

А. И. АДАМЯН

Об образовании полевошпатовых вкрапленников в порфириовидных гранитах Мегринского района Армянской ССР

Летом 1947 г. автором настоящей статьи были произведены петрографические исследования в верховьях р. Мегри, берущей начало из высокогорного оз. Геокгеол, расположенного в центральной части Зангезурского (Конгур-Алангезского) хребта, на высоте около 3700 м.

В геологическом строении описываемого района принимают участие почти исключительно изверженные горные породы: пироксениты, габбро-пироксениты, габбро, габбро-диориты, монцониты, граводиориты, граниты, щелочные пегматоидные сиениты, нефелиновые сиениты и некоторые другие глубинные породы, а также довольно сложный комплекс жильных пород. В центральной части района на размытой поверхности этих пород залегают озерные отложения плиночена, занимающие площадь около 4 км².

За пределами Мегринской группы интрузий в смежных районах Нахичеванской АССР и в Кафанском районе Армянской ССР развиты вулканогенно-осадочные породы палеозоя, мезозоя и кайнозоя, имеющие общую мощность около 5 км.

Интрузия порфириовидных гранитов по тектонической схеме А. Т. Асланяна [3] размещена в ядре юго-западного перегиба крупного Каджаранского антиклинория, который на территории Советской Армении имеет общекавказское простираение, а за ее пределами на правом берегу р. Аракс—антикавказское (Карадагский хребет).

Вопросам петрографии и петрологии Мегринской интрузии посвящена значительная литература. Подробное петрографическое описание пород интрузии, разбор ряда генетических вопросов и возрастных взаимоотношений отдельных типов пород имеются в работах В. Г. Грушевого [4], И. В. Барканова, С. А. Мавсисяна, М. А. Литвина, Ю. А. Арапова [2], Ш. А. Азизбекова и Р. Н. Абдулаева [1].

Среди пород рассматриваемой интрузии наиболее молодыми являются порфириовидные граниты.

По внешнему виду порфириовидные граниты представляют собой розовато-серые, отчетливо порфириовидные породы со средне-или мелкозернистой основной массой. Порфириовидные вкрапленники,

размером от 1 до 5 см и более, представлены полевыми шпатами и роговой обманкой.

Микроскопически устанавливается гипидиоморфно-зернистая, аллотриоморфно-зернистая и микропегматитовая структуры основной массы, состоящей из тех же минералов и значительного количества биотита. В помещенной ниже таблице дан количественно-минералогический состав пород, полученный из сочетания подсчетов в обнажениях и в шлифах (на интеграционном столике Шенда).

Количественно-минералогический состав порфировидных гранитов
в объемных %

	Кварц	Кали-натриевый полевой шпат (анортотоклаз)	Плагиотоклаз	Биотит	Роговая обманка	Аксесоры	Сумма
Обр. 181 восточн. склон г. Ха- чакар про- тив с. Таш- тун	19	42	34	1,9	1,3	1	99,2

Из всех минералов, составляющих порфировидные граниты, в данном случае нас интересуют полевые шпаты. Они представлены калиевым анортотоклазом и кислым плагиотоклазом. Первый преобладает в порфировых вкраплениях, а второй в основной массе. Кали-натриевый полевой шпат в порфировидных гранитах принадлежит к калиевому анортотоклазу, что подтверждается: а) небольшим углом оптических осей—55—60°, б) триклинной ориентировкой, в) показателями светопреломления

$$Ng-1,525 \pm 0,002 \quad Nm-1,522 \pm 0,02 \quad \text{и} \quad Np-1,518 \pm 0,002$$

и г) химическим составом.

В ряде случаев были обнаружены узкие каемки анортотоклаза вокруг крупных порфировых кристаллов плагиотоклаза, а в других случаях он составляет ядро последних (рис. 1).

Более того, С. А. Мовсесян отмечает ксеноморфные кристаллы анортотоклаза, заполняющие промежутки между идиоморфными кристаллами плагиотоклазов, а иногда и трещины в зернах кварца. Часто крупные индивиды включают дезориентированные, обычно хорошо полисинтетически сдвойникованные мелкие зерна кислого плагиотоклаза, биотита, а иногда и кварца.

Зазубренные контуры анортотоклазов не являются результатом коррозии, как полагают некоторые исследователи района, а скорее всего являются ксеноморфными очертаниями того же минерала, более поздней генерации.

* На вариационной диаграмме максимум из 41 замера падает на промежуток между 55—60°.



Рис. 1. Крупный вкрапленник кали-натриевого полевого шпата (Or) окаймлен альбитом (Ab) (белая каемка). $\frac{1}{4}$ натур. величины.

Типичные порфировидные граниты, как правило, слагают центральные участки интрузии и переходят в стороны, в породы гранодиоритового, реже сиенито-гранитового состава, с менее отчетливой порфировидной структурой. Отсутствие резких контактов порфировидных гранитов с мелкозернистыми их разностями и постепенные переходы одних в другие указывают скорее на одновременность их образования, причем обычно наблюдается постепенное уменьшение количества и размеров вкрапленников полевых шпатов по мере перехода от порфировидных гранитов к мелкозернистым или среднезернистым.

В порфировидных гранитах привлекают внимание также ксенолиты, имеющие довольно широкое распространение. Размер ксенолитов весьма разнообразен; в участках, удаленных от контактов, встречаются включения в виде мелких шпир, не превышающих в поперечнике нескольких см.

Ближе к контакту ксенолиты отличаются большими размерами, достигая в поперечнике нескольких м. Иногда они образуют довольно крупные глыбы, обнаруживающие обычно более резкие границы с вмещающей породой, чем упомянутые мелкие шпир.

По форме ксенолиты изометричны, слегка удлинены и имеют притупленные оплавленные края. Характерен меланократовый облик ксенолитов, обусловленный большим содержанием в них роговой обманки и особенно биотита. Ясно различается постепенная гранитизация ксенолитов в зависимости от условия их нахождения в той или



Рис. 2. Ксенолит не гранитизированный, к—Ксенолит гранитизированный;
Гр—Вмещающий ксенолит гранит (2) Аплитовая жилка (Ап), натур. величины.



Рис. 3. Ксенолит частично гранитизированный, к—Гранит,
вмещающий ксенолит (г).

инной части интрузии, хотя иногда в одном и том же образце можно наблюдать два ксенолита с различной степенью гранитизации.

Из рисунков 2, 3 и 4 видно, что в первом случае мы имеем ксенолит меланократовой породы, почти не затронутый процессами гранитизации; на этом образце (рис. 2, Гр.) ясно виден почти полностью гранитизированный ксенолит. Рис. 3 показывает незаконченный процесс гранитизации. Кроме того, в ряде случаев в Мегринской интрузии наблюдается развитие крупных выделений полевого шпата (типа вкрапленников) не только в породах гранитового ряда, но и в меланократовых ксенолитах, заключенных в мелкозернистых или среднезернистых гранитах (рис. 4).



Рис. 4. Ксенолит полностью гранитизированный. к—белые кристаллы полевого шпата в перерожденном ксенолите.

Здесь же наблюдается гранитизация ксенолита с новообразованием инъекционного полевого порфиробластического шпата.

Микроскопически мелкозернистая масса гранитизированного ксенолита производит впечатление перекристаллизованной породы с округлыми зернами полевого шпата и незначительным количеством кварца, наряду с большим количеством табличек темно-бурого биотита, призмочек зеленого амфибола с двупреломлением порядка 0,017 и $\epsilon: Ng = 27-30^\circ$, обильных иголок апатита, размеры которых в поперечнике не превышают 0,02 мм, а в длину доходят до 2 мм; они обычно приурочены к лейкократовым минералам (рис 5, 6).

По минералогическому составу эти породы отвечают биотитово-амфиболовым породам, причем в тех случаях, когда перекристал-

Известия II, № 1-5

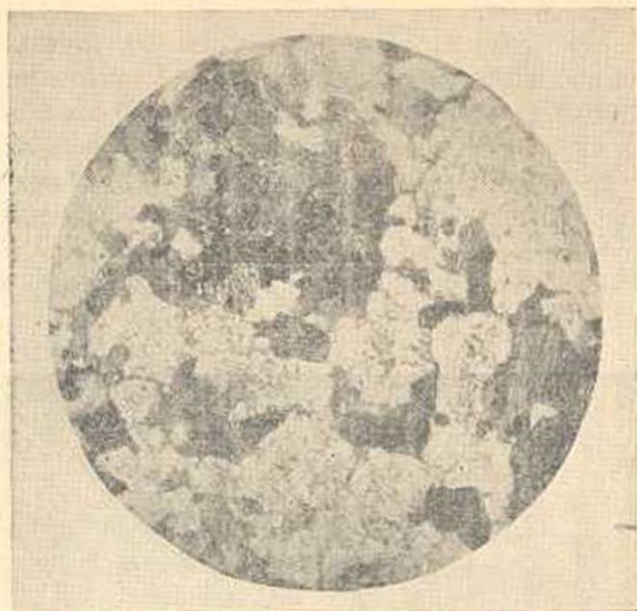


Рис. 5. Полностью перекристаллизованный гранит. Свет обыкновенный. Николы увелич. $\times 30$

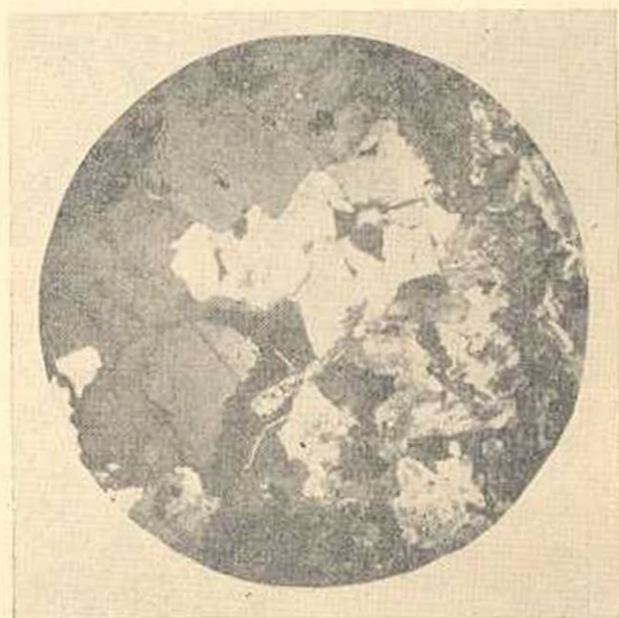


Рис. 6. Контакт порфировидного гранита (крупнозернистый участок) с перекристаллизованным ксенолитом (мелкозернистый участок)
Николы увелич. $\times 30$.

лизация первичной породы проходит полностью, плагиоклазы приобретают призматическую форму с нечеткими ограничениями; они переполнены тончайшими иголочками апатита, листочками биотита и призмочками амфибола.

По составу плагиоклазы относятся к кислым альбит-олигоклазам с максимальным погасанием в симметрической зоне 10—18°.

Для выяснения химической природы ксенолитов в порфировидных гранитах нами были даны на силикатный анализ* два образца: № 337 (рис. 2)—ксенолит, не затронутый процессами гранитизации и № 373—ксенолит, частично гранитизированный.

Данные анализа этих образцов в %_г ⁰/_г

№ образ- цов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П. п. п.	Сум- ма
337	48,20	0,02	22,45	9,73	—	4,45	8,22	5,38	0,77	0,26	1,02	100,50
373	55,12	0,51	21,86	2,45	3,45	3,65	4,03	3,95	3,88	0,50	0,90	100,30

Из сравнения химических анализов резко выявляется изменение химического состава ксенолитов в процессе гранитизации. Особенно четко видно возрастание K₂O и SiO₂; в первом случае мы имеем K₂O 0,77 %, а во втором случае оно повышается до 3,88 %. Не вникая в подробности сложного физико-химического процесса гранитизации, являющегося вопросом дальнейших исследований, отметим лишь, что в данном конкретном случае, очевидно, имел место привнос вещества, а именно калия и кремнезема.

Меланократовый характер пород, их перекристаллизованная структура и минералогический состав позволяют рассматривать ксенолиты как породы кровли гранита, захваченные им при внедрении и подвергнутые процессу гранитизации.

Помимо перекристаллизации ксенолита, под воздействием гранита имела место и инфильтрация кали-натриевых растворов в ксенолиты, с образованием порфиробластов анортоклаза с неровными зазубренными краями.

Из вышеизложенных особенностей состава и структуры порфировидных гранитов Мегринского района явствует, что порфировидная структура развивалась в участках гранитового массива, богатых включениями вмещающих пород. При погружении этих включений в граниты происходило частичное их растворение и инфильтрация в ксенолиты щелочных и кремнекислых растворов, сопровождавшаяся образованием порфиробластов анортоклаза и гранитизацией включений.

Богатство самих порфировидных гранитов в основной массе биотитом, апатитом и другими минералами указывает на процесс контаминации, причину которой, очевидно, следует искать в породах

* Аналистик А. А. Петросян, Хим. лабор. ИГН АН Арм. ССР

кровли, частично ассимилированных гранитом. В результате этой ассимиляции боковых пород гранитовой магмой, повидимому, было нарушено физико-химическое равновесие последней. Это способствовало появлению некоторой неоднородности в граните как в его структуре, так и в минералогическом и химическом составах. Подобное нарушение равновесия, вероятно, вызвало перемещение отдельных, наиболее подвижных в магме компонентов — калия, натрия и кремнезема и привело к появлению порфировобластов анортоклаза и возникновению своеобразной порфировидной структуры.

Можно полагать, что возникновение порфировидного гранита происходило в относительно спокойных условиях медленного привноса и перекристаллизации более древнего равномерно-зернистого гранита. В это же время происходило образование вкрапленников анортоклаза. Позднее происходило изменение и преобразование анортоклаза, связанное с последней фазой метасоматоза (альбитизация анортоклазов, хлоритизация биотита).

Возможно, что с этой же фазой связано и образование щелочного массива Шванидзора, расположенного в юго-восточной части района, примерно в 20 км от центральной части интрузии порфировидных гранитов.

Порфировидные граниты возникли одновременно с преобразованием и замещением ранее существовавших на их месте древних пород.

Такое толкование генезиса и природы порфировидных гранитов Мегринской интрузии не подтверждает взгляды прежних исследователей района, приписывавших порфировым вкрапленникам интрателлурическое происхождение.

В петрографической литературе за последние 10—15 лет имеются указания ряда авторов о метасоматическом образовании гранитов, об образовании порфировидных гранитов путем метасоматоза и о вторичном происхождении гранитов вообще таким же путем.

Предложенные выше объяснения о происхождении порфировидных гранитов Мегринской интрузии имеют много общего с гипотезой инъекционно-метасоматического образования шаровых гранитов из Капгасини в Финляндии, выдвинутой Белянкиным и Петровым еще в 1933 г. и со взглядами Куплетского об образовании порфировидных гранитов Синего Камня Урала, путем гранитизации пород кровли и инфильтрации калиевого раствора.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Ш. А. Азизбеков и Р. Н. Абдулаев.—Основные черты геологии и петрографии Ордубадского плутона и вмещающих его пород. Изв. АН СССР. Серия геол. № 6, 1947.
2. Ю. А. Арапов—К петрографии сиенито-диоритов в районе г. Каладан. Изв. АН Арм. ССР, № 5—6, 1941.
3. А. Т. Асadian—Тектоника Закавказья и его взаимоотношения к остальным частям Малого Кавказа. Находится в печати.
4. В. Г. Грушевой—Интрузивные породы юго-восточной части Арм. ССР и восточной части Нахичеванской АССР. Тр. Груз. ГГРУ, вып. II, 1941.

Հ. Ի. Աղամյան

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՐ ՄԵՂՐՈՒ ՇՐՋԱՆԻ ՊՈՐՖԻՐԱՆՄԱՆ ԳՐԱՆԻՏՆԵՐԻ ՄԵՋ
ԴԱՇՏԱՍՊԱԹԱՅԻՆ ԽՈՇՈՐ ԲՅՈՒՐԵՂՆԵՐԻ ԱՌԱՋԱՑՄԱՆ ՄԱՍԻՆ

Ա Մ Փ Ո Փ Ո Ւ Մ

Մեղրու շրջանի պորֆիրանման գրանիտների մեջ դաշտասպաթային խոշոր բյուրեղների առաջացման մասին հեղինակն առաջ է քաշում նոր տեսակետ: Հենվելով մի շարք դիտարկությունների և միկրոսկոպիական ուսումնասիրությունների վրա, նա հանդուս է այն եզրակացության, որ դաշտային սպաթների խոշոր բյուրեղներն առաջացել են ավելի լուծույթներից, որոնք ներծծվել են մինչ այդ գոյություն ունեցող կարծր ապառների մեջ: Այդ լուծույթների ներհոսքը կատարվել է երկու տարբեր փուլերով, ըստ որում առաջին փուլի լուծույթները պարունակել են մեծ քանակությամբ կալիում և սիլիցիում, իսկ վերջին փուլին՝ զլխավորապես նատրիում:

Որպես առաջարկվող տեսակետը հիմնավորող փաստեր հեղինակը նշում է՝ ա) պորֆիրանման գրանիտների մեջ զանվող քսենոլիտների աստիճանական գրանիտացման պրոցեսը, որն, ի վերջո, հասցնում է նրանց լրիվ վերաբյուրեղացմանն ու դաշտային սպաթների խոշոր բյուրեղների առաջացմանը, բ) պլազիոկլազների բյուրեղների ամփոփումն անօրթոկլազների մեջ և երբեմն էլ վերջիններիս առկայությունը քվարցի ճեղքվածքներում և գ) անօրթոկլազների բյուրեղների եզրագատումն ավերաի երկրով վերջին փուլում, որի հետ ամենայն հավանականությամբ կապված է Շվանի-ձորի հեֆեկլինային սիենիտների առաջացումը:

