

Э.Т. Малхасян

Петрография
интрузивных пород
Даралагяза

Ереван

12079

~~14053~~

Маухаян Э.Г.

Плифограния

и интрузивных

поряд. Дармачан.

Ереван 1958 - 45,80

N 22 19/IV-19.

✓161 16/XII-19 60 10/II-04

✓161 8/II-60 206 19/II-19

✓161-61 ✓106 8/II-72

223M 18/II-72

18/II-83



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

Է. Գ. ՄԱԼԽԱՍՅԱՆ

ԴԱՐԱԼԱԳՅԱԶԻ
ԻՆՏՐՈԻԶԻՎ, ԱՊԱՐՆԵՐԻ
ՊԵՏՐՈՒՐԱՖԻԱՆ

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Э. Г. МАЛХАСЯН

ПЕТРОГРАФИЯ
ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД
ДАРЛАГЯЗА

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН

1958



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

Работа представляет собою монографическое обобщение по интрузивам Даралагяза. Даются подробная петрографическая характеристика развитых здесь пород, фациальные особенности и геологическое расчленение описанных интрузивов.

Впервые автором из серии эффузивных образований выделены субвулканические тела плиоценового возраста.

Работа представляет интерес для геологов, изучающих Даралагяз и прилегающие районы.

„Горные породы являются сложными геологическими памятниками, носящими в себе признаки, следы ряда сложных процессов. С одной стороны, каждая из них представляет геологическое тело, некоторую геологическую единицу, памятник геологических процессов, с которыми связан ее генезис и ее дальнейшая жизнь, с другой стороны, горная порода является минеральным агрегатом с определенными признаками состава и строения. Поэтому горные породы требуют комплексного подхода к их изучению как со стороны геологической, так и минералого-химической“.

Ф. Ю. ЛЕВИНСОН-ЛЕССИНГ

ВВЕДЕНИЕ

Южная часть Армянской ССР является одной из наиболее перспективных в отношении рудоносности областей Закавказья. Она представляет собой крупнейшую рудную базу молибдена, меди, свинца и других металлов. Из общего большого числа известных месторождений в настоящее время разрабатывается только небольшое их количество. Здесь находятся крупнейшие в Союзе Каджаранское, Агакское, Дастакертское медно-молибденовые месторождения, Кафанское медное месторождение, Даралагязские полиметаллические месторождения и ряд других рудных месторождений и проявлений, в большинстве еще слабо изученных. Поэтому вполне естественен интерес к изучению интрузивов этой области, рудные месторождения которой в недалеком будущем будут служить основной базой развития цветной металлургии в Закавказье.

Даралагяз* представляет один из районов, входящих в эту территорию, и в геологическом отношении является одной из самых интересных, сложно и разнообразно построенных областей Малого Кавказа.

Хотя для преобладающей части района имеются геологические карты масштаба 1 : 50 000, однако они в большинстве случаев не отражают полностью действительную картину сложного геологического строения области. Для отдельных же рудных месторождений (Гюмушхана, Газма, Азатек, Каялу, курорт Джермук) имеются карты более крупных масштабов.

* В картографическом материале значится „Даралагез“. Правильно — Даралагяз.

В течение 1950—1952 гг. и 1954 г. автор (23—26) производил геолого-съемочные работы в районах распространения интрузивных тел с целью изучения их петрографии, основные результаты которых обобщены в настоящей работе.

В результате исследования автором расширена территория, занимаемая некоторыми интрузивами, доказано отсутствие отдельных интрузивных массивов — у с. Чайкенд и юго-западнее курорта Джермук (оба на правом берегу р. Арпа). Автором на примере Газминского комплекса интрузивов установлены случаи многофазности внедрения магмы. Разнообразие в типах пород внутри отдельных фаз даралагязских интрузивов автор объясняет как процессами ассимиляции, так и дифференциацией магмы.

В результате детальных петрографических исследований в Даралагязе удалось из серии эффузивных образований выделить экструзивные тела плиоценового времени.

При написании настоящей работы автор пользовался ценными советами и консультациями проф. В. Н. Котляра, проф. Е. А. Кузнецова, доц. С. Д. Четверикова и доц. А. И. Адамяна, за что выражает им свою глубокую благодарность.

ГЛАВА I

КРАТКИЙ ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ДАРАЛАГЯЗА

Даралагяз расположен в юго-восточной части Армянской ССР, в бассейне р. Арпа. С северной стороны Даралагяз ограничивается Варденисским (Южно-Севанским) хребтом, с южной стороны — Айоц-дзорским хребтом (Даралагязские горы), с востока — Зангезурским хребтом, а с запада — бассейном р. Элегис (Алаяз).

Географическими координатами границ Даралагяза являются: $39^{\circ}40'$ и $39^{\circ}53'$ северной широты и $45^{\circ}15'$ и $45^{\circ}45'$ восточной долготы (от Гринвича).

По новому административному делению Армении, Даралагяз в основном входит в Азизбековский и Ехегнадзорский районы Армянской ССР.

Описываемая область в морфологическом отношении характеризуется чрезвычайно сильно расчлененным рельефом, являющимся типичным для Кавказа, как горной страны (рис. 1).

Основной орографической единицей области является Зангезурский (Конгур-Алангезский) хребет, вытянутый в СЗ—ЮВ, почти меридиональном направлении, и Варденисский и Айоц-дзорский хребты широтного простиранья.

Абсолютные отметки местности колеблются от 1300 до 3000 метров, при обычных относительных превышениях водоразделов над долинами главных рек порядка 1000—1500 м.

Различия в эрозионном расчленении отдельных районов области зависят как от геологических условий (тектоническая структура и литологические особенности пород), так и от климатических условий Даралагяза. Наиболее наглядно

зависимость форм микрорельефа от литологического состава пород выявляется в западной части Даралагяза.

Здесь находится высокогорный, большой вздутый массив—Теке-долдуран, наивысшая точка которого достигает



Рис. 1. Обзорная орографическая карта Даралагяза.

2893,8 м (г. Теке-долдуран). Массив сложен вулканогенными породами (туфоконгломераты, туффиты, туфопесчаники) среднего эоцена, прорванными интрузиями в вершинной части. Горный массив прорезан здесь глубокими узкими ущельями.

С севера и запада массив круто обрывается к р. Элегис, в южном направлении его склон (рис. 2) полого снижается соответственно моноклиналильному падению слоев; на востоке массив, постепенно понижаясь, подходит к вулканическому плато Дали-тапа.

В формировании современного рельефа значительная роль принадлежит лавовым излияниям четвертичного времени, которые в исследованной области распространены на довольно значительной территории, образуя два обширных лавовых плато.

В пределах западного вулканического плато выделяется конус крупного потухшего вулкана Дали-тапа, а на

восточном плато — многочисленные мелкие холмообразные возвышенности, представляющие останцы паразитических вулканических конусов.

В общем область вулканических плато расчленена сравнительно слабо, но местами (верховья рр. Арпа, Эле-

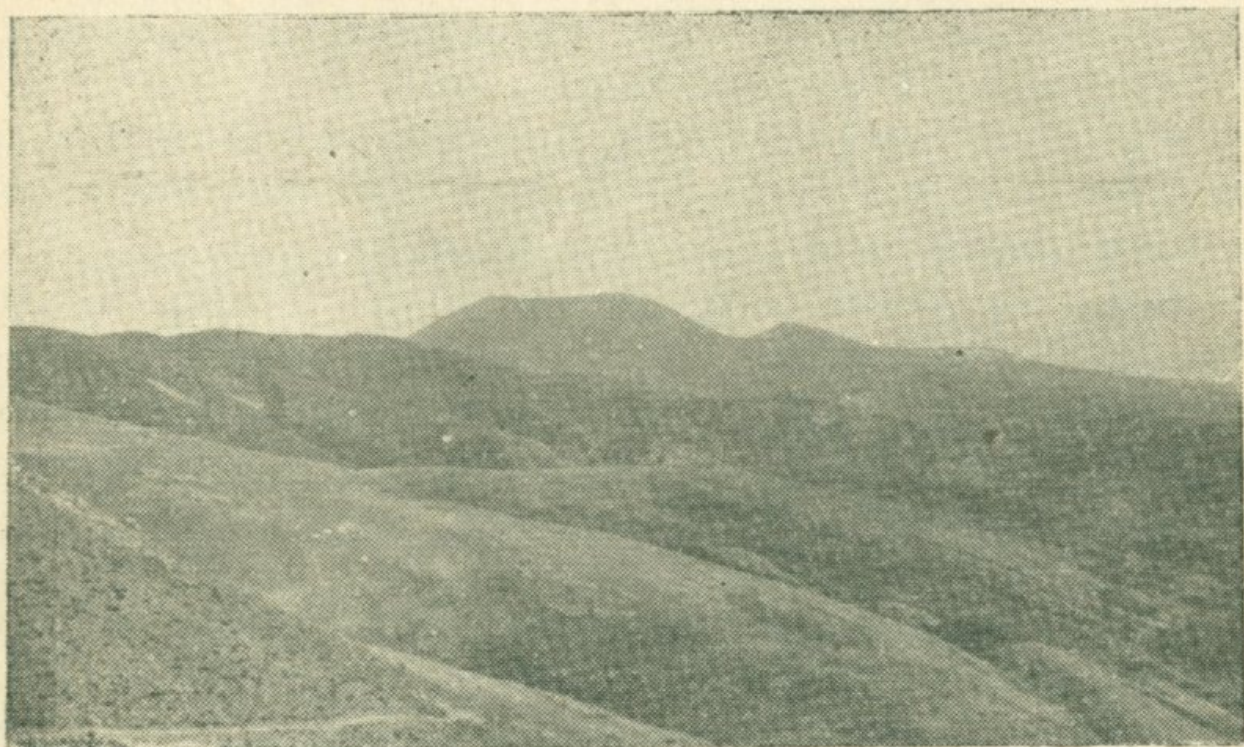


Рис. 2. Южный склон горного массива Теке-долдуран. На втором плане вулкан Дали-тапа.

гис), там, где река пропиливает себе узкие каньоны в лавовых потоках, относительные превышения достигают нескольких сотен метров.

Юго-восточнее с. Кечут (Куши), близ водораздельной части Зангезурского хребта, встречаются многочисленные следы древнего оледенения в виде каров и морен; последние прослеживаются далеко вниз по трогообразным долинам, заканчиваясь примерно в 2—3 км от с. Кечут.

Главной водной артерией Даралагяза является левый приток Аракса — р. Арпа (Вост. Арпачай), которая берет свое начало у восточной конечности хребта Гёзал-дара, не доходя до курорта Джермук, резко ниспадает, меняя свое направление к юго-западу, и течет долгое время по глубокому ущелью, а у пос. Азизбеков долина р. Арпа несколько расширяется. В районе с. Арени река пересекает Айоц-дзорский хребет и выходит на Шарурскую равнину в пределах

Нахичеванской АССР, где ниже с. Норашен впадает в р. Аракс.

Наиболее крупным правым притоком р. Арпа является р. Элегис (Алаяз), которая берет свое начало у южного склона г. Гёзал-дара. Сначала р. Элегис течет к юго-западу по глубокому ущелью, почти параллельно течению р. Арпа, но у с. Шатин меняет свое направление на южное и в 3 км южнее с. Гетап впадает в р. Арпа.

Указанные реки на всем протяжении своего течения имеют большое падение и обладают достаточной мощностью для значительных гидросиловых установок.

Многочисленные притоки р. Арпа (Гергер (Ерер), Терп, Джуль, Азизбеков, Ахта, Тандзут, Дали и др.) во время таяния снегов становятся многоводными, а в остальное время года расход воды в указанных реках сильно падает и большинство их пересыхает.

Пути сообщения. Горные условия области делали ее до недавнего времени отрезанной от внешнего мира. Единственными путями сообщения были узкие горные тропы, допускавшие лишь вьючное передвижение. За последние годы, в связи с развитием курорта Джермук и месторождений полезных ископаемых, в области проводится большое дорожное строительство.

Основной магистральной дорогой является автомобильное шоссе — Ереван — Азизбеков — Сисиан, связывающее районные центры со столицей республики. Имеет большое значение также дорога, идущая к северу от указанной магистрали и ведущая к новому курорту Джермук.

ГЛАВА II

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ОБЛАСТИ

До установления Советской власти в Армении Даралагяз в геологическом отношении был крайне слабо изучен. Интерес к этой области обуславливался чисто практическими запросами рудной промышленности и водами лечебного характера. Особенно скудные данные имелись по петрографии Даралагяза. Большинство определений пород в старых геологических работах основывалось на макроскопических описаниях, не сопровождавшихся ни микроскопическим исследованием, ни химическими анализами, поэтому и нуждается в коренном пересмотре, так как совершенно не удовлетворяет современным требованиям петрографической науки.

Первые геологические исследования описываемой области носили комплексный географо-натуралистический характер. К этому периоду относятся труды акад. Г. В. Абиха, который свыше сорока лет неутомимо исследовал Кавказ, интересуясь преимущественно геологией Армении. Результаты его исследований сведены в двух работах (1, 2), где приведены общие данные по орографии, стратиграфии, тектонике и рудным месторождениям области. Многие из его представлений до сих пор не потеряли своего научного значения.

В 1869 г. в юго-восточной части Закавказья были проведены геологические исследования геологами Кавказского горного управления — Цулукидзе, Архиповым и Халатовым. Работа их была издана в 1869 г. в „Материалах по геологии

Кавказа" (37). Работа эта в некоторой степени дополняет данные работ Г. В. Абиха.

Следующая по времени работа Ф. Ф. Освальда (29), опубликованная в 1915 г., содержит описание тектонического строения Армении. В этой работе Ф. Освальд Армянское нагорье расчленяет сбросовыми линиями на отдельные тектонические глыбы (обломки), причем юго-восточное Закавказье относится им к так называемой Даралагязской зоне. Позднейшие геологические исследования на территории Армении привели к несколько иным выводам о ее тектоническом строении, чем те, которые делает Ф. Освальд; тем не менее эта работа до появления в 1948 г. сводной монографии К. Н. Паффенгольца „Геология Армении“ представляла некоторый интерес, так как являлась единственной крупной регионально-геологической сводкой, охватывающей Закавказье, Северо-западный Иран и Восточную Турцию почти целиком.

После установления Советской власти в Армении, в связи с бурным ростом народного хозяйства, геологические исследования территории республики приняли планомерный и систематический характер.

Единственной сводкой петрографии республики до сих пор является книга А. С. Гинзберга „Петрография республики Армении“ (11), вошедшая в серию „Петрография СССР“, издаваемую Академией наук СССР. К сожалению, ныне эта книга уже во многом устарела, так как многочисленные и интересные новые данные по петрографии Армении были получены после ее выхода в свет.

В тридцатых годах были опубликованы работы В. Н. Котляра (13—14) и А. В. Кржечковского (19—20), в которых впервые дано сравнительно полное описание геологического строения и полиметаллических месторождений Даралагяза. В результате более поздних исследований (с 1938 г.) В. Н. Котляр дал дополнительно ряд оригинальных работ (15—18) как по Даралагязу, так и по Малому Кавказу в целом.

Основательность и важность работ В. Н. Котляра характеризуется тем, что труды эти являлись основой для дальнейшего детального геологического исследования и на-

правления поисковых и разведочных работ в Даралагязе и смежных районах.

В связи с региональной съемкой Армении, с 1932 г. здесь работает крупный специалист — геолог К. Н. Паффенгольц, заложивший основы современных представлений по геологии Армении (30—33).

Важными событиями для закавказских геологов было появление в свет в 1941 г. сборника „Интрузивы Закавказья“ и 10-го тома „Геологии СССР“ — „Закавказье“. Но, к сожалению, в обеих книгах в отношении Даралагяза были приведены лишь известные до этого времени скудные данные.

Для понимания тектонического развития и структуры Даралагяза имеют значение работы А. Т. Асланяна (5), А. А. Габриеляна (10), Л. Н. Леонтьева (22), Е. Е. Миляновского и А. Т. Вегуни (8), которые дали оригинальные схемы структуры и тектонического развития Малого Кавказа и Даралагяза.

Специально стратиграфией меловых отложений области (в районе сс. Книшик — Енгиджа) занимался В. П. Ренгартен в 1940 г. (35).

Третичные отложения Даралагяза подробно исследованы А. А. Габриеляном, работы которого (9 и др.) представляют интересные сводки по стратиграфии этого периода и истории развития Армении в третичное время.

В связи с бурным ростом промышленности и народного хозяйства геологические учреждения республики за последнее десятилетие в Даралагязе ведут различные геологические работы.

В связи с постановкой работ по изучению металлогении Армении в сороковых годах в Даралагязе и Сисиане работы проводила экспедиция ИГН АН Армянской ССР под руководством И. Г. Магакьяна.

В этот же период большие исследования вел А. П. Демехин, работая в области гидрогеологии Даралагяза, особенно на курорте Джермук.

В 1950 г. петрографией магматических пород занимался А. И. Адамян, но, к сожалению, работы эти не были завершены и не имеется ни одной, даже рукописной работы.

Химические анализы интрузивных, субвулканических и жильных пород Даралагиза

№ образца	О к с л ы										п. п. п.	Сумма	Основные числовые характеристики по акад. А. Н. Заваришкому					Наименование породы	Место взятия образца	Аналитик	Литературный источник	
	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	a	c	b	s					Q
779 0 88 649 56	52,14 50,88 49,71 52,27 48,40	0,35 1,34 1,3 0,51 1,0	25,79 19,35 19,32 19,38 24,09	3,99 4,32 3,97 4,13 10,41	1,48 2,60 2,85 2,98 10,41	0,07 не опр. 0,18 0,27 0,15	1,88 3,46 3,86 3,14 1,26	8,68 10,08 9,96 9,35 9,96	3,04 3,35 4,25 3,98 2,15	1,20 3,72 3,12 3,02 3,25	не опр. +1,12 0,7 0,49 не обн.	2,22 — не обн. 1,27 не обн.	100,14 100,22 99,22 100,79 100,67	9,08 12,7 14,3 12,8 10,6	11,45 6,3 6,2 8,35 12,7	14,51 18,0 19,7 18,83 13,7	64,90 63,5 59,8 59,2 62,8	0,25 -5,2 -15,2 -14,93 -8,1	Анортозит Эссекситы и эссекситовые габбро	Около разв. с. Гюмюшхана Гюмюшхана Около разв. с. Гюмюшхана Напротив кур. Джермук Гюмюшхана (западная часть)	А. А. Петросян, ИГН АН АрмССР Гусаковский, хим. лабор. Ленингр. горн. ин-та Г. М. Джрбашян, ИГН АН АрмССР Р. Потосян, Хим. ин-т АН АрмССР Г. М. Джрбашян, ИГН АН АрмССР	Э. Г. Малхасян В. Н. Котляр Э. Г. Малхасян . .
107 659 124 3 15	48,1 54,05 54,22 49,62 56,45	0,91 0,68 0,44 0,7 0,39	19,07 19,52 18,80 18,96 17,70	5,25 4,32 5,26 4,83 4,35	4,35 2,75 3,00 3,89 3,32	0,07 0,35 0,08 0,27 0,95	3,28 2,95 1,26 3,15 2,7	10,16 8,68 13,03 12,7 6,26	5,21 2,75 4,67 3,21 3,95	2,91 2,18 2,01 2,05 3,26	0,52 0,65 — 0,21 не опр.	не обн. 1,07 — 0,53 0,72	99,83 99,95 102,7 100,12 100,05	15,4 10,34 13,1 10,42 13,4	5,26 8,44 5,8 8,0 5,3	26,4 15,94 19,4 21,98 14,6	54,64 62,74 60,8 58,60 66,6	-28,48 -1,10 -9,8 -9,64 1,2	То же . . . Сленито-диорит	Амбарал (западная часть хребта) Около Джермукского моста 1 км южнее Чиралинского м-ния Напротив кур. Джермук Джермукская интрузия, лев. бер. р. Арпа	С. Карапетян, Хим. ин-т АН АрмССР Р. Потосян, Хим. ин-т АН АрмССР А. А. Петросян, ИГН АН АрмССР Г. М. Джрбашян, ИГН АН АрмССР А. К. Иванян, Арм. геол. управление	
698 93 25 237 254	57,7 53,46 59,16 61,40 58,27	0,52 0,92 0,77 0,56 0,32	19,09 18,28 18,04 18,44 18,21	3,92 4,35 4,21 3,20 1,55	2,62 4,27 2,38 2,0 3,85	0,04 0,26 не опр. не опр. не опр.	2,26 2,95 1,30 2,27 3,53	6,87 7,38 4,33 5,60 7,85	2,86 3,57 4,0 4,33 3,25	1,94 3,42 5,1 2,27 2,05	0,60 — не опр. — —	1,80 1,22 0,71 0,41 1,21	100,22 100,08 99,9 100,48 100,09	10,00 13,31 16,0 12,8 10,4	8,88 6,2 4,0 9,6 7,3	8,81 10,14 9,6 9,4 13,9	72,71 63,94 69,7 71,4 68,4	12,14 4,6 4,0 7,4 8,7	Кв. диорит Монцит . Диорит-порфирит .	Геликванская интрузия Гюмюшхана, хр. Зивах Куштинская интрузия г. Кечал-тапа Район Этагелана	Г. М. Джрбашян, ИГН АН АрмССР А. К. Иванян, Арм. геол. управление М. Аревшатян и А. Тагворян, Муллитовый 3-д А. К. Иванян, Арм. геол. управление То же	
11 307 265 384-а 378	56,06 62,44 65,01 57,87 56,75	0,92 1,02 0,20 1,04 1,0	17,27 16,72 16,65 16,97 18,13	5,73 3,25 3,07 3,28 3,76	2,24 2,05 1,05 2,87 2,64	не опр. не опр. 0,11 0,09 не опр.	2,34 2,86 2,02 3,66 3,84	6,66 4,85 3,86 5,64 6,37	3,5 3,53 4,27 3,20 3,23	2,6 2,28 2,41 4,07 4,35	не опр. не опр. 0,65 0,18 не опр.	1,68 1,05 0,45 0,90 не опр.	99,00 100,08 99,7 99,77 100,07	13,2 11,2 12,9 13,2 13,5	5,5 5,8 5,5 4,9 5,5	14,5 9,9 7,1 14,3 14,7	66,9 73,0 75,1 67,5 66,0	1,8 17,9 18,3 3,8 -0,2	Сленито-диорит Граносленит Сленит .	Район Джермука Район Газмы . Каялинский массив Коярчинский массив	М. Аревшатян и А. Тагворян, Муллитовый 3-д А. К. Иванян, Арм. геол. управление А. А. Петросян, ИГН АН АрмССР Е. Н. Егорова Э. Г. Малхасян, Геол. факультет МГУ	. . . В. Н. Котляр Э. Г. Малхасян
156 325 267-а 269 11/189	61,20 60,76 68,49 66,60 45,02	0,40 0,74 0,28 0,40 19,03	13,60 16,79 15,65 15,69 3,81	1,55 4,47 1,6 3,16 2,08	4,39 3,20 1,8 3,16 2,08	0,09 не опр. 0,12 0,10 не опр.	1,37 3,83 1,05 4,0 5,32	9,16 5,73 2,92 3,16 8,02	4,40 2,88 3,62 3,40 1,59	1,76 2,1 4,08 4,06 5,07	2,36 не опр. не опр. не обн. S=0,17	— 0,45 0,76 0,20 3,48	99,84 100,95 100,37 100,77 93,59	11,9 9,8 13,8 13,1 12,5	2,66 4,99 3,4 3,6 7,4	16,9 15,3 4,8 9,4 20,3	68,8 69,8 77,7 74,2 59,7	10,9 15,12 24,7 18,3 12,9	Граносленит Сленит Порф. гранит . Минетта	Каялинский массив Апрская интрузия Район Газмы . .	С. Карапетян, Хим. ин-т АН АрмССР А. К. Иванян, Арм. геол. управление Г. М. Джрбашян, ИГН АН АрмССР —	 А. В. Кржечковский
767 653 718 12/50 826	70,80 57,0 58,10 59,16 62,33	0,14 0,79 0,79 0,66 0,51	11,03 19,92 20,81 21,09 18,23	2,73 4,39 2,98 3,53 3,04	не обн. 2,90 2,42 1,72 1,84	0,13 0,12 0,07 0,03 0,07	0,36 2,42 1,17 1,0 2,99	4,86 6,0 5,20 3,91 4,32	0,19 3,15 4,8 4,56 3,34	2,03 2,85 3,6 3,51 2,02	0,20 0,88 0,40 0,40 не обн.	0,40 0,32 1,60 1,32 0,39	99,87 100,74 100,68 100,89 99,25	5,31 11,59 16,42 15,51 10,12	4,71 7,72 6,35 4,89 5,23	3,85 12,22 7,42 10,13 13,05	85,45 68,55 69,85 69,39 71,55	55,82 1,62 0,47 2,95 17,65	Гранофир Кв. сленит Граносленит . Андезито-дацит	Участок Зивах Южн. выход Джермукской интрузии То же . Субвулканы района сс. Горалис-Арпеч	Г. М. Джрбашян, ИГН АН АрмССР То же . . .	Э. Г. Малхасян
А/54 98 х	63,27 62,25 48,24	0,38 1,37 0,97	17,73 16,30 17,88	3,33 3,25 3,16	1,04 2,10 5,95	не опр. 0,2 0,13	2,85 2,71 7,51	4,39 4,25 10,99	3,51 3,45 2,55	2,16 2,28 0,89	не обн. 1,53 1,45	0,52 — —	99,18 99,69 99,72	10,73 10,75 7,1	5,43 5,24 8,7	11,0 11,37 27,0	72,14 72,61 57,2	18,0 18,5 -8,5	Средний тип габбро по Дзын	Район с. Енгиджа . .	С. Дедригян, ИГН АН АрмССР . .	Дзын

В связи с изучением полиметаллических месторождений Даралагяза здесь работали геологи А. К. Бабаджанян (7), Г. О. Григорян (1950—1953 гг.) и Э. А. Сагателян (1954—1957 гг.).

В 1954 г. магнитометрические исследования магматических пород Даралагяза проводил Ц. Г. Акопян (4).

По некоторым вопросам геологии Даралагяза ценные данные были получены в результате детальных работ А. А. Асатрян (стратиграфия) и К. И. Карапетяна (вулканизм).

Проведенные исследования геологов Арм. геол. управления (А. Г. Ктикян и П. М. Саркисян, В. Е. Гогинян, Г. М. Акопян, С. И. Аванесян, П. Л. Епремян и др.) в большинстве случаев преследовали одну цель — поиски полезных ископаемых, а петрографический материал, обычно представленный в них лишь в общей и предварительной форме, не вносит нового в исследования 1920—1930-х гг.

Таким образом, в целом анализируя историю геологического исследования Даралагяза, мы видим, что собственно интрузиями этой интересной области занимались только В. Н. Котляр (18, 20), в восточной части, и А. В. Кржечковский (27)—в западной части области 25—30 лет тому назад, и с тех пор новых специальных петрографических работ не производилось.

ГЕОЛОГИЯ ДАРАЛАГЯЗА

12079
54053

Территория Даралагяза располагается в пределах Ереванско-Ордубадского синклинория (22), или Армянского тектонического комплекса (10), представлявшего собою в течение верхнего мезозоя-палеогена геосинклинальный прогиб. Синклинорий отделяет Мисхано-Зангезурский антиклинорий от Шаруро-Джультинского (22). Простираение этих структурных элементов общекавказское. Оба антиклинория сложены отложениями верхнего палеозоя, а разделяющий их Ереванско-Ордубадский синклинорий выполнен отложениями мела и палеогена, имеющими общую мощность около 5 км, из которых наибольшая мощность характеризует отложения эоцена.

Рассматриваемая нами часть обширного Ереванско-Ордубадского синклинория может быть названа Даралагызским синклинорием.

1. СТРАТИГРАФИЯ

Стратиграфический разрез Даралагызского синклинория снизу вверх следующий (рис. 3):

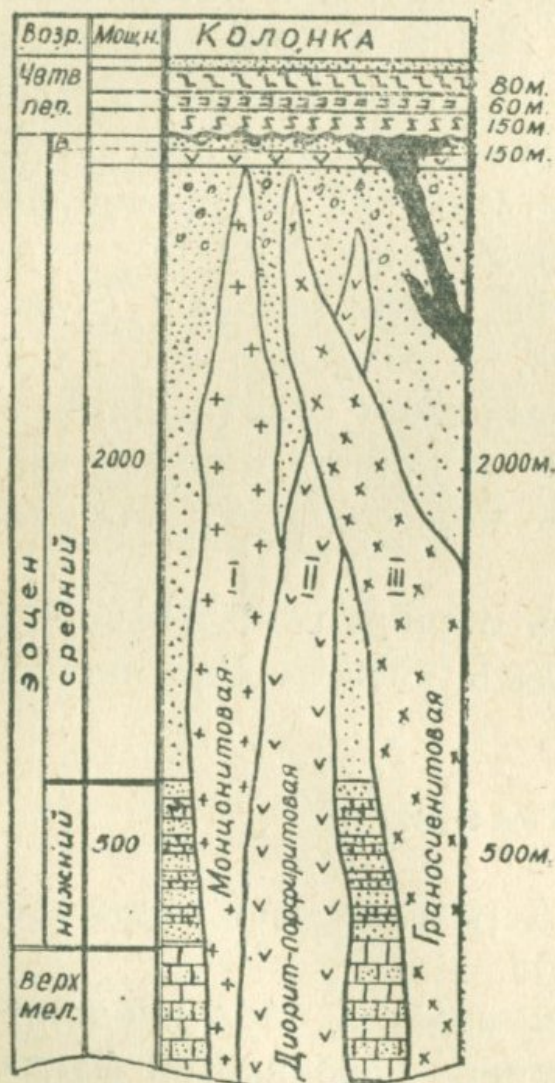
1. Разрез мела начинается альбом. Мел представлен мелководно-прибрежной и терригенно-карбонатной фациями, известняками, мергелями.

В районе с. Енгиджа верхний мел представлен красно-бурыми известковистыми конгломератами, песчаниками и белыми, плотными органогенными известняками, принадлежащими, по данным В. П. Ренгартена (35), к маастрихтскому и датскому ярусам.

Верхнемеловые отложения залегают трансгрессивно на отложения карбона.

2. Палеоцен—нижний эоцен обнажается в районах сс. Енгиджа—Арпа, выражен флишеподобной серией туфо-

Сводный стратиграфический разрез ДАРАЛАГЕЗА



Условные обозначения

- Современные отложения
- Андезиты (лавы типа E)
- Базальты (лавы типа D)
- Андезиты (лавы типа B)
- Песчаники, известняки, глины.
- Пироксен и амфиболов порфиры и андезиты.
- Туфогенная толща.
- Туфопесчаники, известняки, мергели.
- Песчаники, известняки, конгломераты.
- Интрузивные внедрения трех последовательных фаз.
- Экструзивные образования

Рис. 3.

генных пород: аргилитами, туфопесчаниками, известняками, мергелями, туффитами. Они залегают согласно и без пере-
рыза на верхнем мелу и покрываются фаунистически оха-

рактеризованным средним эоценом. Этим и определяется палеоценовый—нижнеэоценовый возраст этих отложений.

Средняя мощность этой серии 400—500 м.

Некоторыми исследователями (33 и др.) туфопесчаники и туфогенные известняки в районах сс. Азатек, Пор, Чайкенд, левобережья р. Арпа (юго-восточный Даралагяз) неправильно относились к нижнему эоцену. На основании собранной нами богатой нуммулитовой фауны их возраст определяется как среднеэоценовый, о чем подробно говорится ниже. К такому же выводу приходит А. А. Асатрян в отношении нижнеэоценовых отложений района с. Арени.

3. Средний эоцен в Даралагязе характеризуется сильной изменчивостью фаций и мощностей отложений. Он выражен в основном туфогенной и известняково-глинистой фациями. Туфогенная фация занимает большую площадь и имеет огромную мощность до 2000 м. Она представлена туффитами, туфобрекчиями, туфоконгломератами и туфопесчаниками. В среднем эоцене присутствуют также пироксеновые, амфиболовые и лабрадоровые андезиты, согласно налегающие на туффиты. Некоторыми исследователями (13—15, 32—33) вышеуказанные андезиты в северо-восточной части Даралагяза без оснований относились к олигоцену, что, как было показано нами (23), не соответствует действительности.

В туффитах и туфопесчаниках западного Даралагяза, по данным А. А. Габриеляна (9), встречается богатая фауна нуммулитов: *Nummulites perforatus* de Montf., *Num. atacicus* Leum., *Num. laevigatus* Brug., *Num. partschi* de la Harpe., *Num. oosteri* de la Harpe., *Num. oswaldi* Meff., *Assilina exponens* Sow. и сравнительно мало пелеципод и гастропод (*Spondulus aff. gisalpinus* Bronn., *Velates schemimelianus* Schemn. и др.), кроме того, по сборам автора из района с. Шатин, А. А. Габриеляном определены *Ostrea* sp., *Cerithium* sp., *Chlamus* sp. и *Natica* sp.

Западнее сс. Ехекнадзор—Гетап туфогенная фация лютетского яруса переходит в песчано-глинистую и известняковую фации (9).

Как указывалось выше, в юго-восточном Даралагязе (в районе сс. Азатек, Пор, Чайкенд) распространены туфопесчаники и туфогенные известняки, которые раньше считались породами нижнеэоценового возраста. Нами в туфопесчаниках и туфогенных известняках в районе сс. Азатек и Пор собрана богатая нуммулитовая фауна, из которой А. А. Габриеляном определены: *Nummulites gizehensis* Forsk., *Num. distans* Desh., *Num. laevigatus* Brug., *Num. atacicus* Leup. Указанные виды характерны для верхов среднего эоцена. Такая же фауна собрана А. А. Асатрянном в районе с. Арени.

Туффиты же восточных районов до сих пор считались немymi и возраст их определялся по их стратиграфическому положению и сопоставлением с соседними районами, как среднеэоценовый. При изучении петрографического состава туффитов района Чайкенд нами в ряде шлифов констатирована микрофауна, среди которой сотрудником Института геологических наук АН Армянской ССР Н. А. Саакян определен ряд мелких форм среднеэоценовых же фораминифер. Туффиты эти плотные, серого цвета, сильно карбонатизированы и часто силифицированы.

Отложения верхнего эоцена (оверзский ярус), по данным А. А. Габриеляна (9), известны в районе г. Аг-даг. Они представлены песчаниками, известняками, глинами, туфоконгломератами.

Присутствие в исследованном районе пород олигоценового возраста не доказано.

Также отсутствуют на рассматриваемой территории отложения неогена.

В районах сс. Енгиджа, Гедикванк, Джермук и Азатек выступают экструзивные породы трахи-андезитового и андезито-дацитового состава, по всей вероятности плиоценового возраста.

Четвертичные отложения широко представлены лавовыми излияниями и аллювиальными, пролювиальными и делювиальными накоплениями.

В четвертичном периоде в Армении и, в частности, Даралагязе происходила интенсивная вулканическая деятельность, о чем свидетельствуют разнообразные продукты

вулканических извержений и сохранившиеся формы эруптивных аппаратов и излияний: кратерами, конусами, куполами, покровами и потоками лав.

Проявления вулканизма в геологической истории Армянского нагорья в четвертичное время тесно связаны с вертикальными тектоническими движениями земной коры. Эти движения К. Н. Паффенгольц видит в повторных сводобразных поднятиях всей области Кавказских гор (30).

В пределах Даралагяза четвертичные лавовые излияния слагают большие площади; поэтому и считаем необходимым кратко остановиться на этом вопросе.

К. Н. Паффенгольц (30—31) для бассейнов р. Арпа, оз. Севан и в соседних районах выделяет 5 стадий излияний лавовых потоков: А, В, С, D и Е, от более древних к более новым. Он связывает излияние вышеуказанных типов лав с эпохами оледенения. Такая постановка вопроса мало убедительна, как это правильно отмечено в работе Е. Е. Милановского*.

По К. Н. Паффенгольцу, лавы типа А располагаются на заметно дислоцированных верхнетретичных или нижнечетвертичных отложениях. Последний покров — Е лежит на нижней галечной террасе, а промежуточные три покрова — В, С и D расположены на трех вышележащих речных террасах, отражающих стадии жизни реки.

Основываясь на петрографическом изучении этих лав, мы также считаем, что эти потоки являются результатом *разновременных излияний*, но может быть близких по времени.

В пределах исследованной области распространены три покрова, по классификации К. Н. Паффенгольца — лавы В, D и Е.

Наиболее молодыми лавами Даралагяза являются андезитовые покровы, принадлежащие, по К. Н. Паффенгольцу, типу Е.

Эти лавы, имеющие огромное распространение в Даралагязе, принадлежат извержению вулкана Дали-тапа. Дали-тапа

* Е. М. Великовская, Л. Н. Леонтьев, Е. Е. Милановский, К вопросу о стратиграфии четвертичных лав Малого Кавказа. Сборник МОИП, памяти проф. А. Н. Мазаровича, 1953.

является одним из интереснейших геологических памятников четвертичного периода в Армении, имеющим весьма правильную форму усеченного конуса. Он представляет один из самых молодых и наиболее крупных кратеров среди потухших вулканов на Кавказе. Форма кратера вулкана воронкообразная. Чтобы представить величину взрывного действия вулкана, достаточно указать на диаметр и глубину кратера: диаметр его больше 400 м, а глубина около 150 м.

Вулкан, кроме излияния базальтовых лав, выбрасывал в большом количестве шлаки и вулканические бомбы. Величина последних колеблется от нескольких миллиметров до 1 метра. Форма бомб разнообразная, встречаются округлые, веретенообразные, грушевидные. Наличие этих бомб указывает на взрывной характер извержения и довольно определенно говорит, что они образовались при извержениях стромболианского типа.

2. ТЕКТНИКА

Прогибание в Еревано-Ордубадской зоне наметилось в альбе, но получило свое полное развитие уже в верхнем мелу. Стадия геосинклинального погружения во всем Еревано-Ордубадском прогибе закончилась примерно в середине миоцена, а в рассматриваемой нами его части еще в олигоцене (?).

В плиоцене вся территория Даралагяза (как и весь Малый Кавказ) оказывается областью континентального режима. Интенсивно поднимавшиеся, особенно с конца миоцена, зоны испытывают расколы и связанные с ними широкие лавовые излияния; эти вулканические процессы продолжаются и в антропогене.

В тектоническом отношении исследованный район представляет ряд складок примерно общекавказского простирания. В бассейне р. Арпа констатировано несколько довольно крупных антиклиналей и синклиналей. Наиболее северная, обширная пологая синклиналь общекавказского простирания расположена в районе сс. Кайтул—Малишка; сложена она эоценовой туфогенной толщей и на крыльях к югу от г. Теке-долдуран, и в районе с. Азатек осложнена второстепен-

ной, довольно интенсивной складчатостью. Последняя, возможно, была вызвана внедрением гипабиссальных пород.

Падение оси синклинали пологое юго-восточное. К западу и востоку падение крыльев становится более пологим.

Слабой дислоцированностью характеризуется северо-восточная часть бассейна р. Арпа. Здесь, в районе сс. Чайкенд, Гюмушхана, Тарп, Ахкенд, наблюдаются весьма сложная складчатость и дизъюнктивные нарушения. Следует отметить, что по простиранию залегание пород местами сильно изменчивое.

Дизъюнктивные нарушения постинтрузивного периода особенно сильно проявились в восточных районах области, где многие дайки, рудные жилы и интрузивные тела подверглись последующим смещениям. Об этом свидетельствуют как амплитуда перемещения даек и рудных жил, так и многочисленные зеркала скольжения в интрузивных телах.

3. ВОЗРАСТ ИНТРУЗИВОВ

Меловые и палеогеновые отложения в районах Джермук, Куши, Гюмушхана, Гндеваз, Чайкенд, Каялу, Газма, Шатин, Аяр прорываются серией разнообразных интрузивных пород от кислых до основных (порфировидные граниты, граносиениты, сиенито-диориты, сиениты, диорит-порфириды, эссекситы, анортозиты, габбро со своими многочисленными вариациями), чем и определяется нижний возрастной предел этих интрузивов.

Детальные исследования, проведенные автором в названных районах, и сопоставление распространенных там интрузивных пород с интрузиями соседних районов, где их возраст определен как верхнеэоценовый, привели нас к убеждению о верхнеэоценовом возрасте даралагязских интрузивов (23).

Однако для точного определения верхнего предела возраста интрузивов Даралагяза важным является уточнение возраста вулканогенной толщи восточного Даралагяза и Сисианского района (амуль-сарская свита), которая пронизана указанными интрузивами. Олигоценовый возраст этой свиты определяется только условно. А. А. Габриелян (10) считает, что не исключена возможность принадлежности

указанной свиты, как и абракунисской свиты Нахичеванской АССР, к верхнему эоцену.

С целью окончательного выяснения этого вопроса, по мнению А. А. Габриеляна, необходимо осуществить новый сбор ископаемой флоры, в изобилии встречающейся в породах указанных свит, и произвести ревизию старых определений.

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Отдельные интрузивные массивы этой сложной и интересной области разбросаны на огромной ее территории площадью 1200 км^2 , что создает довольно большие трудности в деле их изучения. Породы всех этих выходов являются дифференциатами гранитоидной магмы, имевшей на глубине один общий магматический очаг.

Площадь отдельных интрузивных массивов (тел) измеряется от $0,4$ до 35 км^2 , составляя в общей сумме около 100 км^2 .

Интрузивные породы Даралагяза очень разнообразны; они представлены серией разновидностей от кислых (порфировидные граниты, граносиениты, аплиты, микропегматиты) до основных (габбро, с многочисленными вариациями) пород.

Внедрение даралагязских интрузивов произошло тремя последовательными магматическими фазами: первой, более ранней — монцонитовой, второй, промежуточной — диорит-порфиритовой и третьей, более поздней — граносиенитовой.

Породы первой фазы представлены монцонитами, эссекситами, эссекситовыми габбро, диоритами; породы второй фазы — диорит-порфиритами, а породы третьей фазы — сиенитами, граносиенитами и порфировидными гранитами.

Для удобства описания пород и ввиду большого количества и разбросанности их выходов по всей территории Даралагяза, интрузивные тела можно территориально разделить на 7 групп (рис. 4):

вая районы Амбариаал и Зивлих. Отдельные выходы интрузивных тел этой группы обнажаются северо-восточнее с. Гндеваз и около местности Ахкенд (рис. 5).

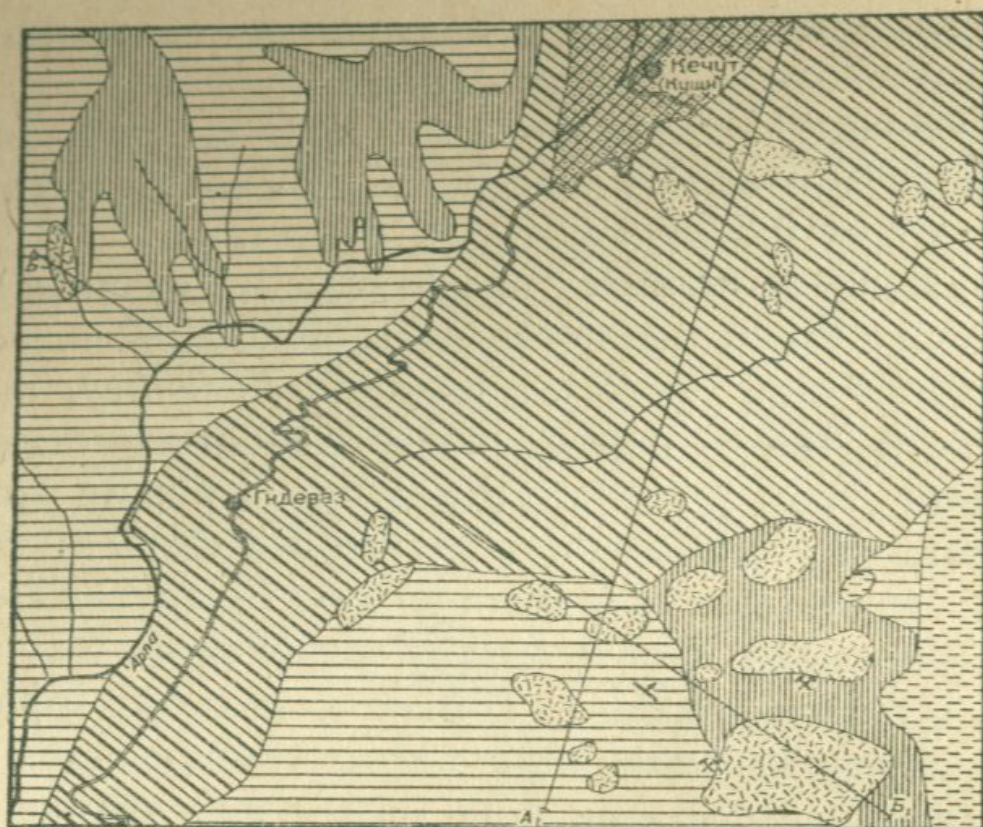
Интрузивные тела прорывают породы вулканогенной толщи среднеэоценового возраста. Выходы интрузивных тел занимают от 0,5 до 1,5 км² площади.

Интрузивные породы представлены разновидностями монцонитового ряда: щелочными габбро, оливино-ортоклазовыми габбро (по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу, последние разновидности типов пород соответствуют кенталленитам), оливиновыми эссекситами. Между указанными разновидностями пород не наблюдаются резкие переходы и контакты; всюду они переходят постепенно друг в друга. Подчиненное развитие имеют анортозиты и гранофиры.

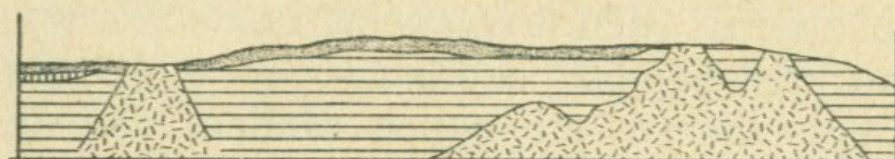
Весь этот интрузивный комплекс является прекрасным примером случая ассимиляции магмой вмещающих пород и одновременной дифференциации магмы на глубине.

В центральной части комплекса, что примерно соответствует Амбариаальскому участку, и в центральной части Зивлихского хребта распространены типичные монцонитовые породы, а по перифериям наблюдаются переходы в габброидные дифференциаты: щелочное габбро, оливино-ортоклазовое габбро, оливиновые эссекситы и др. с основным плагиоклазом, авгитом, биотитом и оливином, обычно богатыми вкрапленниками сульфидов.

В образовании различных типов пород главная роль придается явлениям ассимиляции. Процесс этот выражен поглощением СаО из вулканогенных пород (андезиты, туффиты), сопровождающимся резким нарушением гранитоидной физико-химической системы. Однако несомненно, что привнесением одного только СаО нельзя объяснить и вывести все разновидности типов пород, наблюдающиеся в поле. Акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (21) определенно указывает, что дифференциация, вызванная нарушением равновесия (в данном случае полученным избытком СаО), вызывает дальнейшее перемещение не отдельных окислов, а их групп, соответствующих получающемуся вновь составу породы. Можно полагать, что в нашем случае, при образовании габбровой ветви избыток СаО повел к аккумуляции в вы-



Разрез по линии А-А,



Разрез по линии Б-Б,

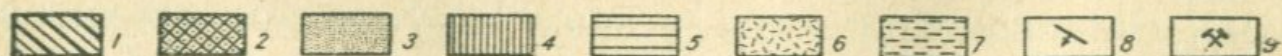
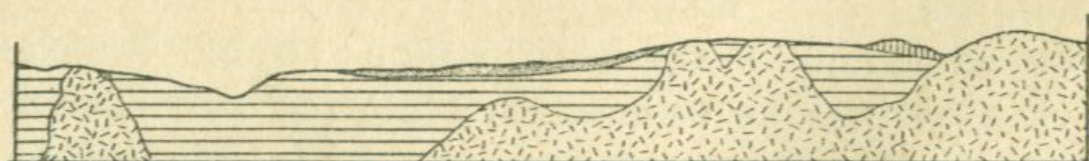


Рис. 5. Геологическая карта района развития Кушинского и Гюмушханского интрузивов.

1. Средненижнечетвертичные лавы (по К. Н. Паффенгольцу, лавы типа „В“). 2. То же (лавы типа „Д“). 3. Четвертичные лавы на разрезах. 4. Средний эоцен — пироксеновые и роговообманковые андезиты. 5. Средний эоцен — туфогенная толща (туффиты, туфопесчаники, туфоконгломераты). 6. Интрузивные породы. 7. Гидротермально измененные — алунизитизированные и окварцованные породы. 8. Падение и простирание пород. 9. Рудные проявления.

деляющемся дифференциате всей группы RO, что выражается в повышении содержания и MgO, и двухвалентного железа. Интересно проследить изменения минералогического состава пород габбровой ветви. Помимо получения более основных плагиоклазов, заслуживает внимания образование большого количества биотита и оливина, которые наряду с



Рис. 6. Монцонит. 1/2 нат. вел. Гюмушхана, Зивлихский хребет.

авгитом являются характерными минералами основных дифференциатов. Это вызвано аккумулятивным накоплением FeO и MgO, согласно изложенным выше принципам.

Для подтверждения вышеизложенного ниже приводим петрографические описания наиболее типичных и интересных представителей пород.

Монцониты. Монцонитовые породы, как отмечено выше, распространены на Амбарялском участке в центральной части Зивлихского хребта.

Породы эти среднезернистые до крупнозернистых (рис. 6), серо-зеленого цвета. Структура породы монцонитовая или гипидиоморфнозернистая.

Минералогический состав монцонитов следующий: плагиоклаз (андезин), ортоклаз, авгит, биотит, апатит, магнетит. Из вторично образованных минералов присутствуют: хлорит, эпидот, серицит, кальцит, биотит.

Плагиоклаз принадлежит к андезину ($39\% \text{ An}$), $DNg = 51^\circ$, $DNp = 42^\circ$, $DNm = 74^\circ$) и дает сдвойникованные кристаллы „по призме“.

Минерал дает хорошо выраженные идиоморфные кристаллы по отношению к калиевому полевоому шпату.

В некоторых кристаллах в результате разложения плагиоклазов образовались хлорит, серицит и кальцит.

Кали-натровый полевой шпат представлен ксеноморфными кристаллами ортоклаза, достигающими до 1,5 мм величины. Двупреломление минерала низкое — $Ng - Np = 0,006$, — $2v = 64^\circ$. Очень слабо заметны следы спайности по (010). В некоторых шлифах калиевый полевой шпат имеет — $2v = 48 - 54^\circ$.

Авгит в шлифах бесцветный до светло-зеленоватого цвета. Величина кристаллов в крупнозернистых разновидностях доходит до 2,5—3 мм. На хорошо выраженных восьмиугольных поперечных сечениях видны трещины спайности под углом 87° . Минерал дает двойники по (100), редко по (001), $Ng - Np = 0,025$, $2v = 57^\circ$, $cNg = 45 - 49^\circ$.

Хлоритизация авгита происходит с различной интенсивностью. Нередко он полностью замещается хлоритом, сохраняя свои характерные пироксеновые контуры. В отдельных кристаллах авгита по трещинкам развивается вторичный биотит.

В некоторых шлифах наблюдаются пироксены двух генераций. Минерал последней генерации обладает почти теми же оптическими свойствами, но у последних $cNg = 40^\circ$, а $2v = 60^\circ$, что соответствует диопсиду.

Биотит представлен коротко таблитчатыми коричневыми, сильно плеохроичными кристаллами величиною 1,2—1,6 мм. В некоторых кристаллах в результате разрушения биотита наблюдается переход в зеленоватый биотит, который по всем оптическим константам почти не отличается от первоначального коричневого биотита. Последним продуктом разрушения биотита является хлорит.

Апатит представлен призматическими удлиненными зернами величиною до 0,8 мм. Минерал с высоким рельефом и низким двупреломлением — $N_g - N_p = 0,005$.

Циркон присутствует по несколько зерен. Минерал с высоким рельефом. Имеет большое двупреломление — $N_g - N_p = 0,045$.

Рудный минерал представлен магнетитом, который в шлифах имеет неправильную изометричную форму.

Вторично образованные минералы представлены хлоритом, эпидотом, серицитом, кальцитом и биотитом.

Хлорит в шлифах грязно-зеленоватого цвета, с низким двупреломлением — $N_g - N_p = 0,005$. Двуосный, отрицательный. В основном дает радиально-лучистые агрегаты.

Минерал образован в результате разложения биотита, пироксена и иногда плагиоклазов.

Эпидот является продуктом разложения пироксенов и плагиоклазов. Минерал зеленоватого цвета и с высоким двупреломлением — $N_g - N_p = 0,030$.

Серицит образован по плагиоклазу и встречается только в отдельных шлифах.

Кальцит в шлифах присутствует в подчиненном количестве и образован в результате изменения плагиоклазов.

Биотит встречается только в отдельных шлифах, где он развивается по трещинам пироксенов и является результатом их разложения.

Порядок кристаллизации минералов следующий: магнетит, апатит, циркон, пироксены, биотит, плагиоклаз, ортоклаз. Из вторичных минералов — хлорит, эпидот, серицит, кальцит, вторичный биотит.

Химическая характеристика описанных монцонитовых пород следующая:

Таблица 1

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	п. п. п.	Сумма
93	53,46	0,92	18,28	4,35	4,27	2,95	7,38	0,26	3,57	3,42	1,22	100,08

Образец взят в центральной части Зивлихского хребта. Анализ породы произведен в лаборатории Армянского геологического управления, аналитик — А. К. Иванян.

Числовые характеристики этой породы по акад. А. Н. Заварицкому следующие:

Таблица 2

№ обр.	a	c	b	s	f'	m'	c'	n	t	φ	Q
93	13,31	6,2	16,14	63,81	49,62	30,67	19,74	61,7	1,2	22,6	4,66

Как видно из приведенных числовых характеристик, породу можно отнести к типичному монцониту.

Оливино-биотито-ортоклазовое габбро

Под этим типом пород мы описываем щелочные, оливино-ортоклазовые габбро и оливиновые эссекситы, так как все они представляют одну непрерывную серию разновидностей пород.

Указанные разновидности пород имеют один и тот же минералогический состав, но в разных количественных соотношениях минералов.

Интрузивные тела, слагающиеся указанными породами, в восточных частях района имеют общее падение на СВ—18° под углом 40—45°.

Макроскопически порода среднemelкозернистая до плотной, от серо-зеленого до черного цвета.

Под микроскопом порода состоит из следующих минералов: плагиоклаза (лабрадор), моноклинного пироксена, оливина, калиевого полевого шпата, биотита, роговой обманки, апатита и магнетита.

Из вторично образованных минералов присутствуют хлорит, уралит, биотит, кальцит.

Количество светлых минералов составляет 60—65% всей массы породы, причем доминирующая роль принадлежит плагиоклазу (рис. 7, 8).

Структура породы гипидиоморфнозернистая, с некоторой тенденцией к габбровой.

Плагноклаз представлен свежими таблитчатыми кристаллами размером до 2 мм. Зерна его иногда обнаруживают более или менее идиоморфные очертания, но чаще плагноклаз аллотриоморфен, что обусловлено одновременной, эвтектической кристаллизацией с пироксеном. Непра-



Рис. 7. Оливино-биотито-ортоклазовое габбро.
Скращ. ник., ув. 50.



Рис. 8. Оливиновый эссексит. Скращ. ник., ув. 50.

вильность контуров плагиоклаза в некоторых случаях обусловлена также резорбционным разъеданием.

Плагиоклаз обладает ясно выраженным двойниковым сложением по альбитовому, карлсбадскому и другим законам. По замерам на федоровском столике он соответствует лабрадору (62—64% An). ($DN_g = 35^\circ$, $DN_m = 63,5^\circ$, $DN_p = 69^\circ$, $PN_g = 35^\circ$, $PN_m = 69^\circ$, $PN_p = 63,5^\circ$ и $DN_g = 60^\circ$, $DN_m = 72^\circ$, $DN_p = 35^\circ$).

Кристаллы плагиоклаза обычно свежие, без заметных следов вторичных изменений. Иногда они содержат мелкие включения апатита, оливина, моноклинного пироксена и рудного минерала. Некоторые кристаллы плагиоклаза обладают слабоволнистым зонарным погасанием. Иногда дает антипертитовые вроски с ортоклазом.

Моноклинный пироксен представлен двумя генерациями. Кристаллы пироксена крупные — до 2 мм величиною зернами с неправильными очертаниями, аллотриоморфными по отношению к плагиоклазу. Более распространенным пироксеном является диаллаг. Минерал имеет ясно выраженную отдельность по (100) и погасание $cNg = 44—46^\circ$, $2v = 59—60^\circ$, двупреломление его высокое — $Ng - Np = 0,025$. В шлифах диаллаг бесцветен.

В некоторых зернах диаллага наблюдаются включения другого, более ранней генерации пироксена, принадлежащего диопсиду, имеющего следующие оптические константы: $cNg = 40—42^\circ$, $2v = 55^\circ$, $Ng - Np = 0,027$.

Оптические данные, согласно Винчеллу, показывают, что эта разновидность пироксена содержит в своем составе большее количество магния по сравнению с первой. Зерна более магнезиальной разности идиоморфны по отношению к менее магнезиальной. Среди включений имеются поперечные сечения с двумя направлениями спайности, пересекающимися под углом 87° .

По периферии и по трещинам спайности пироксен в некоторых случаях замещается уралитовой роговой обманкой, которая в свою очередь замещается биотитом и хлоритом. Следует указать, что по краям зерен диаллага развиваются весьма интересные образования какого-то игольчатого минерала, с низким двупреломлением и положительным

удлинением. Вследствие очень малых размеров иголочек определить его не удалось.

Оливин составляет около 15% всей массы породы и представлен зернами величиною до 0,8 мм. Оливин является идиоморфным по отношению к плагиоклазу и пироксену, хотя зерна его только в редких случаях обладают правильными кристаллографическими очертаниями. Обычно он в значительной степени был подвергнут коррозии, происходившей при дальнейшей кристаллизации расплава. В шлифах зерна оливина почти бесцветны, имеют высокий рельеф и резко выраженную шагреновую поверхность. Как правило, зерна оливина разбиты системой неправильных трещин, по которым развивается хлорит. Оливин по своим оптическим свойствам: $N_g - N_p = 0,036$; $2v = 78-86^\circ$, относится к магнезиальным разновидностям, что соответствует 24—34 % фаялитовой составляющей.

Зерна оливина содержат мелкие включения апатита и магнетита. Иногда они окружены тонкой реакционной каймой роговой обманки.

Кали-натровый полевой шпат составляет 15—20% всей массы породы. Представлен он сильно ксеноморфными по отношению к плагиоклазу и пироксену зернами, выполняющими промежутки между ними. Согласно замерам на федоровском столике $-2v = 43^\circ$. Отдельные зерна кали-натрового полевого шпата имеют микропертитовое строение, проявляющееся в наличии множества мелких червеобразных включений плагиоклаза. Кристаллы кали-натрового полевого шпата имеют очень плохо выраженную спайность. Многие из них содержат включения плагиоклаза и других ранее выделившихся из расплава минералов.

Биотит представлен чешуйчатыми пластинками величиною до 1,5 мм. В шлифах он коричневого цвета и сильно плеохроирует от темно-бурого по N_g до светло-бурого по N_p . Биотит часто образует включения в кристаллах плагиоклаза и кали-натрового полевого шпата.

Роговая обманка представлена двумя типами: первичной роговой обманкой, кристаллизующейся из магматического расплава, и вторичной — уралитовой, развивающейся по пироксену.

Первичная роговая обманка составляет не более 1% всей массы породы. Она образует тонкие реакционные каймы вокруг некоторых зерен оливина. $Ng - Nr$ минерала 0,019—0,021, $cNg = 21^\circ$, плеохроирует от грязно-зеленого по Nr до желто-зеленого по Ng и зеленого по Nm .

Из акцессорных минералов значительное развитие получают апатит и магнетит.

Апатит представлен как мелкими, так и крупными—до 1 мм, удлинёнными зернами призматического идиоморфного габитуса. Зерна апатита в поперечных разрезах имеют характерную шестиугольную форму.

В шлифах апатит обычно бесцветный, с высоким рельефом и ясно выраженной шагреневой поверхностью. Удлинение его отрицательное, двупреломление низкое.

Рудный минерал представлен магнетитом. В некоторых шлифах образует значительные скопления неправильной формы.

К числу вторично образованных минералов; как указали, относятся хлорит, уралит, биотит, кальцит.

Хлорит развивается чаще по оливину, реже по пироксену и вторичной роговой обманке. Обычно это мелкие листочки и чешуйки бледно-зеленоватого цвета.

Уралит развивается по периферии и по трещинкам некоторых зерен пироксена, замещая последний. В свою очередь уралитовая роговая обманка замещается биотитом, хлоритом и кальцитом.

Вторичный биотит в редких случаях развивается по роговой обманке.

Кальцит образует редкие неправильные скопления и замещает почти все другие минералы.

Характер кристаллизации и порядок выделения минералов представлен в следующем виде: акцессорные минералы, представленные рудным минералом и апатитом, кристаллизовались в первую очередь. Затем последовательно кристаллизовались: оливин, диопсид, диаллаг, плагиоклаз, роговая обманка, биотит и кали-натровый полевой шпат.

Химическая характеристика описанных пород следующая:

Таблица 3

Окислы № обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
56	48,40	1,00	24,09	10,41		0,15
88	49,71	1,3	19,32	3,97	2,85	0,18
107	48,1	0,91	19,07	5,25	4,35	0,07
Заимствовано у В. Н. Котляра	50,88	1,34	19,35	4,32	2,60	не опр.

Окислы № обр.	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Сумма
56	1,26	9,96	3,25	2,15	—	100,67
88	3,86	9,96	4,25	3,12	0,7	99,22
107	3,28	10,16	5,21	2,91	0,52	99,83
Заимствовано у В. Н. Котляра	3,46	10,08	3,72	3,35	+1,12	100,22

Образец № 56 взят на западном участке Гюмушханы, № 88 — около разв. сел. Гюмушхана, № 107 в западном конце хребта Амбариял.

Анализы произведены: № 56 в ИГН АН Армянской ССР аналитиком Г. М. Джрбашян, № 88 — там же, аналитиком А. А. Петросян, № 107 — в Химическом институте АН Армянской ССР аналитиком С. Карапетян.

Числовые характеристики указанных пород по акад. А. Н. Заварицкому следующие:

Таблица 4

№ пп.	a	c	b	s	f'	m'	c'	n	t	φ	Q
1	10,59	12,70	13,70	62,82	82,12	17,31	5,6	49,85	1,58	—	8,05
2	14,30	6,23	19,68	59,77	33,45	34,2	32,37	67,32	1,89	14,35	5,27
3	15,4	5,26	26,4	54,64	34,9	39,03	26,24	73,03	1,35	16,84	28,48
4	12,73	6,30	18,0	63,53	34,61	32,22	33,07	63,1	1,78	2,76	5,26
5*	7,1	8,7	27,0	57,2	32,5	48,8	18,7	80,4	1,5	10,4	8,5

* Числовые характеристики среднего типа габбро по Дэли.

Сравнение химизма габброидных пород, образовавшихся в обстановке ассимиляции вулканогенного материала со средним типом пород габбро по Дэли, приводит нас к следующему выводу.

Породы, возникшие при ассимиляции вулканогенных пород среднего состава (кислотности), характеризуются повышенным значением числа „а“, числа „в“ и пониженной величиной числа „с“.

Гибридный характер гюмушханских габбро хорошо иллюстрируется также на вариационной диаграмме, по А. Н. Заварицкому. Здесь нормальные габбро, по Дэли, занимают довольно отдаленное место как от точки „s“, так и от месторасположения векторов гибридных габбро.

Таким образом, мы склонны считать, что эссекситы, разновидности габбро и другие типы гибридных пород гюмушханского интрузивного комплекса являются результатом ассимиляции вмещающих пород гранитоидной магмой, а не одновременными инъекциями, как раньше полагали некоторые исследователи. В пользу ассимиляционного происхождения пород говорит также нахождение большого количества ксенолитов вмещающих пород в перифериях интрузивных тел.

Наличие анортозитов и гранофиоров в описываемом интрузивном комплексе дает новое освещение генезиса комплекса в целом (18).

Анортозиты и гранофиры генетически связаны с одним магматическим очагом. Внедрение их, по-видимому, происходило из более глубоких частей магматического очага. Нужно полагать, что повторное внедрение магмы происходило в то время, когда внедрившаяся габброидная интрузия еще полностью не затвердела. Близкое по времени внедрение магмы подтверждается отсутствием резких контактов с вмещающими габброидами, а иногда и взаимопереходами этих пород. Анортозиты и гранофиры выступают на хребте Зивлих, а также у разв. с. Гюмушхана.

Анортозиты макроскопически светло-серого и белого цвета. Порода существенно состоит из плагиоклаза (№ 58—65) и небольшого количества (до 5—8%) моноклинного

пироксена, иногда, но не всегда, оливина и в ничтожном количестве кали-натрового полевого шпата, биотита, а также циркона. Последние три минерала присутствуют почти всегда, подчеркивая родственную связь анортозитов с монцонитами.

Структура породы гипидиоморфнозернистая (рис. 9). Резко удлинённые кристаллы лабрадора во всех случаях



Рис. 9. Анортозит. Скрещ. ник., ув. 64.

имеют тенденцию одинаковой ориентировки. Размер кристаллов — от 1,0—2,5 мм по длине; они нередко эпидотизированы или сосюритизированы. Зональность выражена весьма слабо. Пироксен тот же, что и в габброидных разновидностях.

Оливин встречен только в одном шлифе.

Кали-натровый полевой шпат отмечен в узких и притом редких промежутках между кристаллами плагиоклаза. Сильно разложен в бурое глинистое вещество, почему измерить его не удалось.

Биотит иногда разложен в хлорит.

Из вторичных минералов иногда присутствуют цоизит, хлорит и волокнистая роговая обманка.

Химизм гюмушханских анортозитов следующий:

Таблица 5

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
779	52,14	0,35	25,79	3,99	1,48	0,07

№ обр.	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п. п. п.	Сумма
779	1,88	8,68	3,04	1,20	не обн.	2,22	100,14

Анализ произведен в ИГН АН АрмССР аналитиком А. А. Петросян. Образец взят около разв. с. Гюмушхана.

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому следующие:

Таблица 6

a	c	b	s	a'	f'	m'	n	t	φ	Q
9,08	11,45	14,51	64,90	38,9	36,0	25,1	78,6	0,4	25,6	0,25

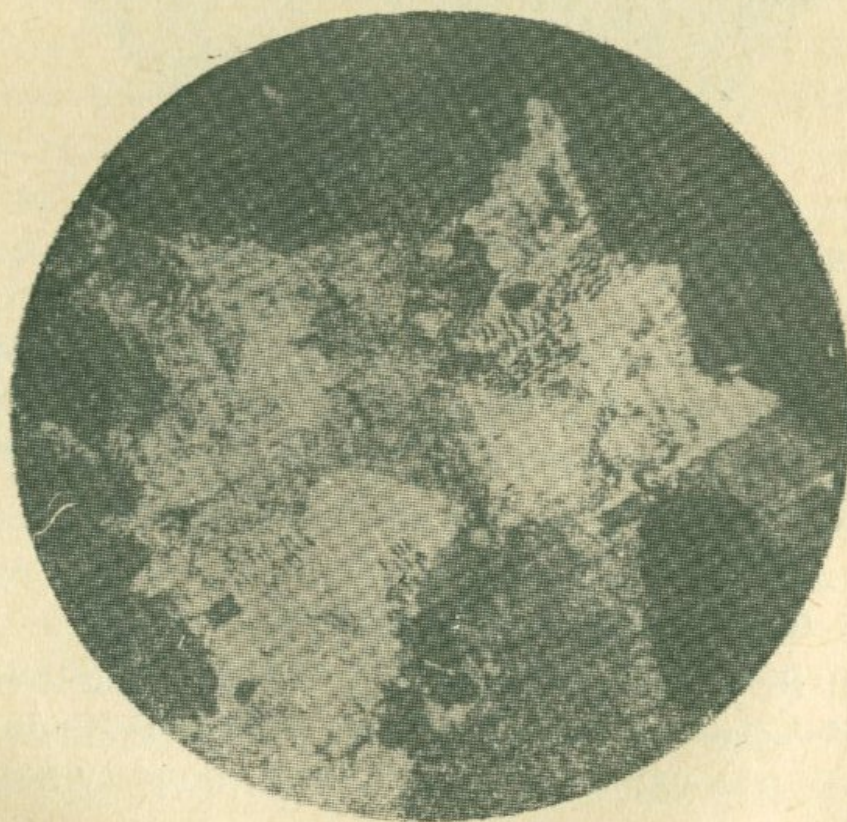


Рис. 10. Гранофир. Скрещ. ник., ув. 64.

Гранофиры макроскопически почти ничем не отличаются от анортозитов. Порода светло-серого, белого цвета. Структура породы микропегматитовая (рис. 10).

Порода в основном биминерального состава — калиевый полевой шпат и кварц; единичные чешуйки биотита и иногда мелкие зерна рудного минерала, апатита и циркона.

Кварц с калиевым полевым шпатом образуют микропегматитовые вроски. Местами наблюдаются сферические образования, состоящие из полевого шпата, проросшего кварцем, удлиненные вроски которого имеют тенденцию к радиально-лучистому расположению.

Химический состав гюмушханских гранофиоров следующий:

Таблица 7

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
767	70,80	0,14	11,03	2,73	не обн.	0,13

№ обр.	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п. п. п.	Сумма
767	0,36	4,86	0,19	2,03	0,20	0,40	99,87

Анализ произведен в ИГН АН Армянской ССР аналитиком Г. М. Джрбашян. Образец взят на участке Зивлих.

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому следующие:

Таблица 8

№ обр.	a	c	b	s	f'	m'	c'	n	t	Q
767	5,31	4,71	3,85	85,45	60,3	13,7	26,0	47,5	0,1	55,82

Вышеприведенные данные свидетельствуют о тесной генетической связи между собой всех пород интрузивного комплекса и об ортомагматическом происхождении анортозитовых и гранофировых пород, возникших в результате интрузивной дифференциации.

Описанный интрузивный комплекс находится в районе развития других гранитоидных интрузивов Даралагяза, генетическая связь которых с глубинным очагом несомненна.

Указанные обстоятельства, а также средний состав пород гюмушханского интрузивного комплекса (18), наводит

на мысль о гранитоидной родоначальной магме и о происхождении анортозитового (плагиоклазитового) и гранофирового расплавов из общего глубинного очага в ходе его дифференциации.

Процессы контактового и гидротермального воздействия интрузии

Контактовое воздействие гюмушханского комплекса интрузии на вмещающие породы выражено резко и отмечается следующими образованиями: а) кварц-полевошпатовыми и полевошпат-пироксеновыми роговиками, б) вторичными кварцитами, в) алунитами.

В результате воздействия гранитоидной магмы на вмещающие вулканогенные породы, андезиты и туффиты, образованы контактовые породы — роговики. Последние широко развиты на участке Амбариял и на хребте Зивлих. Ширину контактовых ореолов, представленную роговиками, можно проследить до 60 м полосой. Породы эти перекристаллизованные, мелкозернистые до плотного, серого и серо-черного цвета. Они принадлежат к кварц-полевошпатовым и полевошпат-пироксеновым роговикам.

Под микроскопом роговики имеют роговиковую-аллотриоморфно-зернистую структуру (рис. 11). Роговики, находящиеся далеко от непосредственного контакта, приобретают роговико-порфировидную структуру, где в общей роговикованной массе выделяются порфиробласты плагиоклазов.

Минералогический состав роговиков следующий: плагиоклаз (андезин, лабрадор), моноклинный пироксен (диопсид, авгит), ортоклаз (мало), роговая обманка и турмалин; последние присутствуют в непосредственных контактах пород и представлены в подчиненном количестве.

В шлифах единичными зернами встречаются апатит, циркон, гранат (1—3 зерна) и магнетит; последний составляет примерно 1,5% породы.

Вторичные кварциты слагают территорию от Амбарияла до водораздела Зангезурского хребта (до горы Амул сар). Они образовались в результате деятельности постмагматических термальных вод, выделявшихся из самой

интродуцирующей магмы. Эти воды были активизированы разнообразными содержащимися в них соединениями, в том числе и кремнекислотой.

Макроскопически порода светло-серого цвета. Под микроскопом это чисто кварцевая порода, содержащая большое количество отдельных кристаллов или скоплений пирита.

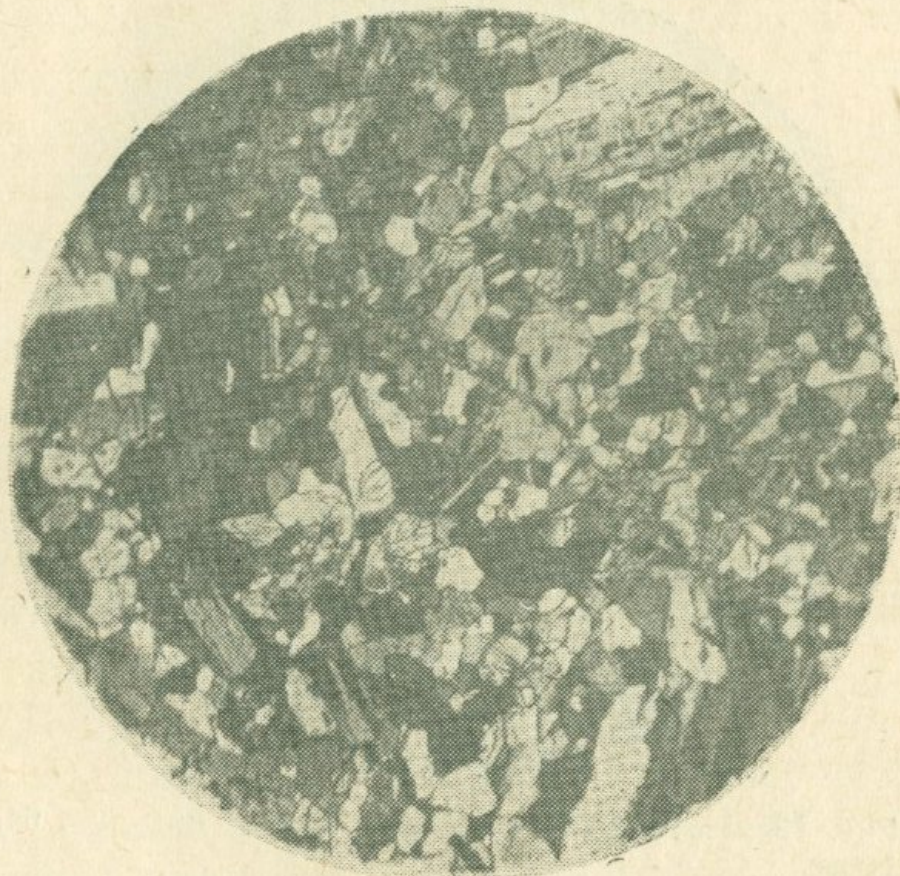


Рис. 11. Роговик. Скреш. ник., ув. 64.

Кварц, как обычно, не образует совершенно равных по размеру зерен, а представлен в виде агрегата мельчайших зерен и более крупного размера зерен до 0,5—0,8 мм в диаметре. Отличается почти полным отсутствием чешуйчатых минералов — серицита и хлорита.

К результатам деятельности постмагматических термальных вод относится также столь широко распространенная алунитизация на западном склоне г. Амул сар и на Зивлихском хребте.

2. КУЩИНСКАЯ ГРУППА ИНТРУЗИВНЫХ ВЫХОДОВ

Группа этих интрузивных тел располагается в левобережье верхнего течения р. Арпа (рис. 5), к юго-востоку

от с. Кечут (Куши). В группу входят 5 интрузивных выходов, каждый площадью примерно от 0,4 до 0,7 км². Все эти выходы обнажаются на поверхности из-под четвертичных лав типа „В“ и принадлежат к одному интрузивному телу, сателлитами которого они являются.

В интрузивных телах наблюдаются выдержанные тре-

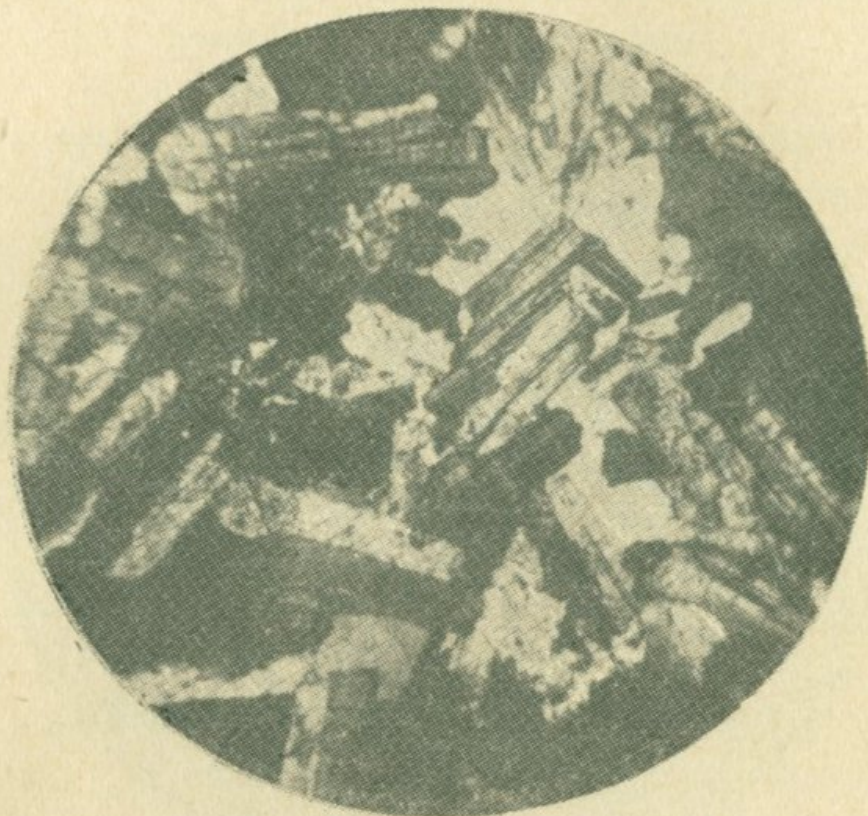


Рис. 12. Кварцевый монцонит. Скрещ. ник., ув. 64.

щины в двух направлениях: ЮЗ — 216—223°, ЮВ — 120°.

В центральных частях эти интрузивные тела более крупнозернисты, а по перифериям постепенно становятся мелкозернистыми.

Окраска пород переходит от серой и светло-серой к светло-розоватой и розовой.

Интрузии в основном отвечают монцонитовому составу с переходом от монцонитов к кварцевым сиенитам — граносиенитам.

Под микроскопом структура пород монцонитовая или гипидиоморфнозернистая (рис. 12).

Породы характеризуются следующим минералогическим составом: плагиоклаз-андезин (№ 34—37), ортоклаз, гиперстен, роговая обманка, биотит, кварц, апатит, циркон, магнетит. Из вторично образованных минералов присутствуют хлорит, эпидот.

Плагиоклаз принадлежит к андезину и характеризуется резко выраженным идиоморфизмом по отношению к калиевому полевому шпату. Кристаллы sdвойникованы по альбитовому закону. Занимает $\approx 35\%$ площади шлифов.

Ортоклаз по количеству в шлифе занимает второе место после плагиоклазов (30%). Он образует крупные — до 1,5 мм величины — неправильные кристаллы, в которых лежат призматические кристаллы плагиоклаза.

Ортоклаз играет роль мезостазиса; $a_{\text{Np}} = 4^\circ$ (иногда прямое угасание), $Ng - Np = 0,006$, $-2v = 68-69^\circ$. В ряде мест ортоклаз пелитизирован.

Роговая обманка в шлифах светло-зеленого цвета, плеохроичная. На некоторых кристаллах хорошо наблюдаются трещины спайности, угол между которыми равен 56° . Некоторые кристаллы дают полисинтетические двойники по (100), $c_{\text{Ng}} = 15-17^\circ$, $Ng - Np = 0,022$, $-2v = 78-82^\circ$. В шлифах занимает 2—4% площади.

Гиперстен встречается только в отдельных шлифах, бесцветный, $c = Ng$, $Ng - Np = 0,009$, $-2v = 73^\circ$ (79% $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$), $r > v$.

Авгит присутствует в подчиненном количестве. Кристаллы маленькие, в редких случаях до 1 мм. Почти всюду наблюдается превращение авгита в хлорит. Свежесохраненные кристаллы бесцветные, $Ng - Np = 0,025$, $c_{\text{Ng}} = 46^\circ$. Среди мафических минералов составляет наиболее большое количество, иногда доходя до 12% .

Биотит в свежем состоянии сохранился мало. Хорошо виден постепенный переход биотита в хлорит. В количественном отношении варьирует от 7 до 10% .

Кварц представлен неправильными, округленными, маленькими зернами, величиною до 0,3 мм.

Апатит представлен шестигугольными и удлиненными кристаллами с высоким рельефом.

Циркон присутствует почти во всех шлифах по 1—3 зерна. $Ng - Np = 0,048$.

Магнетит представлен кристаллами неправильных контуров.

Хлорит является результатом преобразования биотита и пироксенов.

Эпидот образован как результат разрушения пироксенов и плагиоклазов.

Химический состав интрузива отвечает монцонитам (обр. № 25, взят юго-восточнее с. Кечут, на высоте 2095 м, около родника).

Таблица 9

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	N ₂ O	K ₂ O	п. п. п.	Сумма
59,16	0,77	18,04	4,21	2,38	1,30	4,33	4,0	5,1	0,71	99,9

Анализ произведен в лаборатории Муллитового завода Армянской ССР. Аналитики — М. Аревшатын и А. Тагворян.

Числовые характеристики этой породы по акад. А. Н. Заварицкому следующие:

Таблица 10

a	c	b	s	f'	m'	c'	n	t	φ	Q
16	4,05	9,6	69,7	61	23,4	15	54,6	1,0	38,7	4,0

В непосредственных контактах монцонитовой интрузии с вулканогенными породами отмечены интенсивно выраженные

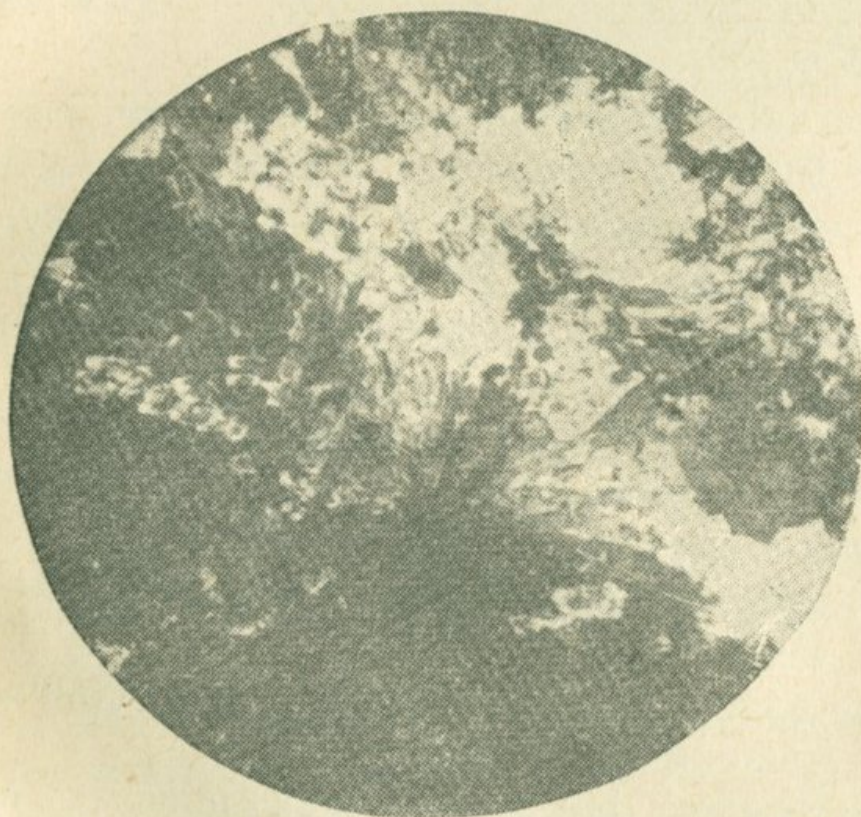


Рис. 13. Турмалин-полевошпатовый роговик.
Скрещ. ник., ув. 100.

контактовые образования в виде турмалин-полевошпатовых роговиков, а севернее интрузивных выходов также образование вторичных кварцитов, которые составляют единую зону вторичных кварцитов с таковыми Гюмушханы.

Турмалин-полевошпатовые роговики макроскопически мелкозернистые породы темно-серого цвета.

Под микроскопом порода имеет роговиковую структуру (рис. 13) и представлена следующими минералами: орто-

клазом, плагиоклазом, кварцем, турмалином, апатитом, цирконом и рудным минералом — магнетитом.

3. ДЖЕРМУКСКАЯ ГРУППА ИНТРУЗИВОВ

Интрузивные породы этой группы расположены в треугольнике между курортом Джермук, с. Кечут (Кущи) и разв. с. Зирак, охватывая левобережье верховья р. Арпа. К этой группе можно отнести также небольшой выход аналогичных пород в районе с. Гедикванк (рис. 14).

Здесь обнажается ряд интрузивных тел, которые прорывают вулканогенную толщу (андезиты, порфириты, туффиты) среднеэоценового возраста.

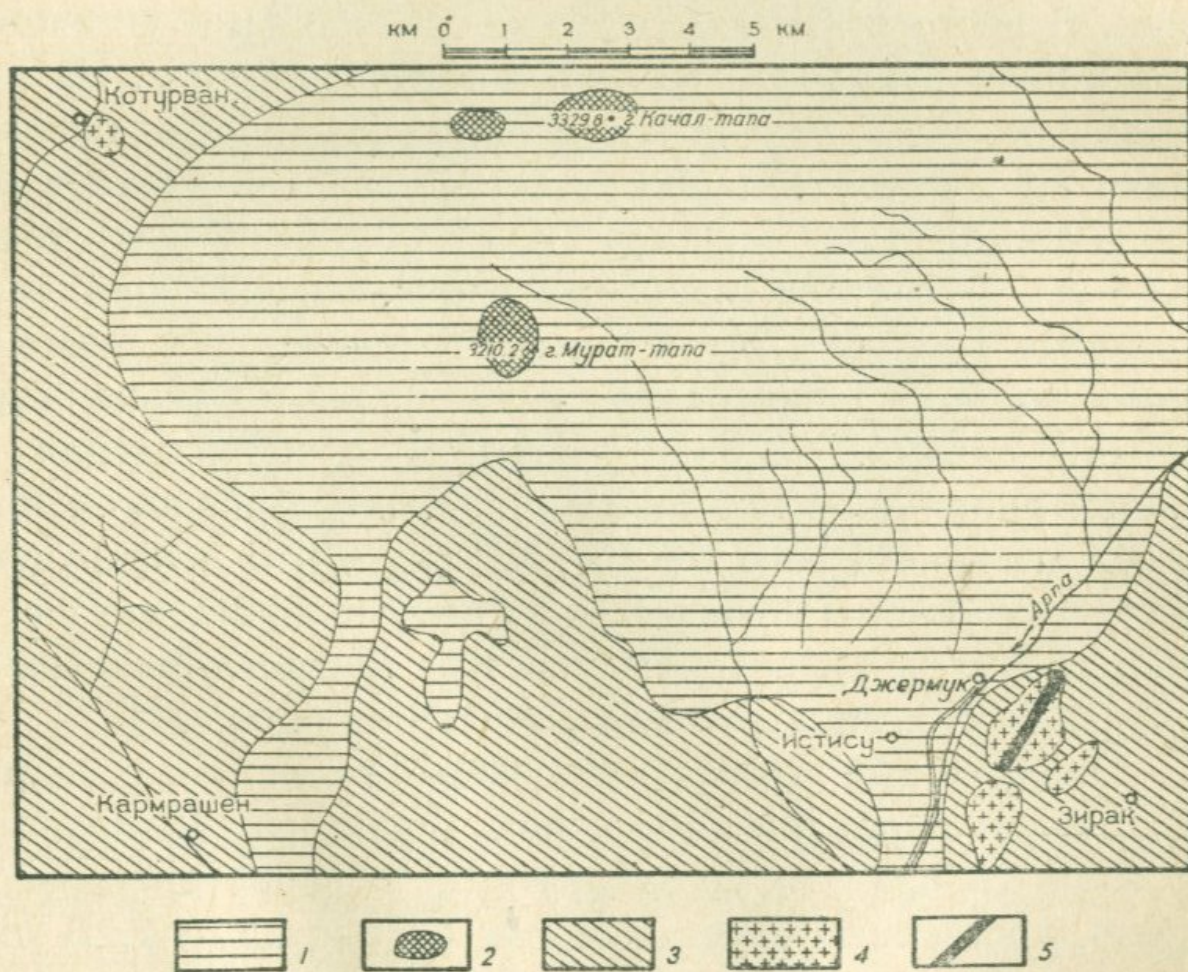


Рис. 14. Схематическая геологическая карта развития интрузивов Джермукской группы (геологическая основа К. Н. Паффенгольца). 1. Четвертичные лавы. 2. Центры извержений лав. 3. Третичная вулканогенная толща. 4. Гранитоидные интрузии. 5. Дайка диорит-порфиритового состава.

Геология и породы Джермукского района изучены сравнительно лучше, чем породы соседних районов. Это

объясняется наличием в этом районе горячих минеральных источников (с температурой до 65°), на базе которых в последние годы в Джермуке создана одна из лучших здравниц Советского Союза.

Проводившимися работами установлено, что интрузивные тела, расположенные восточнее курорта Джермук (район высоты 2349,5 м), прорываются мощной дайкой диорит-порфиритового состава, аналогичной диорит-порфиритам второй фазы газминского интрузивного комплекса (см. ниже). Дайка простирается в северо-восточном направлении, имея мощность около 400 м. К. Н. Паффенгольцем и В. Н. Котляром в западной части этой высоты констатирована линия разлома, но они не упоминают здесь о наличии дайки. В восточной части этого же района нами установлена новая линия разлома с простиранием СВ $26-30^{\circ}$. На линии разлома породы подвергались окварцеванию и брекчированию. На восточной линии разлома, приблизительно в 500 м к юго-востоку от вершины (тригонометрическая точка — 2349,5 м), находится шлаковый конус, извергавший многочисленные шлаки и вулканические бомбы. На северном и южном концах дайка покрывается более поздними четвертичными лавами. О более позднем происхождении этой мощной диорит-порфиритовой дайки, по сравнению с интрузивным массивом, говорит еще тот факт, что в интрузивных телах, прорываемых дайкой, установлено много апофиз этой дайки диорит-порфиритового состава (петрографический состав дайки описан в разделе „Жильные породы“).

Интрузивный массив в северной части в основном представлен породами гибридного характера — оливино-биотитовыми габбро, габбро-диоритами и пироксеновыми диоритами, постепенно переходящими одни к другим. В южной части массива благодаря большому эрозионному срезу выступают породы, не подвергавшиеся процессам гибридизма.

Несколько необычно выглядят породы, обнажающиеся восточнее аэродрома. Породы эти занимают около 800 м² площади и представлены кварцевыми сиенитами и граносиенитами, в основном пересыщенными глиноземом.

Оливино-биотитовое габбро. Как отмечено выше, с северо-восточной и северо-западной стороны интрузивного

тела, по перифериям наблюдается постепенный переход от оливино-биотитовых габбро к габбро-диоритам и пироксеновым диоритам.

Породы эти составляют преобладающую часть интрузивного массива и занимают почти всю северную площадь его.

Оливино-биотитовые габбро — порода темно-серого цвета. Минералогический состав породы следующий: плагиоклаз (лабрадор), оливин, авгит, гиперстен, биотит, апатит, магнетит, эпидот, хлорит. Структура породы габбро-офитовая или гипидиоморфнозернистая (рис. 15).

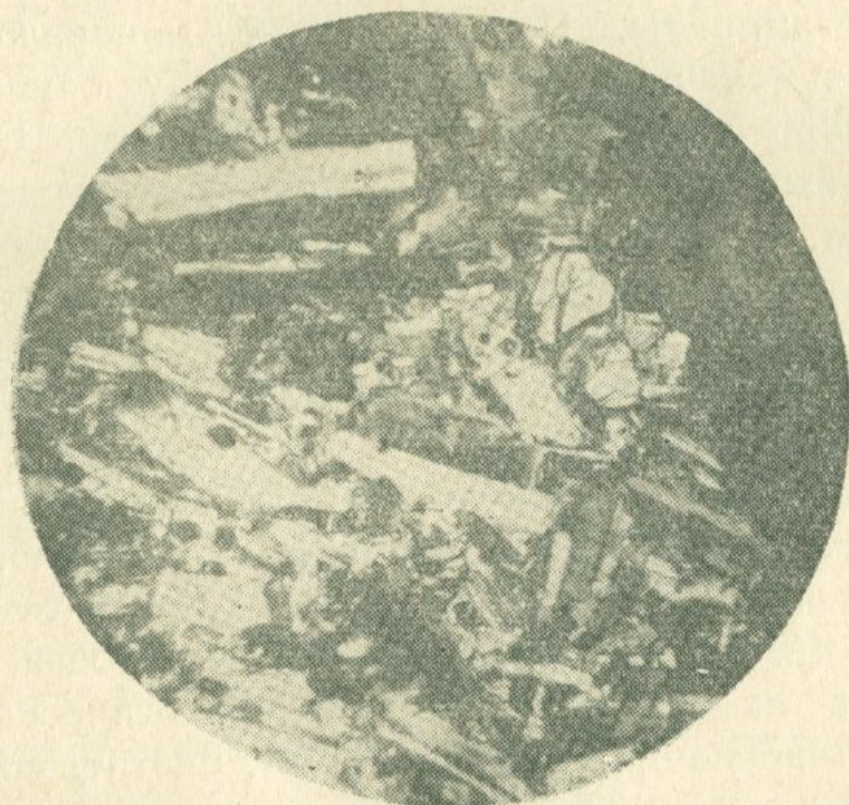


Рис. 15. Оливино-биотитовое габбро.
Скрещ. ник., ув. 64.

Плагиоклаз имеет форму вытянутых кристаллов, принадлежит к лабрадору (N_2 50—60), $2v = 79-82^\circ$, кристаллы сдвойникованы по альбитовому и карлсбадскому законам.

Оливин в шлифах представлен довольно большими округленными кристаллами, окруженными темно-коричневыми кольцами опакитизации. $Ng - Np = 0,038$, $(010) \perp Np$, $-2v = 88^\circ$, что соответствует $18\% Fe_2SiO_4$.

Авгит представлен бесцветными кристаллами величиною до 0,7 мм. Двупреломление авгита — $Ng - Np = 0,026$, $cNg = 46^\circ$, $2v = 59^\circ$.

Гиперстен представлен бесцветными кристаллами, $N_g - N_p = 0,014$, $c = N_g$, $-2v = 68^\circ$, что соответствует 76% энстатитовой составляющей ($Mg_2Si_2O_6$).

Биотит присутствует в виде пластинок с хорошо выраженным плеохроизмом.

Апатит присутствует в виде отдельных зерен.

Магнетит представлен кристаллами неправильной формы.

Эпидот и хлорит являются продуктами разложения плагиоклазов и биотита.

Габбро-диориты. Породы эти по минералогическому составу являются промежуточными между оливино-биотитовыми габбро и пироксеновыми диоритами. Отличаются количественным соотношением породообразующих минералов (биотита, пироксена, плагиоклаза), характером некоторых минералов (плагиоклаз), а также структурой пород.

Среди гибридных пород габбро-диориты пользуются небольшим распространением, занимая примерно 10% всей площади их распространения.

Пироксеновые диориты. Выходы этой интрузивной породы расположены в восточной части района, ближе к центральной части интрузивного тела. Порода темно-серого и серого цвета. Структура породы пойкилитовая, диоритовая. Порода имеет следующий минералогический состав: плагиоклаз (андезин), гиперстен, авгит, биотит, апатит, магнетит. Из вторично образованных минералов присутствуют эпидот, хлорит.

Плагиоклаз представлен кристаллами величиною до 1,2 мм. Минерал принадлежит к андезину (39% An) и sdвойникован по манебахскому закону ($DN_g = 80^\circ$, $DN_p = 65^\circ$, $DN_m = 26^\circ$).

Кристаллы плагиоклаза частично разрушены и преобразованы в эпидот.

Ортоклаз составляет очень маленькое количество, представлен кристаллами величиною до 0,3 мм. Минерал ксеноморфен, имеет низкое двупреломление: $N_g - N_p = 0,006$. Слабо заметны трещины спайности.

Авгит — в виде очень маленьких зерен, только иногда достигает величины 1,2 мм. Минерал бледно-зеленоватого

цвета, очень слабо плеохроичный, $Ng - Np = 0,025$, $cNg = 47^\circ$, $2v = 57^\circ$. Иногда дает двойники по (100).

Гиперстен представлен в отдельных шлифах. Минерал светлый, слабо-зеленоватого оттенка, $c = Ng$, $Ng - Np = 0,011$, $-2v = 69^\circ$, что соответствует соединению 76% энстатитовой составляющей ($Mg_2Si_2O_6$).

Биотит встречается в виде больших неправильных кристаллов, а также в виде маленьких чешуек в пироксенах.

Апатит выражен в виде зерен удлиненной и неправильной формы с высоким рельефом.

Циркон выступает неправильными зернами. Имеет высокий рельеф и высокое двупреломление.

Магнетит образует кристаллы с неправильными формами.

Хлорит замещает листочки биотита.

Эпидот образовался, с одной стороны, при разрушении пироксенов (в отдельных местах хорошо видно, как пироксен постепенно переходит в эпидот), с другой — плагиоклазов.

Маленькие интрузивные выходы, площадью от 20 до 60 м², обнажающиеся на западной стороне горы, против курорта Джермук, имеют диоритовый состав, с переходом от кварцевых диоритов к диорито-сиенитам. Породы эти темно-серого и серо-розоватого цвета.

Характеризуются они следующим минералогическим составом: плагиоклаз (андезин), калиевый полевой шпат, авгит, биотит, апатит, магнетит, хлорит, эпидот.

Структура пород диоритовая или монцонитовая.

Плагиоклаз принадлежит к средним плагиоклазам — андезинам (№ 38), кристаллы sdвойникованы по альбитовому закону.

Авгит — бесцветный, очень слабого зеленоватого оттенка, $cNg = 47^\circ$, $Ng - Np = 0,027$, $2v = 59^\circ$.

Биотит — коричневого цвета, в ряде мест переходит в хлорит.

Калиевый полевой шпат в шлифах встречается в подчиненном количестве. Минерал со спайностью, показатель преломления ниже канадского бальзама, $Ng - Np = 0,005$, двuosный отрицательный: $-2v = 64^\circ$.

Апатит представлен удлиненными зернами с высоким рельефом. Иногда встречаются крупные удлиненные кристаллы. $Ng - Np = 0,005$.

Магнетит представлен кристаллами с неправильными контурами.

Хлорит образован за счет замещения биотита. В шлифах зеленого цвета, без спайности. В некоторых зернах наблюдается постепенный переход биотита в хлорит.

Эпидот образовался путем разрушения пироксенов. В скрещенных николях приобретает аномальные цвета.

В западной и южной частях интрузивного массива, ближе к центральной его части, породы переходят в диорито-сиениты и кварцевые диорито-сиениты. Юго-западнее, т. е. ближе к минеральным источникам, диориты сильно изменены. Биотит полностью превращен в хлорит, а пироксены и частично плагиоклазы преобразованы в эпидот. В некоторых местах наблюдается присутствие соссюрита по плагиоклазу. Образованы большие скопления пирита.

Порядок кристаллизации минералов можно охарактеризовать следующей последовательностью: магнетит, апатит, пироксен, биотит, плагиоклаз, ортоклаз. Вторично образованные минералы: эпидот, хлорит, соссюрит.

Породы подвергались процессам хлоритизации, эпидотизации и серицитизации.

Как отмечалось выше, несколько необычно выглядят породы, обнажающиеся восточнее джермукского аэродрома. Массив этот занимает около 800 м².

Макроскопически они среднезернистые, светло-серого, серого цвета, иногда с включениями полевых шпатов до 3 мм величины. Обычно они свежие, но в некоторых случаях, в результате окисления железистых и марганцевых минералов, приобретают красно-фиолетовый оттенок. Породы эти по составу отвечают **кварцевым сиенитам** и **граносиенитам**. Как показывают результаты химических анализов (табл. 11, анализы 5, 6, 7), породы эти переходят от нормальных к пересыщенным глиноземам.

Под микроскопом порода имеет гипидиоморфнозернистую структуру. Минералогический состав ее следующий: калиевый полевой шпат, кварц, плагиоклаз, биотит, амфи-

бол, пироксен. В шлифах из аксессуарных минералов присутствуют по несколько зерен циркона и апатита. Рудный минерал представлен магнетитом.

Вторичные процессы выражены очень слабо и представлены хлоритизацией, уралитизацией и серицитизацией.

Калиевый полевой шпат представлен кристаллами ортоклаза величиною до 2,5—3 мм. В большинстве случаев он является преобладающим минералом в породе. Минерал дает хорошо выраженные трещины спайности. $-2v = 65-67^\circ$, $a_{\text{Np}} = 4^\circ$, $N_g - N_p = 0,006$.

Кварц представлен ксеноморфными кристаллами и заполняет промежутки между остальными минералами. Величина зерен — до 0,5—0,7 мм. В количественном отношении варьирует в зависимости от разновидностей пород. В граносиенитовых разновидностях он достигает наибольшего количества, а в кварцевых сиенитах — примерно 6—10%.

Плагиоклаз представлен кислой разновидностью — олигоклазом (25—27% An) и только в некоторых случаях приближается к андезину (28—30% An). Кристаллы sdвоиникованы по манебахскому закону ($D_{N_g} = 70^\circ$, $D_{N_m} = 20^\circ$, $D_{N_p} = 86^\circ$). В ряде шлифов плагиоклаз по отношению к калиевому полевому шпату дает хорошо выраженные идиоморфные кристаллы. Плагиоклаз местами серицитизирован.

Биотит представлен кристаллами величиною 0,5—0,8 мм в длину. Минерал буро-коричневатого цвета с сильным плеохроизмом. Местами изменен.

Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой. Минерал зеленоватого цвета, плеохроичный. Плеохроизм по: N_g — зеленоватый, N_m — светло-зеленоватый и N_p — салатowo-желтый; $c_{N_g} = 8-10^\circ$, $-2v = 72-75^\circ$, $N_g - N_p = 0,023$. Иногда, в результате разложения, образуется вторичный биотит. Отмечается также процесс хлоритизации роговой обманки.

Пироксен, представленный авгитом, составляет несколько кристаллов. Минерал короткопризматический, с едва заметным салатowym цветом; $c_{N_g} = 46^\circ$, $N_g - N_p = 0,024$. Здесь также иногда по трещинам развивается процесс хлоритизации.

Акцессорные минералы — циркон и апатит — представлены единичными зернами. Оба минерала резко идиоморфны.

Рудный минерал представлен изотропными, неправильно округленными зернами магнетита, величиною до 0,2 мм.

Как показало петрографическое изучение интрузии, породы ее отличаются значительным разнообразием: оливино-биотитовые габбро, габбро-диориты, пироксеновые диориты, сиенито-диориты и др., тесно связанные и переходящие друг в друга без резких контактов (кроме кварцевых сиенитов и граносиенитов, которые составляют обособленный небольшой массив).

В распределении разновидностей пород интрузии удается заметить приуроченность более основных пород — оливино-биотитовых габбро, габбро-диоритов и др. — к периферическим частям массива, а сравнительно кислых — диоритов, сиенито-диоритов и др. — к центральной части.

Для качественной и количественной оценки изменений интрузий приводятся результаты пересчетов нескольких химических анализов. Эти анализы отвечают, с одной стороны, образцам первоначальных пород и, с другой стороны, измененным гибридным породам, образующимся за счет процессов ассимиляции вмещающих пород.

Сравнение химизма гибридных пород, образовавшихся в обстановке ассимиляции вулканогенных пород (туффиты, порфириты) со средним типом габбро, по Дэли, приводит нас к выводу о следующих закономерностях, выраженных в числах А. Н. Заварицкого (см. табл. 12).

I — обр. № 3, оливино-биотитовое габбро, взят в северо-западной части интрузии, напротив курорта Джермук.

II — обр. № 649, габбро-диорит, взят в 170 м южнее обр. № 3.

III — обр. № 659, диорит, взят в 80 м юго-восточнее обр. № 649, примерно около Джермукского моста.

IV — обр. № 15, сиениго-диорит, взят в юго-восточной части интрузии.

V — обр. № 653, кварцсодержащий сиенит, взят из южного массива в 200 м южнее обр. № 15.

VI — обр. № 718, граносиенит, взят на южном окончании интрузии, около аэродрома.

Таблица 11

Таблица химических анализов пород Джермукского интрузива

Окислы	I	II	III	IV	V	VI	VII
SiO ₂	49,62	52,27	54,05	56,45	57,0	58,10	59,16
TiO ₂	0,7	0,51	0,68	0,39	0,79	0,79	0,66
Al ₂ O ₃	18,96	19,38	19,52	17,70	19,92	20,81	21,09
Fe ₂ O ₃	4,83	4,13	4,32	4,35	4,39	2,98	3,53
FeO	3,89	2,98	2,75	3,32	2,90	2,42	1,72
MnO	0,27	0,27	0,35	0,95	0,12	0,07	0,03
MgO	3,15	3,14	2,95	2,07	2,42	1,17	1,0
CaO	12,7	9,35	8,68	6,26	6,0	5,20	3,91
Na ₂ O	3,21	3,98	2,75	3,95	3,15	4,8	4,56
K ₂ O	2,05	3,02	2,18	3,26	2,85	3,6	3,51
H ₂ O	0,21	0,49	0,65	0,72	0,88	0,40	0,40
п. п. п.	0,53	1,27	1,07	—	0,32	1,60	1,32
Сумма	100,12	100,79	99,95	100,05	100,74	100,68	100,89
Аналитики	Г. М. Джрбашян ИГН АН АрмССР	Р. Погосян Хим. ин-т АН АрмССР	А. К. Иванян Арм. геол. упр.	Г. М. Джрбашян ИГН АН АрмССР			

Таблица 12

Результаты числовых характеристик вышеуказанных пород по акад. А. Н. Заварицкому

№ пп.	№ обр.	a	c	b	s	f'	m'	c'	n	t	φ	Q
I	3	10,42	8,0	21,98	59,60	38,31	25,32	37,33	71,23	1,07	19,44	—9,64
II	649	12,8	8,35	18,83	59,2	39,11	31,45	29,44	66,66	0,68	53,60	—14,93
III	659	10,34	8,44	15,94	62,74	48,27	36,0	15,27	66,2	1,0	55,01	—1,10
IV	15	13,41	5,29	14,60	66,69	52,58	32,36	17,0	67,36	0,52	26,08	1,28
V	653	11,59	7,72	12,22	68,55	56,7	35,07	a' = 8,18	63,0	1,04	32,74	1,62
VI	718	16,42	6,35	7,42	69,85	67,3	26,92	3,85	67,0	1,02	34,61	0,47
VII	12/50	15,51	4,89	10,13	69,39	47,0	17,24	a' = 35,72	67,0	0,9	30,3	2,95
Средний тип габбро по Дэли		7,1	8,7	27,0	57,2	32,5	48,8	18,7	80,4	1,5	10,4	—8,5

VII — обр. № 12/50, граносиенит, взят в 50 м восточнее обр. № 718.

Из табл. 12 видно, что породы, возникшие при ассимиляции вмещающих пород (туффитов и порфириров), химически довольно резко отличаются от средних типов обычного габбро с аналогичной кислотностью. Здесь отмечаются повышенное значение щелочей, т. е. числа „а“, и пониженная величина темноцветных составляющих, т. е. числа „в“.

Такое изменение пород от основных к кислым разновидностям более наглядно выражено на диаграмме поведения химических элементов.

Пересчеты их производились по кислородному методу, предложенному Т. Бартом, т. е. учитывались количества атомов, приходящихся на единицу объема, которая условно приравнивалась к объему, занимаемому 1600 атомами кислорода.

Результаты пересчета сведены в табл. 13, а также графически показаны на диаграмме (рис. 16).

Таблица 13

Результаты пересчета химических анализов по кислородному методу

№ пп.	№ обр.	Si	Ti	Al	Fe ⁺³	Fe ⁺²	Mn	Mg	Ca	Na	K	ОН
I	3	984	10	274	50	30	2	43	126	28	11	3
II	649	989	6	323	44	23	2	44	94	36	18	15
III	1	1046	8	236	42	20	3	38	82	23	12	18
IV	15	1045	5	255	45	25	7	37	66	35	19	21

Цифры указывают количество атомов, приходящихся на единицу объема.

По горизонтали на диаграмме (рис. 16) отложены точки, соответствующие образцам, взятым из разных пород.

По вертикали во всех случаях отложено количество атомов того или иного элемента, приходящееся на единицу объема. При этом масштаб для Si мы брали в десять раз меньшим, чем для других элементов, так как атомное количество его слишком велико.

Из рассмотренного можно видеть, что по мере удаления из центра к периферии происходит уменьшение коли-

ДИАГРАММА
ПОВЕДЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ
В РАЗНЫХ ТИПАХ ДЖЕРМУНКСКОЙ ИНТРУЗИИ

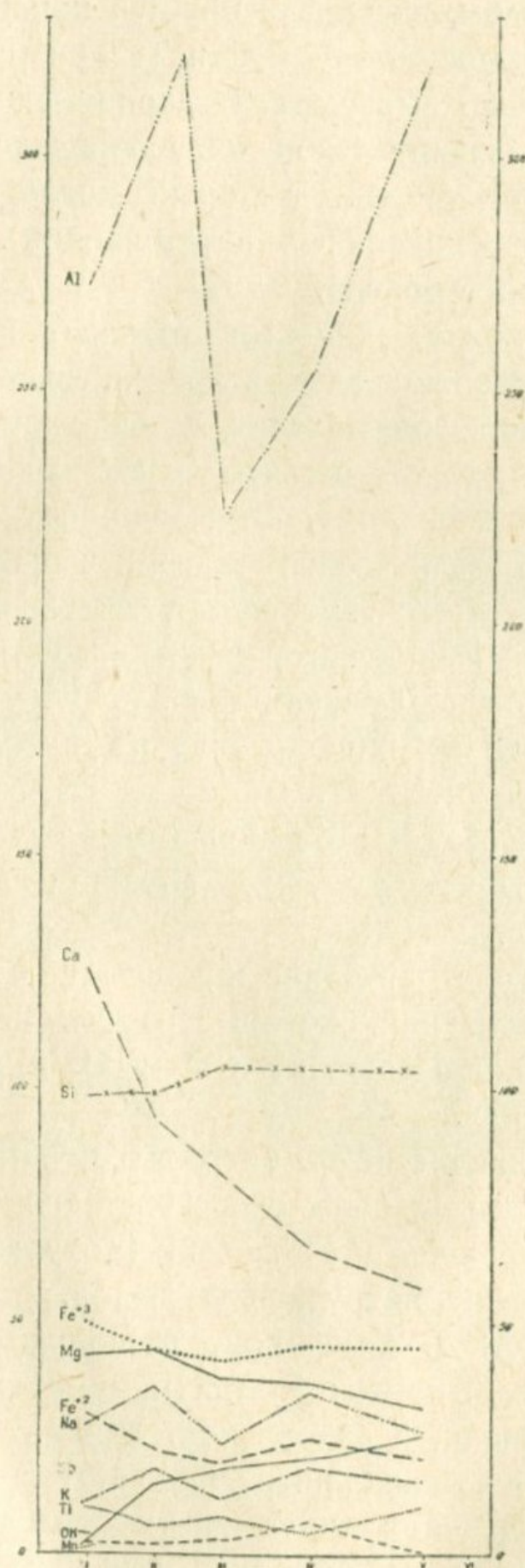


Рис. 16.

чества кремния и калия. Наоборот, количество железа, магния, магнезия и натрия возрастает при приближении к оливино-биотитовым габбро.

Таким образом, здесь фиксируется привнос Fe^{+3} , Fe^{+2} , Mn, Mg, Na и вынос Si и K. Al и Ti при миграции не показывают отчетливо выраженной закономерности. Их содержание могло в значительной мере определяться первоначальным составом пород, а также могло зависеть и от некоторых дифференциальных перемещений этих элементов в пределах данного ореола.

Такое поведение элементов отвечает примерно и направлению протекавших здесь петрогенетических процессов.

Постмагматические явления в основном представлены окварцеванием, которое развито в юго-западной части интрузии, в районе аэродрома. Выделявшиеся из магмы воды были активизированы разнообразными соединениями, в том числе и кремнекислотой. Результат деятельности таких вод приводил к образованию вторичных кварцитов. Среди вторичных кварцитов наблюдаются небольшие участки — явные реликты андезитовых пород, еще не превратившихся во вторичные кварциты.

Исходя из результатов произведенных анализов, вторичные кварциты могут служить хорошим сырьем для производства стекла.

Из других постмагматических явлений следует отметить процессы алунитизации, которые развиты в северо-восточных районах (около шлакового конуса) и занимают ограниченную площадь.

В группу джермукских интрузивов, помимо описанных выше выходов, мы склонны относить также выход гранитоидных пород в районе с. Гедикванк (Котурван).

Гедикванкский интрузивный выход, впервые отмеченный в 1953 г. А. А. Асатрянном, расположен в верховьях р. Элегис (правый приток р. Арпа), примерно в 4 км севернее с. Гедикванк, в районе коч. Хачик.

Занимаемая площадь интрузии — 1,5—2 км², но, судя по изменению вмещающих пород постмагматическими процессами (алунитизация, каолинизация и др.), которые занимают

довольно широкую территорию, предполагается, что это только небольшая часть, обнаженная эрозией.

Интрузивный выход имеет эллипсоидальную форму и прорывает туффиты среднеэоценового времени. В интрузивных телах имеются выдержанные трещины по двум направлениям: СЗ — 330° и СВ — 30° .

Интрузия в основном отвечает кварцевым диоритам с некоторым отклонением в сторону кварцевых диоритосиенитов.

Макроскопически порода характеризуется среднезернистой структурой и серо-зеленоватым цветом, иногда переходящим в розоватую окраску.

Под микроскопом структура пород гипидиоморфнозернистая (рис. 17), на отдельных участках гранофировая.



Рис. 17. Кварцевый диорит. Скрещ. ник., ув. 64.

Порода характеризуется следующим минералогическим составом: плагиоклаз (андезин), кварц, ортоклаз, роговая обманка, биотит. Из аксессуарных минералов присутствуют апатит и рудный минерал, представленный магнетитом. Широкое развитие имеют вторичные процессы хлоритизации и серицитизации.

Плагиоклаз принадлежит к андезину ($36\% \text{ An}$), характеризуется идиоморфными кристаллами. Большинство

кристаллов имеет зонарное строение. Местами прорастая с кварцем, образует гранофировую структуру. Кристаллы sdвойникованы по карлсбадскому и альбитовому законам. Плаггиоклаз серицитизирован.

Кварц представлен ксеноморфными, округленными зернами, составляет от 5 до 10% породы.

Ортоклаз присутствует не во всех шлифах. Он образует небольшие кристаллы величиною до 0,5 мм; $a_{\text{Nr}} = 3^\circ$, $Ng - \text{Nr} = 0,006$, $-2v = 68^\circ$, местами он пелитизирован.

Роговая обманка представлена кристаллами зеленоватого цвета, плеохроична; $c_{\text{Ng}} = 14^\circ$, $Ng - \text{Nr} = 0,022$, $-2v = 81^\circ$. В свежем состоянии сохранена мало. С одной стороны, превращена во вторичный биотит, а с другой — наблюдается интенсивная ее хлоритизация по трещинам.

Биотит в свежем состоянии сохранен очень мало. Кроме первичного биотита, отмечается образование биотита по роговой обманке. Имеет коричневатый оттенок с сильным плеохроизмом.

Акцессорные минералы в породе составляют очень малое количество (1% породы). В основном представлены рудным минералом (магнетит); апатит выступает несколькими зернами.

Химический состав Гедыкванкской интрузии отвечает кварцевым диоритам (обр. № 698, взят из вершинной части интрузии).

Таблица 14

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п. п. п.	Сумма
57,7	0,52	19,09	3,92	2,62	0,04	2,26	6,87	2,86	1,94	0,60	1,80	100,22

Анализ произведен в ИГН АН Армянской ССР. Аналитик — Г. М. Джрбашян.

Числовые характеристики этой породы по акад. А. Н. Заварицкому следующие:

Таблица 15

a	c	b	s	f'	m'	c'	n	t	φ	Q
10,00	8,88	8,81	72,71	71,27	26,27	2,54	70,13	0,6	40,67	12,14

Контактные явления интрузии выражены интенсивно. Непосредственно вокруг интрузии породы ороговикованы.

В результате проникновения постмагматических вод во вмещающие интрузивы породы, на широкой площади образованы алунитизированные, каолинизированные и окварцованные породы.

Широкое развитие имеют карбонатные жилы, заполняющие трещины интрузии.

Гранофировая структура, зонарность плагиоклазов и столь широкое развитие карбонатных жил позволяет думать, что интрузия была сформирована на небольшой глубине — близко к поверхности земли.

* * *

В заключение несколько слов о существовании интрузии около высоты 2124,4 м.

На геологической карте (1949 г., м-б 1:50 000), составленной геологами А. Г. Ктыкяном и П. М. Саркисяном, около высоты 2124,4 м, в бассейнах рек Дали и Танзут, юго-западнее курорта Джермук, указывается выход гранодиоритовой интрузии. Гора 2124,4 м представляет самую высокую точку на территории указанных бассейнов. Она представляет собой хорошо выраженный вулканический конус, и часть существующих лав указанного района принадлежит к излиянию лав горы 2124,4 м. Обломки гранодиоритовых пород, встречающиеся в русле притока р. Дали, не коренные; они принесены из северных районов.

4. ЧАЙКЕНДСКАЯ ГРУППА ИНТРУЗИВНЫХ ВЫХОДОВ

Чайкендская интрузия находится юго-юго-восточнее с. Чайкенд, в бассейне р. Джуль, левого притока р. Арпа (рис. 18). Она выражена 4 отдельными выходами, имеющими эллипсоидальные и округленные формы. Каждый выход имеет от 0,4 до 1 км² площади.

По данным первых исследователей этого района, Чайкендская интрузия „находилась“ на правом берегу р. Арпа, западнее с. Чайкенд, и занимала довольно значительную

площадь. Последующие исследователи без личной проверки механически повторяли эту ошибку. Интересно то, что все вышеуказанные авторы на своих картах показывают этот интрузивный массив, а в их работах отсутствует его описа-

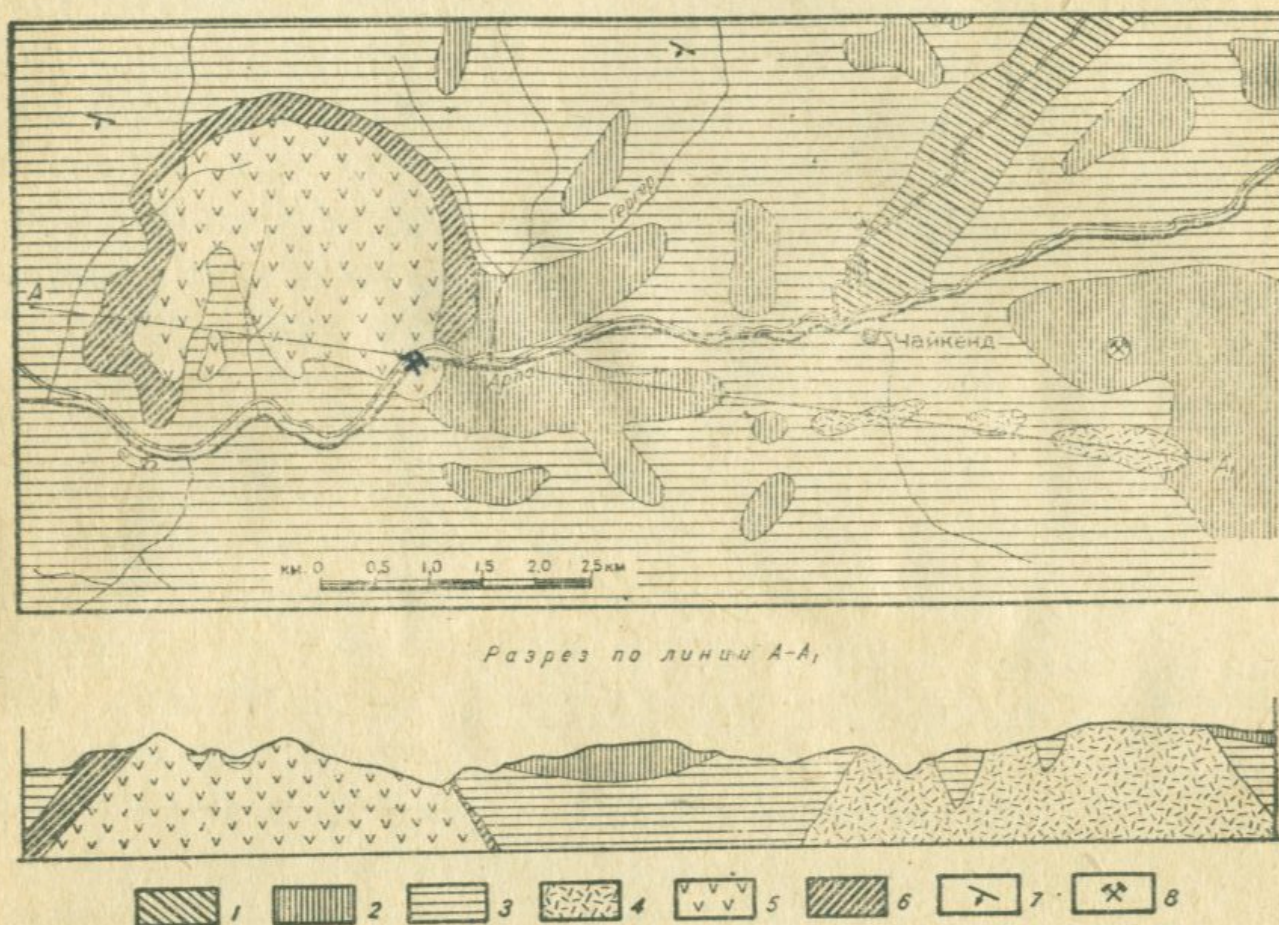


Рис. 18. Геологическая карта района развития Каялинского и Чайкендского интрузивов.

1. Четвертичные лавы (по К. Н. Паффенгольцу, типа „В“). 2. Средний эоцен-пироксеновые и роговообманковые андезиты. 3. Средний эоцен-туфогенная толща (туффиты, туфопесчаники, туфоконгломераты). 4. Интрузивные породы первой фазы. 5. Интрузивные породы третьей фазы. 6. Ороговикованные породы. 7. Падение и простирание пластов. 8. Рудные проявления.

ние. На этой территории нами собрано большое количество образцов, из которых изготовлены шлифы. Изучение шлифов показало, что эта местность сложена роговообманковыми измененными андезитами, а со стороны автомобильной дороги Ехекнадзор — Джермук эта „интрузия“ сложена туффитами и туфобрекчиями среднеэоценового возраста, контактирующими с вышеуказанными андезитами. В некоторых шлифах в туффитах констатируется микрофауна, которая Н. А. Саакян определена как мелкие формы фораминифер.

В южной части этой горы вышеуказанные породы прорываются дайкой мощностью 1,5 м, СЗ направления, принадлежащей пироксеновому порфиристу. Видимо, эта дайка и была принята предыдущими исследователями за интрузивный выход.

Отмеченные в бассейне р. Джуль интрузивные тела прорывают среднеэоценовую туфогенную толщу и рогово-обманковые андезиты.

В отдельных интрузивных выходах ясно намечаются трещины по двум направлениям: СЗ — 304° и СВ — 16° .

Интрузивные выходы, расположенные в восточной половине, находятся гипсометрически выше, чем выходы в западной половине, где произошел глубокий размыв пород верхней части.

Породы Чайкендской интрузии представлены разнообразиями монцонитового ряда: кварцевыми монцонитами, монцонитами, биогитовыми габбро-монцонитами и др. Все они теснейшим образом связаны между собой, представляя ряд близких переходов и разностей.

Последние разновидности пород, как мы укажем ниже, являются гибридными. Сравнительно с материнскими породами, они здесь занимают значительно больше территории. Материнские породы среднезернистые, отчасти мелкозернистые, серо-зеленого цвета. Принадлежат к монцонитам и имеют монцонитовую и гипидиоморфнозернистую структуру (рис. 19). Минералогический состав монцонитов следующий: плагиоклаз (андезин), ортоклаз, авгит, роговая обманка, биотит, кварц, апатит, циркон, магнетит; из вторичных образований: хлорит, уралит, кальцит, серицит.

Плагиоклаз принадлежит к андезину (№ 40—45) и обычно сдвойникован по альбитовому закону. По отношению к ортоклазу плагиоклаз дает призматические идиоморфные зерна. В отдельных шлифах кристаллы плагиоклаза обнаруживают хорошо выраженную зонарную структуру.

Ортоклаз представлен неправильными кристаллами, в которых заключены кристаллы плагиоклаза. Показатель преломления ниже канадского бальзама, оптические показатели следующие: $N_g - N_p = 0,006$, $-2v = 67^\circ$, $aN_p = 2-3^\circ$.

А в г и т — в шлифах светло-зеленоватого оттенка, образует кристаллы неправильной формы; встречаются также разрезы с хорошо выраженными восьмиугольными контурами, на которых был измерен угол между трещинами спайности,

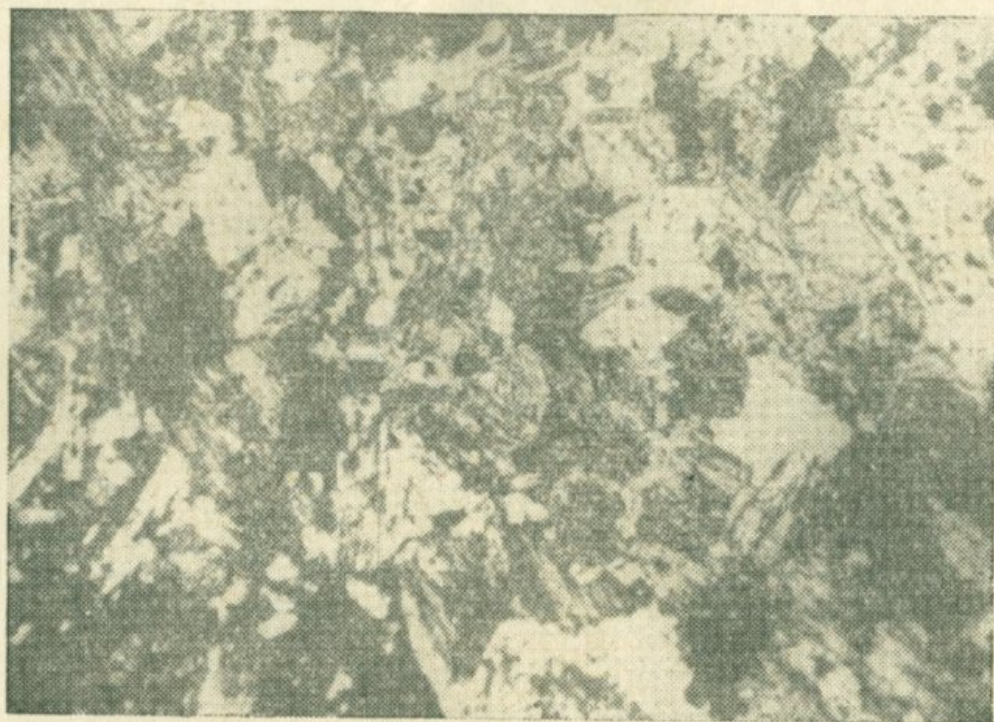


Рис. 19. Монцонит. Скращ. ник., ув. 50.

равный 93° . Редко встречаются скелетные формы авгита. $Ng - Nr = 0,025$, $cNg = 45-50^\circ$, $2v = 55^\circ$.

Роговая обманка в свежем состоянии сохранена очень мало. В основном преобразована в хлорит. Минерал зеленоватого цвета, сильно плеохроирует. Угол между трещинами спайности равен 56° , $Ng - Nr = 0,022$, $-2v = 80^\circ$.

Биотит сохранился очень мало, преобразован в хлорит. Хорошо виден постепенный переход биотита в хлорит. Минерал плеохроичный, плеохроизм выражен по: Ng — темно-бурый, Nr — желтоватого цвета.

Кварц в небольшом количестве присутствует в отдельных шлифах, породы которых нами названы кварцевыми монцонитами.

Апатит представлен неправильными и удлиненными зернами с высоким рельефом и прямым угасанием. $Ng - Nr = 0,005$.

Циркон присутствует в каждом шлифе по 2—3 зерна. Минерал с высоким рельефом. Имеет большое дву-преломление: $N_g - N_p = 0,045$, одноосный, положительный.

Магнетит представлен неправильными маленькими зернами, буровато-черного цвета.

Вторичные образования в породе занимают подчиненное место и представлены следующими минералами:

Хлорит образован по биотиту. Минерал светло-зеленоватого оттенка, имеет волокнистое строение, иногда обладает радиально-лучистой структурой, $N_g - N_p = 0,011$.

Уралит образован по пироксену. Кристаллы вытянутые, в некоторых случаях имеют волокнистый характер. Удлинение минерала положительное. $N_g - N_p = 0,025$, $cN_g = 16^\circ$.

Кальцит в очень малом количестве присутствует в описываемых породах.

Серицит образован при разрушении полевых шпатов.

В нескольких шлифах присутствует турмалин; в основном он встречается в краевых зонах интрузии. Турмалин в шлифах представлен радиально-лучистыми агрегатами. Минерал сильно плеохроичный, одноосный отрицательный. $N_g - N_p = 0,023$.

Порядок кристаллизации минералов в породе следующий: магнетит, циркон, апатит, авгит, роговая обманка, биотит, андезин, ортоклаз, кварц. Среди вторичных минералов: хлорит, серицит, кальцит, уралит.

Процессы хлоритизации и уралитизации в породах преобладают над процессами кальцитизации и серицитизации.

Среднее количество минералогического состава монцонитов дано в табл. 16.

Таблица 16

Плаггиоклаз (андезин 40—45% ₀ Ап)	Орто- клаз	Авгит	Роговая обманка	Биотит с хло- ритом	Кварц	Руд- ный мин.	Апатит, циркон	Кальцит, серицит, уралит
35,0	36,0	10	2,0	9	1,5	2,5	1,0	4,0

Интенсивные контактовые явления наблюдаются по периферии интрузивных выходов, где монцонитовые породы

контактируют с эоценовыми туфопесчаниками. Контактные породы представлены рогами зеленого цвета. Структура пород рогаковая. Минералогический состав этих рогакованных пород следующий: кварц, ортоклаз, плагиоклаз (андезин), эпидот, апатит, магнетит, хлорит.

Гибридные породы представлены следующими разновидностями: биотитовыми диорит-монцонитами, биотитовыми монцонитами, биотитовыми габбро-монцонитами (эссекситами). Переходы между ними постепенные. Породы имеют темно-серый и зеленый цвет.

Биотитовые габбро-монцониты представляют собою гибридные породы и по своему минералогическому и химическому составу сходны с эссекситоподобными породами Гюмушханы. Породы темно-зеленого цвета. Под микроскопом имеют пойкилофитовую и близкую к гипидиоморфнозернистой структуры (рис. 20).



Рис. 20. Габбро-монцонит. Скрещ. ник., ув. 64.

Минералогический состав этих пород следующий: плагиоклаз (андезин-лабрадор), калиевый полевой шпат, авгит, роговая обманка, биотит, кварц, апатит, циркон, магнетит, боулингит, серицит, хлорит.

Плагноклаз принадлежит к андезин-лабрадору (№ 48—52). Кристаллы двойникованы по альбитовому и карлсбадскому законам. $2v = 79^\circ$. Образует идиоморфные длиннопризматические (в отдельных шлифах не вполне идиоморфные) и таблитчатые индивиды, беспорядочно расположенные и включенные в крупные зерна пироксена в виде пойкилитовых вростков. Отдельные кристаллы плагноклаза имеют хорошо выраженную спайность по пинакоиду (010). Плагноклазовые зерна местами значительно пелитизированы.

Ортоклаз в количественном отношении занимает 2-е место после плагноклаза. Представлен кристаллами неправильной формы. $-2v = 4^\circ$, $Ng - Np = 0,005$.

Авгит в некоторых шлифах сохранился в виде хороших крупных восьмиугольных кристаллов. Обычно имеет неправильные аллотриоморфные очертания; хорошо наблюдается постепенный переход в хлорит. Минерал слабо-зеленоватого цвета. $Ng - Np = 0,024$, $cNg = 52^\circ$, $2v = 58^\circ$.

Роговая обманка — зеленоватого оттенка, представлена удлиненно призматическими кристаллами. Обнаруживает заметный плеохроизм в зеленоватых тонах. $Ng - Np = 0,016$, $cNg = 16 - 18^\circ$, $-2v = 83^\circ$, угол между трещинами спайности равен 56° .

Биотит представлен таблитчатыми свежими, бурокоричневыми кристаллами. Минерал плеохроичный, плеохроизм выражен по: Ng — темно-бурого, Np — желтоватого цветов. Кристаллы биотита иногда включают маленькие кристаллы плагноклазов. На отдельных участках виден постепенный переход биотита в хлорит.

Кварц присутствует отдельными зернами неправильной формы.

Боулингит является результатом изменения богатого железом оливина в биотитовых габбро-монцонитах. Минерал желто-коричневатого цвета, волокнообразен, $Ng - Np = 0,028$, двуосный отрицательный. Плеохроичный, плеохроизм по: Ng — золотисто-желтый, Nm — ярко-желтый, Np — светло-желтый.

Серицит в породе имеется в некотором количестве и образован по калиевому полевому шпату.

Хлорит имеет светло-зеленый цвет, оптические константы следующие: $N_g - N_p = 0,010$, $c = N_g$, образован по биотиту и пироксену.

Апатит, циркон и магнетит представлены маленькими зернами неправильной формы. В шлифах распространены отдельными зернами.

В разложенных породах присутствует кальцит, который занимает незначительное место в шлифах. Кальцит — результат постмагматических явлений, так как он распространен не только в полевых шпатах, но и в авгитах и в других минералах.

Произведенный химический анализ гибридных пород габбро-монцонитов показывает полную тождественность этих пород с эссекситоподобной гибридной породой Гюмушханы.

Таблица 17

№ обр.	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	Сумма
124	54,22	0,44	18,80	5,26	3,0	0,08	1,26	13,03	4,67	2,01	—	102,7

Образец взят в 1 км южнее от Чирахлинского месторождения, около высоты 1899,2.

Анализ произведен в химической лаборатории Института геологических наук АН Армянской ССР аналитиком А. А. Петросян.

Числовые характеристики этой породы по акад. А. Н. Заварицкому следующие:

Таблица 18

a	c	b	s	f'	m'	c'	n	t	φ	Q
13,1	5,8	19,4	60,8	38,1	11,2	50,7	78,3	0,5	19,4	9,8

В породах краевой фации биотитовых габбро-монцонитов присутствуют также гранат и эпидот и в очень малом количестве цоизит (?).

Во второй группе пород, т. е. в породах западной части, встречаются округленные ксенолиты величиной до 10 см.

Эти включения не являются шлирами, а представляют захваченные монцонитовой магмой участки андезитовой лавы. Включения имеют порфировую структуру и андезитовый состав.

5. ГАЗМИНСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Этот интрузивный комплекс впервые изучался А. В. Кржечковским в 1930 г. (19). В дальнейшем породы интрузивного комплекса более детально были изучены В. Н. Котляром (15). При составлении сводных работ по Даралагязу К. Н. Паффенгольцем (32) были использованы работы указанных выше авторов.

Газминский интрузивный комплекс расположен в северо-западной части Даралагяза, на левобережье р. Элегис, в районе горного массива Теке-долдуран (рис. 21). Площадь распространения интрузивных пород около 65 км². Интрузивный массив прорывает мощную толщу туффитов, туфобрекчий и агломератовых туфов среднеэоценового возраста. В тектоническом отношении интрузивный комплекс приурочен к антиклинали, сложенной толщей среднего эоцена. В западной части района г. Теке-долдуран интрузивные породы представлены порфировидными гранитами, граносиенитами и сиенито-диоритами. В северной и восточной частях горного массива Теке-долдуран породы представлены крупными дайкоподобными массивами диорит-порфиритового состава, с намечающимся переходом в кварцевые и рогово-обманковые диорит-порфириты.

Породы западной и восточной частей горного массива Теке-долдуран являются результатом разновременных интрузивных фаз, т. е. разновременных, но близких по времени инъекции магмы, причем генетическое единство их, как мы укажем ниже, совершенно несомненно.

Обе интрузивные фазы формировались в разных пространственных положениях по отношению к поверхности земной коры и оказали различные воздействия на вмещающие породы.

Целесообразно для этого интрузивного комплекса выделить две фации*: „собственно гипабиссальную“, тела которой представлены в западной части района, и „субинтрузивную“, породы которой распространены в восточных частях района. Несомненно, что эти две различные фации одной и той же магмы формировались на различной глубине,

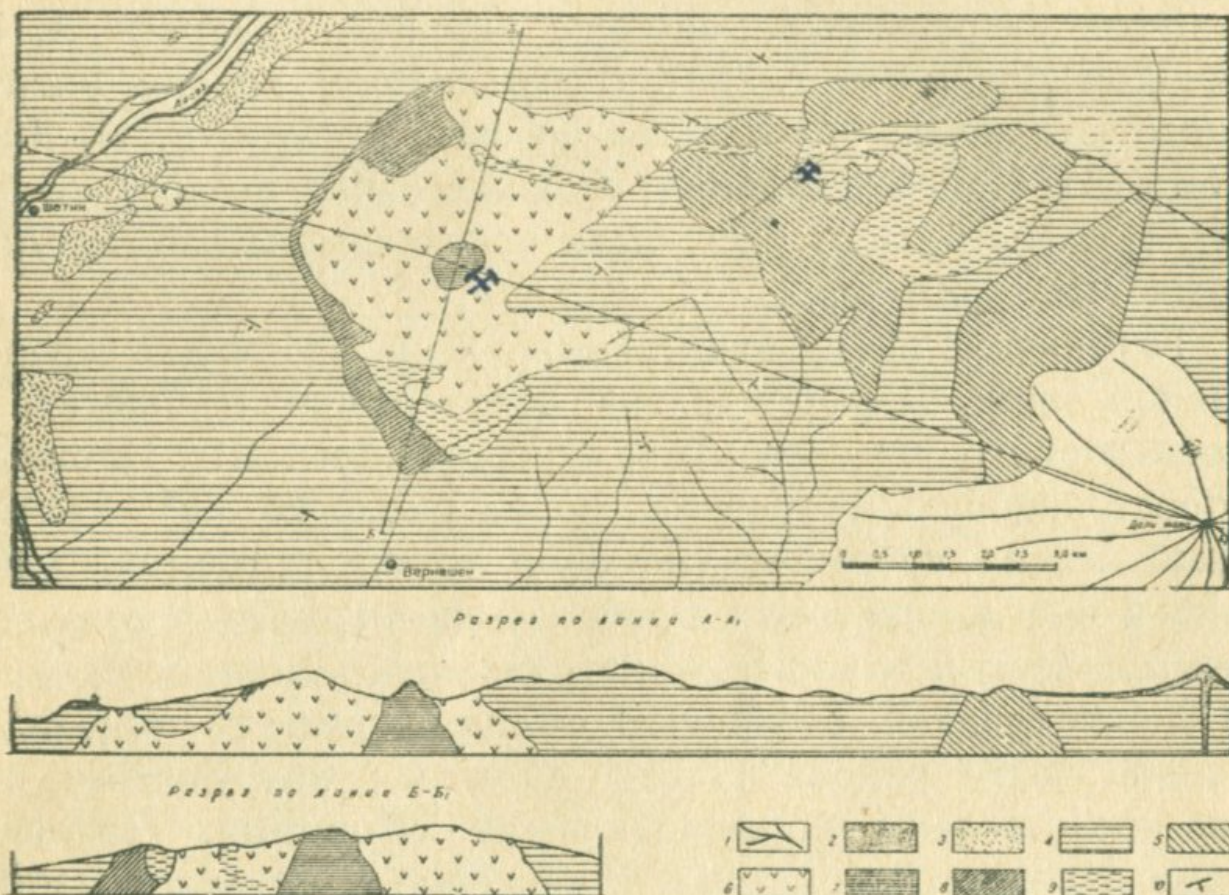


Рис. 21. Геологическая карта газминского интрузивного комплекса. 1. Верхнечетвертичные лавы (типа „Е“). 2. То же на разрезах. 3. Четвертичные лавы (типа „В“). 4. Средний эоцен-туфогенная толща (туффы, туфобрекчии, туфоконгломераты). 5. Диорит-порфиры (породы второй фазы). 6. Сиенито-диориты и граносиениты (породы I, II субфазы третьей фазы). 7. Порфировидные граниты (породы III субфазы третьей фазы). 8. Ороговикованные породы. 9. Гидротермально измененные породы. 10. Падение и простирание пластов.

* Под фацией магматических пород, следуя Г. Д. Афанасьеву (6) мы понимаем „совокупность пород, образующих геологические тела определенной формы, специфические особенности которых вызваны условиями формирования их в зависимости от пространственного положения по отношению к поверхности земной коры и к контактам с боковыми породами“.

причем превышение их по вертикали составляет не более нескольких сот метров.

Таким образом, время внедрения и пространственное расположение интрузивных тел по отношению к поверхности земной коры различно для западной и восточной частей газминского интрузивного комплекса.

Породы диорит-порфиритовой фазы формировались в субинтрузивную фацию (восточная часть района), а гранитоидные породы поздней фазы (западная часть района) формировались собственно гипабиссальной фацией.

Внедрение последней фазы интрузивного комплекса также происходило последовательно — в три этапа, но более короткими промежутками, когда предыдущая порция магмы консолидировалась только частично. Такой короткий промежуток времени внедрения магмы В. Н. Котляр (17) для памбакского комплекса интрузий в Северной Армении считает целесообразно назвать субфазой. По составу отдельные субфазы очень близки.

Интрузивный комплекс и вмещающие породы в разных местах во многих направлениях прорываются многочисленными разнообразными жильными породами (минетте, гранодиорит-порфирами, аплитами, микропегматитами, а также кварц-флюорит-турмалиновыми и кварц-гранатовыми жилами), описание которых дается в разделе „Жильная фация“.

Породы восточной части интрузивного комплекса

Диорит-порфириты. Как выше отмечалось, северная и восточная части газминского интрузивного комплекса (г. Кечал-тапа и ее соседние гребни, гребень Газма-Кабахлу и крайняя восточная часть района интрузивов от Эшагелана до коч. Соухбулаг) нами отнесены к породам, предшествовавшим, по времени внедрения, породам западной части интрузивного комплекса.

Диорит-порфириты отличаются от пород гипабиссальной фации своей порфировой структурой, а от эффузивных пород — полнокристаллической основной массой и крупными кристаллами роговых обманок без колец опацизации. Интересно отметить, что в районе месторождения Газма, под

горой Кечал-тапа, в штольнях на значительной глубине эти породы постепенно переходят в более глубинные породы, в результате чего они теряют свой порфировидный облик. Все это говорит о том, что магма диорит-порфировитового состава внедрялась и застывала близко к земной поверхности. Нужно предполагать, что вторжение магмы диорит-порфировитов происходило в более спокойной обстановке. Магма этих интрузий обладала ограниченными запасами тепла и отличалась меньшей химической активностью. Об этом свидетельствуют менее интенсивные изменения вмещающих пород и ограниченные размеры явления ассимиляции.

Морфологически внедрение диорит-порфировитов дайкоподобное.

Длина дайкоподобных тел достигает до 6—8 км, при ширине 2 км. Общая площадная распространенность восточной части интрузивного комплекса примерно 30 км².

Непосредственные контакты диорит-порфировитов с породами западной части интрузивного комплекса не наблюдаются, так как они скрыты под наносами и растительностью. Но, исходя из прорывания указанных пород дайками и апофизами, связанными с магмой более поздней фазы внедрения, можно установить время внедрения диорит-порфировитовых пород, как предшествовавшее внедрению граносиенитов и порфировидных гранитов западной части газминского интрузивного комплекса.

Диорит-порфириты макроскопически представляют собой породы светло-серого цвета; в некоторых случаях вследствие хлоритизации амфиболов порода приобретает слабо-зеленоватый оттенок. Диорит-порфириты имеют порфировую структуру.

В большинстве шлифов диорит-порфировитов отмечено небольшое присутствие кварца, что намечает переход этих пород к кварцевым диорит-порфиритам.

В восточных же районах (гребень Эшагелан — коч. Соухбулаг) количество роговой обманки в этих породах превышает (относительно) количество роговой обманки в породах западных районов, в результате чего породу восточных районов можно назвать также роговообманковыми диорит-порфиритами.

Количественный минералогический подсчет произведен в четырех шлифах, где наиболее полно представлен минералогический состав породы (шлифы № 220, 223, 227, 229). Результаты этого подсчета видны из табл. 19.

Таблица 19

Минералы	Ш л и ф ы				Среднее
	222	223	227	229	
Плагиоклаз	52	52	61	54	55
Роговая обманка . .	14	12	9	15	12
Биотит	—	14	—	8	5,5
Кварц	4	4	5	3	4
Ортоклаз	5	2	5	2	3,5
Акцессорные мин. . .	3	6	6	5	5
Хлорит	6	3	7	5	5
Кальцит	12	5	9	4	8
Эпидот	3	2	—	1	1,5
Уралит	1	—	—	1	0,5
Всего...	100 ⁰ / ₀	100 ⁰ / ₀	100 ⁰ / ₀	100 ⁰ / ₀	100 ⁰ / ₀

Под микроскопом структура диорит-порфиритов полнокристаллическая порфировая (рис. 22, 23).

Из вторично образованных минералов: кальцит, хлорит, мусковит, эпидот, серицит, альбит (вторичный), уралит.

Плагиоклаз представлен двумя генерациями: крупными порфировыми выделениями первой генерации и небольшими кристаллами второй генерации. Плагиоклаз принадлежит к андезину (№ 35). Кристаллы первой генерации имеют до 3 мм величины; они sdвойникованы по карлсбадскому и манебахскому законам. Часто обнаруживают зональное погасание от 46% Ап (ядро) до 31% Ап (наружная часть). Величина кристаллов второй генерации достигает до 0,2 мм. Результатом изменения плагиоклазов являются пренит и вторичный альбит, а более обычно — кальцит и серицит.

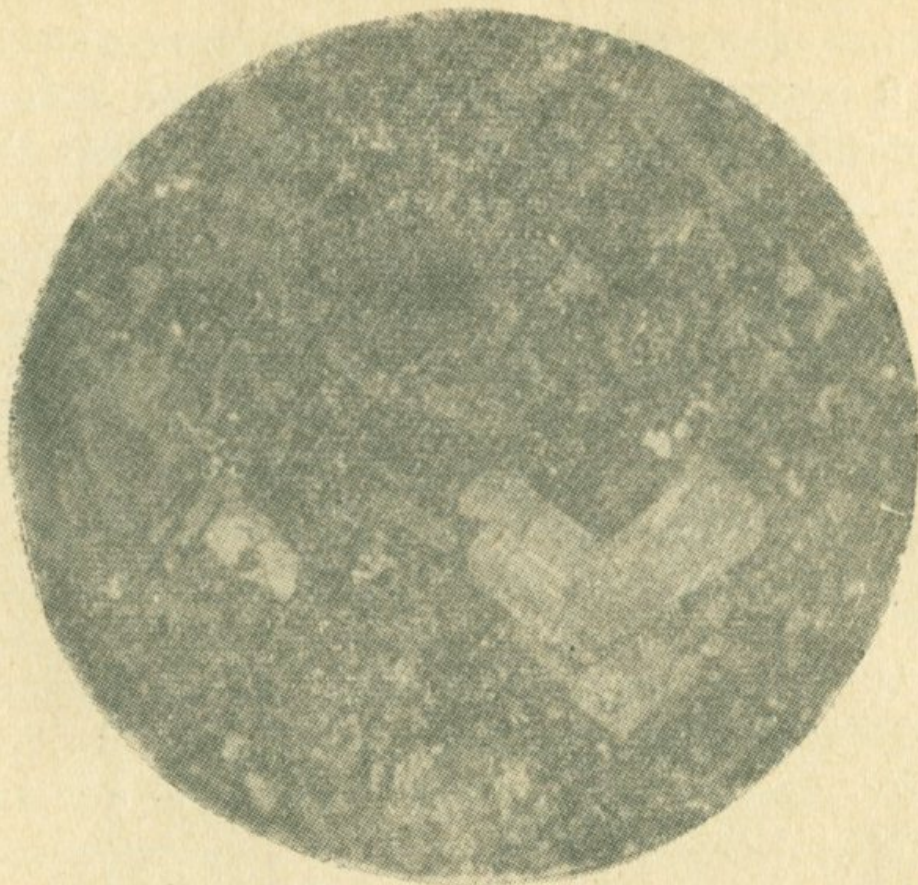


Рис. 22. Диорит-порфирит. Скрещ. ник., ув. 64.

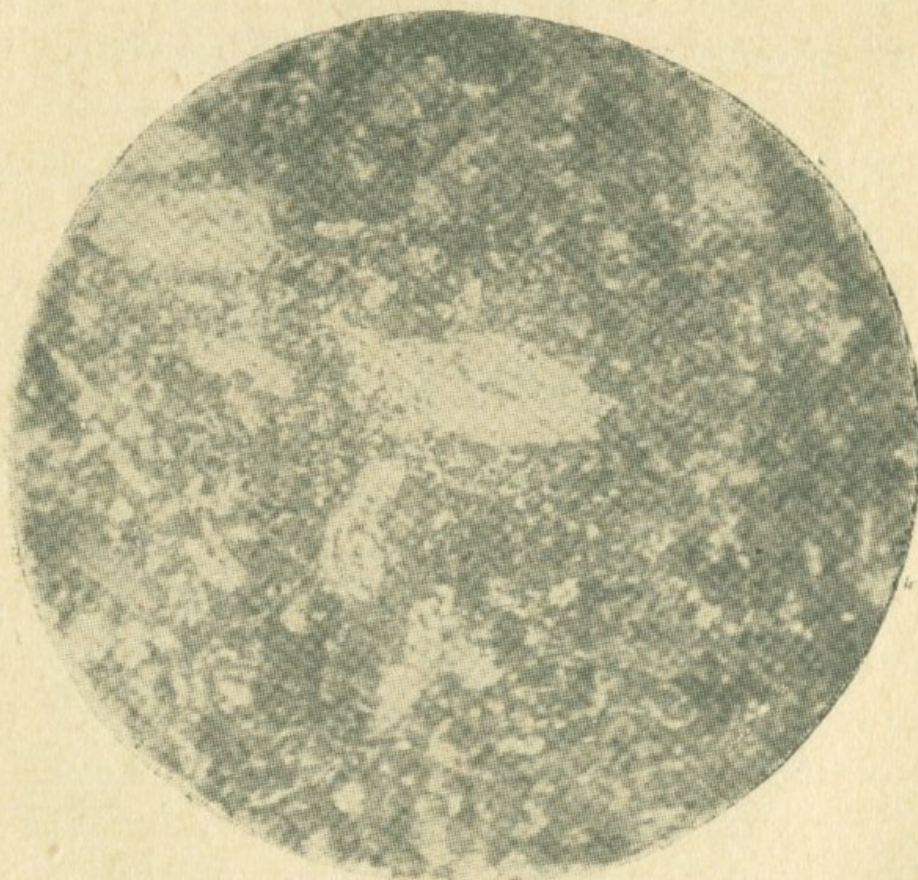


Рис. 23. Роговообманковый диорит-порфирит,
Скрещ. ник., ув. 64.

Роговая обманка представлена крупными кристаллами, вытянутыми в длину, величиною до 1,5 мм. Иногда она неправильной формы, реже дает скелетные формы. Минерал без колец опацизации. Она зеленого до темно-зеленого цветов. Сильно плеохроичный. Плеохроизм выражен по: Ng — темно-зеленый, буровато-зеленый (грязно-зеленый), Nm — зеленоватый, Np — светло-желтый, желтовато-зеленый. Абсорбция $Ng > Nm > Np$.

Дисперсия оптических осей минерала $\gamma < \nu$, $-2\nu = 75^\circ$, двупреломление низкое — $Ng - Np = 0,014 - 0,016$, $cNg = 15^\circ$. В отдельных кристаллах наблюдаются полисинтетические двойники по (100).

Роговая обманка в отдельных местах довольно изменена, в результате чего превращена в хлорит и редко эпидот, кальцит, уралит (?). В отдельных шлифах наблюдаются контуры поперечного разреза роговой обманки, которая полностью превращена в сферолитовый хлорит.

Биотит присутствует не во всех шлифах, представлен крупными кристаллами. Минерал в основном свежий, редко изменен; в результате последнего иногда образуются мусковит и хлорит. Биотит темно-коричневого цвета и сильно плеохроичный. Абсорбция $Ng > Nm > Np$. Плеохроизм выражен по: Ng — темно-коричневый, Np — желтовато-золотистый, желтовато-коричневый.

Авгит в шлифах в свежем состоянии почти не сохранился, в результате чего трудно определить его оптические константы.

Кварц и ортоклаз в шлифах занимают незначительное место.

Кварц представлен кристаллами аллотриоморфной формы и заполняет промежутки между полевыми шпатами и цветными минералами. Редко встречаются разрезы, параллельные к 0001, где они имеют правильную гексагональную форму.

Ортоклаз в свежем состоянии сохранен редко. Представлен небольшими кристаллами. Минерал в результате изменения частично превращен в каолин. Показатель преломления минерала ниже канадского бальзама. $Ng - Np = 0,006$, двуосный отрицательный.

Титано-магнетит представлен неправильными маленькими кристаллами. Редко наблюдаются скелетные формы кристаллов. Цвет железо-черный, изотропен. В отдельных шлифах рудный минерал выражен большими кристаллами величиною до 0,5 мм. В результате изменения последних получен лимонит.

Апатит в шлифах распространен мало, по 3—7 зерен. Имеет высокий рельеф, шестиугольные и реже округленные формы. $c_{\text{Np}} = 0$, $N_g - N_p = 0,006$, удлинение отрицательное.

Циркон присутствует в некоторых шлифах по 1—3 зерна.

В результате изменения описываемых пород вторичные минералы представлены более широким рядом, как: хлорит, кальцит, мусковит, эпидот (мало), серицит, альбит, уралит (?) (очень мало).

Кальцит в шлифах представлен очень широко — он является результатом воздействия постмагматических вод, богатых CO_2 на кварц-диоритовые породы. К этому заключению нас приводит распространение кальцита в большом количестве почти во всех минералах породы. Богатые CO_2 воды не только воздействовали на кварц-диорит-порфировые породы, но и на окружающие породы.

Хлорит является продуктом разложения пироксенов и амфиболов. Представлен бледно-зеленым или беловато-зеленым агрегатом. Плеохроизм слабый, рельеф низкий, двупреломление низкое: $N_g - N_p = 0,012—13$, двуосный отрицательный.

Иногда является результатом изменения биотитов. Представлен радиально-лучистым строением, светло-зеленоватым цветом.

В ряде мест (на южных склонах г. Кечал-тапа), южнее дороги Газма — Соух-булаг (на гребне), биотит почти не сохранен и полностью превращен в мусковит. В отдельных шлифах хорошо наблюдается переход биотита в мусковит. Последний бесцветный, $N_g - N_p = 0,039$. $c_{\text{Ng}} = 0$, спайность совершенная. Минерал двуосный отрицательный.

Эпидот образован за счет роговой обманки. В шлифах представлен неправильными округленными зернами, высоким двупреломлением: $N_g - N_p = 0,030$. В отдельных шлифах наблюдается образование эпидота по полевым шпатам и частично пироксенам.

Серицит присутствует в отдельных шлифах и является результатом изменения полевых шпатов. Величина зерен не позволяет дать точные оптические константы.

Вторичный альбит является результатом изменения плагиоклазов.

Уралит является продуктом разложения амфиболов, представлен кристаллами волокнистого строения.

Химическая характеристика диорит-порфиритов представлена в табл. 20.

Таблица 20

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п. п п.	Сумма
237	61,40	0,56	18,44	3,20	2,0	2,27	5,60	4,33	2,27	0,41	100,48
254	58,27	0,32	18,21	1,55	3,85	3,53	7,85	3,25	2,05	1,21	100,09

Образцы взяты:

№ 237 — на южном склоне г. Кечал-тапа,

№ 254 — у местности Эшагелан.

Анализы произведены в химической лаборатории Армянского геологического управления. Аналитик — А. К. Иванян.

Числовые характеристики этих пород по акад. А. Н. Заварицкому следующие:

Таблица 21

№ обр.	a	c	b	s	f'	m'	c'	n	t	φ	Q
237	12,8	9,6	6,4	71,4	50,4	40,3	9,3	73,1	0,5	3,0	7,4
254	10,4	7,3	13,9	68,4	7,5	44,4	18,1	71,6	0,4	9,1	8,7

Как указывалось выше, диорит-порфиритовая магма обладала ограниченными запасами тепла, и химическая активность ее была сравнительно слаба. В первую очередь это подтверждается тем, что воздействием магмы на вмещающие породы не образованы контактовые породы, характерные

для более глубоких зон изменения. Здесь, кроме контаминации пород, трудно наблюдать другие виды контактового воздействия интрузии на боковые породы.

Породы западной части интрузивного комплекса

Как отмечалось выше, западная часть района сложена порфировидными гранитами, граносиенитами и сиенито-диоритами. Весь этот массив занимает площадь около 35 км².

Детальные полевые и микроскопические исследования привели нас к выводу о существовании здесь трех одновременных образований интрузивной деятельности.

Наиболее ранними породами являются сиенито-диориты, после чего внедрились граносиениты и уже затем порфировидные граниты.

Перерыв между внедрением сиенито-диоритов и граносиенитов подтверждается наличием апофиз и жил граносиенитового состава в сиенито-диоритовых породах, а также наблюдаемым в отдельных случаях (западнее коч. Гладзор) резким интрузивным контактом между ними (рис. 24).

Более позднее образование порфировидных гранитов не вызывает сомнения в силу хорошо наблюдаемого резкого интрузивного контакта между ними и предыдущими образованиями.

Сиенито-диориты. Макроскопически сиенито-диориты отличаются от граносиенитов серо-зеленоватым цветом. Структура породы от мелкозернистой до среднезернистой. Маленький выход подобных пород установлен в 2 км восточнее с. Шатин, в районе монастыря Шативанк.

Под микроскопом имеет гипидиоморфнозернистую структуру (рис. 25), отдельные участки гранофиговую.

Минералогический состав породы следующий: плагиоклаз (№ 32—37), калиевый полевой шпат, кварц, амфибол, биотит, турмалин, рудный минерал, апатит, сфен. Из вторично образованных минералов: хлорит, эпидот, серицит.

Плагиоклаз представлен андезином. Кристаллы сдвойникованы по альбитовому и бавенскому законам. $LN_g = 25^\circ$, $DN_m = 67^\circ$, $DN_p = 88^\circ$. В основном дает короткопризматические и таблитчатые индивиды.

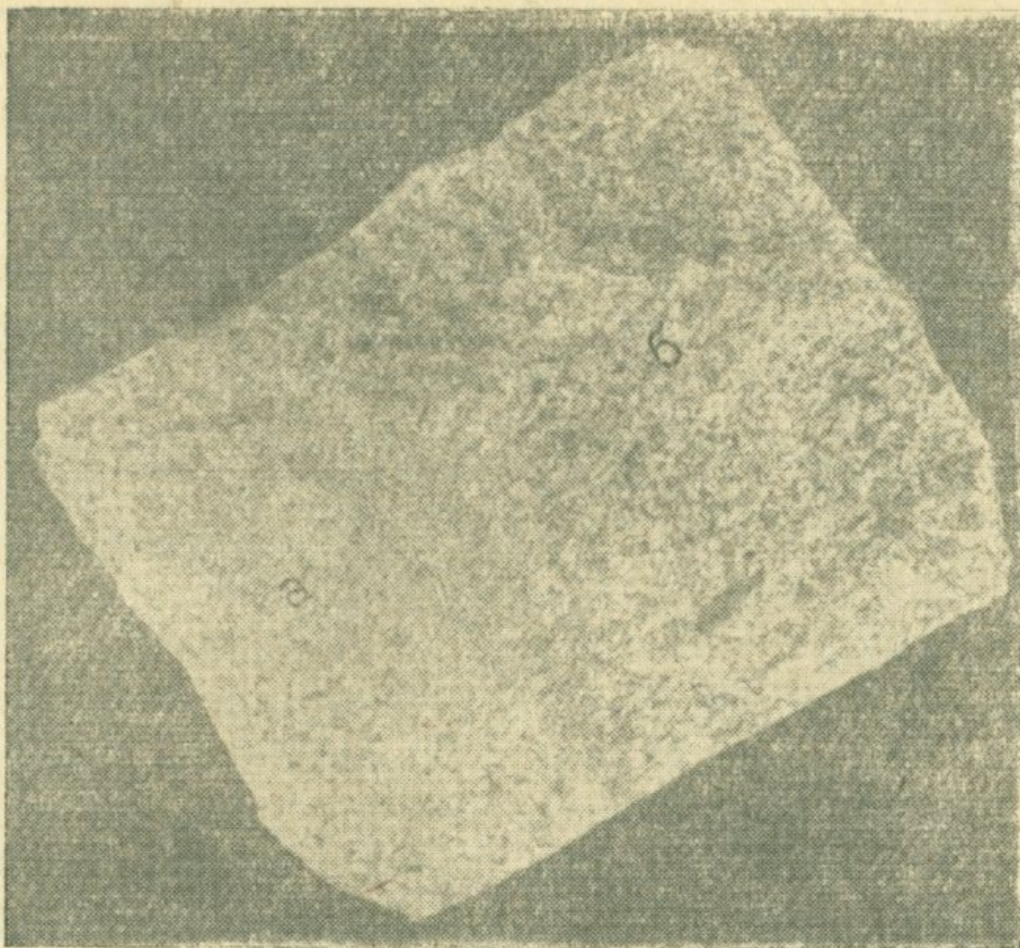


Рис. 24. Контакт граносиенитовой (а) и сиенито-диоритовой (б) породы. 2/3 nat. вел. Район Газмы.

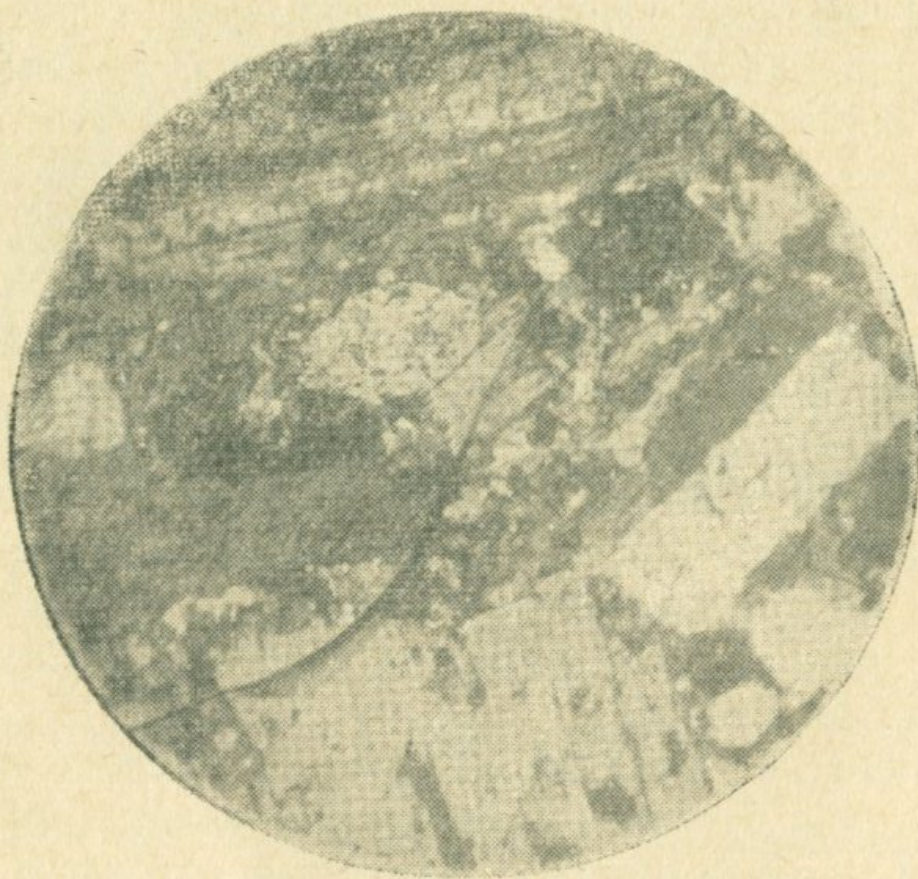


Рис. 25. Сиенито-диорит. Скрещ. ник., ув. 64.

Калиевый полевой шпат представлен ортоклазом, который является минералом более поздней кристаллизации, чем плагиоклаз. Минерал ксеноморфен по отношению к другим минералам, имеет отрицательный рельеф. $-2v = 63 - 70^\circ$, $Ng - Np = 0,006$, $aNp = 2^\circ$.

Частично в результате изменения возникает серицит.

Кварц среди светлых минералов по количеству занимает последнее место. Кристаллы кварца имеют неправильную форму величиною 0,2—0,3 мм и заполняют промежутки между амфиболом и полевыми шпатами. В отдельных участках кварц с полевым шпатом дает сростки с хорошо выраженной микропегматитовой структурой.

Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой, которая образует удлинённые кристаллы величиною до 0,3 мм, обладающие отчетливо выраженным идиоморфизмом как по форме, так и по отношению к полевым шпатам. Минерал слабозеленого цвета. Очень слабо плеохроирует. $-2v = 74 - 79^\circ$, $Ng - Np = 0,017$, $cNg = 19^\circ$. Кристаллы сдвойникованы по (100), иногда полисинтетически.

Биотит образует относительно идиоморфные пластинки, местами включенные в плагиоклаз, калиевый полевой шпат и кварц. Кристаллы коротко таблитчатые, почти всюду замечается переход биотита в хлорит, но большинство переходных кристаллов находится в промежуточном положении, т. е. они превратились в зеленоватый биотит.

Авгит в шлифах бесцветен. Сильно разложен, в результате чего по его трещинам развивается кальцит. Количество минерала в шлифах очень малое, $Ng - Np = 0,023$.

Турмалин представлен темно-зелеными кристаллами, более идиоморфен, чем биотит и роговая обманка. Кристаллы образуют короткопризматические радиало-лучистые формы. Плеохроизм сильный, $No - Ne = 0,022$.

Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом и рудным минералом; все они являются наиболее идиоморфными минералами породы и образуют включения во всех других минералах.

Вторично образованные минералы представлены хлоритом, эпидотом и серицитом, которые являются минералами разложения роговой обманки, биотита и ортоклаза.

Химическая характеристика описанных сиенито-диоритов следующая (образец № 307 взят в 2 км севернее крепости Прош):

Таблица 22

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Сумма
307	62,44	1,02	16,72	3,25	2,05	2,86	4,85	3,53	2,28	1,05	100,08

Анализ произведен в химической лаборатории Армянского геологического управления. Аналитик — А. К. Иванян.

Числовые характеристики этой породы по акад. А. Н. Заварицкому следующие:

Таблица 23

a	c	b	s	f'	m'	c'	n	t	φ	Q
11,2	5,8	9,9	73,0	47,9	49,3	2,8	70,4	1,2	27,8	17,9

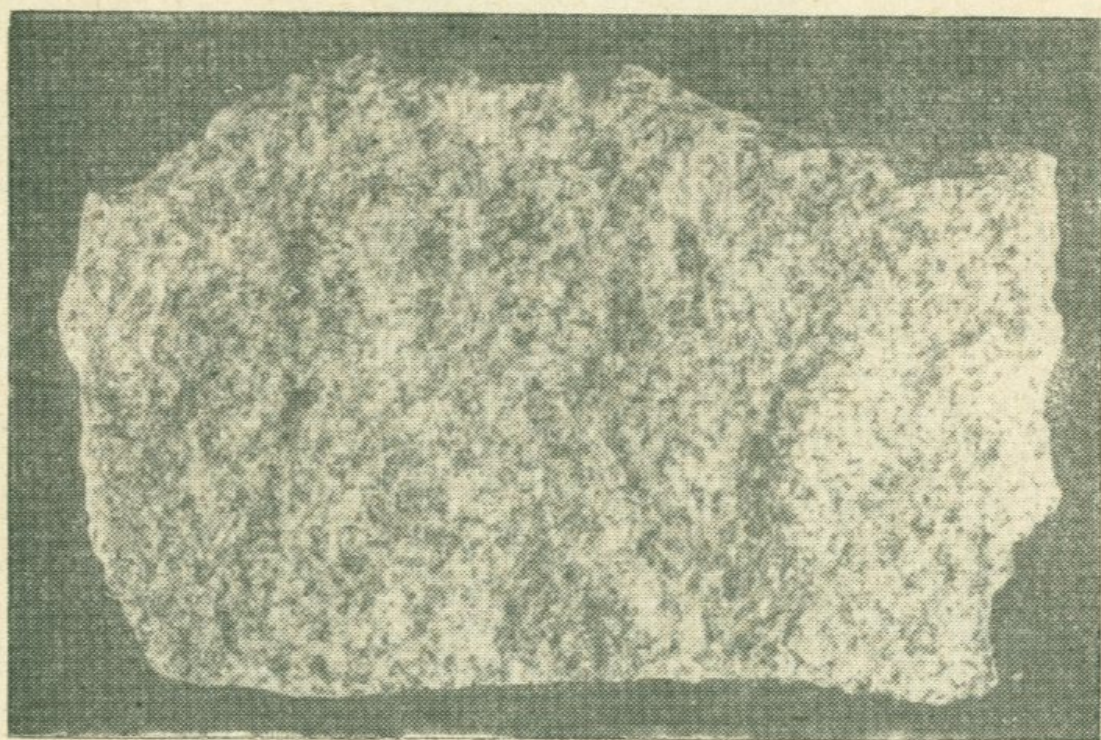


Рис. 26. Равномернозернистый граносиенит. 3/4 нат. вел.
Район Газмы.

Граносиениты макроскопически мелкозернистые до среднезернистого (рис. 26), породы серого, серо-розоватого цвета.

Под микроскопом порода имеет гипидиоморфнозернистую, гранитную структуру (рис. 27, 28).



Рис. 27. Граносиенит. Скрещ. ник., ув. 64.

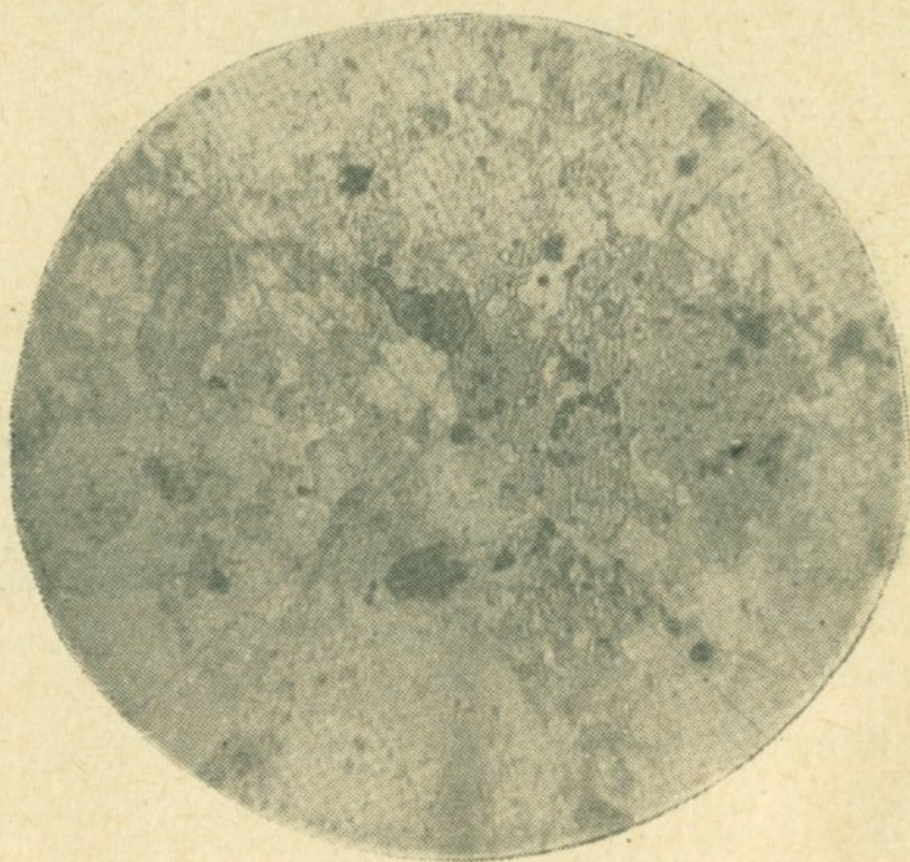


Рис. 28. Граносиенит, Параллельн. ник., ув. 64.

Минералогический состав породы характеризуется следующими минералами: плагиоклаз (№ 26—32), калиевый полевой шпат, кварц, биотит, пироксен, амфибол, сфен, рудный минерал, апатит, циркон. Из вторично образованных минералов: хлорит, эпидот, роговая обманка.

Плагиоклаз принадлежит к олигоклаз-андезину (№ 26—32). В шлифе представлен широкими таблитчатыми кристаллами величиною до 1,5 мм в длину. Идиоморфен по отношению калиевого полевого шпата и кварца. Кристаллы сдвойникованы по манебахскому закону ($DNg = 13^\circ$, $DNm = 76^\circ$, $DNp = 88^\circ$), $-2v = 83^\circ$, $Ng - Np = 0,007$. Часто двойники двух кристаллов сростаются перпендикулярно друг другу.

Калиевый полевой шпат представлен кристаллами ортоклаза величиною до 1,4 мм. Он резко ксеноморфен по отношению к другим минералам (кроме кварца) и окрашен в сероватый цвет, заметны слабые следы спайности по (010). Двупреломление низкое — $Ng - Np = 0,006$, $-2v = 64-68^\circ$, $aNp = 2^\circ$. В отдельных шлифах ортоклаз по краям разъедает кристаллы плагиоклаза; иногда кристаллы ортоклаза включают в себе плагиоклаз в виде пойкилитовых вростков.

Кварц в шлифе является наиболее ксеноморфным минералом. Образует большие кристаллы неправильной округленной формы (величиною в среднем 0,7—0,8 мм), которые заполняют промежутки между полевыми шпатами, а также и темными минералами.

Биотит образует относительно идиоморфные большие таблитчатые кристаллы величиною в среднем 1 мм. Минерал в основном сохранен в свежем виде, но в отдельных случаях превращен в хлорит. Иногда превращение не пошло до конца, и мы имеем зеленые вторичные биотиты, которые также рассматриваются как слюда, так как все оптические данные почти такие же, как и в первоначальной коричневой слюде. $Ng - Np = 0,035$, $[001] : Ng = 0^\circ$. Биотит сильно плеохроичный, абсорбция: $Ng > Nm > Np$. Плеохроизм выражается по: Ng — коричневый, Np — желтоватый.

Пироксен представлен авгитом. Он в шлифах имеет вид удлинённых кристаллов. Цвет от светло-зелено-

вато-желтого до бесцветного. $-2v=59^\circ$, $Ng-Np=0,020-22$, $cNg=45-50^\circ$. В кристаллах спайность ясная по двум направлениям под углом 87° . Редко дает полисинтетические двойники, более обычны двойники по (100). Обычно авгит свежий, но иногда переходит в роговую обманку и хлорит и очень редко в эпидот.

Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой. Минерал в породах представлен двумя генерациями: магматической и постмагматической.

Роговая обманка первичного—магматического происхождения, имеет светло-зеленый цвет, с плеохроизмом от светло-зеленого до почти бесцветного. $cNg=11-16^\circ$, $Ng-Np=0,015$, $-2v=76^\circ$.

Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, цирконом и рудным минералом.

Сфен развит в виде кристаллов неправильной формы, высоким рельефом и двупреломлением. В шлифах бурого цвета, без заметной спайности, двуосный положительный. Величина зерен достигает иногда до $0,7-0,8$ мм.

Апатит среди акцессорных минералов, по количеству, после сфена занимает второе место. Минерал в основном представлен шестиугольными кристалликами, но иногда встречаются и округленные зерна. Кристаллы с низким двупреломлением — $Ng-Np=0,006$, с высоким рельефом.

Циркон в шлифах встречается по 5—8 зерен. Величина зерен $0,09-0,1$ мм. Минерал с высоким рельефом и двупреломлением: $Ng-Np=0,050$. Минерал коричневатого оттенка, одноосный положительный.

Рудный минерал представлен кристаллами неправильной формы.

Вторично образованные минералы представлены роговой обманкой, хлоритом и эпидотом.

Вторичная роговая обманка образована по авгиту. В отдельных местах хорошо виден переход авгита в роговую обманку. Переход идет как по краям авгита, так и по трещинам.

Хлорит в основном образован за счет пироксенов, а иногда, но редко, за счет изменения биотита.

Эпидот развит по пироксенам и амфиболам.

Порядок кристаллизации минералов следующий: все акцессорные минералы — сфен, апатит, циркон и рудный минерал являются наиболее ранними минералами, кристаллизующимися из магмы, и поэтому образуют включения в других породообразующих минералах. За акцессорными минералами кристаллизовались авгит, первичная (магматическая) роговая обманка, биотит, плагиоклаз, ортоклаз, кварц.

Количественный минералогический подсчет произведен в двух шлифах, где наиболее полно представлен минералогический состав породы (шлифы № 261 и 288). Результат этого подсчета (объемные проценты) виден из табл. 24.

Таблица 24

Минералы	Ш л и ф ы		Среднее
	261	288	
Плагиоклаз (№ 26—32)	32	33	33
Ортоклаз	38	36	37
Кварц	15	12	13
Пироксен	4	4	4
Амфибол	3	5	4
Биотит	5	5	5
Акцессорные минералы	1	1	1
Вторичные минералы	2	4	3
Всего...	100%	100%	100%

Химическая характеристика граносиенитов Газмы следующая:

Таблица 25

№ обр.	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	Сумма
265	65,01	0,20	16,65	3,07	1,05	0,11	2,02	3,86	4,27	2,41	1,05	99,7

Образец взят в 0,5 км к юго-западу от коч. Гладзор.

Анализ произведен аналитиком А. А. Петросян в химической лаборатории ИГН АН Армянской ССР.

Числовые характеристики этой породы по акад. А. Н. Заварицкому следующие:

Таблица 26

a	c	b	s	f'	m'	c'	n	t	φ	Q
12,9	5,5	7,1	75,1	51,5	48,5	0	72,0	0,3	36,9	18,3

Порфиоровидные граниты

Порфиоровидные граниты геоморфологически резко выделяются среди окружающих пород района. Они образуют в рельефе резко выделяющуюся скалистую вершину с крутыми, нередко отвесными склонами и недоступными отрогами почти со всех сторон. Это обстоятельство и побудило древних армянских князей построить на вершине горы неприступную крепость. В северной части массива порфиоровидные граниты образуют хорошо выраженную параллелепипедальную отдельность (рис. 29). В морфологическом отношении внедрение интрузии дайкообразное.



Рис. 29. Параллелопипедальная отдельность порфиоровидных гранитов в районе Газмы.

Площадь, занимаемая интрузией — около 1 км².

Макроскопически порфиоровидные граниты отличаются резко выраженной порфиоровидной структурой; порфиоровые включения калиевого полевого шпата достигают до 3 см

в длину (рис. 30). В отношении текстуры удастся подметить, что гипсометрически ниже расположенные породы имеют более мелкие порфировые включения, чем на вершине горы, по направлению к которой наблюдается постепенное возрастание размеров включений; кроме того, ближе к вершине основная масса породы становится более крупнозернистой.

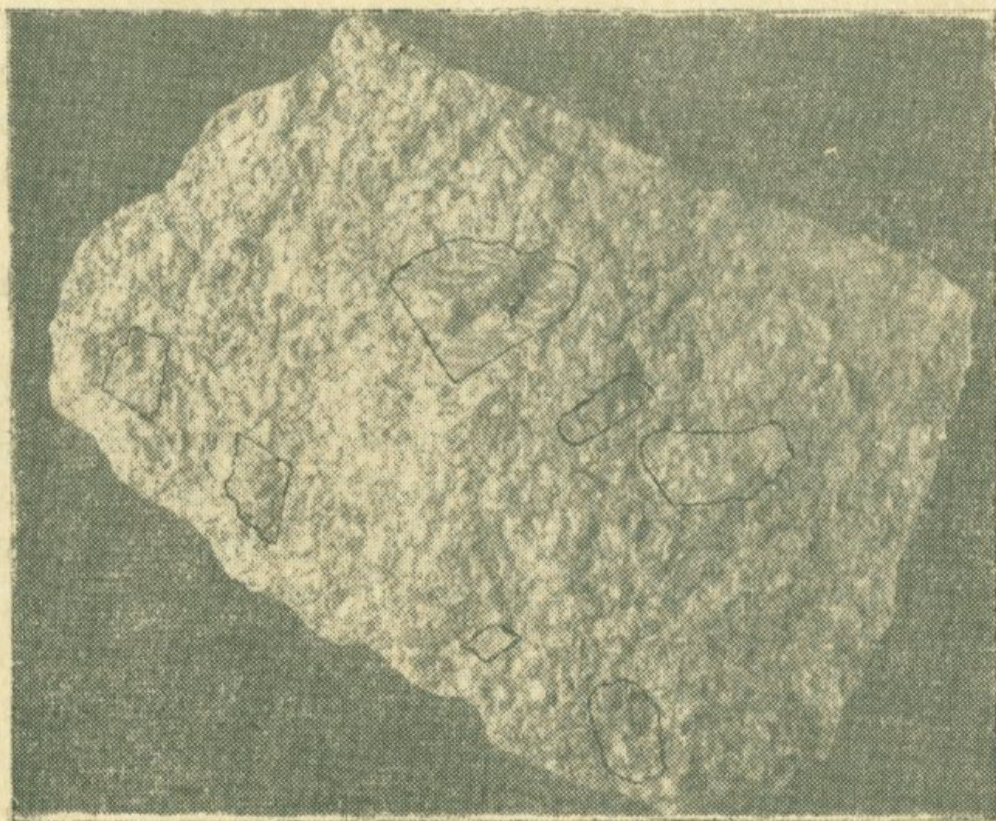


Рис. 30. Порфировидный гранит с включениями кристаллов кали-натрового полевого шпата. 2/3 нат. вел.

Порода окрашена в серо-светло-розоватый цвет.

Под микроскопом структура породы полнокристаллическая — порфировидная с микрографической основной массой.

Минералогический состав породы следующий: кали-натровый полевой шпат, кварц, плагиоклаз, биотит, авгит, роговая обманка (в отдельных шлифах), циркон, сфен, апатит, магнетит. Из вторично образованных минералов присутствуют эпидот, хлорит, сагениит.

Кали-натровый полевой шпат представлен крупными порфировыми выделениями. Почти всюду дает двойники по карлсбадскому закону. $N_g - N_p = 0,006$, $-2v = 53-54^\circ$. В отдельных шлифах в крупные кристаллы кали-натрового полевого шпата включены кристаллы пла-

гиоклаза, которые образовались раньше, чем калиевый полевой шпат. Спайность кали-натрового полевого шпата совершенная, по третьему пинакоиду. Во многих местах кали-натровый полевой шпат прорастается с кварцем вместе и образует типичную гранофировую структуру. На отдельных участках минерал пелитизирован; еще реже наблюдается альбитизация $K-Na$ полевого шпата. Отдельные крупные кристаллы кали-натрового полевого шпата иногда включают кристаллики олигоклаза с сравнительно высоким рельефом — $2v$ последнего = $69-70^\circ$. Иногда в результате прорастания плагиоклаза с кали-натровым полевым шпатом по краям последнего образуются мирмекиты.

Кварц представлен неправильно округленными небольшими кристаллами.

Плагиоклаз принадлежит к олигоклазу ($26-28\%$ An), $2v = 84-86^\circ$. Кристаллы сдвойникованы по карлсбадскому и альбит-эстерельскому законам. $DN_g = 80^\circ$; $DN_r = 70,5^\circ$, $DN_m = 25^\circ$, иногда встречаются плагиоклазы составом альбита — $DN_g = 77^\circ$, $DN_r = 86^\circ$, $DN_m = 22^\circ$, $2v = 60-68^\circ$.

Порфиновые выделения плагиоклазов иногда по краям замещаются калиевым полевым шпатом.

Биотит в хорошем, свежем состоянии встречается редко. В отдельных шлифах наблюдается постепенный переход биотита в хлорит, часто с сагенимом. В первой стадии перехода наблюдается мутно-зеленый, иногда радиально-лучистый агрегат. В наиболее измененных местах он выражен грязно-полупрозрачными минералами, имеющими высокую интерференционную окраску, подобно эпидотовой. Преломление выше, чем у биотита и хлорита. Рельеф похож на рельеф эпидота. Эти землистые продукты В. Н. Лодочниковым названы эпидотовыми минералами. Одним из новообразований при превращении биотита в хлорит являются коротенькие призматические кристаллики рутила — сагеним.

Свежие неизменные кристаллы биотита представлены коричневым цветом и сильно плеохроичны; по Ng — темно-коричневый, Nr — желтоватый.

Авгит в шлифах представлен светло-зеленоватым цветом. Плеохроирует очень слабо; $cNg = 45^\circ$, $2v = 59-60^\circ$.

В некоторых шлифах наблюдается превращение авгита в хлорит. $Ng - Np = 0,023$.

Роговая обманка встречается в отдельных шлифах. Минерал зеленоватого цвета, $Ng - Np = 0,019$, $cNg = 18^\circ$, дает трещины спайности под углом 124° .

Циркон встречается почти во всех шлифах. Имеет высокую интерференционную окраску — $Ng - Np = 0,045$, одноосный положительный.

Сфен представлен маленькими округленными кристаллами буроватого оттенка. Минерал с высоким рельефом и двупреломлением.

Апатит представлен шестигранными, но чаще кристаллами с неправильными очертаниями. Минерал с высоким рельефом и низким двупреломлением.

Магнетит в шлифах изотропен и имеет неправильные очертания зерен.

Вторично образованные минералы представлены хлоритом, эпидотом и сагенином.

Эпидот в основном является результатом изменения пироксена, а также биотита.

Хлорит образован по биотиту и пироксену. Имеет светло-зеленоватый цвет, в большинстве случаев с радиально-лучистой структурой, а иногда приобретает волокнистое строение.

Химическая характеристика порфировидных гранитов следующая:

Таблица 27

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
267 ^a	68,49	0,28	15,65	1,6	1,8
269	66,60	0,40	15,69	3,16	

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п. п. п.	Сумма
0,12	1,05	2,92	3,62	4,08	0,76	100,37
0,10	4,0	3,16	3,40	4,06	0,20	100,77

Образец № 267^a взят на северном склоне г. Прош. Анализ произведен в химической лаборатории Армянского геологического управления, аналитик — А. К. Иванян.

Образец № 269 взят на вершине г. Прош. Анализ произведен в химической лаборатории Института геологических наук АН Армянской ССР, аналитик — Г. М. Джр-башян.

Числовые характеристики порфировидных гранитов по акад. А. Н. Заварицкому следующие:

Таблица 28

№ обр.	a	c	b	s	f'	m'	c'	n	t	φ	Q
267 ^a	13,8	3,4	4,8	77,7	63,8	34,7	1,4	57,8	0,3	27,8	24,7
269	13,1	3,6	9,4	74,2	29,1	70,2	0,7	44,2	0,4	—	18,3

Количественный подсчет минералогического состава порфировидных гранитов произведен в четырех шлифах, в которых наиболее полно представлен минералогический состав породы (шлифы № 267, 268^a, 269 и 269^a). Результат этого подсчета (объемные проценты) виден из табл. 29.

Таблица 27

Минералы	Ш л и ф ы			Среднее
	267	268 ^a	Среднее 269 и 269 ^a	
Кали-натровый полевой шпат	55	51	62	53—55
Кварц	20	24	15,1	20
Плагиоклаз	7	11	5,6	8—9
Авгит	9	8	9,5	9
Биотит	2	3	2,5	2,5
Роговая обманка . . .	1	—	1,0	0,5
Вторичные минералы	5	2	3,0	3
Акцессорные минералы	1	1	1,3	1
Всего	100% ₀	100% ₀	100% ₀	100% ₀

Как видно, в минералогическом составе в описанных трех типах пород присутствуют почти одни и те же минералы, но породы отличаются друг от друга по соотношению минералов между собой (кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза), по структуре и текстуре и по характеру минералов: калиевого полевого шпата и плагиоклаза.

Таким образом, можно считать, что внедрение интрузивного комплекса в западной части происходило не одновременно, а в течение нескольких (трех) близких по времени инъекций. Близкое по времени внедрения магмы подтверждается наличием во многих местах постепенных переходов одной породы в другую, что может быть объяснено внедрением граносиенитовой магмы в то время, когда сиенито-диоритовая интрузия еще полностью не испытала окончательного затвердевания.

Разновременность внедрения интрузивов особенно наглядно доказывается в поле следующими фактами:

- 1) присутствием ряда апофиз граносиенитового состава в сиенито-диоритовых породах;
- 2) в отдельных местах резким контактом между вышеуказанными граносиенитами и сиенито-диоритами;
- 3) наличием резких контактов между порфировидными гранитами и граносиенитами.

Севернее и северо-западнее коч. Гладзор, ближе к слагаемой интрузией вершине, в граносиенитах заключены тонкозернистые до плотных черные ксенолиты керсантитового состава до 8 см в диаметре величиною. Происхождение этих пород ксенолитов объясняется захватом более поздними порциями интродуцировавшей более дифференцированной кислой магмой обломков, образовавшихся при раздроблении ранее затвердевшей периферической части интрузии.

Таким образом, нужно предполагать, что явления гибридизма начинались еще на путях подъема магмы до ее проникновения в камеру остывания, где возникали благоприятные условия для процессов ассимиляции. М. А. Усов (36) допускал, что магма, при движении вверх, может проходить несколько камер.

О глубинном происхождении этих керсантитовых ксенолитов говорят состав и структура ксенолитов (рис. 31),

подобных которым нельзя найти среди вмещающих пород интрузивов.

Основной минералогический состав ксенолитов следующий: биотит, плагиоклаз, ортоклаз. Из акцессорных присутствуют сфен и магнетит, а из вторичных — хлорит и эпидот, которые вместе составляют 5—8% породы.

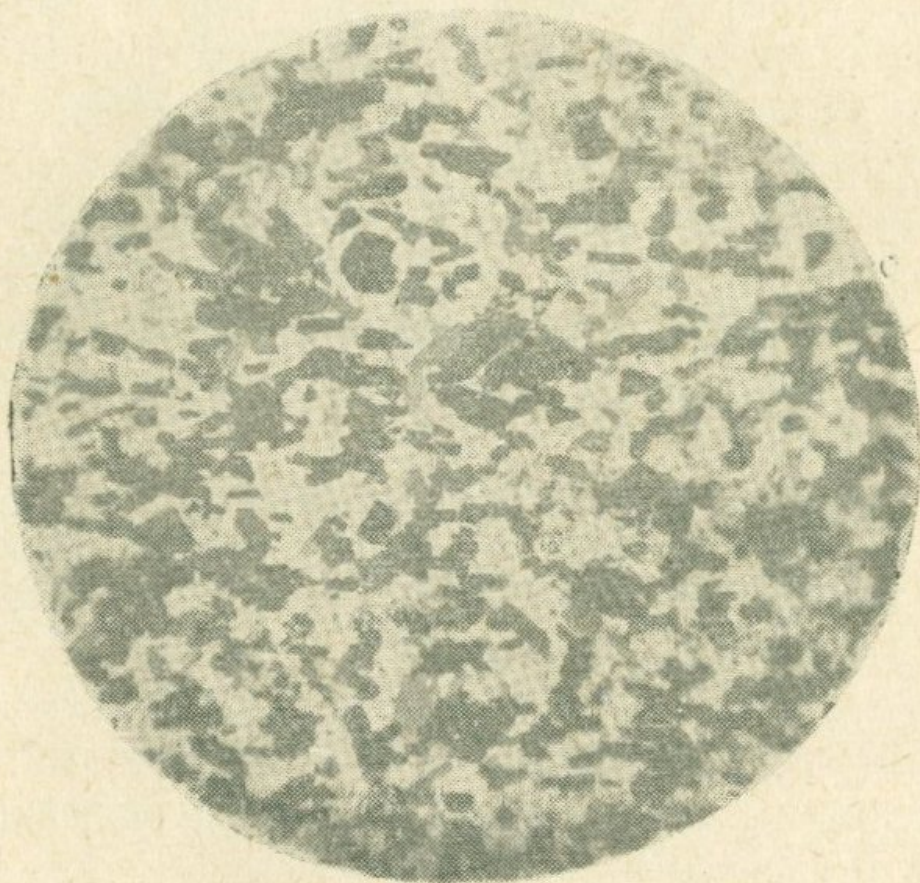


Рис. 31. Керсантит. Параллельн. ник., ув. 64.

Биотит представлен сильно плеохроичными таблитчатыми кристаллами величиною до 0,6 мм.

Плагиоклаз принадлежит к олигоклазу (№ 25—30).

Калиевый полевой шпат составляет ксеноморфные кристаллы величиною до 0,5 мм.

* * *

На юго-западном участке интрузивного комплекса, в районе Гюли-ванка (монастырь Спитакавор), в вышеописанных граносиенитовых и сиенито-диоритовых породах развиваются трещины, которые иногда пересекают первоначальную глыбовую отдельность и разбивают крупные глыбы на более мелкие блоки размерами от 0,5 до 1,5 м².

В результате дальнейшего выветривания пород интрузии наблюдается переход глыбовой отдельности в так называемую „шаровую“ или концентрически-скорлуповатую (рис. 32). Диаметр „шаров“ доходит до 1,5 м. Шаровые тела



Рис. 32. Шаровая отдельность граносиенитов (Западнее Гюливанка).

особенно хорошо выделяются в обнажениях, где породы сильнее выветрены.

Процессы контактового и гидротермального воздействия интрузии

Контактовое воздействие интрузии западной части газминского комплекса (породы гипабисальной фации) на боковые породы выражено резко и отмечается: а) кварц-биотито-пироксеновыми и кварц-полевошпатовыми роговиками, б) вторичными кварцитами, в) гранато-волластонитовыми скарнами.

В результате воздействия гранитоидной магмы на вмещающие породы — туффиты образован широкий контактовый ореол мощностью до 400—500 м. Контактные явления особенно хорошо выражены на северной стороне, где контактовые породы представлены типичными роговиками кварц-биотито-пироксенового состава. Макроскопически роговики эти мелкозернистые до плотного и имеют темно-серый, чер-

ный цвет. Под микроскопом роговики имеют роговиковую структуру и состоят из более или менее изометричных зерен. Форма их различная: округлая, полиэдрическая, зубчатая. Величина зерен — до 0,1 мм. Минералогический состав следующий: кварц, биотит, пироксен, калиевый полевой шпат, рудный минерал и единичные зерна апатита. Из вторичных минералов присутствует хлорит.

В экзоконтактах эти же породы приобретают роговикопорфировидную структуру, где структура основной массы роговиковая, а отдельные фенокристаллы плагиоклаза и пироксена имеют до 1 мм величины.

Кварц-полевошпатовые роговики, образованные в контакте интрузий с диорит-порфиритами на северо-восточных частях Теке-долдурана, имеют серый цвет и мелкозернистую текстуру.

Под микроскопом роговик имеет бластопорфировую структуру и представлен следующим минералогическим составом: кварц, ортоклаз, плагиоклаз, биотит, апатит, магнетит. Из вторичных минералов образован хлорит.

Вторичные кварциты широкое распространение имеют на территории, находящейся севернее и северо-восточнее коч. Гладзор. Они, как и в Гюмушхане, являются результатом деятельности постмагматических вод, выделявшихся из самой интродуцирующей магмы.

Гранат-воластонитовые скарны впервые отмечены А. К. Бабаджаняном (7) из керна скважины, на интервале 11,0—20,4 м.

Процесс скарнирования протекал в условиях высокой температуры под воздействием эманаций гранитоидных пород на вмещающие туффиты, иногда содержащие известковистые пропластки.

6. АЯРСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ ВЫХОД

Небольшой по площади — 2 км² Аярский интрузивный выход находится в юго-западной части Даралагяза, в среднем течении р. Арпа, на ее левом берегу, около сел. Агаракадзор (бывш. Аяр), южнее старинного моста Дадал.

Интрузия прорывает мощную толщу туффитов, туфо-

песчаников и известняков с примесью туфогенного материала среднеэоценового возраста.

Массив в основном складывается пироксено-биотитовыми сиенитами. Макроскопически породы интрузии среднезернистые, светло-серого, серого цвета.

Под микроскопом порода имеет гипидиоморфнозернистую структуру.

Минералогический состав породы следующий: калиевый полевой шпат, плагиоклаз (андезин), пироксен, биотит, роговая обманка, кварц (несколько зерен), апатит, рудный минерал, циркон (в отдельных шлифах), сфен. Из вторично образованных минералов очень мало кальцита. Алунит обнаружен только в одном шлифе.

Калиевый полевой шпат представлен сдвойникованными по карлсбадскому закону кристаллами ортоклаза. Величина кристаллов иногда достигает до 2,7 мм. Ортоклаз относительно к другим минералам ксеноморфен. В ряде мест плагиоклазы в виде пойкилитовых включений погружены в крупные кристаллы калиевого полевого шпата. Почти на всех кристаллах ортоклаза хорошо видны трещины спайности, $-2v = 66-69^\circ$.

Плагиоклаз представлен андезином (№ 32—34) величиною кристаллов до 0,9 мм. Кристаллы сдвойникованы по манебахскому закону ($DN_g = 70^\circ$, $DN_m = 22^\circ$, $DN_p = 86^\circ$).

Пироксен представлен авгитом. Минерал в шлифах представлен бесцветными кристаллами удлиненной формы, величиною кристаллов 0,9—1,1 мм, дают также поперечные разрезы, перпендикулярные к с. На последних хорошо выражены трещины спайности под углом 93° . $Ng - Np = 0,025$, $cNg = 45^\circ$, $2v = 58-61^\circ$. Кристаллы авгита иногда дают двойники по (100). В шлифах пироксен является самым идиоморфным минералом. В редких случаях авгит изменен и замещен кальцитом.

Биотит в шлифах представлен короткопризматическими кристаллами темно-коричневого цвета. Минерал сильно плеохроичный. Плеохроизм $Ng > Nm > Np$. Плеохроизм: Ng — темно-коричневый или буро-коричневый, Np — желтоватого цвета.

Роговая обманка присутствует в отдельных шлифах кристаллами величиною до 1,5 мм. Цвет зеленоватый с плеохроизмом. Иногда дает двойники по (100); cNg минерала $= 12^\circ$, $Ng - Nr = 0,017$, $-2v = 76 - 77^\circ$.

Кварц по количеству составляет 1—2% породы. Представлен ксеноморфными зернами, заполняющими промежутки полевых шпатов и других темноцветных минералов.

На отдельных участках некоторых шлифов кварц сростается с полевым шпатом и составляет микрогранофировую структуру.

Апатит представлен отдельными зернами. Имеет высокий рельеф и низкое двупреломление.

Рудный минерал в шлифах изотропен и имеет неправильную кристаллографическую форму.

Циркон присутствует в некоторых шлифах.

Сфен обнаружен только в одном шлифе.

Вторично образованные минералы присутствуют очень мало и представлены кальцитом и алунитом.

Кальцит образован по пироксенам.

Алунит в породе результат постмагматических сульфатных вод. Процесс алунитизации имеет большое распространение в Даралагязе.

Порядок кристаллизации минералов: акцессорные минералы, авгит, роговая обманка, биотит, плагиоклаз, ортоклаз, кварц.

Химическая характеристика Аярской интрузии (образец № 325, взят на вершинной части интрузии) представлен в табл. 30.

Таблица 30

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	г. п. п.	Сумма
60,76	0,74	16,79	4,47	3,20	3,83	5,73	2,88	2,1	0,45	100,95

Числовые характеристики этой породы по акад. А. Н. Заварицкому следующие:

Таблица 31

a	c	b	s	f'	m'	c'	n	t	φ	Q
9,8	5,0	15,3	69,8	44,7	42,4	12,9	65,3	0,9	25,0	15,1

Контактные явления интрузии вообще выражены слабо. Более или менее хорошо они выражены в северо-восточной части интрузии, где последняя контактирует с туфопесчаниками. Макроскопически контактные породы мелко-среднезернистые, светло-серого цвета.

Под микроскопом порода имеет аплитовую структуру и принадлежит гранодиорит-аплитам.

В породе сильно преобладает кварц, который в шлифе имеет ксеноморфную форму. Присутствуют также плагиоклаз (олигоклаз), калиевый полевой шпат (ортоклаз) и биотит.

7. КАЯЛУ-КОЯРЧИНСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ МАССИВ

Первые описания этого интрузива были даны В. Н. Котляром (13).

Этот интрузивный массив расположен в бассейне р. Арпа, в основном в ее правобережье; два маленьких выхода — в районах Каялу и Сойлан — обнажаются на левом берегу реки.

Интрузивный массив прорывает туфогенные породы среднеэоценового возраста, образуя вокруг себя широкий контактовый ореол, выраженный различными роговиками. Вмещающие интрузив туффиты залегают в непосредственном соседстве с ним весьма полого, а местами почти горизонтально. В южной части интрузивного массива у с. Коярчин имеет место пологое падение туффитов в сторону интрузива, при угле падения $8-10^\circ$. Такое же пологое падение отмечается в юго-восточной части его, в левом борту ущелья Афгара.

Все эти данные говорят о несогласном характере залегания интрузива, прорывающего вмещающие породы.

Сложение пород интрузивного массива неоднородное, интрузия представлена кварцевыми сиенитами, сиенитами, сиенито-монцонитами, кварцевыми сиенито-диоритами, сиенито-диоритами, монцонито-диоритами, кварцевыми диоритами и диоритами, образующими непрерывный переход между собой.

До работ 1950 г. все эти разновидности пород интрузии не были отмечены, так как указывалась только Каялин-

ская часть интрузии, площадью в 2,5—3 км². Работами, проведенными после 1950 г. (А. И. Адамян, А. А. Асатрян, Э. Г. Малхасян), территория этого интересного интрузивного массива увеличилась больше чем в три раза в северном, северо-западном и западном направлениях (в сторону Коярчина).

В петрографическом отношении Каялу-Коярчинская интрузия относится к типу умеренно кислых интрузий.

Северная и восточная части интрузивного массива представлены кварцевыми сиенитами, сиенитами, сиенито-монцонитами. Макроскопически эти породы среднезернисты и окрашены в светло-серо-розоватые цвета; западная, южная и частично восточная части интрузии сложены из переходных пород от указанных к диоритам и диоритами. Последние разновидности имеют мелкозернистое или плотное сложение, цвет их серый, темно-серый и черный.

Макроскопически кварцевые сиениты среднезернистые, серого цвета породы.

Под микроскопом структура породы монцонитовая, гипидиоморфнозернистая (рис. 33). Порода сложена ортоклазом, плагиоклазом (андезин), роговой обманкой, биотитом, авгитом, кварцем, титанитом, апатитом, цирконом, рудным минералом.

Вторично образованные минералы представлены в подчиненном количестве; среди них: хлорит, кальцит, очень редко серицит и эпидот.

Калиевый полевой шпат представлен кристаллами ортоклаза величиною до 1—1,5 мм в длину, редко до 1,8 мм. Местами они включают в себе пойкилитовые вроски кристалликов плагиоклаза. Ортоклаз дает двойники по карлсбадскому закону. Минерал в шлифах ксеноморфен, дает хорошо выраженные трещины спайности; $-2v = 62-67^\circ$, $Ng - Np = 0,006$.

В редких случаях наблюдается серицитизация по ортоклазу.

Плагиоклаз представлен средним составом — андезином (32—36% An), величина кристаллов доходит до 1,6 мм в длину. Кристаллы sdвойникованы по манебахскому ($DNg = 70^\circ$, $DNm = 20^\circ$ и $DNp = 86^\circ$), карлсбадскому A (010)

($DN_g = 80^\circ$, $DN_m = 61^\circ$ и $DN_p = 32^\circ$) и редко по эстеральскому А (010) ($DN_g = 70^\circ$, $DN_m = 22^\circ$ и $DN_p = 85-86^\circ$) законам. $2v$ плагиоклаза равен 87° . Иногда дает зональную структуру. В ряде шлифов плагиоклаз по отношению ка-

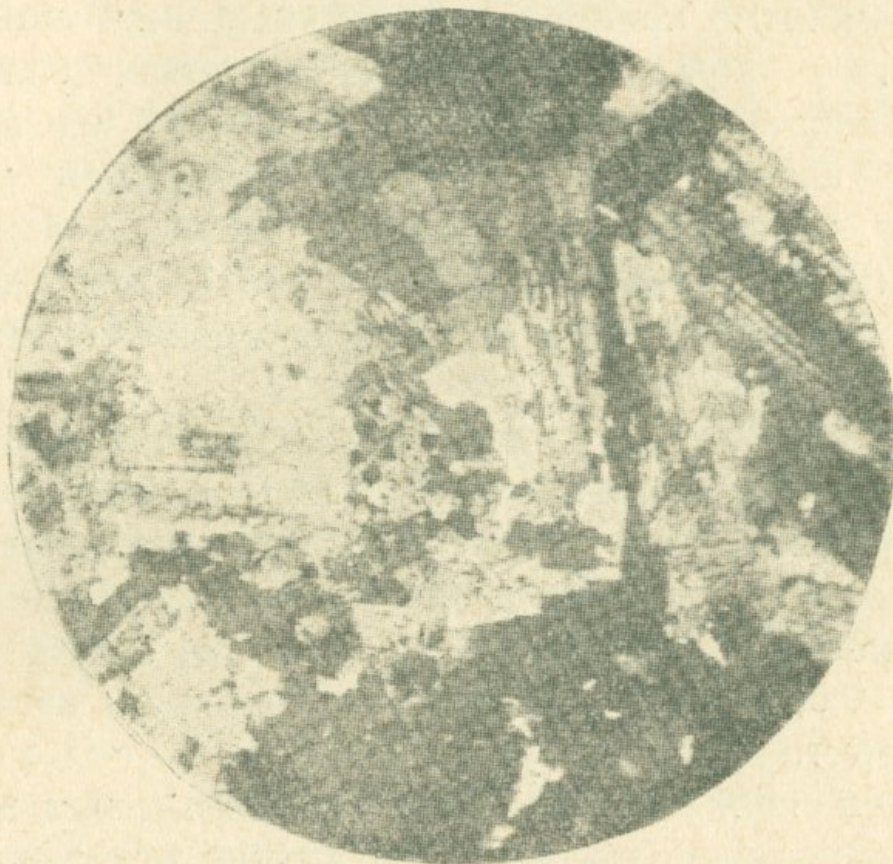


Рис. 33. Кварцевый сиенит. Скрещ. ник., ув. 64.

лиевого полевого шпата дает хорошо выраженные идиоморфные кристаллы, вследствие чего структура этих пород приобретает монцонитовый характер. Иногда кристаллы плагиоклаза погружены в калиевый полевой шпат, который играет роль мезостазиса. Плагиоклаз местами пелитизирован.

Основная фемическая часть породы представлена роговой обманкой, биотитом и авгитом.

Роговая обманка является главным минералом среди фемических. По количеству она занимает 3-е место после полевых шпатов. Величина кристаллов достигает до 1,2—1,5 мм в длину. Минерал зеленоватого цвета, плеохроичный. Абсорбция: окраска по Ng — зеленоватая, Nm — светло-зеленоватая, Np — светловато-желто-зеленоватая.

Иногда дает двойники по (001) и (100). В большинстве разрезов, перпендикулярных к с, хорошо наблюдаются тре-

щины спайности под углом 124° , $cNg = 14-18^\circ$, $Ng - Nr = 0,022-0,024$. $-2v = 70-75^\circ$. В результате изменения роговой обманки наблюдается переход ее в хлорит. Иногда роговая обманка прорастается с биотитом, что показывает на одновременную кристаллизацию указанных минералов.

Биотит образует толстопластинчатые, сильно плеохроичные кристаллы, величиною до $0,5-0,7$ мм длиною. В результате изменения он местами превращен в хлорит. Иногда же хлоритизация не идет до конца, и в результате первоначального изменения биотита получается зеленоватый биотит, т. е. слюда, которая своими оптическими константами сходна с биотитом.

Из пироксенов — авгит; среди фемических минералов он распространен меньше других. Авгит представлен короткопризматическими и округленными зернами, величиною до $0,5-0,7$ мм. Минерал бесцветный или с едва заметным зеленовато-желтым оттенком. $2v = 53-54^\circ$, $cNg = 45-46^\circ$, $Ng - Nr = 0,023-0,025$. Иногда по трещинам авгита развивается хлорит.

Кварц является наиболее ксеноморфным минералом породы и заполняет промежутки между остальными минералами породы. Величина зерен достигает $0,3-0,5$ мм.

Акцессорные минералы представлены крупными кристаллами титанита, апатита, циркона и рудного минерала.

Титанит (сфен) развит крупными, иногда до $0,7-0,8$ мм величиною, кристаллами. Он в шлифах распространен больше чем апатит и циркон вместе взятые. Минерал выступает кристаллами неправильной формы, имеет чрезвычайно высокое светопреломление и двупреломление, двuosный положительный.

В нескольких шлифах можно видеть как отдельные правильные формы зерна циркона погружены в больших кристаллах титанита; последнее показывает, что между порядком кристаллизации циркона и титанита был некоторый перерыв, что позволило циркону кристаллизоваться раньше и приобрести правильную форму.

Циркон в шлифах представлен единичными зернами, величиною до $0,08-0,1$ мм. Обычно бесцветный, со слабым светло-буроватым оттенком. Одноосный положительный.

Циркон, являясь одним из минералов, кристаллизующихся в магме наиболее ранней стадии, образует включения почти во всех породообразующих минералах.

Апатит нередко образует шестигранные кристаллы, величиною 0,1 мм. В шлифах бесцветен, с высоким рельефом, низким двупреломлением — $N_g - N_p = 0,006$.

Рудный минерал представлен неправильно округленными зернами пирита, величиною 0,1—0,2 мм. Иногда дает скелетные формы.

Вторичные минералы представлены хлоритом, кальцитом, серицитом и эпидотом, и все они занимают подчиненное место.

Хлорит является результатом изменения мафических минералов породы — роговой обманки, биотита и авгита. Минерал светло-зеленоватого цвета и иногда дает радиально-лучистые образования. $N_g - N_p = 0,007$.

Серицит является продуктом разложения полевых шпатов.

Кальцит образован по плагиоклазу и авгиту.

Эпидот встречается в нескольких отдельных шлифах и образован по плагиоклазу.

В западной, южной и частично восточных частях интрузива породы массива переходят в кварцевые диориты и диориты. При этом переходе комплекс минералов остается тот же самый, но меняется количественное соотношение между ними. Переход выражен постепенным уменьшением количества калиевого полевого шпата (который в диоритах составляет 5—7% породы) и возрастанием содержания среднего плагиоклаза — андезина.

Разновидности, богатые кварцем, получили название кварцевых диоритов. В восточной части интрузии, где некоторые породы отнесены к монцонитовой группе, это расчленение нами сделано исходя из резкого идиоморфизма кристаллов плагиоклаза по отношению к калиевому полево-му шпату.

Произведенные химические анализы из средних типов пород интрузива дали следующие результаты (см. табл. 32).

Таблица 32

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
384 ^a Котляр (20)	57,87	1,04	16,97	3,28	2,87	0,09
378	56,75	1,0	18,13	3,76	2,64	—
156	61,20	0,40	13,16	1,55	4,39	0,09

CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	п. п. п.	H ₂ O	Сумма
5,64	3,66	4,07	3,20	0,90	0,18	99,77
6,37	3,84	4,35	3,23	—	—	100,07
9,16	1,37	1,76	4,40	—	2,36	99,84

Образец № 378 взят в 800 м юго-западнее вершины Каялу от нового интрузивного участка, обр. № 156 — 0,5 км северо-западнее с. Каялу.

Анализ обр. № 378 произведен автором в химической лаборатории геологического факультета МГУ, а № 156 в Химическом институте АН Армянской ССР аналитиком С. Карапетян.

Числовые характеристики этих пород по акад. А. Н. Заварицкому следующие:

Таблица 33

№ обр.	a	c	b	s	f'	m'	c'	n	t	φ	Q
384 ^a	13,27	4,91	14,31	67,5	40,48	44,8	14,68	54,2	1,3	20,5	3,8
378	13,5	5,5	14,7	66,0	39,43	44,6	15,49	53,0	1,3	22,5	0,2
156	11,9	2,66	16,9	68,8	31,7	13,8	50,1	78,8	0,48	7,1	10,9
Средн. состав щел.-зе- мельных сиенитов по Дэли	14,8	3,7	13,3	68,2	47,1	39,4	13,5	52,5	1,1	23,8	3,1

Как показывают числовые характеристики, описываемые породы соответствуют щелочноземельным сиенитам.

Наличие такой вариации переходов пород от кварцевых сиенитов к диоритам в Каялу-Коярчинском массиве можно объяснить только ассимиляцией вмещающих пород

интрузии в обстановке быстрого (резкого) изменения температурных условий гранитоидной магмы во время затвердевания интрузии.

Это предположение подтверждается следующими соображениями:

1. Между указанными разновидностями пород нет резкой петрографической разницы; всюду они переходят друг в друга и имеют тот же самый минералогический состав, но в разных количественных соотношениях.

2. В районе распространения интрузивного массива присутствие ксенолитов и гибридных пород, в большинстве случаев в эндоконтактах, свидетельствует о том, что внедрение магмы сопровождалось ассимиляцией вмещающих пород.

В результате ассимиляции в периферийных частях интрузивного массива образованы породы диоритового состава. Центральная часть массива представлена породами более кислого состава — кварцевыми сиенитами.

3. О быстром изменении температурного режима магмы, при ее затвердевании, говорит также факт совместной кристаллизации биотита и роговой обманки в породах ближе к центральной части массива — в сиенито-диоритах, где кристаллы биотита одним концом входят в роговую обманку, а другим — срезаются ею.

Интрузивный массив ближе к окружающим породам приобретает кварцевый диорит-порфиритовый состав с blastoporphiroвой структурой.

Контактные процессы вокруг интрузивного массива создают широкий ореол, достигающий до нескольких сот метров (300—400). В непосредственных контактах с интрузивом отмечены интенсивно выраженные контактовые образования в виде различных роговиков.

Типичные роговики мы имеем на южных участках интрузивного массива, где они представлены плотными породами от темно-серого до черного цвета. Роговики же этого района соответствуют полевошпат-пироксен-гранатовым, биотито-роговообманковым разновидностям. Под микроскопом структура пород роговиковая. Минералогический состав

роговиков следующий: кварц, гранат, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, авгит, биотит.

Некоторые авторы типичные роговики северного участка интрузивного массива склонны называть скарными, по всей вероятности по наличию гранатов в породе. В действительности они — гранатовые роговики.

Контактовые породы северной части массива плотные, темно-серого цвета, имеют бластопорфировую структуру, где сохранены реликты первоначальной породы, еще не полностью уничтоженной последующей перекристаллизацией пород. Породу можно назвать кварц-диоритовыми порфритами.

Немалое распространение имеет жильная фация. Многочисленные аплитовые, микропегматитовые, а также сульфидные и реже кварцевые жилы в разных направлениях пересекают интрузивный массив.

8. ЖИЛЬНАЯ ФАЦИЯ

В Даралагязе, в связи с интрузивным магматизмом, широкое распространение имеет жильная фация (она соответственно выражена этапами внедрения интрузивов), связанная с отдельными интрузивными фазами и представленная разнообразными породами. Закономерное изменение состава жильных пород во времени показывает направленность магматического процесса.

Пироксеновые порфиритовые дайки

Пироксеновые порфиритовые дайки связаны с первой фазой интрузивной деятельности Даралагяза; кроме того, в ряде случаев была установлена их связь с эффузивной деятельностью среднеэоценового времени*.

Пироксеновые порфиритовые дайки лучше всего наблюдаются в ущелье р. Арпа. Все они прорывают вулканогенную толщу среднего эоцена. Они имеют до 2 м мощности и иногда прослеживаются на расстоянии до 1,2 км.

* Распространенные в области диабазовые дайки нами не описываются, так как все они связаны с эффузивным циклом магматизма.

Замечательная по своей красоте пироксеновая порфировая дайка обнажается в ущелье р. Арпа, к западу от с. Гндеваз. Она прорывает туффиты и туфобрекчии среднего эоцена (рис. 34). Мощность дайки — 1,8 м; она простирается



Рис. 34. Пироксеновая порфировая дайка, прорывающая вулканогенную толщу среднего эоцена. Ущелье р. Арпа, западнее с. Гндеваз.

в направлении СЗ — 272° и прослеживается на расстоянии около 1,2 км.

Такие же дайки констатированы у родника-памятника героям-коммунарам гражданской войны, в 1,5 км к юго-западу от с. Гндеваз, в районе Гюмушханы, в ущелье Гядук и т. д.

Макроскопически все указанные пироксен-порфировые дайки от темно-серого до серо-зеленоватого цвета. Породы плотные, с порфировыми выделениями пироксенов.

Под микроскопом структура порфировая, с фельзитовой основной массой (рис. 35).

Минералогический состав даек: плагиоклаз (андезин, № 38—41), авгит, отдельные зерна кварца, апатит, магнетит.

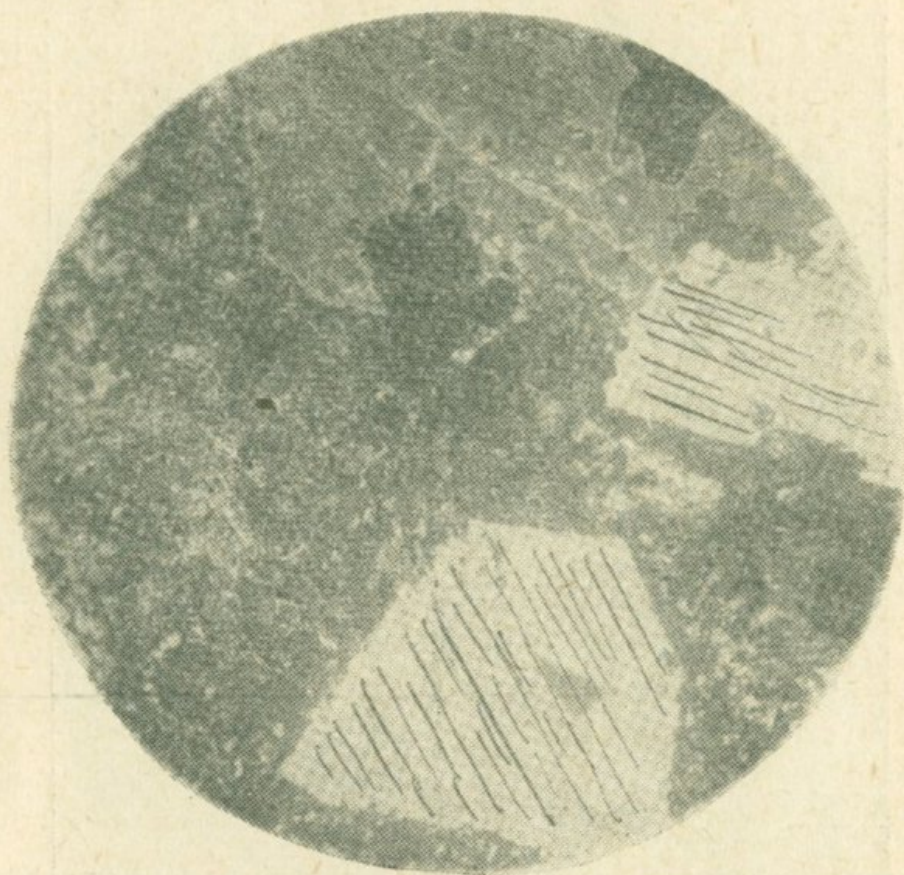


Рис. 35. Пироксен-порфировая дайковая порода. Скрещ. ник., ув. 80.

Из вторичных минералов присутствуют хлорит, кальцит.

Порфировые выделения представлены в основном короткопризматическими кристаллами моноклинного пироксена — авгита. Минерал выражен идиоморфными кристаллами, иногда давая восьмиугольные поперечные сечения со спайностью в двух направлениях под углом 87° , $cNg = 43^\circ$, $Ng - Nr = 0,025 - 0,026$, $2v = 55^\circ$.

Плагиоклаз представлен андезином (38—41% An), иногда дает порфировые выделения. Крупные кристаллы андезина дают хорошо выраженные полисинтетические двойники. $Ng - Nr = 0,006$, $B \parallel D$, $BNg = 67^\circ$, $BNm = 52^\circ$, $BNr = 47^\circ$, $2v = 82^\circ$.

Присутствие кварца констатировано только в отдельных шлифах, где он представлен небольшим количеством маленьких зерен.

Апатит встречается в виде идиоморфных мелких призмочек, с высоким рельефом и низким двупреломлением.

Из рудных минералов присутствует магнетит. Минерал беспорядочно рассеян в породе в виде небольших зерен.

В результате разложения пироксенов и плагиоклазов в породе развиты процессы хлоритизации, кальцитизации, серицитизации.

Химический состав авгитовых порфиритов у родника-памятника героям-коммунарам гражданской войны (около с. Гндеваз) следующий:

Таблица 34

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п. п. п.	Сумма
79	48,72	0,85	18,02	3,93	5,42	4,55	6,92	4,57	2,41	3,87	99,26

Анализ произведен в лаборатории Химического института АН Армянской ССР, аналитик — Р. Погосян.

Числовые характеристики этой породы по акад. А. Н. Заварицкому следующие:

Таблица 35

№ обр.	a	c	b	s	f'	m'	c'	n	t	φ	Q
79	14,4	5,7	20,07	59,85	44,56	41,0	14,48	74,74	1,34	17,76	15,81

Диорит-порфириты

Как выше отмечалось, в районе курорта Джермук породы второй фазы интрузивного внедрения в виде мощной дайки прорывают интрузивные породы первой фазы. Внедрившееся тело имеет 300—350 м мощности, породы которого характеризуются серым цветом и порфировой структурой (рис. 36).

Под микроскопом порода характеризуется порфировой полнокристаллической структурой с микролитовой основной массой (рис. 37).

Минералогический состав породы следующий: плагиоклаз (андезин), авгит, биотит, апатит, магнетит. Из вторично

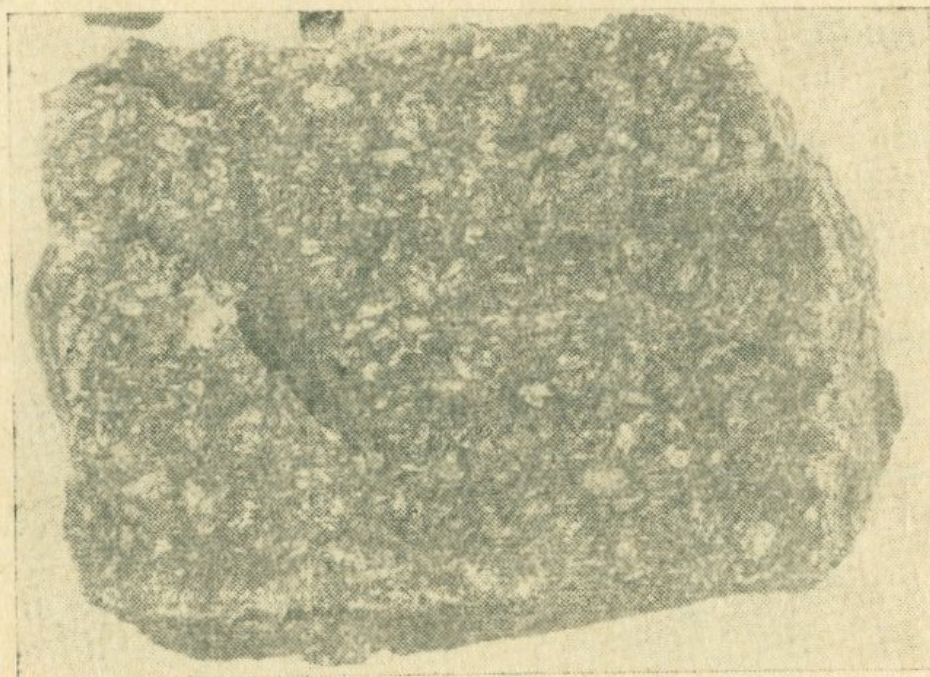


Рис. 36. Диорит-порфирит. $\frac{2}{3}$ нат. вел.
Район Джермука.

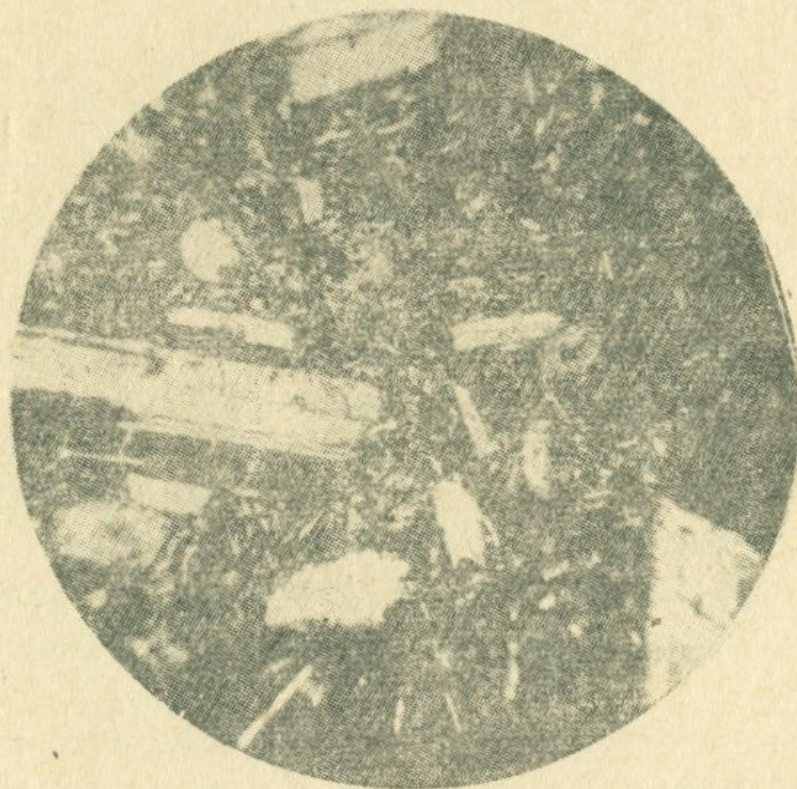


Рис. 37. Диорит-порфирит. Скрещ. ник., ув. 64.

образованных минералов присутствуют хлорит, соссюрит, кальцит.

Плагиоклаз составляет большую часть породы и представлен в двух генерациях. Как вкрапленники, так и микролиты основной массы принадлежат к андезину.

Авгит в свежем состоянии очень мало сохранился и под действием постмагматических вод, богатых CO_2 , почти всюду преобразован в кальцит. Сохранившиеся кристаллы авгита светло-зеленого цвета, очень слабо плеохроичные, $\text{Ng} - \text{Nr} = 0,025$, $\text{cNg} = 49^\circ$, $2v = 55^\circ$.

Биотит почти не сохранился и преобразован в хлорит.

Апатит выступает мелкими удлиненными зернами, с высоким рельефом, $\text{Ng} - \text{Nr} = 0,005$.

Магнетит представлен кристаллами неправильной формы.

Хлорит и соссюрит являются результатом разложения биотита и плагиоклаза.

Химический анализ образца этой диорит-порфировой породы (образец № 11, взят на вершине г. 2349,5 против курорта Джермук) дал следующие результаты:

Таблица 36

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	п. п. п.	Сумма
56,06	0,92	17,27	5,73	2,24	2,34	6,66	3,5	2,6	1,68	99,00

Анализ произведен в лаборатории Муллитового завода Армянской ССР, аналитики — М. Аревшатын и А. Тагворян.

Числовые характеристики этой породы по акад. А. Н. Заварицкому следующие:

Таблица 37

a	c	b	s	f'	m'	c'	n	t	φ	Q
13,2	5,45	14,51	66,9	50,49	28,43	21,07	60,26	1,1	35,29	1,8

Минералогический состав описанной диорит-порфировой породы и результаты ее химического анализа указывают, что породы эти вполне тождественны с диорит-порфировыми породами восточной части газминского интрузивного комплекса.

Аплиты, микропегматиты

Аплитовые и микропегматитовые жильные породы, связанные с третьей фазой интрузивной деятельности, представлены продуктами кристаллизации остаточной магмы в пределах самих интрузивных тел. Такое представление подтверждается тем обстоятельством, что залегающие в интрузивных телах аплиты и микропегматиты сравнительно с интрузивными породами отчетливо обогащены калиевым полевым шпатом и кварцем. Они почти лишены цветных минералов.

Аплиты

Аплитовые жилы довольно широко развиты в Каялу-Коярчинском и Газминском интрузивных массивах, т. е. там,

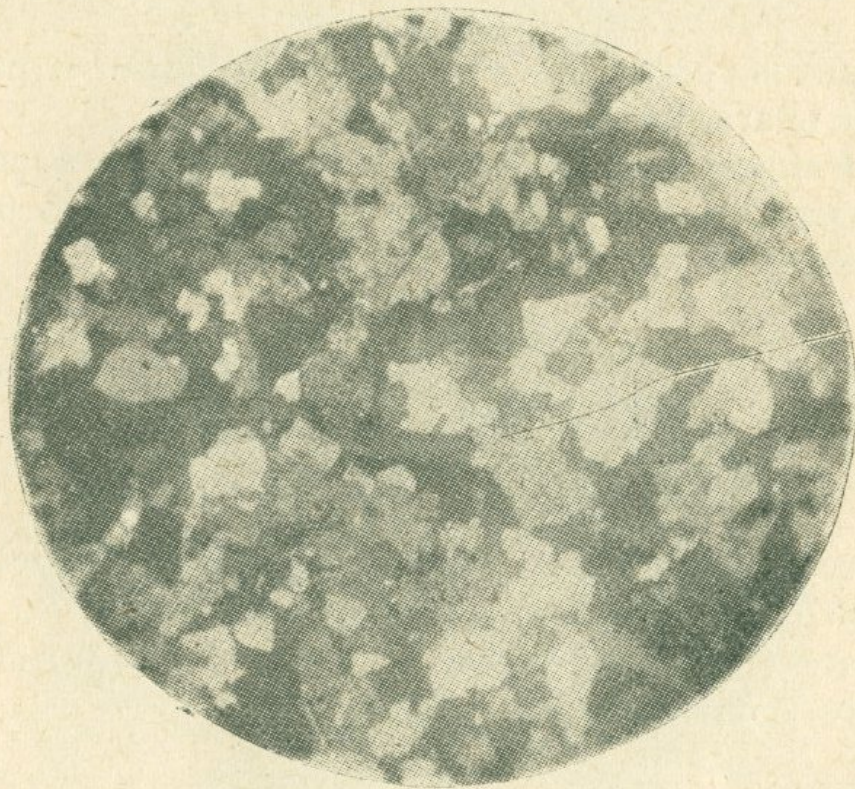


Рис. 38. Аплит (Кая у). Скрещ. ник., ув. 64.

где они тесно связаны с породами кислого состава.

Жилы обычно характеризуются малой мощностью (2—4 см), достигая в отдельных случаях до 10 см (Каялу). Они весьма бедны в минералогическом отношении. Макроскопически порода мелкозернистая, редко плотная, светло-розоватого и розоватого цвета.

Под микроскопом структура породы аплитовая (рис. 38).

Аплиты газминского интрузивного комплекса представлены силикатными минералами — кварцем и ортоклазом. В породе присутствуют отдельные микрокристаллики биотита, который имеет подчиненное значение. Магнетит в породе также занимает подчиненное место, составляя около 0,5%.

Аплиты Каялу-Коярчинского массива, помимо вышеуказанных минералов, содержат отдельные кристаллы плагиоклаза и единичные зерна циркона.

Микропегматиты

Сравнительно с аплитами микропегматитовые жилы не имеют такого широкого распространения (мы называем их микропегматитовыми потому, что макроскопически пегматитовая структура их не распознается). Место развития указанных жил — Газминский и Каялу-Коярчинский массивы. Породы жил макроскопически мелкозернистые, светло-розового цвета. Мощность жил достигает 8 см*.

Под микроскопом порода имеет хорошо выраженную пегматитовую структуру (рис. 39).

Минералогический состав микропегматитов следующий: ортоклаз, кварц. В породе единичными зернами присутствуют биотит, авгит, апатит, циркон, магнетит.

Ортоклаз находится в пегматитовом срастании с кварцем. Минерал имеет хорошо выраженную спайность по (001), $N_g - N_p = 0,006$, $-2v = 67^\circ$.

Кварц по количеству почти не уступает ортоклазу, составляя 40—45% породы.

Биотит и авгит в породе встречаются редко.

* Предыдущими исследователями (15 и др.) в районе Каялу указывались пегматитовые жилы мощностью до 80 см и длиной 8—10 м; такие же жилы указывались и для Гюмушханы мощностью до 40 см. Как нами, так и геологами местных разведочных партий жилы таких размеров не обнаружены.

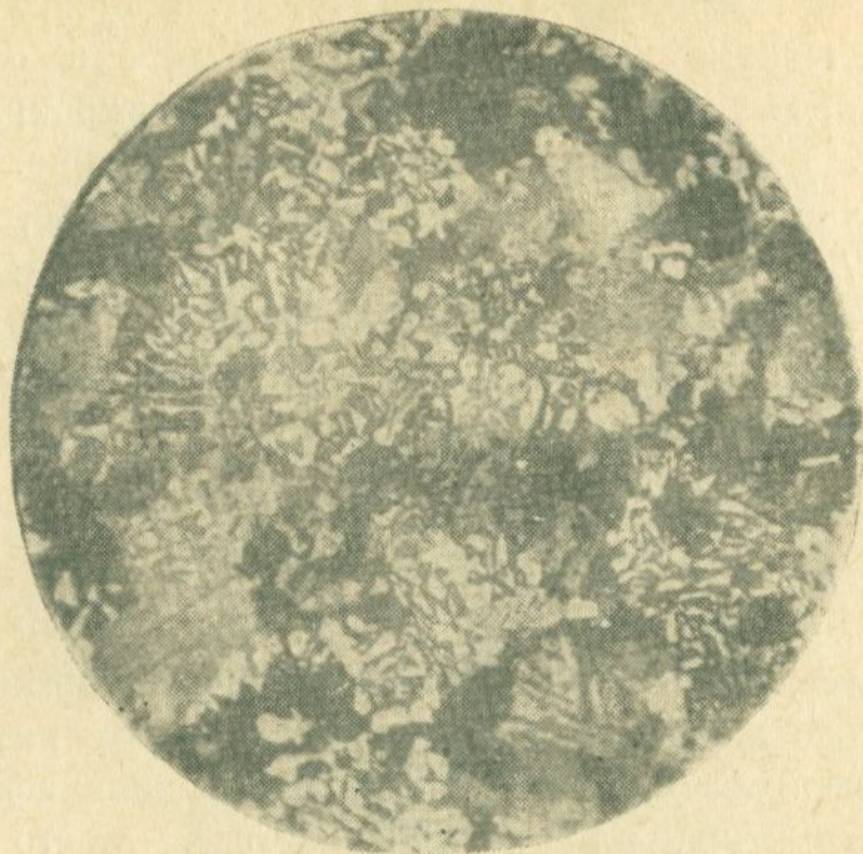


Рис. 39. Микропегматит. Скрещ. ник., ув. 64.

Гранодиорит-порфиры

Гранодиорит-порфиры слагают так называемую „центральную дайку“ в Газме. Она имеет 6—7 м мощности и прослеживается примерно на 400 м, делая полукруг в районе месторождения. Падение дайки ЮВ — 130° , угол падения — $68—70^\circ$.

Макроскопически порода дайки имеет серо-розоватый оттенок и порфировую структуру с крупными выделениями кали-натрового полевого шпата.

Под микроскопом основная масса породы имеет гипидиоморфнозернистую структуру.

Минералогический состав породы следующий: кали-натровый полевой шпат, плагиоклаз, кварц, роговая обманка, авгит, биотит, апатит, циркон, рудный минерал. Вторичные минералы представлены эпидотом, хлоритом, уралитом, серицитом, каолином.

Кали-натровый полевой шпат представлен крупными, до 2 см величиною, кристаллами. $-2v = 53^\circ$, $a_{\text{Np}} = 3^\circ$, $N_g - N_p = 0,006$. Дает хорошо выраженные

трещины спайности по третьему пинакоиду. Местами минерал в результате разрушения превращен в каолин.

Плагноклаз принадлежит олигоклаз-андезину (28—33% An). Выступает идиоморфными по отношению к кали-натровому полевому шпату кристаллами, и в ряде мест образует пойкилитовые вроски в нем. Плагноклаз местами серицитизирован.

Кварц представлен крупными, до 1—1,5 мм величиною, неправильными округленными зернами, заполняющими промежутки всех остальных минералов.

Биотит выступает крупными зернами, величиною до 2—2,5 мм. Во многих местах биотит превращен в хлорит.

Роговая обманка в шлифах зеленого цвета, плеохроична, иногда дает двойники по (100), угол между трещинами спайности составляет 124° .

Авгит встречается в подчиненном количестве. В основном превращен в эпидот, хлорит и уралит.

Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом и рудным минералом.

Нужно предполагать, что формирование жильных пород третьей фазы происходило в течение значительного времени. Об этом свидетельствует наличие в газминском интрузивном комплексе нескольких пересекающихся жильных порфировидных гранодиоритов с более молодыми лампрофировыми жильными породами.

Минетты

В районе расположения Газминского интрузива отмечено около двух десятков выходов жильных лампрофировых пород. Породы этих даек в основном выступают в районе Газминского месторождения, где они обнажаются, главным образом, в ущельях. Отдельные жилы этого состава встречаются также на дороге Газма — коч. Соухбулаг.

Лампрофировые жилы прорывают туффиты и субинтрузивные образования диорит-порфировитового состава. Простирание даек разнообразное: в большинстве случаев они имеют северо-восточное направление и иногда прослеживаются в длину до 600 м (восточная часть месторождения Газмы). Мощность даек — от 1,5—2 до 6 м.

А. В. Кржечковским (19) указанные лампрофировые дайки были отнесены к шонкинитам.

При тщательном изучении шлифов этих лампрофировых жильных пород и данных анализов их химического состава, заимствованных у А. В. Кржечковского и пересчитанных нами по методу А. Н. Заварицкого, установлено, что они принадлежат к минеттам, а не шонкинитам.

Макроскопически минетта серого цвета и имеет сложение от тонкозернистого до плотного.

Под микроскопом порода обнаруживает полнокристаллическую порфировую (рис. 40), в редких случаях гипидиоморфнозернистую структуру (дайка в штольне № 28, Газма).

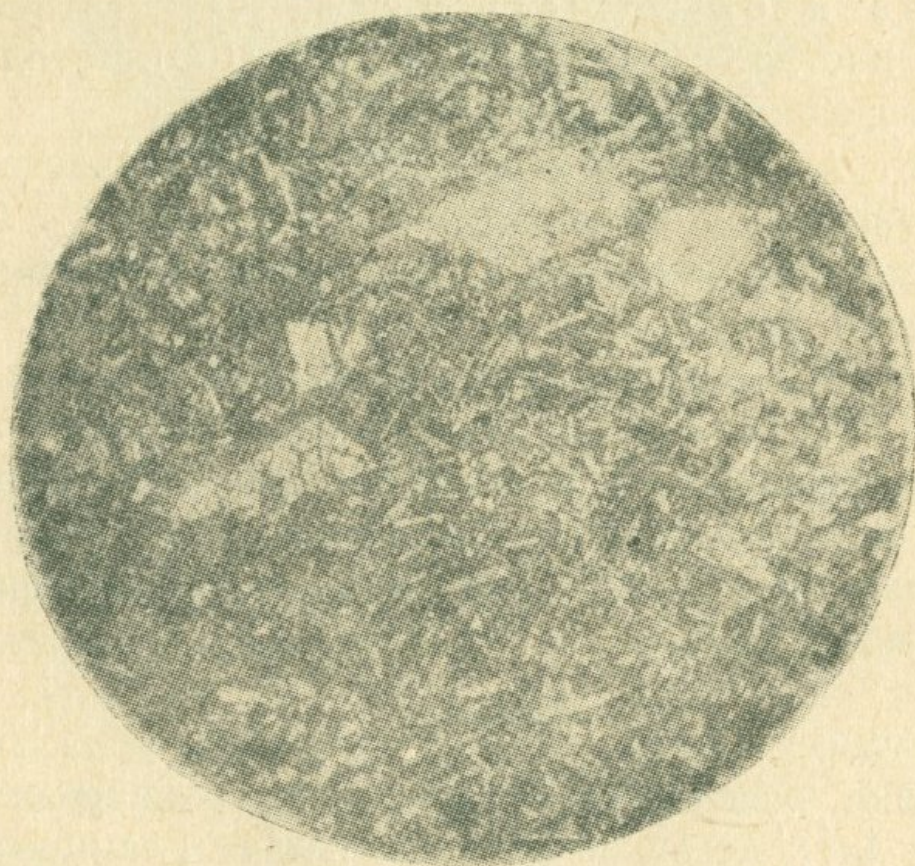


Рис. 40. Минетта. Скрещ. ник., ув. 64.

Минералогический состав минетты следующий: биотит, авгит, ортоклаз, плагиоклаз, оливин (несколько зерен), апатит, магнетит.

Из вторично образованных минералов присутствуют серпентин, хлорит, кальцит, эпидот (в отдельных шлифах по несколько зерен).

Биотит представлен многочисленными хорошо выраженными кристаллами с сильным плеохроизмом. Плеохроизм по: Ng — золотисто-коричневатый, Np — бесцветный.

Пироксен представлен короткопризматическим авгитом в виде неправильных кристаллов — слабозеленоватого оттенка до бесцветного. Двуосный положительный, $cNg = 48^\circ$, $Ng - Np = 0,015 - 0,018$.

Ортоклаз представлен в общей массе мало, в виде ксеноморфных зерен в промежутках цветных минералов.

Плагиоклаз в шлифах представлен несколькими кристаллами и принадлежит к андезину (№ 32).

Оливин почти не сохранился и превращен в серпентин и хлорит. Лишь в отдельных шлифах можно наблюдать реликты оливина.

Серпентин образован за счет оливина. Образует бесформенные зерна и листоватые или листовато-волокнистые агрегаты. В шлифах бесцветный, $Ng - Np = 0,009$, двуосный отрицательный, удлинение положительное. На основании оптических данных минерал относится к антигориту.

Хлорит образован по биотиту, имеет радиально-лучистую структуру и зеленоватый оттенок (светло-салатовый цвет), двупреломление слабое — $Ng - Np = 0,007$, двуосный отрицательный.

Кальцит в шлифах в основном постмагматического происхождения, но иногда образуется также за счет изменения пироксенов.

Эпидот присутствует в отдельных шлифах и представлен несколькими мелкими кристаллами зеленоватого оттенка. Минерал образован по пироксену. В шлифах он имеет зеленоватый цвет, высокий рельеф и высокое двупреломление: $Ng - Np = 0,035$.

Несколько особняком стоит минеттовая дайка в штольне № 28 в месторождении Газма. Мощность этой дайки 3 м; она прорывает туффитовые породы и простирается в северо-западном направлении. Порода плотная, серого цвета.

Под микроскопом порода имеет гипидиоморфнозернистую структуру. Минералогический состав породы характеризуется присутствием ортоклаза, пироксена, биотита, кварца, циркона, апатита, магнетита.

Таблицы химического состава и числовых характеристик для газминских минетт и среднего типа минетт по Дэли приводятся ниже.

Таблица 38

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	S	п. п. п.	Примечание
45,02	1	18,03	3,81	2,08	8,02	5,32	5,07	1,59	0,17	3,48	Газминская минетта
49,45	1,23	14,41	3,39	5,01	6,73	8,26	4,69	2,54	—	—	Средний тип минетт по Дэли
48,66	0,97	12,36	3,08	5,86	10,46	8,09	5,15	2,71	—	—	Средний тип шонкинита по Дэли

Числовые характеристики по акад. А. Н. Заварицкому.

Таблица 39

a	c	b	s	f'	m'	c'	n	t	φ
12,5	7,4	20,3	59,7	29,7	50,9	19,3	32,5	1,7	14,4
12,5	3,4	26,6	57,5	29,0	53,0	18,0	45,1	1,8	13,4
12,8	1,6	31,8	53,8	25,0	41,5	33,5	44,9	1,5	19,6

Как видно из сопоставления числовых характеристик породы, вычисленных по методу акад. А. Н. Заварицкого, с приводимыми им данными для средних типов изверженных пород по Дэли, анализированный образец обладает наибольшим сходством с минеттами, чем с шонкинитами. Кроме того, принимая во внимание его минералогический состав, что совершенно необходимо при классификации *дампрофировых пород*, его следует считать минеттой.

Кварц-флюорит-турмалиновые и гранат-кварцевые жилы

После внедрения газминского гранитоидного интрузивного комплекса многие минерализаторы устремились по трещинам вверх и в виде прожилков остывали, давая кварц-

флюорит-турмалиновые и гранат-кварцевые жилы небольшой мощности. Наличие таких жил указывает насколько богата была внедрившаяся магма летучими компонентами.

В 1,5 км северо-восточнее коч. Гладзор, на западных склонах г. Теке-долдуран, туффиты района прорываются 20 см жилой черного цвета, кварц-флюорит-турмалинового

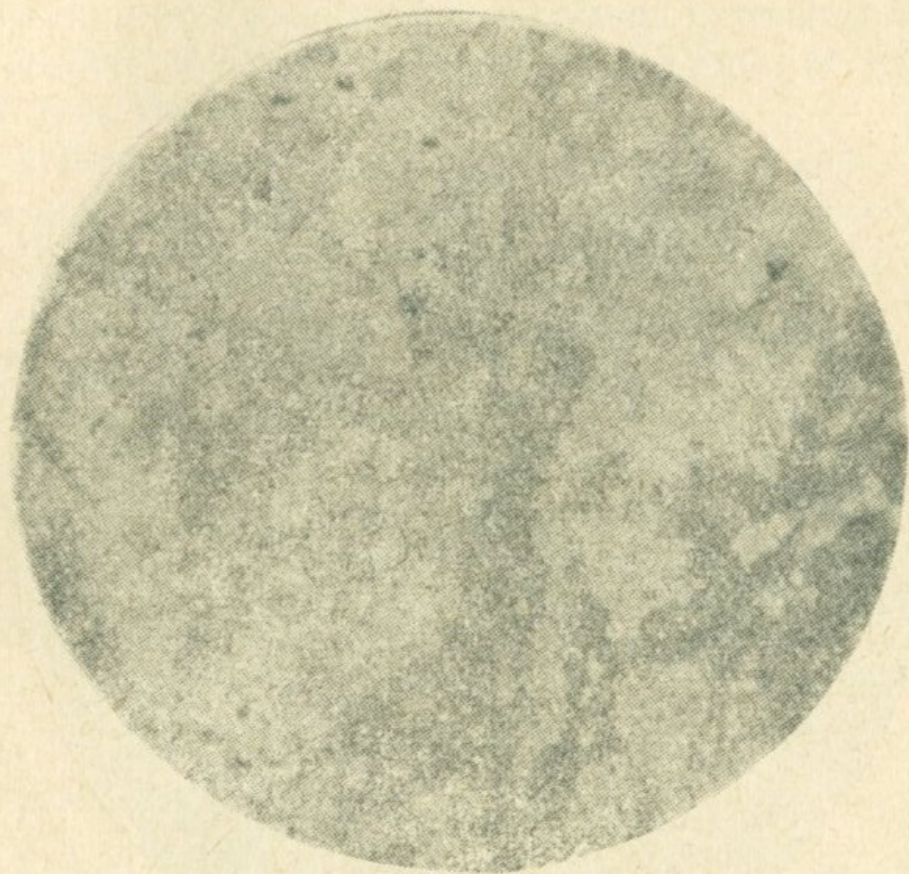


Рис. 41. Кварц-флюорит-турмалиновая жила (Газма). Параллельн. ник., ув. 64.

состава (рис. 41). В породе турмалин составляет радиально-лучистые черные агрегаты.

Вышеуказанные минералы имеют следующую характеристику:

Турмалин представлен вертикально удлиненными и большей частью радиально-лучистыми кристаллами. $N_o - N_e = 0,022 - 0,024$, одноосный отрицательный; цвет минерала от светло-зеленого до зелено-синеватого. Плеохроизм с максимальной абсорбцией перпендикулярен удлинению. Абсорбция по N_e — желтого, а по N_o — темно-зеленого цвета.

Флюорит представлен бесцветными кристаллами с резким отрицательным рельефом. Обычно выступает округ-

ленными кристаллами, но встречаются также ромбические додекаэдры.

Кварц представлен зернами с высоким рельефом по отношению к флюориту. Кристаллы кварца имеют неправильную округленную форму.

В 200—300 м западнее от коч. Гладзор туффитовые породы прорываются **гранат-кварцевыми** прожилками черного цвета. Мощность жил до 5—7 см. Прожилки, со-

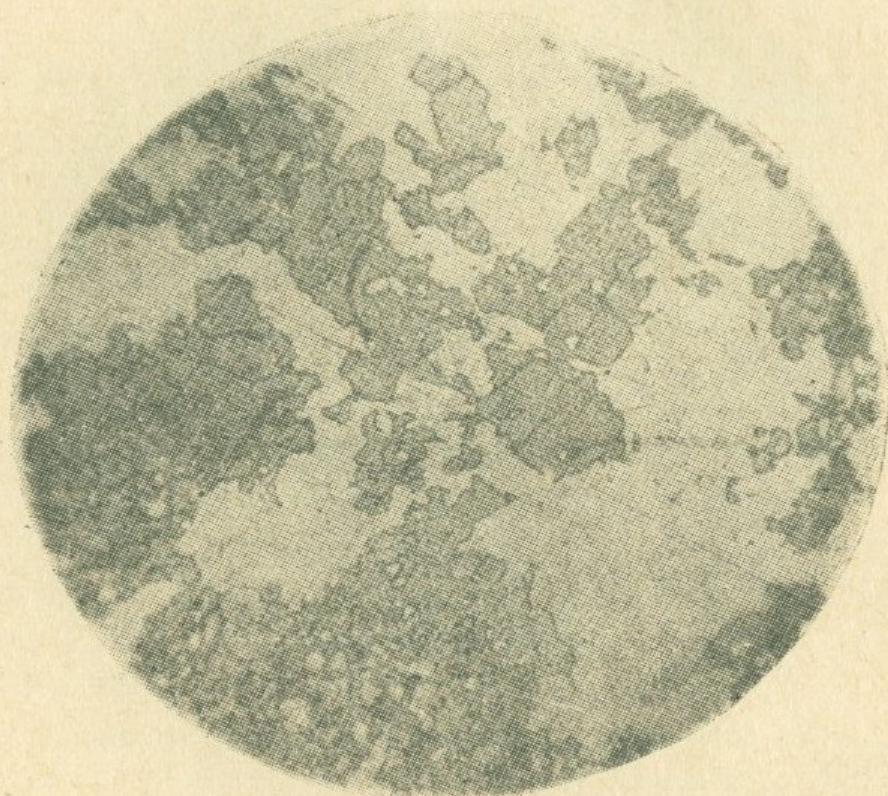


Рис. 42. Гранат-кварцевая жила (Газма).
Параллельн. ник., ув. 64.

стоящие в основном из граната и кварца (рис. 42), характеризуются следующими признаками:

Гранат представлен железистой разновидностью — андрадитом. Андрадит в шлифе без спайности и обладает очень высоким рельефом, $n = 1,8—1,9$, изотропен. При скрещенных николях обнаруживает аномальное двупреломление. Последнее обстоятельство служит диагностическим признаком для отнесения его к разновидностям железистых гранатов, богатых кальцием. В шлифах он светло-зеленоватого цвета, с шагреновой поверхностью. Гранат частично изменен и превращен в эпидот и в редких случаях в лимонит.

Кроме кристаллов граната, присутствует кварц, который имеет неправильную, аллотриоморфную форму и заполняет пустоты между зернами гранатов.

Апатит встречен в виде 3—4 маленьких зерен.

Кварцевые жилы

Кварцевые жилы распространены в Коярчин-Каялинском и Газминском интрузивных массивах.

Распространение кварцевых жил на указанных территориях небольшое. Мощность этих жил доходит до 15 см.

В кварцевых жилах Коярчин-Каялинского массива присутствует ряд рудных минералов. Последнее обстоятельство позволяет рассматривать кварцевые жилы как объект для поисков полезных ископаемых.

А. В. Кржечковским было отмечено (19) наличие спессартитовых даек в районе Газмы. Это указание впоследствии повторялось механически, без личной проверки последующими авторами. Указанные дайки нами при тщательном полевом и микроскопическом изучении не были обнаружены.

Рудные жилы

Эта группа жил распространена в интрузивных группах — Газма, Каялу, Гюмушхана, Чайкенд.

Сульфидные жилы отличаются богатым содержанием полиметаллических руд и являются специальным объектом изучения, как залежи важных полезных ископаемых.

Вещественный состав рудных жил характеризуется присутствием в основном галенита и сфалерита, а также халькопирита, пирита, блеклых руд и молибденита. Подробное их описание мы находим у В. Н. Котляра, И. Г. Магакьяна, Г. О. Григоряна, А. К. Бабаджаняна и Э. А. Сагателян, которые специально занимались рудными месторождениями Даралагяза, и поэтому мы на этих жилах не останавливаемся.

Рудные жилы завершают серию жильных пород интрузивной деятельности.

Кроме отмеченных выше жильных пород, в рассматриваемой области широкое распространение имеют карбонатные (кальцитовые) жилы и очень ограниченное — сульфатные прожилки.

Большинство карбонатных жил и сульфатные жилы имеют экзогенное происхождение.

А. В. Кржечковским (19) в районе Аярского интрузивного выхода указывается присутствие арагонитовых жил, которые, по его мнению, являются результатом постмагматического процесса.

Как показало проведенное нами оптическое исследование многочисленных шлифов, все указанные карбонатные жилы в действительности принадлежат не арагониту, как это указывал А. В. Кржечковский, а кальциту. Всюду минерал одноосный отрицательный.

Относительно их генезиса можно отметить следующее. Несомненно, кальцитовые прожилки постмагматического происхождения, являющиеся результатом угасающей магматической деятельности, действительно имеют место, но они играют подчиненную роль.

В основном же карбонатные жилы как в районе Аярского интрузивного выхода, так и в юго-западной части области являются результатом экзогенного процесса — последующего заполнения трещин до 10 см шириной, которые имеются в породах эоцена. В ряде мест наблюдалось, как эти кальцитовые жилы выклиниваются во вмещающих породах, постепенно исчезая в глубине.

Карбонатные жилы экзогенного происхождения лучше всего можно наблюдать в руслах пересохших рек. Это обстоятельство позволяет нам говорить, что протекавшие по ним речные воды были богаты CO_2 .

9. НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ О СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЯХ ДАРАЛАГЯЗА

Помимо описанных выше интрузивных образований, в последние годы в Даралагязе отмечены многочисленные выходы субвулканических образований, которые раньше относились либо к эффузивным образованиям, либо совсем не были обозначены на картах.

По форме внедрения, своей структуре и петрохимическим особенностям указанные образования довольно резко отличаются от всех интрузивных и эффузивных пород указанного региона. Это несогласно залегающие в среднеэоценовой толще столбообразные и конусообразные тела, породы которых оказывают очень слабое контактное воздействие на вмещающую толщу. Морфологически они имеют вид конусообразных куполов с крутыми стенками (рис. 43).

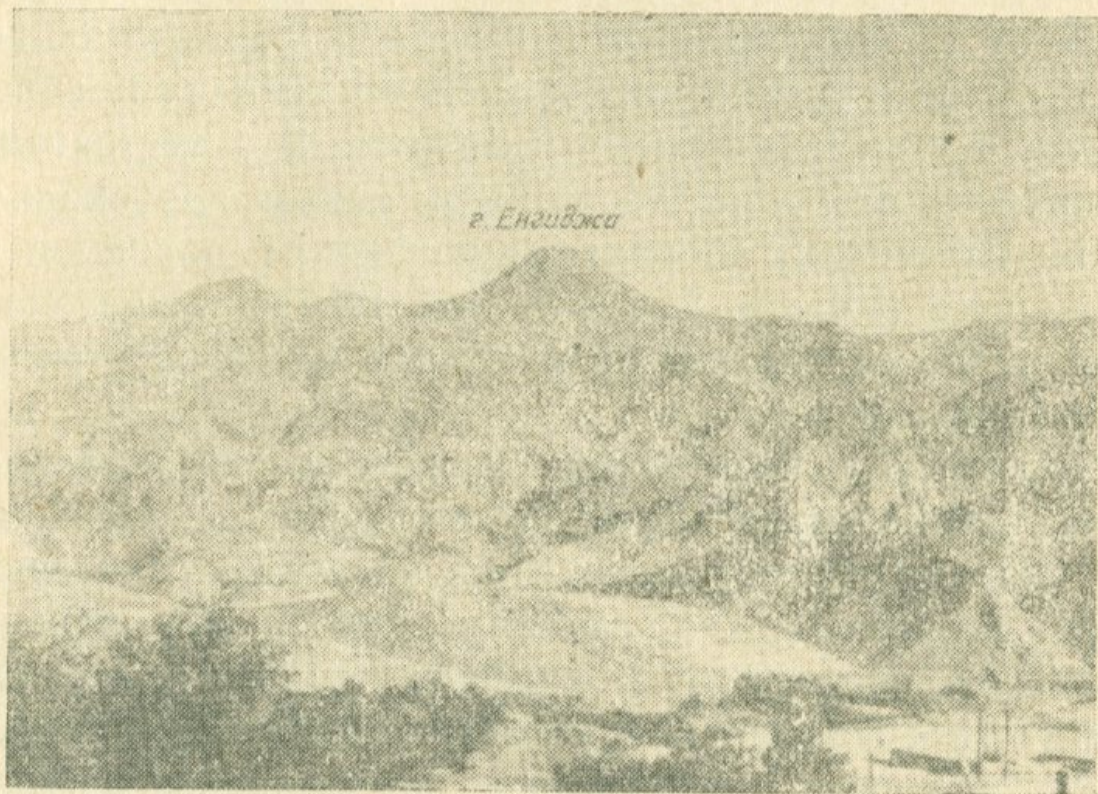


Рис. 43. Экструзивный конус Енгиджа.

Очевидно, магма выжималась на дневную поверхность под большим давлением, причем она отличалась вязкостью и малой подвижностью. Все это препятствовало растеканию магмы и привело к возникновению описанных субвулканических колоколообразных куполов с крутыми стенками или конусов набухания.

Следует указать, что тела совершенно той же морфологии и, очевидно, той же природы имеются по соседству с нашим районом — в Нахичеванской АССР. Ш. А. Азизбеков (34), впервые установивший их экструзивное, а не интрузивное происхождение, выделяет среди них купола и конусы набухания типа Мон-Пеле (пик Иландаг).

Образования эти в плане обычно имеют округлую форму с плавными очертаниями, без резких выступов и углублений. Размеры выходов колеблются в пределах 100—150—200 м².

Характерной чертой указанных морфологических форм является то, что все они без исключения секущие и несогласно секут вмещающую толщу. Особых следов механического воздействия экструзивных образований на вмещающие породы не отмечается. Лишь только местами, где они прорывают толщу туффитов и известняков, вмещающие породы по мере приближения к экструзивным телам выкручиваются и становятся более пологими. Это обстоятельство подтверждает мнение, что подъем магмы происходил под высоким давлением, прорывая вмещающие породы и давая экструзивные вздуты. В результате такого механизма внедрения около отдельных интрузивных массивов отмечаются образования автокластитов.

По своему относительному возрасту субвулканические образования подразделяются на две группы. К первой, более ранней по возрасту, относятся андезито-трахитовые экструзии. Второму, более позднему внедрению экструзивных образований, соответствуют андезито-дацитовые и андезитовые породы с повышенной кислотностью*.

Экструзивные образования более раннего возраста установлены северо-восточнее с. Гедикванк и северо-восточнее курорта Джермук, в районе высоты 3433 м. Они выделены из числа пород, ранее относившихся к эффузивным породам. Выходы этих пород имеют площадь в несколько сот квадратных метров.

В районе Гедикванка экструзивные образования прорывают отложения, ранее определявшиеся как олигоценовые. В указанных отложениях А. А. Асатрян, А. Т. Вегуни и нами была собрана богатая ихтиофауна и флора, которые, по предварительным определениям В. В. Богачева и В. В. Меннера, характерны для мио-плиоценового времени.

* Аналогичная последовательность внедрения экструзивов установлена также С. А. Исаакян для северо-западных районов Даралагяза, находящихся вне пределов исследованной нами территории.

Северо-восточнее курорта Джермук, в районе высоты 3433 м, аналогичными субвулканическими образованиями андезито-трахитового состава прорываются андезиты миоценового возраста.

Таким образом, возраст более ранних экструзивных образований андезито-трахитового состава устанавливается как послемiocеновый, скорее всего как нижнеплиоценовый.

Макроскопически породы эти имеют розоватый цвет с крупными кристаллами санидина, достигающими иногда величины 2—2,5 см.

Под микроскопом структура породы полнокристаллическая, порфировая. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза и других трудно определяемых полевошпатовых и кварцевых агрегатов. Порода характеризуется следующим минерологическим составом: плагиоклаз, санидин, пироксен, биотит, рудный минерал.

Плагиоклаз представлен двумя генерациями. Кристаллы первой генерации достигают 0,3 мм и занимают примерно 25% породы. Минерал принадлежит к андезину (33% An). Кристаллы сдвойникованы по манебахскому ($DNg = 70^\circ$, $DNm = 20^\circ$ и $DNp = 86^\circ$), карлсбадскому A (010) ($DNg = 80^\circ$, $DNm = 61^\circ$ и $DNp = 32^\circ$) и более часто по альбитовому законам. $Ng - Np = 0,008$, $-2v = 83^\circ$. Образует идиоморфные и таблитчатые индивиды.

Санидин представлен крупными кристаллами, порой достигающими 2—2,5 см. Минерал стекловиден. $-2v = 20 - 25^\circ$. Иногда ведет себя как одноосный отрицательный минерал. $Ng - Np = 0,007$.

Пироксен составляет примерно 10% всей массы породы. Представлен диопсидом, светло-салатового цвета, имеет короткопризматическую форму величиной 0,2 мм; $cNg = 38^\circ$, $Ng - Np = 0,022$, $2v = 52^\circ$. Кристаллы диопсида иногда дают двойники по (100). Явления плеохроизма не заметны.

Биотит составляет 5—7% породы. Окраска минерала по Ng коричневая. Образует относительно идиоморфные пластинки. Иногда вокруг кристаллов образуется тонкая кайма опацизации. Кристаллы короткотаблитчатые, величиной 0,1—0,2 мм. Сильно плеохроичный. Абсорбция: $Ng > Nm > Np$.

Плеохроизм выражен: по Ng коричневым, по Nr желтовато-золотистым цветом.

К эффузиям же в рассматриваемом районе относились до последнего времени также своеобразные образования андезито-дацитового состава, прорывающие среднеэоценовую вулканогенную толщу юго-восточнее с. Енгиджа и южнее с. Азатек и залегающие в виде конусообразных тел с крутыми стенками. Нужно полагать, что магма была вязкой и малоподвижной, в результате чего она не имела возможности растекаться на большие расстояния и приводила к образованию экструзивных колоколообразных образований с крутыми стенками. Контактные воздействия на вмещающую толщу выражены уплотнением, затемнением и очень слабым ороговикованием пород на протяжении от 2 до 6—8 м; такое слабое воздействие является результатом быстрого охлаждения и бедности магмы летучими компонентами.

Экструзивные образования совершенно той же морфологии и природы и с теми же петрохимическими особенностями имеются по соседству с указанными районами, в районах сс. Горадис и Археч. Породы эти ранее обозначались как туфогенно-осадочная толща, а магматические образования, т. е. экструзивные образования, как таковые, здесь вообще не указывались.

Породы этих образований имеют андезито-дацитовый (Горадис — Археч) и андезитовый состав с повышенной кислотностью (Енгиджа, Азатек). Сложение пород среднезернистое, цвет серый, серо-розоватый. Под микроскопом структура пород полнокристаллическая, порфировая (рис. 44). Основная масса мелкокристаллическая и состоит преимущественно из полевых шпатов и кварца.

Минералогический состав породы следующий: плагиоклаз, амфибол, пироксен, биотит, кварц. Из акцессорных минералов присутствуют апатит и рудный минерал.

Плагиоклаз представлен в двух генерациях. Кристаллы первой генерации представлены олигоклазом (24—28% An), иногда наблюдается зонарное строение. В шлифах представлен широкими таблитчатыми кристаллами величиною 2—2,5 мм в длину. Кристаллы sdвойникованы по манебах-

скому ($DN_g = 13^\circ$, $DN_m = 76^\circ$ и $DN_p = 88^\circ$) и карлсбадскому ($DN_g = 80^\circ$, $DN_m = 70,5^\circ$ и $DN_p = 25^\circ$) законам. $-2v = 83^\circ$, $Ng - Np = 0,007$. Часто двойники двух кристаллов срastaются перпендикулярно друг другу. Оптические константы микролитов трудно определимы.

Амфибол в образованиях района сс. Горадис — Ар-

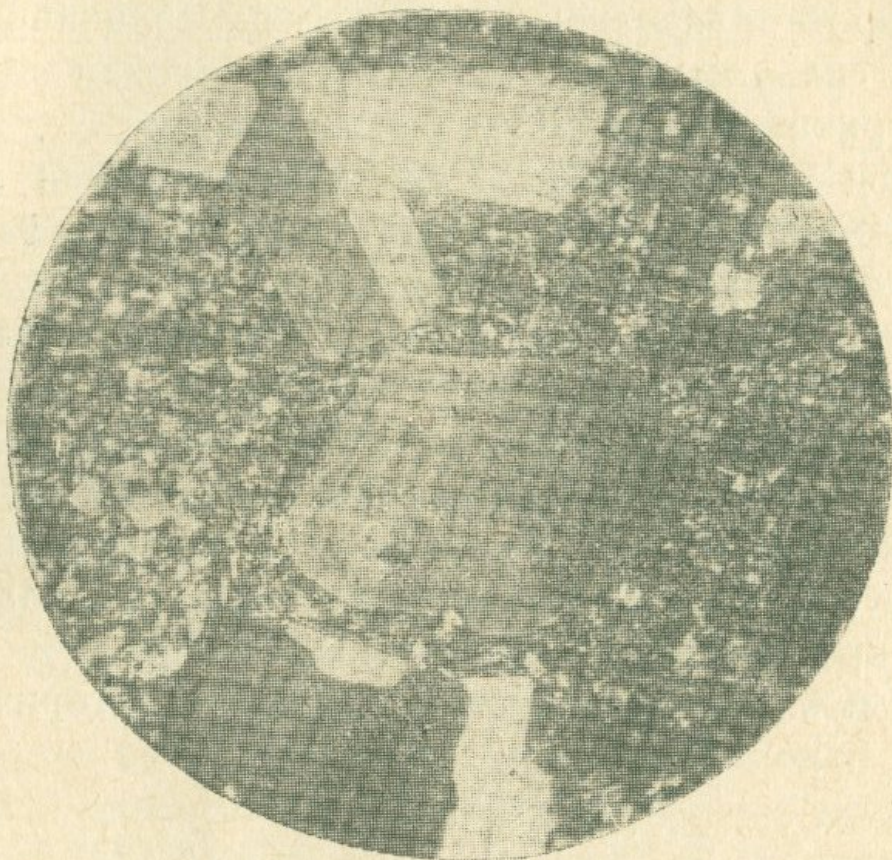


Рис. 44. Андезито-дацит. Скрещ. ник., ув. 64.

хеч среди феррических минералов является преобладающим над авгитом, иногда представляет единственный темно-цветный минерал в породе. Занимает примерно 7% объема породы. Представлен обыкновенной роговой обманкой зеленого цвета; абсорбция $N_p < N_m < N_g$, окраска по N_p — светло-желтая, по N_m — зеленоватая, по N_g — темно-зеленая, $cN_g = 18^\circ$, $Ng - Np = 0,019$, $-2v = 86^\circ$. Иногда дает полисинтетические двойники по (100).

В экструзивных образованиях района с. Енгиджа роговая обманка отсутствует.

Пироксен присутствует, в основном, в образованиях района сс. Енгиджа и Азатек. Представлен диопсидом салатого цвета. Составляет 7—10% объема породы; $cN_g = 39^\circ$, $Ng - Np = 0,021—0,023$, $2v = 54^\circ$. Плеохроизм

проявляется очень слабо. Представлен короткопризматическими кристаллами, величиною 0,3 мм. Иногда дают двойники по (100), дают также поперечные разрезы, перпендикулярные [001]. На последних хорошо выражены трещины спайности под углом 93°.

Биотит в породе присутствует очень мало, в виде отдельных короткопризматических чешуек, величиною 0,2 мм. Минерал с сильным плеохроизмом. Плеохроизм по Ng — золотисто-коричневый, по Nr — бесцветный.

Кварц представлен мелкими кристаллами аллотриоморфной формы. Вместе с мелкой массой полевых шпатов заполняет основную массу породы.

Акцессорные минералы представлены единичными зернами апатита и рудного минерала.

Апатит в шлифах распространен мало, по 3—7 зерен. Имеет высокий рельеф, шестиугольные и реже округленные формы; $cNr = 0$, $Ng - Nr = 0,006$, удлинение отрицательное.

Рудный минерал представлен неправильными маленькими кристаллами, изотропен.

Порода в основном свежая, поэтому вторичных продуктов не отмечается.

Таблица 40

Химический состав* экструзивных пород Даралагяза

№ обр	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
826	62,53	0,51	18,23	3,04	1,84	0,07
A/54	63,27	0,38	17,73	3,33	1,04	не опр.
98	62,25	1,37	16,30	3,25	2,10	0,2

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п. п. п.	Сумма
2,99	4,32	3,31	2,02	не обн.	0,39	99,25
2,85	4,39	3,51	2,16	не обн.	0,52	99,18
2,71	4,25	3,45	2,28	1,53	—	99,69

* Анализы произведены в ИГН АН Армянской ССР аналитиком С. Дехтрикян.

Образцы взяты: 1,2) — из экструзивных образований районов сс. Горадис — Археч: № 826 — 100 м южнее вершины экструзии, № А/54 — на вершине экструзии, 3) — № 98 из экструзивного образования района с. Егиджа, около вершины.

Таблица 41

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ обр.	a	c	b	s	a'	f'	m'	n	t	φ	Q
826	10,12	5,23	13,05	71,55	28,16	33,5	38,23	71,62	0,57	20,0	17,65
А/54	10,73	5,43	11,0	72,14	21,25	35,0	43,7	71,79	0,47	26,35	18,09
98	10,75	5,24	11,37	72,61	14,55	43,0	43,6	70,5	1,6	25,45	18,51

Породы эти, в отличие от других магматических образований Даралагяза, отличаются повышенным содержанием глинозема (т. е. числа „а“ вместо „с“, по А. Н. Заварицкому) и переходят в сторону пород, пересыщенных глиноземом. Породы относятся к андезито-дацитам.

В пользу разновозрастности экструзивных тел с нижнетретичными гранитоидными интрузиями Южной Армении говорят также магнитометрические данные.

Изучая магнитные свойства и магнитное поле субвулканических образований Даралагяза, Ц. Г. Акопян (4) приходил к заключению, что они характеризуются высоким остаточным намагничением, превышающим в 10 и более раз индуцированное намагничение. Кроме того, эти породы показывают обратную полярность, т. е. намагничение косо по отношению к магнитному полю земли. Вектор остаточного намагничения в первом приближении в этих породах направлен снизу вверх и отклонен от горизонта на угол 45—50°. Указанные образования в основном обнаруживают отрицательные магнитные аномалии и по своим магнитным свойствам резко отличаются от гранитоидных интрузивов Даралагяза.

Возраст экструзивных образований андезито-дацитового состава устанавливается по аналогии с экструзиями Иландаг, Алинджачай и др. в Нахичеванской АССР. Все они находятся в пределах одного крупного Еревано-Ордубадского синклинория и, следовательно, имеют одинаковую

историю развития. Возраст таких образований Ш. А. Азизбековым определяется как плиоценовый. Аналогичные экстрезии, по данным С. А. Исаакян, в районе с. Элпин имеют средневерхнеплиоценовый возраст.

Вышеизложенный материал разрешает нам сделать следующие выводы:

1. В морфологическом отношении экстрезивные образования Даралагяза представляют собою столбообразные и конусообразные купола, имеющие крутые стенки.

В петрохимическом отношении породы экстрезивных образований довольно сильно отличаются от палеогеновых интрузивных пород Даралагяза, принадлежащих к нормальному ряду. Породы экстрезивных образований уклоняются от пород нормального ряда и являются переходными к образованиям, пересыщенным глиноземом.

Они отличаются также магнитометрическими свойствами, в отличие от гранитоидных пород Даралагяза; субвулканические образования характеризуются высоким остаточным намагничением и отрицательной магнитной аномалией.

2. В плиоценовое время в Даралагязе имело место двукратное внедрение экстрезивных образований, соответствующее андезито-трахитовым и андезито-дацитовым образованиям.

Возраст этих образований — верхний миоцен (?) — нижний плиоцен (андезито-трахитовые экстрезии) и средний — верхний плиоцен (андезито-дациты и андезиты с повышенной кислотностью).

ГЛАВА V

ОСНОВНЫЕ ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ СООБРАЖЕНИЯ О ДАРАЛАГЯЗСКИХ ИНТРУЗИВАХ

Вышеприведенный фактический материал по даралагязским интрузивам позволяет нам сделать некоторые выводы, касающиеся генезиса интрузивных пород, их пространственного положения, взаимоотношений отдельных интрузивных массивов и явлений ассимиляции, имеющих широкое развитие в изученной нами области.

Внедрение интрузивов верхнеэоценового цикла происходило последовательными фазами*, отделявшимися периодами относительного покоя. Этот интрузивный цикл в Даралагязе был представлен тремя фазами внедрения интрузивов, разделенных промежутками времени, когда происходило застывание отдельных фаз, формирование соответствующей серии жильных отщеплений и образование новых тектонических нарушений.

В результате трехфазового последовательного внедрения магмы образовались:

В первой, монцонитовой фазе — монцониты, ортоклазовое габбро, оливин-ортоклазовое габбро, эссекситы.

* Под термином фаза мы понимаем определение, предложенное Г. Д. Афанасьевым (6), что „фазами называются отдельные этапы проникновения закономерно меняющейся по составу магмы, поступающей под влиянием возобновляющихся тектонических импульсов в верхние структурные этажи в течение определенного цикла тектогенеза, т. е. в отдельные этапы возобновления магматической деятельности, отражающие фазы, изменения общего, для комплекса в целом, магматического источника“.

Во второй, диорит-порфировитовой фазе — диорит-порфириты.

В третьей, граносиенитовой фазе — сиениты, граносиениты, порфировидные граниты.

Внедрение последней фазы интрузивного комплекса также происходило последовательно — в три этапа, но с более короткими промежутками, когда предыдущая порция магмы консолидировалась только частично. Такой короткий

промежуток времени внедрения магмы В. Н. Котляр для памбакского комплекса интрузий в Северной Армении (17) считает целесообразным назвать субфазой. Состав отдельных субфаз близок.

Для даралагязского интрузивного цикла наблюдается довольно ясно выраженная закономерность смены петрохимического состава пород во времени, выражающаяся в изменении фаз от основных к кислым разновидностям интрузивных пород, что наглядно видно на диаграмме химического состава типичных представителей трех основных фаз интрузии (рис. 45).

Это изменение фаз во времени от основных к кислым разновидностям более наглядно выражено на диаграмме поведения химических элементов.

Пересчеты их производились по кислородному методу, предложенному Т. Бартом, т. е. учитывались количества атомов, приходящихся на единицу объема, принимаемую равной 1600.

Результаты пересчета сведены в табл. 42, а также графически показаны на диаграмме (рис. 46).

По горизонтали на диаграмме (рис. 46) отложены точки, соответствующие образцам, взятым из пород разных фаз.

По вертикали во всех случаях отложены количества атомов того или иного элемента, приходящиеся на единицу объема. При этом масштаб для Si мы брали в десять раз

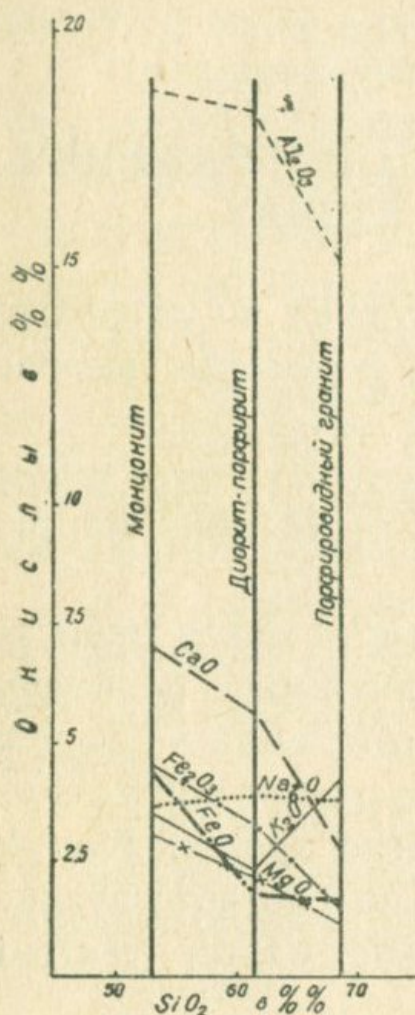


Рис. 45. Диаграмма химического состава типичных представителей пород трех отдельных фаз интрузии Даралагяза.

Результаты пересчета химических анализов по кислородному методу

Порода	Химические элементы									
	Si	Ti	Al	Fe ^{III}	Fe ^{II} + Mn	Ca	Mg	K	Na	ОН
Монцонит (№ 93) . . .	1200	11	177	27	42	90	49	11	13	23
Диорит-порфирит (среднее из 2 образцов) .	1220	8	165	20	17	61	34	11	12	8
Порф. гранит (№ 267 ^a)	1446	5	135	9	15	31	14	13	16	12

меньшим чем для других элементов, так как атомное количество его слишком велико.

В этой диаграмме очень интересно поведение ОН. В диорит-порфиритах, т. е. в породах субинтрузивной фазии, содержание ОН значительно уменьшается. По всей вероятности, это нужно объяснить тем, что ближе к земной поверхности ОН свободно удалялся из магматических тел.

Породы первой фазы — монцониты, габбро, эссекситы, распространены в восточной части Даралагяза и слагают интрузивные тела Гюмушханы, Чайкенда, Куши и Джермука. Основной минералогический состав этих пород следующий: плагиоклаз, калиевый полевой шпат, авгит, диопсид, роговая обманка, оливин (в габброидных разновидностях), гиперстен и кварц в незначительных количествах. Из аксессуарных минералов присутствуют апатит, циркон, рудный минерал.

Породы второй фазы — диорит-порфириты — в основном слагают восточную часть

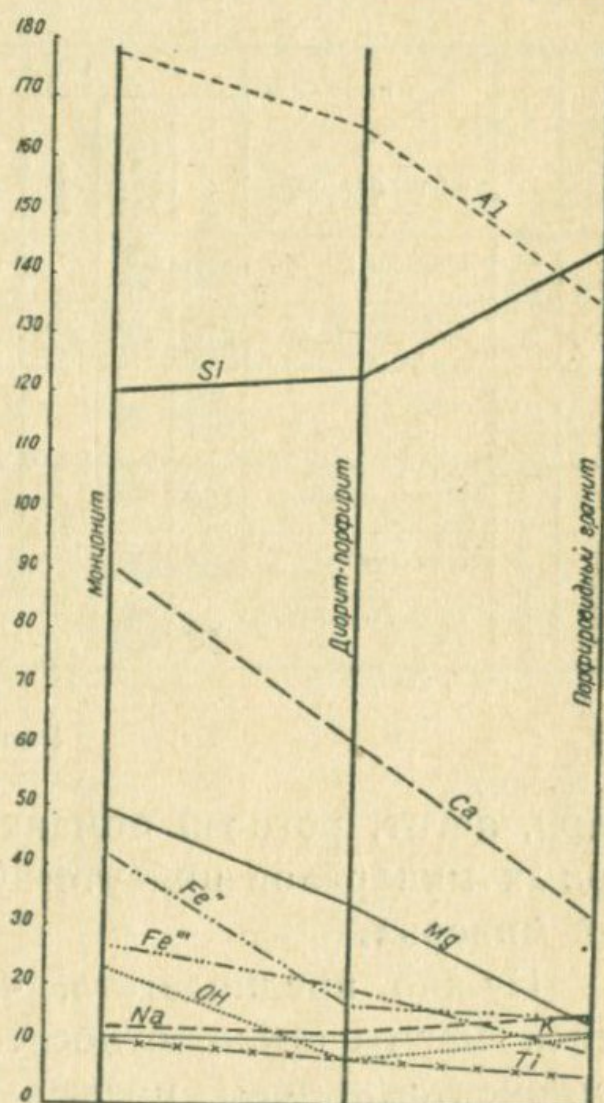


Рис. 46. Поведение химических элементов трех отдельных фаз интрузии Даралагяза.

Газминских высот. В некото-

рых восточных районах (Джермук) породы эти или их дериваты прорывают интрузивные породы первой фазы.

Характерный минералогический состав диорит-порфиров следующий: плагиоклаз, роговая обманка, биотит, ортоклаз, кварц. Из акцессорных минералов присутствуют апатит, циркон, рудный минерал.

Породы третьей фазы — сиениты, граносиениты, порфировидные граниты — слагают западную часть Газминской интрузии, а также Каялу-коярчинское и Аярское интрузивные тела. Апофизы и жильные породы этой фазы в районе Газмы в ряде мест прорывают диорит-порфиры.

Характерным минералогическим составом пород последней фазы являются плагиоклаз, калиевый полевой шпат,

Ф А З Ы	П О Р О Д Ы	Г Л А В Н Е Й Ш И Е								А К Ц Е С С О Р Н Ы Е			
		Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат	Оливин	Гиперстен	Авгит	Роговая обманка	Биотит	Кварц	Рудный минерал	Циркон	Апатит	Сфен
Гипабиссальная	Монцониты	●	●		●	●	●	●	●	●	●	●	
	Сливово-биотито-ортоклазов. габбро (гибридные)	●	●	●	●	●	●	●		●	●	●	
Субинтрузивная	Диорит - порфиры	●	●			●	●		●	●	●	●	
Гипабиссальная	Сиенитоидиориты	●	●			●	●	●	●	●	●	●	●
	Граносиениты	●	●			●	●	●	●	●	●	●	●
	Порфировидные граниты	●	●			●	●	●	●	●	●	●	●

Рис. 47.

кварц, авгит, роговая обманка, биотит, турмалин. Из акцессорных минералов присутствуют сфен, циркон, апатит и рудный минерал.

Нужно предполагать, что последняя порция внедрившейся магмы была относительно более богата летучими компонентами, чем предыдущие две фазы внедрения, что подтверждается распространением микропегматитов, флюоритовых жил и широким развитием турмалинизации в пределах Газминской и Каялу-Коярчинской интрузий.

Для сопоставления пород описанных трех отдельных фаз даралагязских интрузивов приводим (рис. 47 и табл. 43)

количественно-минералогический и химический составы пород, типичных для каждой интрузии.

Таблица 43

Химический состав наиболее типичных пород отдельных фаз даралагызских интрузий

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Порода
95	53,46	0,92	18,28	4,35	4,27	0,26	2,95	7,38	3,57	3,42	Монцонит
25	59,16	0,77	18,04	4,21	2,38	не оп.	1,30	4,33	4,0	5,1	"
237	61,40	0,56	18,44	3,20	2,0	не оп.	2,27	5,60	4,33	2,27	Диорит-порфирит
254	58,27	0,32	18,21	1,55	3,85	не оп.	3,53	7,85	3,25	2,05	"
378	56,75	1,0	18,13	3,76	2,64	не оп.	3,84	6,37	3,23	4,35	Кварц. сиенит
265	65,01	0,20	16,65	3,07	1,05	0,11	2,02	3,86	4,27	2,41	Граносиенит
267 ^a	68,49	0,28	15,65	1,6	1,8	0,12	1,05	2,92	3,62	4,08	Порф. гранит

Анализированные образцы взяты:

Обр. № 93 — в центральной части Зивлихского хребта (Гюмушхана).

Обр. № 25 — юго-восточнее с. Куши.

Обр. № 237 — в районе г. Кечал-тапа.

Обр. № 254 — в районе Эшагелан.

Обр. № 378 — Коярчинский интрузивный участок.

Обр. № 265 — севернее крепости Прош (Газма).

Обр. № 267^a — на г. Прош (Газма).

Числовые характеристики этих представителей наиболее типичных типов пород по акад. А. Н. Заварицкому следующие:

Таблица 44

№ обр.	a	c	b	s	f'	m'	c'	n	t	φ	Q
93	13,3	6,2	16,2	63,8	49,6	30,7	19,7	61,7	1,2	22,6	4,6
25	16,0	4,1	9,6	69,7	61,0	23,4	15,0	54,6	1,0	38,7	4,0
237	12,8	9,6	6,4	71,4	50,4	40,3	9,3	73,1	0,5	3,0	7,4
254	10,4	7,3	13,9	68,4	37,5	44,4	18,1	71,6	0,4	9,1	8,7
378	13,6	5,5	14,8	66,0	39,4	44,6	15,5	53,0	1,3	22,5	0,2
265	12,9	5,5	7,1	75,1	51,5	48,5	0	72,0	0,2	36,9	18,3
367 ^a	13,9	3,4	4,9	77,8	63,8	34,7	1,4	57,8	0,3	27,8	24,7

Нужно предполагать, что формирование интрузивных массивов происходило не на больших глубинах — в гипабиссальной и субинтрузивной фациях, так как некоторые фактические данные говорят в пользу этого мнения:

1. В интрузивах Даралагяза почти всегда присутствуют анортоклаз и частично микропертит. По мнению М. А. Усова (36), их присутствие говорит об гипабиссальности пород, и они полностью отсутствуют в абиссальных породах.

2. Порфировая и порфироподобная структура пород.

3. Зональное строение плагиоклазов.

4. Слабое проявление контактовых явлений.

На основании вышеприведенного фактического материала можно предполагать, что отдельные выходы даралагязских интрузий являются производными гранитоидной магмы. Несмотря на некоторое петрографическое отличие отдельных интрузий (например, Газминский массив представлен более кислыми разновидностями — гранитами, граносиенитами, а интрузии Гюмушханы — щелочными габбро), они генетически едины, так как в отдельных массивах нет резких разрывов изменении химического состава в (табл. 45), нет каких-либо особенных специфических черт, отличающих указанные породы и не объясняющих действительно наблюдаемые явления ассимиляции. Кроме того, географическая близость интрузивных массивов, нахождение их в одной тектонической зоне, одинаковый геологический возраст, сходство основных — специфических химических черт пород позволяют нам говорить в пользу доказательства об общности их магматического очага.

Следует отметить, что химический характер габброидных дифференциатов довольно резко отличается от средних типов обычного габбро с аналогичной кислотностью, что довольно наглядно видно на диаграмме — числовых характеристик по акад. А. Н. Заварицкому (рис. 48). Отсюда следует, что связывать эти породы с габброидной интрузией, происшедшей независимо от гранитоидного цикла, невозможно и что габбро является прямым производным гранитоидов, ассимилировавших достаточное количество СаО из вулканогенных пород.

Химические анализы интрузивных, субвулканических и жильных пород Даралагиза

№ образца	О к с л ы										п. п. п.	Сумма	Основные числовые характеристики по акад. А. Н. Заваришкому					Наименование породы	Место взятия образца	Аналитик	Литературный источник	
	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	a	c	b	s					Q
779 0 88 649 56	52,14 50,88 49,71 52,27 48,40	0,35 1,34 1,3 0,51 1,0	25,79 19,35 19,32 19,38 24,09	3,99 4,32 3,97 4,13 10,41	1,48 2,60 2,85 2,98 10,41	0,07 не опр. 0,18 0,27 0,15	1,88 3,46 3,86 3,14 1,26	8,68 10,08 9,96 9,35 9,96	3,04 3,35 4,25 3,98 2,15	1,20 3,72 3,12 3,02 3,25	не опр. +1,12 0,7 0,49 не обн.	2,22 — не обн. 1,27 не обн.	100,14 100,22 99,22 100,79 100,67	9,08 12,7 14,3 12,8 10,6	11,45 6,3 6,2 8,35 12,7	14,51 18,0 19,7 18,83 13,7	64,90 63,5 59,8 59,2 62,8	0,25 -5,2 -15,2 -14,93 -8,1	Анортозит Эссекситы и эссекситовые габбро	Около разв. с. Гюмюшхана Гюмюшхана Около разв. с. Гюмюшхана Напротив кур. Джермук Гюмюшхана (западная часть)	А. А. Петросян, ИГН АН АрмССР Гусаковский, хим. лабор. Ленингр. горн. ин-та Г. М. Джрбашян, ИГН АН АрмССР Р. Потосян, Хим. ин-т АН АрмССР Г. М. Джрбашян, ИГН АН АрмССР	Э. Г. Малхасян В. Н. Котляр Э. Г. Малхасян . .
107 659 124 3 15	48,1 54,05 54,22 49,62 56,45	0,91 0,68 0,44 0,7 0,39	19,07 19,52 18,80 18,96 17,70	5,25 4,32 5,26 4,83 4,35	4,35 2,75 3,00 3,89 3,32	0,07 0,35 0,08 0,27 0,95	3,28 2,95 1,26 3,15 2,7	10,16 8,68 13,03 12,7 6,26	5,21 2,75 4,67 3,21 3,95	2,91 2,18 2,01 2,05 3,26	0,52 0,65 — 0,21 не опр.	не обн. 1,07 — 0,53 0,72	99,83 99,95 102,7 100,12 100,05	15,4 10,34 13,1 10,42 13,4	5,26 8,44 5,8 8,0 5,3	26,4 15,94 19,4 21,98 14,6	54,64 62,74 60,8 58,60 66,6	-28,48 -1,10 -9,8 -9,64 1,2	То же . . . Сленито-диорит	Амбарал (западная часть хребта) Около Джермукского моста 1 км южнее Чиралинского м-ния Напротив кур. Джермук Джермукская интрузия, лев. бер. р. Арпа	С. Карапетян, Хим. ин-т АН АрмССР Р. Потосян, Хим. ин-т АН АрмССР А. А. Петросян, ИГН АН АрмССР Г. М. Джрбашян, ИГН АН АрмССР А. К. Иванян, Арм. геол. управление	
698 93 25 237 254	57,7 53,46 59,16 61,40 58,27	0,52 0,92 0,77 0,56 0,32	19,09 18,28 18,04 18,44 18,21	3,92 4,35 4,21 3,20 1,55	2,62 4,27 2,38 2,0 3,85	0,04 0,26 не опр. не опр. не опр.	2,26 2,95 1,30 2,27 3,53	6,87 7,38 4,33 5,60 7,85	2,86 3,57 4,0 4,33 3,25	1,94 3,42 5,1 2,27 2,05	0,60 — не опр. — —	1,80 1,22 0,71 0,41 1,21	100,22 100,08 99,9 100,48 100,09	10,00 13,31 16,0 12,8 10,4	8,88 6,2 4,0 9,6 7,3	8,81 10,14 9,6 9,4 13,9	72,71 63,94 69,7 71,4 68,4	12,14 4,6 4,0 7,4 8,7	Кв. диорит Монцит . Диорит-порфирит .	Геликванская интрузия Гюмюшхана, хр. Зивах Куштинская интрузия г. Кечал-тапа Район Этагелана	Г. М. Джрбашян, ИГН АН АрмССР А. К. Иванян, Арм. геол. управление М. Аревшатян и А. Тагворян, Муллитовый 3-д А. К. Иванян, Арм. геол. управление То же	
11 307 265 384-а 378	56,06 62,44 65,01 57,87 56,75	0,92 1,02 0,20 1,04 1,0	17,27 16,72 16,65 16,97 18,13	5,73 3,25 3,07 3,28 3,76	2,24 2,05 1,05 2,87 2,64	не опр. не опр. 0,11 0,09 не опр.	2,34 2,86 2,02 3,66 3,84	6,66 4,85 3,86 5,64 6,37	3,5 3,53 4,27 3,20 3,23	2,6 2,28 2,41 4,07 4,35	не опр. не опр. 0,65 0,18 не опр.	1,68 1,05 0,45 0,90 не опр.	99,00 100,08 99,7 99,77 100,07	13,2 11,2 12,9 13,2 13,5	5,5 5,8 5,5 4,9 5,5	14,5 9,9 7,1 14,3 14,7	66,9 73,0 75,1 67,5 66,0	1,8 17,9 18,3 3,8 -0,2	Сленито-диорит Граносленит Сленит .	Район Джермука Район Газмы . Каялинский массив Коярчинский массив	М. Аревшатян и А. Тагворян, Муллитовый 3-д А. К. Иванян, Арм. геол. управление А. А. Петросян, ИГН АН АрмССР Е. Н. Егорова Э. Г. Малхасян, Геол. факультет МГУ	. . . В. Н. Котляр Э. Г. Малхасян
156 325 267-а 269 11/189	61,20 60,76 68,49 66,60 45,02	0,40 0,74 0,28 0,40 19,03	13,60 16,79 15,65 15,69 3,81	1,55 4,47 1,6 3,16 2,08	4,39 3,20 1,8 3,16 2,08	0,09 не опр. 0,12 0,10 не опр.	1,37 3,83 1,05 4,0 5,32	9,16 5,73 2,92 3,16 8,02	4,40 2,88 3,62 3,40 1,59	1,76 2,1 4,08 4,06 5,07	2,36 не опр. не опр. не обн. S=0,17	— 0,45 0,76 0,20 3,48	99,84 100,95 100,37 100,77 93,59	11,9 9,8 13,8 13,1 12,5	2,66 4,99 3,4 3,6 7,4	16,9 15,3 4,8 9,4 20,3	68,8 69,8 77,7 74,2 59,7	10,9 15,12 24,7 18,3 12,9	Граносленит Сленит Порф. гранит . Минетта	Каялинский массив Апрская интрузия Район Газмы . .	С. Карапетян, Хим. ин-т АН АрмССР А. К. Иванян, Арм. геол. управление Г. М. Джрбашян, ИГН АН АрмССР —	 А. В. Кржечковский
767 653 718 12/50 826	70,80 57,0 58,10 59,16 62,33	0,14 0,79 0,79 0,66 0,51	11,03 19,92 20,81 21,09 18,23	2,73 4,39 2,98 3,53 3,04	не обн. 2,90 2,42 1,72 1,84	0,13 0,12 0,07 0,03 0,07	0,36 2,42 1,17 1,0 2,99	4,86 6,0 5,20 3,91 4,32	0,19 3,15 4,8 4,56 3,34	2,03 2,85 3,6 3,51 2,02	0,20 0,88 0,40 0,40 не обн.	0,40 0,32 1,60 1,32 0,39	99,87 100,74 100,68 100,89 99,25	5,31 11,59 16,42 15,51 10,12	4,71 7,72 6,35 4,89 5,23	3,85 12,22 7,42 10,13 13,05	85,45 68,55 69,85 69,39 71,55	55,82 1,62 0,47 2,95 17,65	Гранофир Кв. сленит Граносленит . Анлезито-дацит	Участок Зивах Южн. выход Джермукской интрузии То же . Субвулканы района сс. Горалис-Арпеч	Г. М. Джрбашян, ИГН АН АрмССР То же . . .	Э. Г. Малхасян
А/54 98 х	63,27 62,25 48,24	0,38 1,37 0,97	17,73 16,30 17,88	3,33 3,25 3,16	1,04 2,10 5,95	не опр. 0,2 0,13	2,85 2,71 7,51	4,39 4,25 10,99	3,51 3,45 2,55	2,16 2,28 0,89	не обн. 1,53 1,45	0,52 — —	99,18 99,69 99,72	10,73 10,75 7,1	5,43 5,24 8,7	11,0 11,37 27,0	72,14 72,61 57,2	18,0 18,5 -8,5	Средний тип габбро по Дзын	Район с. Енгиджа . .	С. Дедригян, ИГН АН АрмССР . .	. Дзын

ДИАГРАММА ЧИСЛОВЫХ ХАРАКТЕРИСТИК
 ИНТРУЗИВНЫХ, ЭКСТРУЗИВНЫХ И ЖИЛЬНЫХ ПОРОД
 ДАРАЛАГЕЗА
 по А.Н. Заварицкому

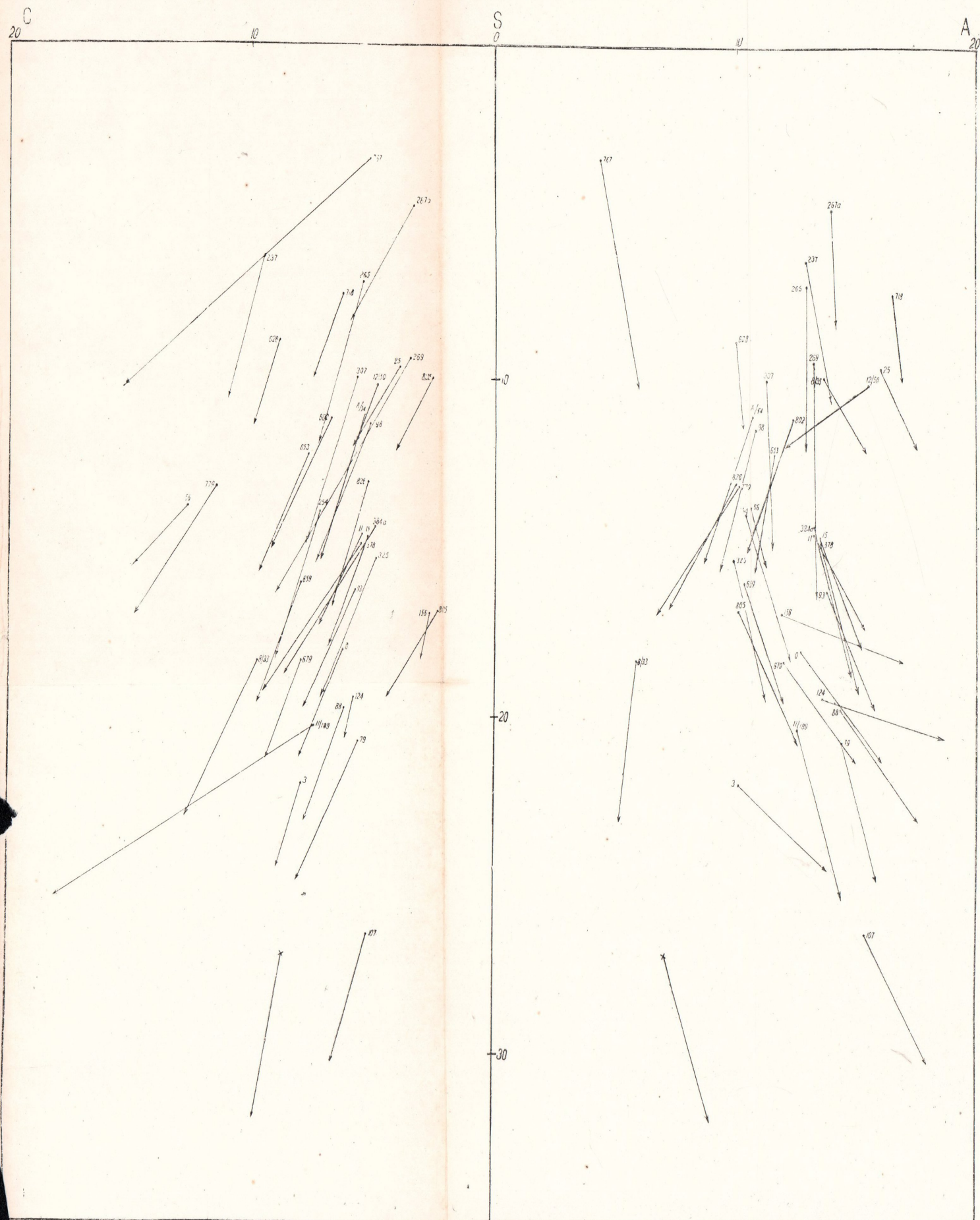


Рис. 48.

Графические изображения числовых характеристик интрузивных и жильных пород Даралагяза даны на диаграмме (рис. 48).

Эти характеристики показывают, что все указанные породы принадлежат к нормальному ряду.

Векторы поля ASB на диаграмме акад. А. Н. Заварицкого короткие и в большинстве своем круто направленные в соответствии с высоким содержанием железа и магния в породах и малым содержанием кальция. Наиболее богаты СаО точки габброидных дифференциатов (о причинах этого было сказано при описании Гюмушханской группы интрузий). Все векторы наклонены вправо.

Векторы поля CSB, по акад. А. Н. Заварицкому, расположены сравнительно близко к оси SB, чем точки поля ASB; это указывает на то, что в породах щелочные алюмосиликаты преобладают над кальциевыми. Значительный наклон векторов указывает на резкое преобладание натра над калием.

Постепенный подъем точек вдоль линии SB указывает на повышение содержания SiO_2 в последних фазах интрузивной деятельности.

Таким образом, числовые характеристики и вариационная диаграмма, по акад. А. Н. Заварицкому, показывают, что отдельные интрузивные выходы (тела) Даралагяза генетически тесно связаны, так как имеют общие специфические химические черты пород и принадлежат к нормальному ряду — гранитоидам, которые насыщены кремнекислотой, богаты железом, магнием и натрием.

Внедрившаяся гранитоидная магма была, видимо, довольно богата водой, которая, выделяясь из магмы в процессе породообразования, давала большое количество растворов. Эти растворы обусловили ряд процессов в породах, как кальцитизация, хлоритизация, серицитизация и др., а также интенсивное проявление других постмагматических, гидротермальных процессов.

К числу таких процессов относится широкое развитие вторичных кварцитов в газминских и особенно гюмушханских интрузиях, а также развитие алунитизации в районе Гюмушханы (г. Амулсар).

Вторичные кварциты, видимо, образовались в результате деятельности постмагматических вод, выделявшихся из самой интрузирующей магмы. Эти воды были активизированы разнообразными соединениями, в том числе, несомненно, и кремнекислотой.

Анализируя литературные данные (3, 11, 12, 15, 28, 33, 34) по интрузивам соседних областей — по Конгур-Алангезскому (Ордубадскому) массиву, сисианскому интрузивному комплексу и небольшим интрузивным выходам Нахичеванской АССР и сравнивая их с интрузивными телами изученной нами области, мы замечаем, что все они по геологическому положению и по возрасту, а также по составу и по общим специфическим химическим чертам пород, весьма близки между собой. Поэтому образование их следует относить к одному и тому же магматическому циклу интрузивной деятельности и предполагать наличие единого глубинного магматического очага для всех вышеупомянутых интрузивных комплексов.

По данным С. А. Мовсисяна (28), формирование Конгур-Алангезского интрузивного массива происходило тремя последовательными фазами: первая — монцонитового, вторая — банатитового и третья — порфировидного гранита и гранодиоритового состава. Эти фазы соответствуют трем интрузивным фазам внедрения Даралагяза (банатитовую фазу С. А. Мовсисяна можно считать аналогичной диорит-порфировой фазе Даралагяза). Соответствующие фазы Конгур-Алангеза в петрохимическом отношении также аналогичны даралагязским интрузивам.

Наблюдающееся разнообразие пород в западной части Конгур-Алангезского массива („Ордубадском плутоне“) Ш. А. Азизбеков и Р. Н. Абдуллаев (3) склонны объяснить существованием трех последовательных фаз интрузивной деятельности: первой, более ранней — тоналитовой, второй, промежуточной — монцонитовой и третьей, более поздней — граносиенитовой. Последние две фазы указанных авторов аналогичны соответствующим фазам интрузивной деятельности Даралагяза.

Таким образом, на основании вышеизложенного, мы склонны рассматривать все интрузии гранитоидов олисы-
ваемой нами петрографической провинции Малого Кавказа как генетически единое образование.

СВЯЗЬ ОРУДЕНЕНИЯ С ИНТРУЗИЯМИ

Гранитоидные интрузии Даралагяза, несомненно, явились возбудителями металлогенических процессов, и поэтому они заслуживают особого внимания. Исследования, проводившиеся В. Н. Котляром (14), А. В. Кржечковским (20), И. Г. Магакьяном и другими исследователями, показывают, что рудная минерализация связана с интрузиями.

В структурном отношении месторождения сосредоточены в пределах куполовидных поднятий в местах воздымания оси антиклинория, к которой приурочены интрузивные тела. Оруденение контролируется разломами северо-западного простирания.

Оруденение или эти рудные районы приурочены к участкам поднятия оси этой структуры, которые представляли наиболее благоприятные для локализации оруденения участки в связи с приуроченностью к ним интрузий гранитоидов и проявлением здесь максимальных тектонических напряжений.

Источником металлов является глубинный магматический очаг, в процессе дифференциации которого обособились и внедрились отдельные разновидности магм (отвечающие фазам внедрения), поднимая также рудоносные растворы.

Пути проникновения рудоносных растворов служили тектонические трещины постинтрузивного цикла, но, разумеется, весьма сближенного во времени с внедрением интрузии и проявившегося еще в период застывания самих интрузий.

Для металлогении Даралагяза характерно распространение почти исключительно полиметаллической рудной формации. В этой области мы не имеем ни одного собственно медного или серно-колчеданного месторождения, столь обычных для соседних рудных областей и провинций.

Геохимически месторождения Даралагяза характеризуются накоплением Pb, Cu, Sb, Zn, Au, Ag и др., т. е. относятся к типичным полиметаллическим комплексам.

Как выше отмечено, генетическая связь месторождений полезных ископаемых Даралагяза с интрузивной деятельностью в настоящее время не вызывает сомнений. Руды генетически связаны с верхнеэоценовыми гранитоидными интрузиями и локализовались как в интрузивных породах, так и в породах кровли—в вулканогенной толще (туффитах, порфиритах, андезитах).

Литологический фактор в формировании месторождений играет небольшую роль. Только отмечено, что морфология одних и тех же рудных жил, в зависимости от литологического состава вмещающих пород, меняется, что весьма важно в практическом отношении. Влияние процессов ассимиляции на вещественный состав оруденения не отмечается.

В апреле 1952 г. в Ленинграде, на совещании Министерства геологии по проблемам эндогенного рудообразования, где рассматривались вопросы о рудообразовании в месторождениях Кавказа, в том числе и в рудных месторождениях Даралагяза, высказывался взгляд об отсутствии связи рудных месторождений со специализированными интрузиями. Один из выдвигавшихся в пользу его аргументов сводится к тому, что оруденение не находится в какой-либо связи с условиями залегания интрузивных массивов. Оно развито в послеинтрузивных структурах и локализовалось на различных расстояниях от интрузивов (Мазра, Чирахли).

Нужно отметить, что для изученного района это соображение не является достаточно убедительным.

Все месторождения Даралагяза, в том числе и месторождение Чирахли, находятся в районах распространения интрузивных тел.

Если отдельные месторождения и расположены на расстоянии 3—5 км от поверхностных выходов интрузивных массивов (Мазра, Енгиджа), то этим еще не доказывается их удаленность от последних, ибо в Даралагязе почти каждая новая глубокая горная выработка в районах месторождений вскрывает интрузивные породы (например, в месторождении Чирахлы). В тех же случаях, когда интрузивы

живное тело располагается несколько глубже, можно допустить, что рудные эманации внедрявшейся магмы могли подниматься достаточно высоко.

Широкое распространение вторичных кварцитов в районах расположения интрузивных тел, с которыми в ряде случаев бывает связано оруденение, также говорит в пользу эндогенного генезиса рассматриваемых рудных месторождений.

Интрузивы Даралагяза, как мы уже говорили, представлены многофазными комплексами, в которых только монцонитовая и граносиенитовая фазы металлоносны, в то время как диорит-порфирировая фаза в рудном отношении совершенно бесплодна.

Полиметаллическое оруденение морфологически представлено маломощными жилами, тонкими прожилками и нередко вкрапленниками и может быть отнесено к „прожилково-вкрапленному типу“. Оно характеризуется тесной ассоциацией двух рудных минералов — галенита и сфалерита, вместе с которыми встречаются часто халькопирит, пирит, блеклые руды и изредка молибденит.

Рудные жилы завершают серию жильных пород. В Газминском месторождении и в других районах рудные жилы секут лампрофировые и другие дайки. Из этого следует сделать вывод, что отделение рудных растворов происходило в то время, когда магматическая деятельность глубоких внутрикартовых очагов уже была закончена.

Тектонические движения продолжались и после формирования рудных жил. По многим рудным жилам имели место послерудные смещения с амплитудой до нескольких метров (Гюмушхана). Такие тектонические нарушения сильно затрудняют разведочные работы по рудным жилам.

НАУЧНЫЕ ВЫВОДЫ И ПРАКТИЧЕСКИЕ ПРЕДЛОЖЕНИЯ

1. Интрузивные тела Даралагязской области являются результатом одного интрузивного цикла, имеют одинаковый возраст и образовались из одной и той же гранитоидной магмы.

2. Исходя из факта внедрения интрузивов в эоценовые, а не олигоценовые, как предполагалось ранее, отложения и из региональных сопоставлений, возраст даралагязских интрузивов следует считать верхнеэоценовым.

3. После эоцена, но в донижнечетвертичное время, в Даралагязе имело место лишь возникновение небольших экструзивных тел, слагаемых андезитодацитами и трахиандезитами у сс. Енгиджа, Азатек, Гедикванк, Джермук, Археч, Горадис.

4. Географическая близость интрузивных тел Даралагяза, нахождение их в одной тектонической зоне, одинаковый возраст, сходство основных специфических химических черт пород говорят в пользу признания их общего магматического очага.

5. Аналогичное сходство, существующее между интрузиями Даралагяза, Конгур-Алангеза (Ордубада) и маленькими интрузивными выходами в Нахичеванской АССР, позволяет распространить предположение об общности магматического очага на всю указанную группу интрузивных массивов.

Таким образом, мы рассматриваем все интрузии гранитоидов описываемой нами петрографической провинции Малого Кавказа как генетически единое образование.

6. Формирование интрузивных тел имело место в условиях несколько различных глубин по отношению к земной

поверхности, что получило выражение в возникновении двух фаций магматических пород — субинтрузивной и гипабиссальной.

Субинтрузивная фация отличается от гипабиссальной порфировой структурой и более слабым проявлением контактовых явлений.

7. Внедрение даралагязских интрузий произошло тремя последовательными магматическими фазами: первой, более ранней — монцонитовой; второй, промежуточной — диорит-порфиритовой и третьей, последней фазы внедрения — граносиенитовой.

В последней фазе, в свою очередь, имело место тройное внедрение магмы, что соответствует субфазам. Магма эта, внедрившаяся в последней фазе, была относительно богата летучими компонентами.

8. Внутри каждой фазы наблюдаются переходные разновидности пород, являющиеся результатом глубинной ассимиляции и частично кристаллизационной дифференциации магмы, а также ассимиляции вмещающих массив пород. В интрузивных телах от центра к периферии заметно постепенное увеличение основности породы, а на периферии массивов отмечается присутствие ксенолитов и гибридных пород.

Явления ассимиляции происходили и на глубине, о чем свидетельствует наличие ксенолитов „чуждых“ пород, подобно которым по минералогическому составу и структуре нельзя найти среди вмещающих пород интрузии (Газма).

Наблюдаемое большое разнообразие в типах пород даралагязских интрузий — от гранитов до габбро — в основном и объясняется глубинной и поверхностной ассимиляцией боковых пород, а процессы дифференциации магмы играли подчиненную роль (Гюмушхана).

9. Габбро является прямым производным гранитоидов, ассимилировавших значительное количество CaO из вмещающих вулканогенных пород. О гибридном происхождении этих габбро говорит их химическая характеристика, довольно резко отличающаяся от химических характеристик средних типов габбро по Р. Дэли.

10. Химическая активность магмы, обусловившая развитие процессов гибридизма, сказывается и на масштабе контактовых изменений. Вместе с тем в одной и той же интрузии конкретная ширина контактовых ореолов зависит также от залегания поверхностей контактов (от условий эрозионного среза) вещественного состава вмещающих пород и их проницаемости.

11. Воздействие интрузивных тел на вмещающие породы обычно выражено резко и отмечается образованием вторичных кварцитов и алунитов.

На периферии отдельных интрузивных тел (диорит-порфиритов) отмечается более слабое воздействие интрузии на боковые породы, что выражено контаминацией вмещающих пород.

12. Контактново-метаморфические явления выражены образованием разных роговиков:

турмалин-полевошпатовых,
полевошпатовых,
кварц-полевошпатовых,
полевошпат-пироксеновых,
кварц-биотито-пироксеновых,
геденбергит-гранатовых и
гранатовых роговиков.

13. Широкое развитие процессов хлоритизации, уралитизации, серицитизации, карбонатизации, эпидотизации, а также наличие вторичных кварцитов и алунитов, говорит о том, что внедрившаяся магма была богата летучими компонентами.

14. Жильная фация соответственно выражена этапами внедрения интрузивов, т. е. связана отдельными интрузивными фазами, в результате чего жильная фация, как и интрузивные тела, представлена разнообразными породами (порфириты, диорит-порфириты, минетты, микропегматиты, аплиты и пр.). Закономерное изменение состава жильных пород во времени показывает на направленность магматического процесса.

Переходя к практическим предложениям, мы отметим только те объекты, которые, несмотря на проводившиеся в Даралагязе широкие геолого-поисковые и разведочные ра-

боты, до сегодняшнего дня пока еще не привлекли к себе должного внимания.

1. Как мы уже отметили выше, интрузивы Даралагяза являются результатом трехфазового внедрения. Из них только монцонитовая и граносиенитовая фазы являются металлоносными, а диорит-порфиритовая фаза совершенно бесплодна в смысле оруденения.

Поэтому все геолого-поисковые работы необходимо направить в районы развития интрузивных пород монцонитовой и граносиенитовой фаз.

2. Мы предлагаем произвести крупномасштабную съемку и геофизические работы в следующих районах, как наиболее перспективных в практическом отношении:

а) на территории, находящейся в западной части газминского интрузивного комплекса; б) на территории, находящейся к западу и юго-западу от Гюмушханского месторождения; в) на территории бассейна р. Джуль; г) в бассейне верхнего течения р. Элегис.

3. При геолого-разведочных работах на Азатекском сурьмяном месторождении вне изучения находится такой минерал, как буланжерит, находящийся в зальбандах рудных жил с вмещающими породами и в виде отдельных прожилок и жил.

Особое внимание при изучении руд месторождений Даралагяза следует обратить на редкие и рассеянные элементы.

4. Одним из важнейших вопросов сырьевых проблем металлургии является производство динасового кирпича.

Учитывая большие запасы вторичных кварцитов Гюмушханского, Кущинского и Газминского районов, следует провести исследования этих кварцитов, как возможного сырья для производства динасового кирпича.

5. Породы изученных интрузивов являются хорошим строительным материалом. Последние в некоторых местах (Кечут) обладают красивым розоватым оттенком и могут служить как декоративный камень для строительства курорта Джермук, имеющего большие перспективы развития.

ЛИТЕРАТУРА

1. А б и х Г. В. — Геологические наблюдения в нагорной стране между Курой и Араксом. Перевод Л. Маркова. Зап.-Кавк. Геогр. общ., т. VIII, 1873.
2. А б и х Г. В. — Геология Армянского нагорья. Западная часть. Орографическое и геологическое описание. Перевод Б. З. Коленко. Зап.-Кавк. отд. Геогр. общ., кн. XXI, 1899.
3. А з и з б е к о в Ш. А. и А б д у л л а е в Р. Н. — Основные черты геологии и петрографии Ордубадского плутона и вмещающих его пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1947.
4. А к о п я н Ц. Г. — Магнитное поле и магнитные свойства экструзивных пород Даралагяза и Амасийского района Армянской ССР. Докл. АН АрмССР, т. XXV, № 2, 1957.
5. А с л а н я н А. Т. — Региональная геология Армении. Армянск. гос. изд., 1958.
6. А ф а н а с ь е в Г. Д. — Некоторые особенности развития магматизма Северо-Кавказской складчатой области. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1952.
7. Б а б а д ж а н я н А. К. — О находке гранато-волластонитового скарна в газминском интрузивном комплексе. Сборн. научн. трудов ЕрПИ, № 11, 1955.
8. В е г у н и А. Т. — Об олигоцене Южной Армении. Сборник научн. трудов ЕрПИ, № 11, 1955.
9. Г а б р и е л я н А. А. — К стратиграфии третичных отложений Западного Вайка. Докл. АН АрмССР, т. IV, № 5, 1946.
10. Г а б р и е л я н А. А. — Основные вопросы тектоники Армении. В печати. Изд. АН АрмССР, 1958.
11. Г и н з б е р г А. С. — Петрография республики Армении. Изд. АН СССР, 1934.
12. Г р у ш е в о й В. Г. — Интрузивные породы юго-восточной части Армянской ССР и восточной части Нахичеванской АССР. Сборн. „Интрузивы Закавказья“. Труды Груз. ГГУ, вып. 2, 1941.
13. К о т л я р В. Н. — Геологический очерк восточной части Даралагезского уезда ССР Армении. Материалы по общ. и прикл. геологии, вып. 136, 1930.

14. Котляр В. Н. — Гюмушханское полиметаллическое месторождение Даралагезского уезда ССР Армении. Труды ГГРУ, вып. 81, 1931.
15. Котляр В. Н. — Интрузивы Даралагеца и Сисиана (Закавказье). Журн. „Советская геология“, № 7, 1940.
16. Котляр В. Н. — О возрастном расчленении интрузивов Малого Кавказа. Зап. Мин. общ., ч. 69, № 2—3, 1940.
17. Котляр В. Н. — Магматизм и металлогенические эпохи Малого Кавказа. Изв. АН АрмССР, физ-мат., ест. и техн. науки, № 8, 1947.
18. Котляр В. Н. и Малхасян Э. Г. — Анортозиты, гранофиры и эссекситовые породы гюмушханского интрузивного комплекса Докл. АН АрмССР, т. XXIV, № 1, 1957.
19. Кржечковский А. В. — Геологический очерк западной части Даралагезского уезда ССР Армении. Матер. по общ. и прикл. геологии, вып. 136, 1930.
20. Кржечковский А. В. — Газминское полиметаллическое месторождение Даралагезского уезда ССР Армении. Труды ГГРУ, вып. 81, 1931.
21. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. — Успехи петрографии в России. Избранные труды, т. 2, Изд. АН СССР, 1950.
22. Леонтьев Л. Н. — Тектоническое строение и история геотектонического развития Малого Кавказа. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXIV, вып. 4, 1949.
23. Малхасян Э. Г. — К вопросу о возрасте даралагезских интрузивов в Армении. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXVII, вып. 3, 1952.
24. Малхасян Э. Г. — Лампрофировые породы Даралагеца. Вестн. МГУ, № 8, 1953.
25. Малхасян Э. Г. — Газминский комплекс интрузий в Армении. Сб. науч. трудов ЕрПИ, № 8, вып. 1, 1954.
26. Малхасян Э. Г. — Основные петрогенетические особенности даралагезских интрузий АрмССР. Сб. научн. трудов ЕрПИ, № 11, 1955.
27. Малхасян Э. Г. — Об экстррузивных образованиях Даралагеца. Изв. АН. АрмССР, сер. ест. и техн. наук, 1957.
28. Мовсесян С. А. — Интрузии центральной части Конгуро-Алангезского хребта и связанные с ними полезные ископаемые. Изв. АрмФАНа СССР, № 2, 1941.
29. Освальд Ф. Ф. — К истории тектонического развития Армянского нагорья. Перевод А. В. Шишкиной. Зап.-Кавк. отд. Геогр. общ., кн. XXIX, вып. 2, 1915.
30. Паффенгольц К. Н. — Стратиграфия четвертичных лав Восточной Армении. Зап.-Рос. Минер. общ., 2 серия, ч. LX, вып. 2, 1931.
31. Паффенгольц К. Н. — Бассейн р. Восточный Арпачай. Тр. Всес. геол. разв. упр., вып. 328, 1934.
32. Паффенгольц К. Н. — Третичные интрузии Восточного Закавказья. „Геология СССР“, т. X, ч. 1, 1941.
33. Паффенгольц К. Н. — Интрузивные породы бассейнов оз. Севан и р. Ведичай, Даралагеца и Нахкрая. Тр. Груз. гос. геол. упр., вып. 11, 1941.

34. — „Петрография Азербайджана“. Изд. АН АзССР, 1952.
35. Ренгартен В. П. — Меловые отложения Закавказья, ч. III. Южн. Азербайджан и Вост. Армения. Фонд. АрмГУ, 1940.
36. Усов М. А. — Фации и фазы интрузивов. „Кубуч“, Томск, 1932.
37. Цулукидзе, Архипов, Халатов — Геологическое описание северной части Нахичеванского уезда Эриванской губернии, исследованной в 1868 г. „Материалы для геологии Кавказа“, серия 1, кн. 1, 1869.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	7
Глава I. Краткий географический очерк Даралагяза	9
Глава II. История геологического исследования области	13
Глава III. Геология Даралагяза	17
1. Стратиграфия	17
2. Тектоника	22
3. Возраст интрузивов	23
Глава IV. Интрузивные породы	25
1. Гюмушханская группа интрузивов	26
2. Кушинская группа интрузивных выходов	43
3. Джермукская группа интрузивов	47
4. Чайкендская группа интрузивных выходов	61
5. Газминский интрузивный комплекс	69
6. Аярский интрузивный выход	94
7. Каялу-Коярчинский интрузивный массив	97
8. Жильная фация	104
9. Некоторые замечания о субвулканических образованиях Даралагяза	120
Глава V. Основные петрогенетические соображения о даралагязских интрузивах	129
Связь оруденения с интрузиями	137
Научные выводы и практические предложения	140
Литература	144

Эдуард Гургенович Малхасян
ПЕТРОГРАФИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД ДАРАЛАГЯЗА

Отв. редактор **А. И. Адамян**

Редактор издательства **А. Г. Слкуни**

Тех. редактор **Л. А. Азизбемян**

Корректор **Д. А. Израелян**

Сдано в набор 12/IX 1958 г. Подписано к
печати 5/I 1959 г. Формат бумаги $60 \times 92 \frac{1}{16}$.
Печ. л. 9,25+2 вкл. Уч.-изд. л. 7,15. Тираж 500.
ВФ 09583. РИСО 5(3. Изд. 1601. Заказ 383.
Цена 5 р. 80 к.

Типография Издательства Академии наук
Армянской ССР, гор. Ереван, ул. Абовяна, 124



ЦЕНА 5 Р. 80 К.

12079