известного в Союзе Арагацского месторождения.

В настоящее время перлитовое сырье широко используется у нас в республике, вывозится во многие промышленные районы Советского Союза, а также экспортируется за рубеж (в Италию, Бельгию и др. страны).

В различных научно-исследовательских учреждениях Армянской ССР из перлитов и обсидианов, помимо уже известных материалов (заполнители бетонов, термо-теплоизоляторов и др.), получают также ряд ценных силикатных продуктов: жидкое стекло, метасиликат натрия, абсорбенты, хрусталь, стеклоткани, стеклопластики, различные фильтры для очистки пищевых продуктов, напитков, минеральных и пресных вод. Сказанное свидетельствует о том, что перлиты завоевывают все новые и новые области применения.

Большая потребность в столь ценном сырье как у нас в республике, так и за ее пределами, настоятельно диктует детально изучать геологические условия формирования их, критериев и поисковых методов для выявления новых перспективных месторождений.

Закономерности размещения и геологические условия формирования промышленных месторождений кислых вулканических стекол

Месторождения кислых вулканических стекол приурочены к описанным выше крупным липаритовым вулканам, которые в экономическом отношении выгодно сконцентрированы в западной, центральной и юго-восточной частях республики (рис. 1).

Суммарная площадь, занятая новейшими кислыми эффузивами, равна около 175 км², из коих большая часть—около 105—110 км² приходится на центральную часть республики (Абовян-Разданский и Мартунинский р-ны), 37—40 км²—на западную (Талинский р-н), 20—25 км²—на юго-восточную (Сисианский р-н) части. Общий объем изверженного материала, по указанным площадям, равен около 30 км³; из этого количества на долю стекловатых разностей приходится примерно половина. Разведанные запасы на сегодня составляют 210 млн. м³, что соответствует лишь 1,5% общих запасов.

В строении описанных вулканов встречаются почти все известные структурно-текстурные разновидности вулкано-

кластических пород. Выявляется, что одни и те же типы пород могли образоваться в результате различных генетических условий: экструзивного, эффузивного и эксплозивного. Несомненно, условия образования пород влияют не только на форму тела, но и, что очень важно, на их физико-механические и технологические качества (Петров, 1962; Наседкин, 1963; Карапетян, Израелян, Акопян, 1969).

В результате детальных исследований установлено, что все известные месторождения перлита и пемзы Армянской ССР представлены перечисленными генетическими типами. Арагацское, Фонтанское, Джраберское и другие месторождения приурочены к описанным выше потокам обломочного-агломератового строения (табл. 27).

Таблица 27

Основные характеристики перлит-пемзовых потоков агломератового строения

Названия		Длина в км	Мощность в м		Площадь в км ²	Объем в км ³
потока	вулкана		пределы	средн.		
Арагацкий	Мец Артени	5—8	15—200	75	14	1
Гутансарский	Гутансар	1—7	20—75	50	31	1,5
Атисский	Атис	5,5	15—40	60	15	0,8
Гехасарский	Гехасар	2—5	50—200	100	15	1,5
Сатанакарский	Мец Сатанакар	2,2	10—70	25	1,2	0,3
Барцратумбский	Барцратумб	1,0	15—70	30	2,5	0,5

Артенинское месторождение перлитовых песков представлено эксплозивными—перлит-пемзовыми образованиями, Артенинское и Атисское (Акункское) месторождения обсидиана—двумя генетическими типами, соответственно, экструзивным и эффузивным. Геологическая характеристика и условия образования перечисленных месторождений приведены выше и в других работах автора (1962, 1964, 1966, 1969₁, Карапетян, Сагателян, 1966), К. М. Сагателяна (1962, 1969), П. Х. Канкяна (1965) и др.

Технологические исследования кислых вулканических стекол с целью их практического использования

Большие запасы вулканических стекол, оставшиеся еще неразведанными, также представлены, главным образом, экструзивным, эффузивным и эксплозивным генетическими типами.

Комплексные геолого-петрографические и предваритель-

ные лабораторные технологические исследования (температура, коэффициент вспучивания* и т. д.) обнаруживают их высокие качества: температура вспучивания колеблется в пределах 800—970°, коэффициент вспучивания—от 8 до 17—20 раз.

Для выявления новых перспективных участков и типов сырья, совместно с Г. Г. Акопяном (НИИКС) и В. Р. Израеляном (АИСМ) проведены также некоторые методические работы, в частности по выявлению зависимости геологических условий формирования кислых вулканических стекол на их микроструктурные и технологические качества (Карапетян, Израелян, Акопян, 1969; Акопян, Карапетян, 1969; Карапетян, Акопян, 1970). Аналогичные исследования по другим месторождениям Союза ранее проводились Н. С. Мануйловой (1961), В. В. Наседкиным и И. Н. Явищем (1962).

Объектами исследований были выбраны разные генетические типы липаритовых пород в пределах вулканического комплекса Артени: 1—Арагацкий перлитовый поток; 2, 3—эффузивные плотные и пористые перлитовые потоки (северо-западный отрог); 4, 5—частично гидратизированные липариты из трещинных экструзий; 6—эксплозивные перлит-пемзовые породы первой фазы извержений (Покр Артени); 7—экструзивные обсидиан-перлитовые породы (восточные склоны Покр Артени). По составу все они отвечают липаритам. Кристаллическая фаза в стекловатых разностях (№ 1, 2, 3, 5, 6) составляет до 2—4% объема породы, в трещинных экструзиях (№ 4, 5)—до 6—9%.

Технологические испытания проб производились в лабораторных (селитовая печь) и промышленных условиях (шахтная печь типа ПУ—10 м завода ЖБК № 7 Министроя Арм. ССР). Результаты исследований помещены в табл. 28, 29.

Как видно из таблиц, разные генетические типы пород обладают разными физико-механическими и технологическими свойствами. Наилучшей способностью к вспучиванию обладают породы «чисто» эффузивных и агломератовых потоков („К”—коэффициент вспучивания—16—19). Они могут быть использованы для получения теплоизоляционных засыпок, изделий и фильтрующих порошков в пищевой, химической и других отраслях промышленности.

Породы трещинных экструзий имеют относительно малый коэффициент вспучивания (10—12), пониженное водопоглощение, но высокую прочность. Они могут быть использованы в качестве крупных заполнителей в бетонах.

* Определения произведены в НИИ «Теплопроект» совместно с Н. М. Ишаевой.

Характеристика перлитов разных генетических типов, вспученных в лабораторных условиях

№ п.п.	До термообработки					После термообработки			
	объемный вес в куске, кг/м ³	удельный вес, г/см ³	пористость, %	водопоглощение по весовому %	объемный насыпной вес, кг/м ³	температура обжига, С°	выдержка в печи, сек.	объемный вес в лабораторной печи, кг/м ³	водопоглощение по весовому %
1	1652	2,39	30,8	10,8	1045	1000	150	321	66,2
2	1625	"	31,9	10,5	1011	1000	150	343	51,4
3	1368	"	42,8	17,3	851	—	—	317	58,3
4	1815	"	24,0	10,0	1138	1100	150	540	28,2
5	1798	"	24,6	11,0	1003	—	—	538	25,8
6	1580	"	33,7	12,6	1046	1000	150	338	65,3
7	2018	2,40	16,6	5,4	1156	1100	600	380	18,9

1—агломератовый поток (перлит и пемза); 2, 3—эффузивные потоки (плотный и пористый перлиты); 4, 5—трещинные экструзии (гидратизированный липарит), 6—эксплозивные породы (перлит, пемза); 7—экструзивный перлит.

Таблица 29

Некоторые показатели перлитов разных генетических типов, вспученных в заводских условиях

№ проб.	Остатки на ситах (мм) в %												Объемный насыпной вес рабочей смеси, кг. м³
	объем, см³	вес, г	объем, см³	вес, г	объем, см³	вес, г	объем, см³	вес, г	объем, см³	вес, г	объем, см³	вес, г	
1	10,0	0,5	155,0	9,7	502,0	23,3	180,0	8,9	96,0	5,7	62,0	6,6	59,8
2	12,0	0,7	160,0	10,0	490,0	24,0	195,0	9,0	100,0	6,0	50,0	6,0	55,7
3	—	—	62,0	5,3	450,0	10,3	265,0	14,6	150,0	8,6	70,0	7,3	46,1
4	—	—	150,0	13,4	393,0	40,7	185,0	4,5	130,0	29,6	135,0	20,4	108,6
5	7,0	1,0	230,0	18,6	430,0	33,5	105,0	8,0	110,0	119,0	125,0	20,0	91,1
6	14,0	1,4	158,0	9,8	495,0	24,1	191,0	9,1	84,0	4,9	61,0	8,5	57,8

1—агломератовый поток (перлит, пемза); 2, 3—эффузивные потоки (плотный и пористый перлиты); 4, 5—трещинные экструзии (гидратизированный липарит); 6—эксплозивные породы (перлит, пемза); 7—проба (табл. 28), ввиду малого количества, в заводских условиях не вспучивалась.

Экструзивные перлиты (№ 7) обладают низким коэффициентом вспучивания, но характеризуются большой прочностью. Они могут быть использованы в качестве легкого, крупного заполнителя в бетонах, предназначенных для навесных стеновых панелей зданий повышенной этажности и, ввиду их красивого внешнего облика,—в изготовлении легких декоративно-облицовочных панелей и других изделий.

Полученные данные показывают, что при подборе соответствующего генетического типа сырья и регулировке режима обработки, можно получить целую серию вспученных продуктов с заранее заданными свойствами.

Сказанное свидетельствует о несомненной целесообразности учета комплексности предъявляемых требований к сырью как при геологоразведочных, технологических и эксплуатационных работах, так и при их использовании.

Перспективы использования кислых вулканических стекол

Как уже отмечалось, Армянская ССР необычайно богата высококачественным перлит-обсидиановым сырьем. Народнохозяйственное значение отдельных месторождений неравноценно: в одних случаях они характеризуются десятками миллионов кубических метров сырья, удобными транспортными и экономическими условиями (Артенинская, Фонтан-Джраберская группы), в других—сравнительно ограниченными запасами, удаленностью от населенных пунктов, шоссейных и железных дорог (Воротанское, Гегамское) и т. д. Однако месторождения, на сегодня считающиеся нерентабельными, в скором будущем, в связи с их высокими качествами и с всевозрастающим спросом на сырье, займут свое достойное место. Имея в виду сказанное, мы, в пределах изученных вулканов выделили наиболее перспективные участки перлита и обсидиана, которые, в случае удовлетворительных запасов, могут представить большой практический интерес (Карапетян, 1969₁).

По перлиту: северо-западные и южные потоки вулкана Артени; северо-восточный (Кянкянский) отрог, южные и юго-западные потоки вулканов Атис и Алапарс; южные потоки вулкана Гехасар; западный и восточный отроги вулканов Мец Сатанакар и Бариратумб.

По обсидиану: северо-западное подножье Мец Артени, отдельные участки в пределах Арагацкого потока и юго-восточных, южных склонов Покр Артени; юго-западные склоны вулкана Атис; отдельные участки между Гутансаром

и ж-д. линией Ереван—Севан; юго-западный отрог Мец Сатанакара.

Как поделочный материал рекомендуются: плосчатые и брекчиевидные обсидианы следующих участков: юго-западные склоны вулкана Мец Артени (в пределах Конди Шаран), южный отрог Покр Артени (западнее фермы с. Арег); участок левобережной части р. Раздан (между с. Нурнус и ГюмушГЭСом), овраг Ашридзор; юго-западные склоны вулкана Атис; западный отрог вулкана Гехасар и др. Obsидианы указанных участков, ввиду их декоративного облика, могут быть использованы для изготовления сувениров, различных бытовых изделий и т. д.

Таким образом, большие запасы высококачественного сырья с весьма удобными экономическими условиями эксплуатации, могут на долгие годы удовлетворять всевозрастающие потребности как нашей республики, так и многих районов Советского Союза.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенный материал позволяет сделать некоторые обобщающие выводы.

1. Новейшие липаритовые вулканы, в системе складчатой зоны Армении, приурочены к разным вулкано-структурным подзонам (Арагацской, Гегамской, Сюникской и др.) и расположены в единой цепи вулканических проявлений, протягивающихся по всей территории ее с северо-запада на юго-восток на 250—300 км.

Вулкано-структурные подзоны формировались в результате дифференцированного воздымания складчатой зоны Армении в позднеорогенную стадию альпийского геотектонического цикла ее развития.

2. Вулканы представлены довольно крупными куполовидными, сложными по структуре сооружениями, образовавшимися в результате многократных эффузивных, эксплозивных и экструзивных извержений кислой липарито-дацитовой магмы.

3. Новейший кислый вулканизм Армении по природе, характеру вулканических явлений, относится к многовыходному типу.

4. На основании геолого-геоморфологических, фаунистических, археологических и радиологических данных возраст липаритовых вулканов определяется как верхнеплиоцен-нижнечетвертичный.

5. Куполовидные вулканы, расположенные в разных вулкано-структурных подзонах, имели свои изолированные

магматические очаги. Окончательное формирование расплавов под каждым вулканом происходило в отдельных промежуточных, апофизовых, магматических камерах, которые питались из очага, общего для данной группы (подзоны) вулканов. Состав первичной магмы в очагах был, видимо, липарито-дацитовым. Эволюция состава продуктов деятельности изученных вулканов имела антидромный характер и шла от липаритов в сторону дацитов. Основным процессом, приведшим к такой эволюции, было, видимо, кристаллизационная дифференциация, возможно, при незначительном участии контаминационных и ассимиляционных процессов.

6. Породы липаритовых вулканов представлены раскристаллизованными липаритовыми и липарито-дацитовыми лавами, а также стекловатыми—обсидианами, перлитами, пемзами, их туфами и брекчиями.

Петрохимические особенности липарит-дацитовых пород позволяют отнести их к среднетихоокеанской известково-щелочной ассоциации. Преобладающая часть липаритов относится к нормальному типу. От средних типов соответствующих пород Дэли изученные породы отличаются некоторой лейкократовостью.

Минералого-геохимические особенности новейших липарит-дацитовых пород подтверждают их связь с родоначальной кислой магмой. Наблюдается общая обогащенность их Mo, Ga, Be, Li, Pb.

Вулканы отдельных зон имеют свою локальную геохимическую специализацию.

7. В пределах липаритовых куполовидных вулканов выделяются разные генетические типы вулканических стекол: экструзивный, эффузивный, эксплозивный. Промышленные месторождения кислых вулканических стекол (перлитов, обсидианов и пемз) приурочены ко всем этим типам.

8. Общий объем новейших липаритовых пород составляет около 30 км³, из коих на стекловатые разности приходится 15 км³.

Разведанные запасы на сегодня составляют 216 млн. м³, т. е. 1,5% общих запасов.

ЛИТЕРАТУРА

- Абих Г.* Геология Армянского нагорья. Западная часть. Орографическое и геологическое описание. Перевод Б. З. Коленко. Зап. Кавк. геогр. Кн. XXI, 1899.
- Авдулов М. В.* О геологической природе гравитационной аномалии Эльбруса. Изв. АН СССР, серия геол., № 9, 1962.
- Аджимамудов Э. Б.* О связи гравитационного поля с тектонической зональностью Малого Кавказа. ДАН Арм. ССР, 24, № 4, 1957.
- Акопян Г. Г., Израелян В. Р.* К изучению пористой структуры кислых водосодержащих вулканических стекол. Строительные материалы, детали и изделия, вып. VI. Вспученный перлит и изделия на его основе. Киев, 1966.
- Акопян Г. Г., Карапетян С. Г.* К вопросу получения вспученных крупных заполнителей из новых генетических типов перлитовых пород. Тр. отраслевого совещ. по технич. переработке и применению перлита Арагацкого месторождения в строительстве и промышленности (в печати).
- Акопян Ц. Г.* Магнитное поле и палеомагнетизм кайнозойских эффузивных пород Арм. ССР. Ереван, 1963.
- Амарян В. А.* Стратиграфическая схема неогеновых и четвертичных вулканических образований района г. Арагац. Изв. АН Арм. ССР, XXXVI, 1963.
- Амарян В. М.* О стратиграфическом положении и возрасте липарито-перлито-обсидиановых лав г. Арteni (на арм. языке). НТ, сб. № 3, серия геол., Ереван, 1964.
- Асланян А. Т.* О возрасте вулканогенной толщи центральной части Малого Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1949.
- Асланян А. Т.* Стратиграфия вулканогенных пород Приереванского района (Армянской ССР), ДАН Арм. ССР, т. XI, № 5, 1950.
- Асланян А. Т.* Региональная геология Армении. Ереван, 1958.
- Балавадзе Б. К.* Гравитационное поле и строение земной коры в Грузии. Тбилиси, 1957.
- Бальян С. П.* О генезисе и возрасте вулканической формации Армении. Тезисы докладов научн. конф. Ер. гос.ун-та, Ереван, 1962.

- Башарина Л. А.* Фумарольная деятельность вулкана Безымянного в 1956—1957 гг. Бюллетень вулк. станции, № 29, Изд. АН СССР, М., 1960.
- Башарина Л. А.* Вулканические газы Камчатки. Автореферат канд. диссертации. Петропавловск-Камчатский, 1966.
- Бейтс Р.* Геология неметаллических полезных ископаемых. Изд. «Мир», 1965.
- Белянкин Д. С.* О сферолитах в техническом стекле и о некоторых шаровых образованиях в магматических горных породах. Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, вып. 4, 1933.
- Белянкин Д. С. и Иванова В. П.* Термооптический анализ вулканического стекла из Аджаристана. Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, вып. 6, 1934.
- Белянкин Д. С.* К характеристике брекчиевидных и полосчатых лав вулкана Эльбруса. ДАН СССР, т. 21, № 5, 1938.
- Белянкин Л. С., Петров В. П.* О кристобалите и об условиях кристаллизации его в некоторых породах Закавказья. Тр. Минер. музея АН СССР, вып. 1, 1949.
- Белянкин Д. С.* Магматическая ликвация, можно ли верить в нее и какие мы имеем к тому основания. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1949.
- Богоявленская Г. Е.* Вулкан Безымянный и его экструзивные образования. Бюлл. вулк. ст., 1957, № 26.
- Борисов О. Г.* Вторичные фумаролы агломератового потока вулкана Безымянного и основной источник их питания к концу 1958 г. Бюлл. вулк. станции, № 29, Изд. АН СССР, М., 1960.
- Будников П. П., Бобровник Д. П.* Искусственная пемза из обсидианов Армении и ее использование для изготовления легких бетонов «Керамика», № 9, 1939.
- Бурьянова И. З., Фаворская М. А.* О происхождении шаровых лав Южного Сихотэ-Алиня. Изв. АН СССР, серия, геол., № 12, 1961.
- Ван Беммелен.* Геология Индонезии. ИЛ, 1957.
- Варданянц Л. А.* Тектоническая карта Кавказа в масштабе 1 : 1000000. Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, т. 18, 1955.
- Вегуни А. Т.* Проявление перлита в Армении. Сб. аннотаций докладов VII научно-техн. конференции, Изд. Тбил. политехн. ин-та, 1956.
- Вегуни А. Т.* Месторождения перлита в Армении. Разведка и охрана недр, № 11, 1958.
- Вегуни А. Т.* Некоторые закономерности верхнетретичного вулканизма Армянского нагорья. Сб. «Вулканические и вулкано-плутонические формации». «Наука», 1966.
- Вильямс Х., Тернер Ф., Гилберт Ч.* Петрография. Изд. ИЛ, М., 1957.
- Виноградов А. П.* Закономерности распределения химических элементов в земной коре. «Геохимия», № 6, 1962.
- Винчелл А. Н., Винчелл Г.* Оптическая минералогия. ИЛ, М., 1953.
- Влодавец В. И.* О вулканологической терминологии. Бюлл. вулканолог. станции АН СССР, 21, 1954¹.

- Влодавец В. И. К вопросу о происхождении некоторых вулканических трещин. Бюлл. вулканологич. станции АН СССР, № 23, 1954².
- Влодавец В. И., Флоренский К. П. О процессе окисления шлаков и лав. Тр. Всесоюзн. вулканологич. совещания, том. III. Вулканизм и глубинное строение земли, «Наука», 1966.
- Воларович М. П., Леонтьева А. А. Исследование вязкости обсидианов в связи с вопросом генезиса пемзы. ДАН СССР, 17, № 8, 1937.
- Воларович М. П., Чепурин В. П. Опыты по нагреванию обсидианов под давлением в связи с вопросом генезиса пемзы. Записки Всеросс. минер. об-ва, серия 2, ч. 73, вып. I, 1944.
- Воловикова И. М. Сферолитовые образования в верхнепалеозойских эффузивных породах Чаткальского хребта. Тр. ИГН АН СССР, вып. 159, 1955.
- Волянюк Н. Я. Вулканические породы Мухор-Тала (Западное Забайкалье). Автореферат канд. диссертации, Иркутск, 1967.
- Габриелян А. А. О стратиграфическом положении и возрасте долеритовых базальтов Приереванского района. ДАН Арм. ССР., т. IX, № 1, 1948.
- Габриелян А. А. О геотектоническом районировании Армении. Вопросы геологии и гидрогеологии Арм. ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1956.
- Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Ереван, 1959.
- Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1964.
- Габриелян А. А., Татевосян Л. К. Схема геолого-геофизического районирования Арм. ССР и смежных частей Антикавказа. Изв. АН Арм. ССР, Науки о земле, № 2, 1966.
- Габриелян А. А., Адамян А. И., Акопян В. Т., Арзуманян С. К., Вегуни А. Т., Саркисян О. А., Симонян Г. П. Тектоническая карта и карта интрузивных формаций Армянской ССР (объяснительная записка). Изд. «Митк», Ереван, 1968.
- Гамбарян П. П. Геолого-петрографический очерк района среднего течения р. Занги. Бассейн р. Занги, ч. 2, геолого-гидрогеологический очерк. Тр. сов. по науч. прир. ресурс. (СОПС), сер. Закавказ. вып. X., 1934).
- Герасимов А. П. Северо-Восточное подножье Эльбруса. Изв. геол. ком., т. XXX, 1911.
- Гинзберг А. С. Геолого-петрографическое описание южного побережья оз. Севан. Сб. «Бассейн оз. Севан», т. 2, вып. I, Изд. АН СССР и УВХ ССР Армении, 1930.
- Григорьев Д. П., Искюль Е. В. Дифференциация некоторых силикатных расплавов, как результат образования несмешивающихся жидкостей. Изв. АН СССР, отд. мат. и ест. наук, № 1, 1937.

- Гогель Г. Н. Акцессорные минералы гранитоидов Центр. Казахстана. Изд. АН Каз. ССР, 1966.
- Горшков Г. С., Богоявленская Г. Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения 1956—1963 гг. «Наука», 1965.
- Демехин А. П. Арзни (гидрогеологический очерк). Ереван, 1940.
- Джрбациян Р. Т. Сферолитовые лавы окрестностей с. Гамзачиман. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1961.
- Ежов А. И. О геохимической специализации гранитоидов Шалгинского района (Центр. Казахстан). Сб. «Металлогеническая специализация магматических комплексов», «Недра», 1964.
- Елисеева О. П. К вопросу об образовании шаровых лав в кислых эффузивах Кураминского хребта. Изв. АН СССР, сер. геол. № 5, 1960.
- Заварицкий А. Н. Некоторые черты новейшего вулканизма Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1945.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. АН СССР, М.-Л., 1950.
- Заварицкий А. Н., Соболев В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. Госгеолтехиздат, 1961.
- Зайченко Е. И., Фаворская М. А. К истории развития взглядов на петрогенетическое значение явлений ликвации. Тр. ИГЕМ, вып. 90, М., 1963.
- Иванов Р. По вопросу о химико-минералогической классификации главных изверженных горных пород. Научные сообщения Карпато-Балканской геологической ассоциации, т. 5, Бухарест, 1963.
- Истомин А. Н. Семейтауский вулканогенный комплекс и пути практического использования его пород. Автореферат канд. диссертации, Алма-Ата, 1965.
- Канкян П. Х. Перлитовые породы Арм. ССР. Изд. «Айастан», Ереван, 1965.
- Карапетян К. И. Петрохимические особенности четвертичного вулканизма Гегамского нагорья и Айоцдзора (Армения). Сб. «Петрохимич. особенности молодого вулканизма», М., Изд. АН СССР, 1963¹.
- Карапетян К. И. Классификация четвертичных вулканов Гегамского нагорья и связь их с трещинной тектоникой. Сб. «Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР», М., Изд. АН ССР, 1963².
- Карапетян К. И. Гегамское нагорье и некоторые вопросы новейшего вулканизма Армении. Сб. «Вулканические и вулканоплутонические формации», «Наука», 1966.
- Карапетян С. Г. Игнимбритовые туфы в палеогеновых образованиях Армении. Изв. АН Арм. ССР, геол. и геогр. науки, т. XIII, № 1, 1960.
- Карапетян С. Г. Вулкан Артени и его продукты. Тезисы докладов Четвертой конференции молодых научных сотрудников. Ереван, 1962.
- Карапетян С. Г. Шаровидные образования в обсидианах западных склонов Зангезурского хребта Арм. ССР. Тр. ИГЕМ, вып. 90, 1963.

- Карапетян С. Г.* Куполовидные вулканы Артени и Атис. Изв. АН Арм. ССР, № 3—4, 1964.
- Карапетян С. Г.* Центры извержений плиоценовых кислых пород Армении. Сб. «Вулканические и вулканоплутонические формации» «Наука», 1966.
- Карапетян С. Г., Сагателян К. М.* Обсидианы, перлиты, литондные пемзы. Геология Армянской ССР, том 7. Неметаллические полезные ископаемые, Ереван, 1966.
- Карапетян С. Г.* Уникальные разновидности обсидиана. «Природа», № 6, 1967.
- Карапетян С. Г.* К вопросу о возрасте и стратиграфическом положении новейших липаритовых и липарито-дацитовых пород Арм. ССР. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1—2, 1968¹.
- Карапетян С. Г.* Особенности строения и состава новейших липаритовых куполовидных вулканов Армянской ССР. Автореферат канд. Диссертации, М., 1968².
- Карапетян С. Г., Израелян В. Р., Акопян Г. Г.* Влияние генезиса кислых вулканических стекол на их структуру и технологические свойства. Сб. «Закономерности формирования и размещения м-ний вулканического стекла (их свойства и применение)». Изд. «Наука», 1969.
- Карапетян С. Г.* Геологические условия формирования промышленных месторождений кислых вулканических стекол Арм. ССР. Сб. «Закономерности формирования и размещения м-ний вулканических стекол (их свойства и применение)», Изд. «Наука», 1969¹.
- Карапетян С. Г.* Опыт картирования куполовидных вулканов на примере Артени (Армянская ССР). Сб. «Вопросы методики картирования вулканогенных формаций». Изд. «Наука», 1969².
- Карапетян С. Г.* Петрология и практическое значение продуктов новейшего кислого вулканизма Армянской ССР. Вулканизм и формирование минеральных месторождений в альпийской геосинклинальной зоне. Тезисы докладов к III Всесоюзному вулканологическому совещанию, Львов, 1969³.
- Карапетян С. Г., Акопян Г. Г.* Промышленные типы продуктов новейшего кислого вулканизма Арм. ССР и перспективы их использования. Материалы республиканской научно-технической конференции молодых научных работников Армении, посвященной 50-летию ВЛКСМ, Изд. АН Арм. ССР, 1969.
- Карапетян С. Г.* Липариты и липарито-дациты. Геология Армянской ССР, т. V. Петрография вулканогенных пород, Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1970.
- Кашкай М. А., Мамедов А. И.* Перлиты и обсидианы. Изд. АН Азерб. ССР, Баку, 1961.
- Кашкай М. А., Мамедов А. И.* Исследование летучей фазы в вулканических стеклах. Сб. «Закономерности формирования и размещения месторождений вулканического стекла», Изд. «Наука», 1969.

- Кваша Л. Г. О строении вулканического центра Араилер (Армения). Тр. лабор. вулк. АН СССР, вып. 7, 1953.
- Кеннеди Дж. К. Равновесие между летучими и окислами железа в изверженных породах. Сб. «Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии», под ред. Д. С. Белянкина, М., 1950.
- Кеппежинскас В. В., Кеппежинскас К. Б. Сверхоскоиды верхнепалеозойских липаритовых порфиров гор. Каратемер. Тр. Лабор. палеовулканологии, вып. 3, Алма-Ата, 1964.
- Кигаи В. А. Об опыте применения окрашивания калишпатов в шлифах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1960.
- Коптев-Дворников В. С. Геолого-петрографическое описание Майкаинского рудоносного района. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 75, 1946.
- Коптев-Дворников В. С. О геохимическом изучении вулканогенных пород и о значении акцессорных минералов. Сб. «Вулканоген. породы и методы их изучения», «Недра», 1967.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. Основные проблемы в изучении магматогенных месторождений. Изд. АН СССР, 1955.
- Куплетский Б. М. Геолого-петрографический очерк Ахмаганского плато. Сб. «Бассейн оз. Севан (Гокча)» т. I, 1929.
- Лавин В. В. О ликвации некоторых фосфор и фторосодержащих силикатных расплавов. Тр. Ин-та Геол. наук; петрографическая серия, вып. 106, № 30, 1949.
- Лебедев П. И. Вулкан Алагез и его лавы Л., 1934.
- Лебединский В. И., Мо-Кэ-Минь. О явлениях ликвации в лавах Калаганского комплекса (КНР). Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1958.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография. 1925.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Армянское вулканическое нагорье. «Природа», № 5, 1928.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. О своеобразном типе дифференциации в варислите Ялгубы. (Пример ликвации магмы на две несмешивающиеся жидкости). Тр. Петр. инст. Академии Наук СССР, вып. 5, 1935.
- Леонтьев Л. Н. Тектоническое строение и история геотектонического развития М. Кавказа. Бюлл. МОИП, отдел. геол., т. XXIV, ч. 4, 1949.
- Ляхович В. В. Акцессорные минералы эффузивных и субэффузивных пород. Изв. АН СССР, сер. геол. № 12, 1963.
- Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогении на примере М. Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол.-географ. наук, т. X., № 4, 1957.
- Малеев Е. Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. Изд. «Наука», 1964.
- Мануйлова Н. С. Микроструктура природных перлитов и ее изменение в процессе вспучивания. Сб. трудов № 19, РОСНИИМС, Госстройиздат, М., 1961.
- Маренина Т. Ю. Вулкан Опала на Камчатке. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 18, 1962.

- Марфуни А. С.* Полевые шпаты—фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. Тр. ИГЕМ, вып. 78, 1962.
- Мезон Б.* Окисление и восстановление в геохимии. Сб. «Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии», под редак. Д. С. Белянкина. ИЛ., 1950.
- Меликсетян Б. М.* О некоторых особенностях процесса турмалинизации. Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и географ. наук, т. XII, № 5, 1959.
- Меликсетян Б. М.* Петрографические и геохимические особенности специализированных молибденоносных интрузивных комплексов Мегринского плутона (Арм. ССР). Сб. «Металлогеническая специализация магматических комплексов», «Недра», 1964.
- Менерт К.* Новое о проблеме гранитов. ИЛ., М., 1963.
- Меняйлов А. А.* Эвтакситовые лавы вулкана Шевелуч на Камчатке. Сб. «Академику Д. С. Белянкину к 70-летию со дня рождения...» Изд. АН СССР, М., 1946.
- Меняйлов А. А.* Вулкан Шевелуч—его геологическое строение, состав и извержения. Тр. Лаб. вулканологии, вып. 9, 1955.
- Милановский Е. Е.* О неогеновом и антропогеном вулканизме Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1956.
- Милановский Е. Е., Короновский Н. В.* «Туфолавы» и родственные им образования Центрального Кавказа. Тр. Лаб. вулканол., вып. 20, 1961.
- Милановский Е. Е.* Новейшая тектоника Арм. ССР и прилегающих районов Закавказья. Геология Арм. ССР, т. I. Геоморфология, Изд. АН Арм. ССР, 1962.
- Милановский Е. Е.* Орогенный вулканизм и тектоника Кавказа. Тезисы доклада на Международном коллоквиуме по тектонике Альпийской складчатой области Европы и Малой Азии, Тбилиси, 1965.
- Милановский Е. Е., Короновский И. В.* Роль туфолаво-игнимбритовых комплексов в структуре и тектоническом развитии земной коры. «Вулканические и вулканоплутонические формации». т. II, «Наука», 1966.
- Минацаканян А. Х.* Шаровидные обособления в верхнемеловых обсидахах в районе с. Алпаут (Азербайджанская ССР), Тр. ИГЕМ, вып. 90, 1963.
- Мурхауз В.* Практическая петрография. Изд. ИЛ., М., 1963.
- Набоко С. И.* Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. Изд. АН СССР, 1963.
- Назарян А. Н.* Вулканические породы и озерно-континентальные отложения нижнего течения р. Раздан. Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, т. XV, № 5, 1962.
- Назарян Х. Е.* Армянское вулканическое нагорье. Разданско-Котайкское плато. Геология Арм. ССР, т. I, Геоморфология, Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1962.
- Наседкин В. В., Петров В. П.* Экспериментальное получение перлитовой структуры. ДАН СССР, т. 146, № 2, 1962.

- Наседкин В. В., Явиц И. Н.* Фазовая неоднородность вулканического стекла кислого состава, ее влияние на качество вспученного перлита. Тр. шестого совещ. по эксперим. и техн. минерал. и петр., Изд. АН СССР, 1962.
- Наседкин В. В.* Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезиса и изменения. Тр. ИГЕМ, вып. 98, М., 1963.
- Наседкин В. В., Зиборова Т. А.* Минералогия тридимитовых пород района Артеми, Армении и значение тридимита в эффузивных минеральных парагенезисах. Изв. АН СССР, № 11, 1968.
- Наседкин В. В.* Характеристика зональности на месторождениях кислых стеклообразных пород и физико-химические факторы, определяющие условия образования этих месторождений. Сб. «Закономерности формирования и размещения м-ний вулканического стекла», «Наука», 1969.
- Ноккольдс С. Р., Аллен Р.* Геохимические наблюдения. ИЛ, 1958.
- Оганисян Ш. С.* О природе региональных аномалий силы тяжести Араратской котловины. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XI, 1958.
- Островский И. А., Петров В. П.* Материалы по связи оптики и химического состава магнезиально-железистых слюд. Тр. ИГН АН СССР, вып. 36, 1940.
- Паффенгольц К. Н.* Геологический очерк Арзакендского района (Армения). Ереван, 1938.
- Паффенгольц К. Н.* Геологический очерк Армении и прилежащих частей Малого Кавказа (на арм. яз.). Изв. АН Арм. ССР, 1947.
- Паффенгольц К. Н., Тер-Месропян Г. Т.* Арагац. Изд. АН Арм. ССР, 1964.
- Петров В. П.* Новые виды неметаллических полезных ископаемых. Разведка и охрана недр, № 3, 1955.
- Петров В. И.* Игнимбриты и туфовые лавы, еще о природе артиктуфа. Тр. Лабор. вулканол., АН СССР, вып. 14, 1957.
- Петров В. П.* Петрографический облик игнимбритов и туфовых лав и их место среди горных пород, промежуточных между лавами и туфами. Тр. лабор. вулкан., вып. 20, 1961.
- Петров В. П.* Перлит, его особенности и распространение в СССР. Сб. «Перлит и вермикулит», Госгеолтехиздат, 1962.
- Пийп Б. И.* О раскаленных агломератовых потоках Авачи и о типе извержений этого вулкана. Бюлл. вулканологич. станции на Камчатке, № 12, Л., 1946.
- Пийп Б. И.* Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом. Тр. Лаб. вулканологии, вып. II, 1956.
- Ритман А.* Вулканы и их деятельность, Изд. «Мир», М., 1964.
- Розенбуш Г.* Описательная петрография. Госгеолнефтеиздат, 1934.
- Рудич К. И., Устиев Е. К.* Мареканиты Ланжинских гор (Охотское побережье). Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР. Изд. АН СССР, 1963.

- Сагателян К. М. Перлиты Армении. Госгеолтехиздат, 1962.
- Сагателян К. М. Геолого-петрографические и промышленные особенности перлитов, обсидианов и липаритов Арагацского месторождения. Сб. «Закономерности формирования и размещения месторождений вулканического стекла», «Наука», 1969.
- Сардарян С. А. Палеолит в Армении. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1954.
- Святловский А. Е. История новейшего вулканизма подвижных зон на примере Камчатки и Кавказа. Вулканические и вулканоплутонические формации, т. 2, «Наука», 1966.
- Смитт Р. Л. Потоки вулканического пепла. Проблемы палеовулканизма, ИЛ, М., 1963.
- Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. Мин. сб. Львовского геол. об-ва, № 4, 1950.
- Соболев В. С., Костюк Б. П., Бобрович А. П., Горбачевская О. Н., Спитковская С. М., Фишкин М. Ю. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. Изд. АН Укр. ССР, Киев, 1955.
- Стейнер А. Происхождение игнимбритов острова Северный. Новая Зеландия. Сб. «Проблемы палеовулканизма», Изд. ИЛ, 1963.
- Схиртладзе Н. И. Некоторые особенности постпалеогенового эффузивного вулканизма Грузии. Сб. «Вопросы вулканизма», Изд. АН СССР, 1962.
- Татевосян Т. Ш. Каменный град в андезитах горы Ара. Изв. Арм. ССР, № 3, 1947.
- Татевосян Л. К. Некоторые особенности глубинного строения земной коры в Азербайджане по данным гравиметрии. Изд. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр., 14, № 5, 1961.
- Тахтаджян А. Л., Габриелян А. А. Опыт стратиграфической корреляции вулканических толщ и пресноводных отложений плиоцена и плейстоцена Малого Кавказа. ДАН Арм. ССР, т. VIII, № 5, 1948.
- Тернер Фр. Дж., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород, Изд. ИЛ., 1961.
- Тимербаева К. М. История формирования Удинских вулканов на Камчатке. Тр. Второго Всесоюзного вулканологического совещания, т. I, «Современный вулканизм», «Наука», 1966.
- Ткачук Л. Г., Гуржий Д. В., Иванов Г. И. Петрография Береговского вулканического холмогорья. Научн. зап. Львовского политехнич. ин-та, сборн. нефт. ф-та, № 2, вып. VI, 1949.
- Толкунов А. Е. Игнимбриты и туфолавы предгорий Чаткальского хребта. Тр. Лаб. вулканол., вып. 20, 1961.
- Трёгер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. Госгеолтехиздат, М., 1958.
- Туровский С. Д. Минералого-геохимические особенности изверженных пород, как индикатор металлогенической специализации интрузивных

- комплексов (на примере Северного Тянь-шаня). Сб. «Металлогеническая специализация комплексов», «Недра», 1964.
- Турцев А. А. Гидрогеологический очерк бассейна р. Занги. Тр. СОПС, серия закавказская, вып. I, ч. I, Л., 1931.
- Устиев Е. К. Тридимитовый дацит с Кельского плато в Центральном Кавказе. Тр. Петр. инст., Л., 1934.
- Устиев Е. К. Мезозойский и кайнозойский магматизм Северо-Востока СССР. Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 4, Л., 1949.
- Устиев Е. К. О составе родоначальных магм на примере меловых и палеогеновых формаций Охотского вулканического пояса. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1965.
- Фаворская М. А., Руб М. Г., Кигаи В. А. Магматизм Сихоте-Алиня и Приханкайского района и его металлогенические особенности. Тр. ИГЕМ, вып. 45, 1961.
- Фаворская М. А. Шаровые лавы бассейна р. Кенцухе (Приморский край). Тр. ИГЕМ, вып. 90, 1963.
- Хаин В. Е. Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. «Сов. геология», № 39, 1949.
- Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в западном Узбекистане. Изд. АН Узб. ССР, 1958.
- Хитаров Н. И., Кадик А. А., Лебедев Е. Б. Оценка теплового эффекта отделения воды от расплава кислого состава по данным системы альбит—вода. «Геохимия», № 7, 1963.
- Хитаров Н. И., Нагапетян Л. Б., Лебедев Е. Б. Особенности кристаллизации кислых расплавов (экспериментальные исследования). «Геохимия», 3, 1969.
- Чернов В. И. Некоторые данные о петрографии кислых эффузивов девона Рудного Алтая. Тр. МГРИ, т. XXVIII, 1955.
- Шафрановский И. И. Цирконы Вишневых гор. Зап. Минер. об-ва, № 1, 1933.
- Ширинян К. Г. Глубинная ассимиляция и ее значение для выявления погребенных под лавами потенциально рудоносных площадей. ДАН Арм. ССР, т. XXXIII, № 2, 1961.
- Ширинян К. Г. Вулканические туфы и туфолавы Армении. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1961.
- Ширинян К. Г. Антропогенный вулканизм Армении. «Вопросы вулканизма», Тр. Первого Всесоюзного вулканологич. совещания, Ереван, 1962.
- Ширинян К. Г. Петрохимические особенности молодого вулканизма Армении. Сб. «Петрохимические особенности молодого вулканизма», М., 1963.
- Ширинян К. Г., Адамян А. А., Карапетян К. И., Карапетян С. Г. Некоторые особенности распределения микроэлементов в новейших вулканических продуктах Армении. Зап. Арм. отд. Всесоюзн. минералогич. об-ва, вып. 2, Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1963.
- Ширинян К. Г., Аджимамудов Э. Б. Тектонические условия новейших

- вулканических проявлений Армении. Сб. «Вулканизм и глубинное строение земли», том 3, «Наука», М., 1966.
- Ширинян К. Г. О возможных глубинных условиях ареального вулканизма Армении. Изд. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XX, № 5—6, 1967.
- Яковлева Е. Б., Петрова М. А. Особенности изучения минерального состава. Сб. «Вулканогенные породы и методы их изучения», «Недра», М., 1967.
- Adzimamudov E. B., Shirinian K. G. Interrelations between latest volcanicity and the geophysical fields of Armenia. Bull. volc., t. XXVII, Napoli, 1964.
- Anderson T., Flett J. S. Report on the eruptions of the Soufriere in St. Vincent in 1902 and on a visit to Montagne Pelle in Martinique. Pt. I. Royal Soc. (London), Philos. Trans., A 200, 353—555, 1903.
- Beudant F. S., Voyage miner. et geol. en Hongrie, III, 1822. Brayan W. H. Spherulites and allies structures, Part. I, Proc. Royal. Soc. Queensland V.LII, 1940.
- Brun A. Recherche sur L'exhalation volcanique. Geneve, 1911.
- Carmichael I. S. The Petrology of Thingmuli, a tertiary volcano in Eastern Iceland.-Journal of Petrology, v. 5, N 3, 1964.
- Cole G. A. On some additional occurrences on trachyite. Quart. J. Geol. Soc., 44, 1888.
- Dannenberg A. Beitrage zur Petrographie der Kaukasusländer. Tscherm. Min.-Petr. Mitt., Bd. XIX, XXIII, 1904.
- Erman A. Reise um die Erde Nord-Asien und die beiden Oceane. In den J. 1828, 1829 und 1830... Bd. III, 1848.
- Fenner C. N. The origin and mode of emplacement of the gresstuff deposit in the Valley of Ten Thousand Smokes. Natl. Geogr. Soc. Contributed Tech. Papers, Katmai Ser. N. 1, 74, 1923.
- Friedman I., Smith R. The deuterium content of water in some volcanic glasses.-Geochim. a Cosmochim. Acta, 15, N 3, 1958.
- Greig J. W. On the evidence which has been presented for liquid silicate immiscibility in the laboratory and in the rocks of Abate Point, Ontario. Amer. J. Sci., 15, 1928.
- Heinrich E. Studies in the mica group the biotite-phlogopite series Amer. Jour. Sci., vol. 244, N 12, 1946.
- Henderson J. J. The geology of the Arona subdivision, Hauraki, Auckland New Zealand Geol. Surv. Bull., 16, new Ser, 1913.
- Hess H. H. Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes.-Amer. Min., 34, N 9/10, 1949.
- Klaproth Chemische Untersuchungen des Marekanits. Abb. d., Phys. k. d. Ak. d., Berlin, 1812—1813.
- Kozu S. Thermal studies of obsidian, pitchstone and perlite from Japan.-Sci. Rep. Tohoku Univ., 2, N 3, 1929.
- Kuno H. Characteristics of deposits formed by pumice flows and those by objected pumice, Earthquake Research Inst. Bull., 19, Pt. I., 1941.

- Lacroix A.* La Montagne Peile et ses eruptions, Masson et Cie, 662, Paris, 1904.
- Leyden R.* Von Staukuppen und verwandten Bildeungen, ein Beitrag zur vulkanologischen Sismatic auf genetischer Grundlage. Ztschr. Vulcanol., 16, N 4, 1936.
- Marshall P.* Acid rocks of the Taupo-Rotorua volcanic district New Zealand.-Inst. Trans. Proc., 64, 1935.
- Moehlman R. S.* Quartz paramorphs after tridymite and cristobalite Amer. Min., 20, N 9, 1935.
- Pallas* Mineralogische Neuigkeiten aus Sibirien von den Marekanischen Steinen und deren Bergart. Neue Nord. Beitrage, 1793.
- Philipp H.* Bewegung und Textur in magmatischen Schmelzflüssen. Geol. Rdsch. Zs. allg. Geol. 27. Stuttgart, 1936.
- Ross C. S., Smith R. L.* Water and other volatiles in volcanic glasses. Amer. Min., 40, N 11/12, 1955.
- Ross C. S., Washington D. C.* Microlites in glassy volcanic rocks. The american mineralogist, vol. 47, May-June, 1962.
- Shepherd E. S.* The gases in rocks and some related problems.-Amer. J. Sci., 35—A, 1938.
- Shirinian K. G., Karapetian S. G.* Specific features in the structure and petrology of rhyolitic dome-shaped volcanoes of Armenia. Bull. volcanologique, Napoli, 1964.
- Tanida K.* A study of salic effusive rocks.-Sci. Rep. Tohoku Univ. 7, N 1, 1961.
- Tanton T. L.* Evidence of liquid immiscibility in a silicate magma, Agate Point, Ontario.-J. Geol., 33, N 6, 1925.
- Thorarinsson S.* The eruption of Hekla 1947—48, 2, Pt. 3. The tephrafall from Hekla on March 20th, 1947, Visindafelga Islendinga, 68, 1954.
- Tuttle O. F., Friedman I.* Liquid immiscibility in the system $H_2O-Na_2O-SiO_2$. J. Amer. chem. Soc. N 70, 1948.
- Weinschenk E., Clark R. W.* Petrographic Methods, McGraw-Hill, New York, 1912.
- Weyl R.* Beitrage zur Geologie el Salvadors, V., Die Schmelztuffe der Balsamkette, Neues Jb. Geol. Palaeont., 1954.
- Williams H.* The history and character of volcanic Domes. „Univ. Cal. Publ. Depart. geol. Sci.“, 21, N 5, 1932.
- Williams H.* The geology of Crater Lake National Park, Oregon, Carnegie Inst. Washington Pub. 540, 162, 1942.
- Ziess E. G.* The Valley of Ten Thousand Smokes. I, The fumarolic incrustations and their bearing on ore deposition. The acid gases contributed to the sea during volcanic activity. Natl. Geogr. Soc. Contributed Tech. Papers, Katmai Ser., I, No 4, 1929.
- Zirkel F.* Microscopische Untersuchungen ueber die glasigen und halbglassigen Gesteine. Z. d., deutsch. geol. Ges., 1867.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие	5
История изученности вопроса	7
Глава I. Тектоническое положение и закономерности размещения новейших липаритовых куполовидных вулканов Армянской ССР	9
Глава II. Морфология и строение новейших липаритовых куполовидных вулканов	13
А. Липаритовые куполовидные вулканы Арагацской вулкано-структурной подзоны	15
Вулкан Арteni	16
Б. Липаритовые куполовидные вулканы Гегамской вулкано-структурной подзоны	41
1. Липаритовые куполовидные вулканы Разданской структуры	—
Вулкан Атис	42
Вулкан Гутансар	52
Вулкан Фонтан	62
Вулкан Алапарс	63
Среднеплиоценовые купола Гюмуш и Авазан	64
2. Липаритовые куполовидные вулканы водораздела Гегамского нагорья	66
Вулкан Спитаксар	67
Вулкан Гехасар	68
В. Липаритовые куполовидные вулканы Сюникской подзоны	73
Вулкан Мец Сатанакар	74
Вулкан Покр Сатанакар	76
Вулкан Базенк	77
Вулкан Мец Карахач	—
Вулкан Барцратумб	79
Глава III. Петрография пород липаритовых куполовидных вулканов	81
1. Породы липаритовой группы: липариты, обсидианы, перлиты, литондные пемзы	—
2. Породы липарито-дацит-дацитово́й группы	95
Вулканокластические породы кислого состава	100
О некоторых текстурных признаках вулканогенных образований липаритового и липарито-дацитового состава	104

Глава IV. Породообразующие минералы	111
1. Главные породообразующие минералы	114
2. Акцессорные минералы	124
Глава V. Особенности химического состава новейших липарит-дацитовых пород	134
1. Петрохимические особенности липарит-дацитовых пород	—
2. Геохимические особенности	161
Глава VI. Геолого-тектонические условия формирования новейших липаритовых куполовидных вулканов Армянской ССР	168
Глава VII. Геологические и технологические аспекты практического использования продуктов новейшего кислого вулканизма Армянской ССР	175
Заключение	181
Литература	183

СЕРГЕЙ ГАЙКОВИЧ КАРАПЕТЯН

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА НОВЕЙШИХ ЛИПАРИТОВЫХ ВУЛКАНОВ АРМЯНСКОЙ ССР

*Печатается по решению ученого совета
Института геологических наук АН Арм. ССР*

Отв. редактор В. П. Петров
Редактор издательства Ж. В. Налчаджян
Обложка К. К. Кафадаряна
Технич. редактор М. А. Капелян
Корректор И. Г. Апкарян

ВФ 03640 Заказ 402 Тираж 1000
Изд. 3502, РИСО 1329. Сдано в производство 10/III 1971 г.,
подписано к печати 10/III 1972 г., печ. л. 12,25+6 вкл., изд.
13,15 л., бумага №1, 60×90^{1/16}. Цена 1 р. 56 к.

Типография издательства АН Арм. ССР, г. Эчмиадзин

Замеченные опечатки

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
9	9 св.	А. Т. Аслания (1858)	А. Т. Аслания (1958)
40	17 св.	обогащать	обогащаться
47	17 св.	20—30 м	20—30 см
176	3 св.	210 млн. м ³	216 млн. м ³
178	22 св.	№ 1, 2, 3, 56	№ 1, 2, 3, 6, 7