

В. А. АГАМЛЯН

## О ВЫДЕЛЕНИИ СВИТЫ АПОЛИПАРИТОВЫХ ПОРФИРОИДОВ В АРЗАКАНСКОМ КРИСТАЛЛИЧЕСКОМ МАССИВЕ (АРМЯНСКАЯ ССР)

Древние рассланцованные вулканогенные породы в составе Арзаканского кристаллического массива были отмечены в работах К. Н. Паффенгольца (1937), В. Н. Котляра (1939), Г. П. Багдасаряна (1939—1966), Р. А. Аракеляна (1958—1959) и других исследователей. При этом выделялись только основные метаэффузивы диабаз-порфиритового состава.

Проведенные в последнее время автором настоящей статьи детальные геолого-съемочные и специальные петрографические исследования сланцев и интрузивов Арзаканского кристаллического массива выявили широкое развитие аполипаритовых порфиroidов, слагающих самостоятельную свиту.

Указанная свита, мощностью в 250—300 м, обнажается на правом борту ущелья р. Даллар и слагает верхнюю треть рассланцованной вулканогенной толщи Арзаканского кристаллического массива. По простиранию она непрерывно прослеживается на 6 км от южного склона г. Узун-Гюни в меридиональном направлении на север через верховья оврагов Сиранлу, Ггук, Баят, Кярхан и Муртуз до нижнего течения р. Агверан. В 1 км выше места впадения р. Агверан в р. Даллар порфиroidы по простиранию переходят на северо-восточный борт реки и дают скальные выходы вдоль шоссейной дороги. Севернее указанного места свита порфиroidов по простиранию срезается южным контактом Агверанского интрузива кварцевых диоритов.

Залегание свиты моноклиналиное, с меридианальным простиранием по азимуту 20—0—340° и падением на запад под углами 30—70°, осложненное мелкими узкими линейными складками дробных порядков, вплоть до крупной пloyчатости:

Сланцеватость развита отчетливо и совпадает с первичной слоистостью пород. Широко развит кливаж отдельности в виде мелких, часто открытых трещин, к которым приспособляется мелкая речная сеть местности.

Указанная свита согласно подстилается альбит-эпидот-хлорит-актинолитовыми сланцами (основные метавулканиты-порфиroidы) и связана с ними быстрыми переходами через породы промежуточного кварц-альбит-хлоритового и кварц-альбит-эпидот-хлоритового составов (аподациты, апоандезито-дациты). Этот переход происходит на расстоянии 10—50 м вкрест простирания пород.

Перекрывается описываемая свита порфиroidов несогласно мощной карбонатной свитой, в основании которой, в верховьях оврага Кярхан,



автором обнаружен конгломерат с обломками порфиридов в псаммитовом цементе. Кроме того, обнаружены многочисленные обломки порфиридов в метапсаммитовых прослоях перекрывающей карбонатной свиты.

Свита порфиридов легко выделяется и прослеживается по светло-серо-желтому, серому, бурому и серо-зеленому цвету и существенно кварц-полевошпатово-серицитовому составу слагающих пород, в отличие от зеленых и темно-желто-зеленых эпидот-актинолитовых сланцев ниже лежащих основных метавулканитов.

Свита кислых метавулканитов сложена внешне довольно однообразными породами, согласно стратифицированными и в одинаковой степени рассланцованными. В составе свиты выделяются эффузивная и экструживная фации. В эффузивной фации по структурно-текстурным особенностям выделяются: 1) мелкозернистые, 2) среднезернистые и 3) магнетит-содержащие разновидности.

Минеральный состав указанных разновидностей одинаковый, с некоторыми вариациями количественных содержаний (табл. 1).

В составе кислых метавулканитов установлены в убывающем порядке следующие минералы: альбит, кварц, мусковит (серицит), хлориты, биотит, магнетит, рутил, ильменит, апатит, гематит, циркон. Из них альбит и реже кварц образуют бластопорфировые вкрапленники, а остальные слагают основную ткань.

Ниже описываются типы пород.

1. **Мелкозернистые аполипариты (эффузивной фации)** характеризуются желтоватым, бурым, кирпичевато-серым цветом, сланцеватой текстурой с видимыми мелкими порфировыми выделениями полевых шпатов в мелкозернистой полевошпатово-кварц-серицитовой массе. Сланцеватость несовершенная, без заметной плейчатости с шелковистым блеском на сланцеватом сколе. Характерно наличие щелевидных каверн и пустот, заполненных желто-бурыми окислами железа и общая заохренность породы, отчего в ее окраске преобладают желтые оттенки. Широко развита поперечная и диагональная отдельности, по которой аполипариты разбиваются на небольшие ромбовидные обломки. Под микроскопом аполипариты, и в особенности мелкозернистые разновидности, обнаруживают отчетливую бластопорфировую структуру, которая оттеняется сегрегационными полосами серицита-мусковита, огибающими порфировые вкрапленники. Последние почти исключительно представлены альбитом, таблитчатые зерна которого, размером в 1—3 мм, сильно раздроблены, гранулированы и сплющены в линзы (фиг. 1). Основная ткань мелкозернистая (0,005—0,05 мм), лепидогранобластовой структуры и состоит главным образом из кварца, альбита и серицита (мусковита).

В минеральном составе установлены: главные — плагиоклаз, кварц, серицит (мусковит), второстепенные — хлорит, биотит, магнетит, акцессорные — апатит, рутил, циркон.

Слабо преобразованные наиболее близкие к исходной породе разновидности сланцев имеют цельные таблитчатые порфировые вкрапленники мутного (пелитизированного), полисинтетически сдвойникового оли-

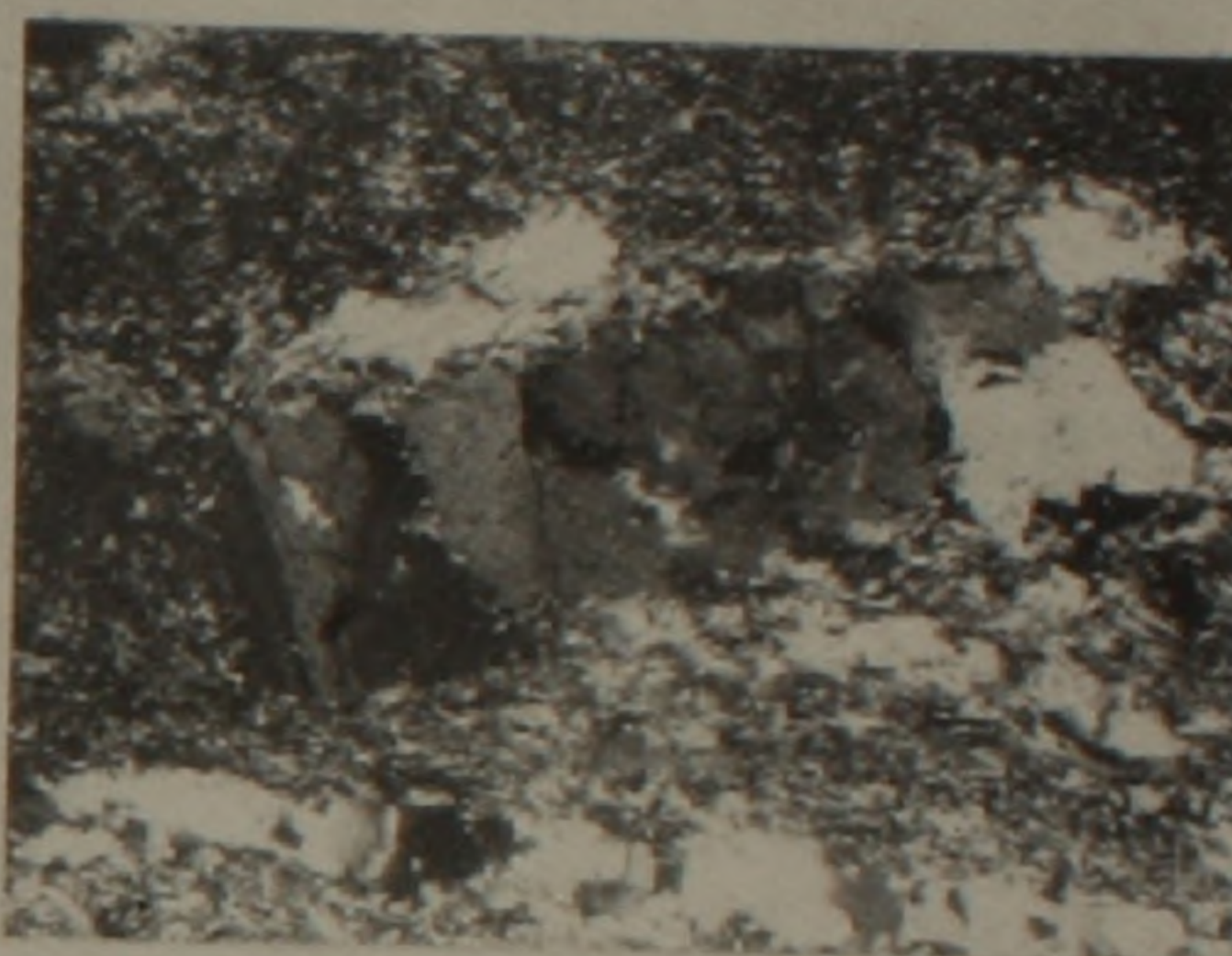




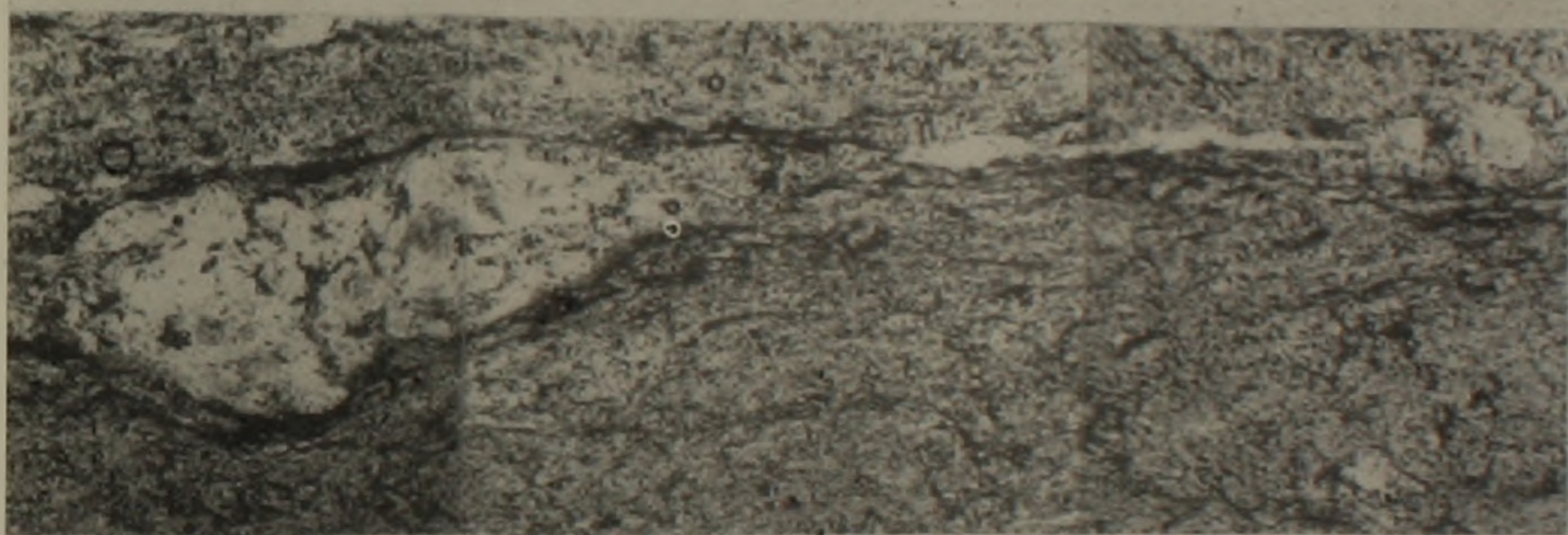
Фиг. 2



Фиг. 1



Фиг. 3



Фиг. 4

Фиг. 1. Микрофото мелкозернистого аполипарита. Прозрачный шлиф. Бластопорфировые включения альбита (белое) сплющены в линзы, облекаемые мелкозернистой серицит-кварц-альбитовой основной тканью (серое). Обь. 3,5х, б/а, шл. 418/423в.

Фиг. 2. Слабо преобразованный липарит. Сланцеватость едва обозначается. В средней части снимка пелитовые полосы (черное) основной ткани, за счет которых развивается серицит. Вверху крупный порфировый включение олигоклаз-альбита (погасший). Слева кварцевый прожилок. Основная ткань альбит-кварцевая. Обь. 3,5х, ник. +, шл. 149г.

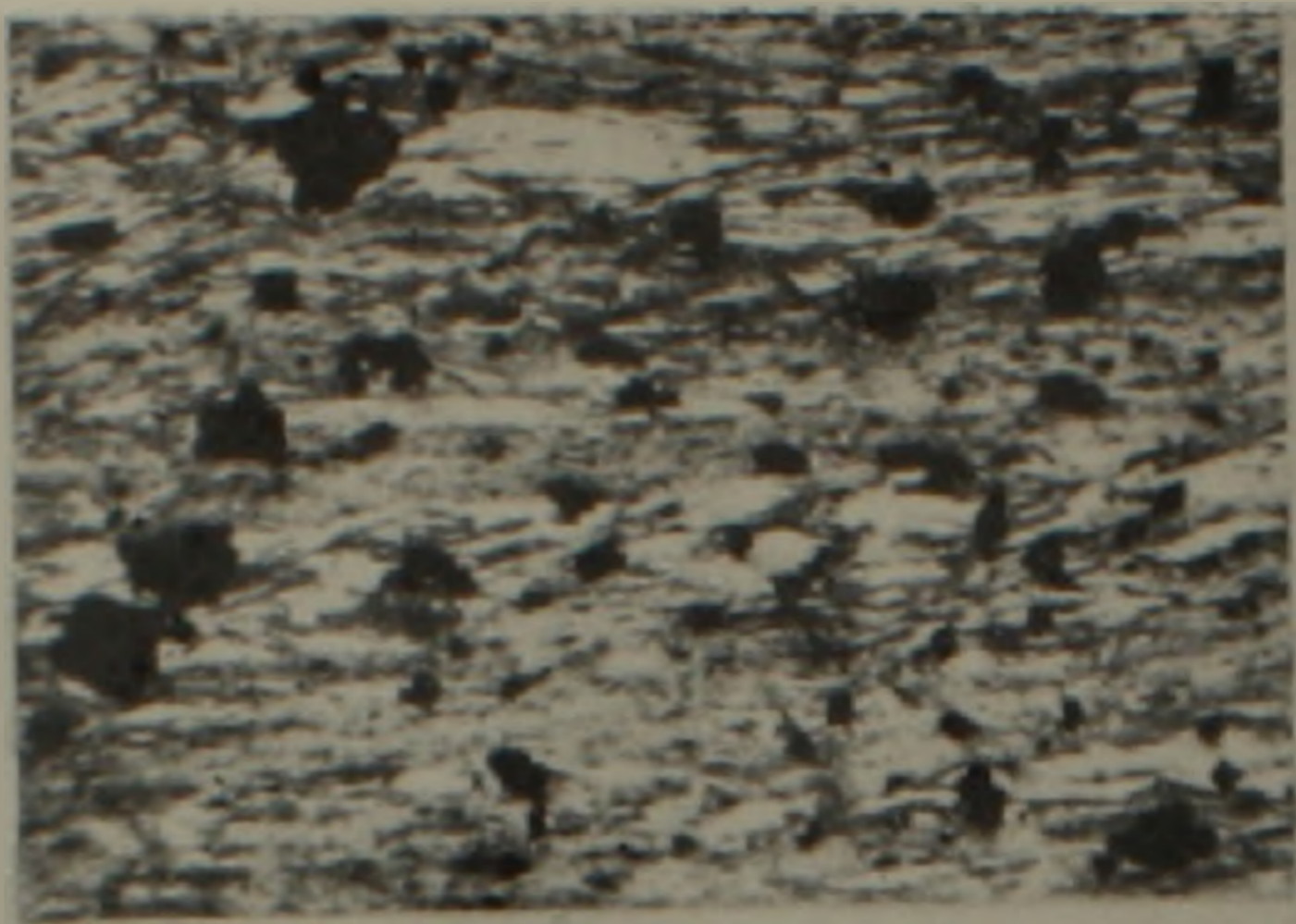
Фиг. 3. Бластопорфировый включение альбита блочного строения. Огибается сланцеватой кварц-мусковит-альбитовой основной тканью. Внизу кварцевый прожилок. Обь. 9х, ник. +, шл. 931/957.

Фиг. 4. Глубоко деформированный бластопорфировый включение альбита, вытянутый в узкую линзу в огибающей сланцевой мусковит-кварц-альбитовой основной ткани. Обь. 3,5х, б/а, шл. 931/956.

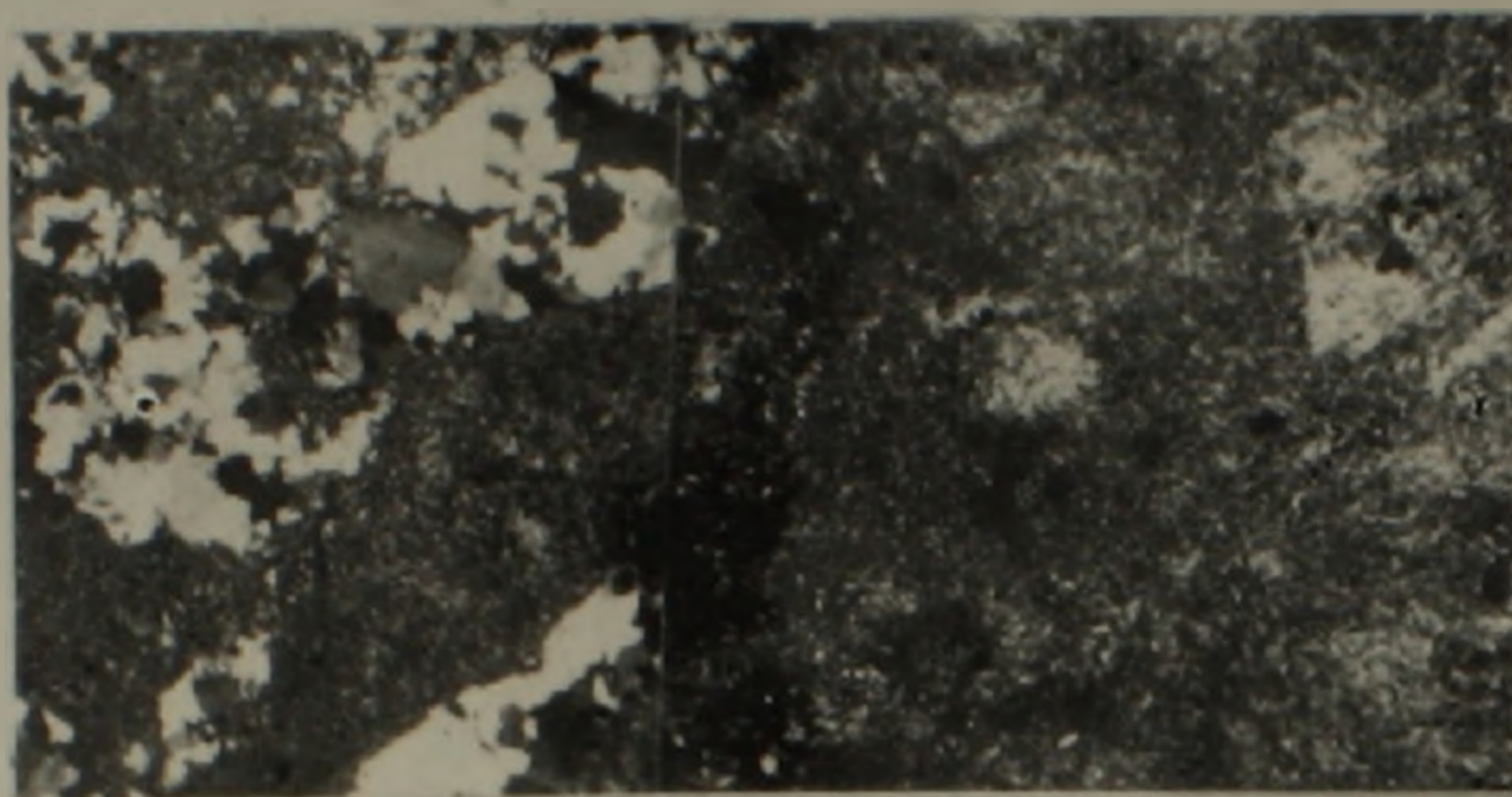




Фиг 6



Фиг 5



Фиг 7



Фиг 8

Фиг. 5. Магнетитовый сланец (среднезернистый аполипарит). Магнетит (черное) метасоматически замещает мусковит (белое в листочках) и кварц-полевошпатовую массу (серое). Структура гранолепидобластовая. Обь. 3,5х, б/а, шл. 1184/1233.

Фиг. 6. Экструзивный огнейсованный аполипарит. Микрофотопанорама вкост сланцеватости в шлифе. Заметны таблитчатые бластопорфировые вкрапленники альбита и гранобластовые кварцевые сегрегации в мелкозернистой фельзитовой кварц-альбитовой основной ткани. Обь. 3,5х, ник. +, шл. 931/957.

Фиг. 7. Крупнозернистые кварцевые сегрегации (слева) с резкими границами раздела в апофельзитовой основной ткани экструзивного аполипарита. Заметны также светлые пятна альбитовых стяжений (справа). Обь. 3,5х, ник. +, шл. 933/964.

Фиг. 8. Альбитовые сегрегации с постепенными переходами в мелкозернистую кварц-альбитовую основную ткань. Экструзивный аполипарит. Обь 3,5х, ник. +, шл. 933/965.



гоклаз-альбита № 05—10 с пелитовыми включениями округлых очертаний. В мелкозернистой, слабо ориентированной гранобластовой основной ткани породы имеются мутные пелитовые полосы, в которых только начинается бластез серицита (фиг. 2).

Таблица 1

Количественно-минеральный состав порфиридов

№ шлифов	Кв	Пла	Му	Хл	Руд	Би	Порфир. вкр.	Породы
1161/1204	25	60	10	2	3	+	10	Мелкозернистый аполипарт эффузивный
1140/1189	19	68	10	—	1	2	15	•
939/996	25	40	30	—	5	—	15	•
939/994	20	55	19	1	4	1	—	•
932/961	20	65	5	1	9	—	—	•
931/956	9	65	5	—	20	1	5	Магнетитовый среднезернистый порфириод
1163/1205	25	55	15	+	+	5	7	Экструзивный аполипарит
1123/1176	50	15	20	5	5	5	8	Экструзивный аполипарит
1213/1262	30	20	30	10	10	—	—	Среднезернистый эффузивный порфириод

Усиление дислоцированности породы сопровождается «очищением» порфировых вкрапленников плагиоклаза от пелитовой мути; последняя «отжимается» за пределы вкрапленника, перекристаллизовывается в серицит, огибающий порфировый вкрапленник. Дальнейшее усиление дислокаций приводит к искривлению и дроблению порфировых вкрапленников плагиоклаза (фиг. 3).

Более глубокие преобразования плагиоклаза выражены в полной его деанортизации с переходом в чистый шахматный альбит, который гранулируется и вытягивается в узкие линзы, огибаемые основной тканью (фиг. 4).

Основная ткань породы в этой последовательности эволюции перетерпевает перекристаллизацию и метаморфическую дифференциацию: мутные пелитовые полосы вначале переходят в мелкочешуйчатые серицитовые, которые в дальнейшем суживаются и перекристаллизовываются, с увеличением размеров отдельных чешуек, в мусковитовые полосы, огибающие бластопорфировые гломеробласты; кварц и альбит основной ткани при этом приобретают параллельно-вытянутую форму и обнаруживают параллельную ориентировку оптических осей.

2. Среднезернистые кварц-полевошпатово-мусковитовые сланцы являются более крупнозернистой и сильнее метаморфизованной разновидностью эффузивных аполипартитов и согласно переслаиваются с мелкозернистыми аполипартитовыми сланцами. В них сланцеватость развита лучше и наблюдается заметная плейчатость. Породы имеют более свет-



больше оттенки серого и кремового цветов. Под микроскопом отличаются более крупным размером зерен (0,1 мм), отсутствием вкрапленников и большим содержанием мусковита (до 30%). Серицит отсутствует, а чешуйки мусковита в сегрегационных полосах достигают 1 мм в длину. Структура grano-лепидобластевая, в отличие от гранобластовой структуры мелкозернистых аполлипаритов. Петрографические наблюдения показывают, что эти породы подверглись более интенсивному стрессу и бластезу, очевидно из-за своего некомпетентного сложения. Можно предположить, что они представляли первоначально рыхлые пепловые скопления, которые сравнительно легко поддавались перекристаллизации и деформации, нежели переслаивающиеся их более плотные лавы.

3. **Магнетитовые кварц-полевошпатово-мусковитовые сланцы** являются обогащенной магнетитом (до 30%) разновидностью аполлипаритов. Они выявлены в средней части оврагов Кярхан и Муртуз, где имеют широкое развитие и занимают значительную площадь.

Внешне эти сланцы темносерые до черного цвета из-за обилия мелкой вкрапленности магнетита. Встречается более крупная вкрапленность, с размером зерен до 10—15 мм.

Значительная площадь распространения магнетитового оруденения на указанном участке представляет определенный практический интерес, в связи с чем эти породы заслуживают отдельного рассмотрения.

Ниже приводится микрофотография прозрачного шлифа магнетитового сланца (фиг. 5), на которой видно, что магнетит (черный) не является сингенетическим компонентом исходной породы, а отчетливо «накладывается» на общий структурный рисунок сланца, как более позднее образование, замещая мусковит (белый в листочках) и кварц-полевошпатовую основную ткань (серая, мелкозернистая). В магнетите спектральными анализами выявлен ванадий (0,1%), титан (~1%) и галлий (0,01%).

**Экструзивные огнейсованные липариты** образуют секущие, но согласно рассланцованные тела размером в 10—30 м в поперечнике; имеют слабо огнейсованную, почти массивную текстуру и окраску от темно-серого до белого цвета. Для них очень характерны многочисленные кварц-альбитовые прожилки и линзы от 1 до 50 мм в поперечнике, образующие ответвляющуюся сеть и сегрегации. Порода на сланцевом изломе имеет шелковистый блеск от мелкочешуйчатого серицита. Структура под микроскопом порфировая, с изометричными хорошо ограниченными вкрапленниками альбита, размером в 0,5 мм. Сегрегации гранобластового кварца или призматически-зернистого альбита образуют полосы или гнезда более крупнозернистого сложения в мелкозернистой (фельзитовой) основной массе (фиг. 6). Чисто кварцевые сегрегации (фиг. 7) и прожилки имеют обычно резкую границу раздела с основной массой, тогда как чисто альбитовые постепенно сливаются с ней (фиг. 8).

Химический анализ типичного образца эффузивного аполлипарита (проба 27, обр. 1161/1204, аналитик В. А. Бабаян, ИГН АН Арм. ССР) и петрохимические пересчеты приводятся ниже в табл. 2.



Таблица 2

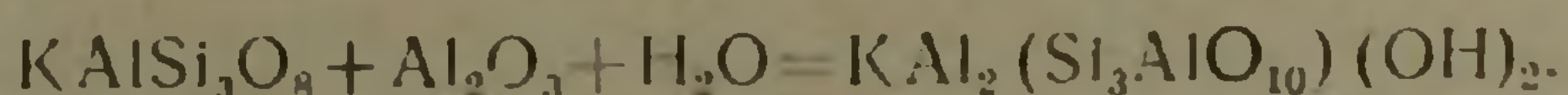
Окислы	Весовые %	Нормативный состав		Виртуальный состав		Числовые характеристики по Заварицкому		Числа Ниггли	
SiO <sub>2</sub>	69,14	q	22,24	Кв	23,14	a	15,9	sl	334
TiO <sub>2</sub>	0,56	or	10,50		2,14	c	0,9	al	45,0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,83	ab	56,50	Пл	56,50	b	6,3	fm	16,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,43	an	3,15		3,15	s	769,0	c	4,0
FeO	0,44	c	2,74	Му	9,60	a'	43,0	alk	34,8
MnO	0,03	en	1,20	Би	2,40	f'	49,0	k	0,16
MgO	0,32	fs	0,60	Гем	2,30	m'	8,0	mg	0,14
CaO	0,79	lm	2,30	Ап	0,27	n	84,0	c/fm	0,25
Na <sub>2</sub> O	6,25	ap	0,27	Рут	0,50	φ	43,0		
K <sub>2</sub> O	1,80	rut	0,50			t	0,6		
п.п.п.	1,08					Q	+21,1		
H <sub>2</sub> O	0,34					a/c	17,7		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07								
Сумма	100,18		100,00		100,00				

Химический анализ породы пересчитан тремя различными способами: а) по методу «чисел» Ниггли для определения генезиса исходной породы, б) по нормативно-молекулярному методу Ниггли для выявления нормативного и виртуального минерального составов и в) по Заварицкому для сравнения со средними типами пород.

При проектировании в тетраэдр проекций методом «чисел» Ниггли выявляется исходное изверженное происхождение анализируемой породы—фигуративная точка попадает в поле изверженных пород во втором сечении тетраэдра.

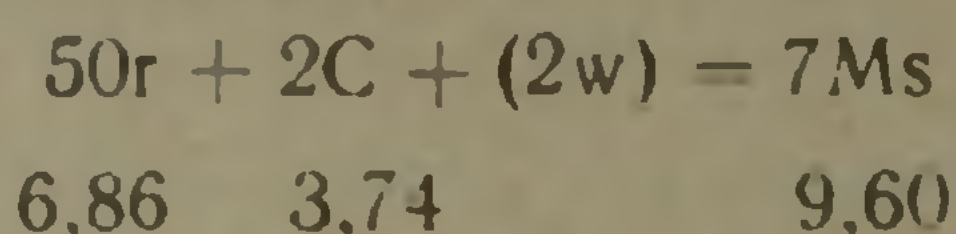
Нормативный минеральный состав породы соответствует среднему натровому липариту или кварцевому кератофиру по Нокколдсу. Наличие нормативного корунда (с), (а также характеристики «а» по Заварицкому) указывает на пересыщенность породы глиноземом. Этот избыток глинозема (2,74%) входил очевидно в состав стекловатого базиса липарита, в анортитовую молекулу первичного плагиоклаза и, частично, может быть, в темноцветные.

Пересчет на виртуальный минеральный состав имеет целью максимально приблизить нормативный состав к модальному, наблюдаемому в шлифах. Сравнение виртуального и модального количественно-минеральных составов в данном случае позволяет делать некоторые выводы о характере метаморфизма породы и составе породообразующих минералов. Так, отсутствие ортоклаза и корунда в шлифах и присутствие значительного количества мусковита позволяет предположить, что при метаморфизме бластез мусковита происходил в основном за счет ортоклаза и стекловатого базиса первичной породы по реакции:

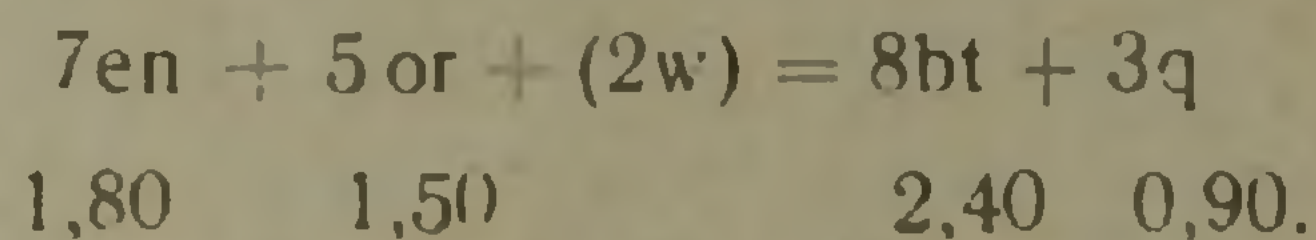


Для определения количества мусковита, исходя из количества нормативного корунда, удобно пользоваться методом Ниггли.





Полученное (виртуальное) количество мусковита близко соответствует модальному (10%). Нормативный пироксен, очевидно, следует связывать в биотит по приводимой реакции, исходя из суммарного количества  $en + fs = 1.80$ . При этом отношение  $Fe/Mg$  в биотите будет равно  $fs/en = 0.33$ .



Значительная часть нормативного ортоклаза расходуется на образование слюд, а оставшееся количество (2,14%), по-видимому, входит в состав плагиоклаза в виде изоморфной примеси и поэтому микроскопически не обнаруживается. Виртуальное содержание и состав плагиоклаза соответствует 61,78% альбита № 05, что хорошо сходится с модальным (60% альбита № 08). Совпадение виртуального и модального количеств и составов мусковита, биогита (хлорита) и плагиоклаза свидетельствует об отсутствии привноса или выноса K, Ca, Mg, Fe и о первично кислом составе плагиоклаза.

Сравнение проекций анализа пробы по Заварицкому со средними типами пород Дэли показывает близкое соответствие со средним липаритом ( $\Delta a = +3$ ,  $\Delta c = 0,4$ ,  $\Delta b = -1$ ,  $\Delta S = -3,4$ ). Отличия вызваны несколько большим содержанием полевых шпатов и более кислым составом плагиоклаза. Резко натриевая природа породы оттеняется значительным преобладанием характеристики  $n$  ( $\Delta n = +25,8$ ) и крутым левым вектором у исследуемой породы.

Вышеизложенное позволяет заключить, что в верхней серии сланцевого комплекса Арзаканского кристаллического массива выделяется свита аполипаритовых порфиридов исходного плагиолипаритового состава. Эти породы перетерпели изохимический региональный метаморфизм кварц-альбит-мусковитовой субфации фации зеленых сланцев.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Аракелян Р. А. Стратиграфия древнего метаморфического комплекса Армении. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, № 5—6, 1957.
2. Аракелян Р. А. История нижнепалеозойского магматизма Армении. Зап. Арм. Отд. ВМО, вып. I, 1959.
3. Котляр В. Н. Памбак. Изд. АН Арм. ССР, 1958.
4. Паффенгольц К. Н. Докембрий Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1967.
5. Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. Изд. ИЛ, М., 1962.
6. Харкер А. Метаморфизм. Изд. ОНТИ, 1937.