

Г. А. КАЗАРЯН

К ВОПРОСУ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ПЛАГИОГРАНИТОВ

(На примере Малого Кавказа)

В в е д е н и е

Плагииграниты, вопросу происхождения которых посвящена настоящая статья, имеют значительное распространение среди интрузивных пород как габбровой, так и гранитной формации. Плагииграниты различного происхождения имеют широкое развитие и на Малом Кавказе, где они встречаются в составе весьма различных интрузивных комплексов. Области их распространения отличаются различной тектонической обстановкой формирования интрузивных комплексов с весьма специфической для них металлогенией.

Установление генетических особенностей плагиигранитов вообще, и для конкретных массивов в частности, может способствовать познанию ряда петрологических явлений, выяснению вопросов металлогенической специализации магм, закономерностей распределения полезных ископаемых и т. д.

Плагииграниты Малого Кавказа

В Закавказье плагииграниты в основном распространены в областях двух геотектонических зон: Сомхето-Карабахской и Севано-Курдистанской (по Л. Н. Леонтьеву, 1949).

В Севано-Курдистанской зоне плагииграниты ассоциируют с породами габбровой формации. Возраст этих плагиигранитов, как и всего комплекса габбровых пород по новейшим данным (С. А. Паланджян, Л. С. Меликян, Г. С. Арутюнян), определяется как досенонский, а по определениям абсолютного возраста методом сравнительного дисперсионного эффекта (определено З. О. Чибухчином) составляет 80 млн. лет.

В Сомхето-Карабахской зоне плагииграниты образуют самостоятельные интрузивные массивы или ассоциируют с породами гранитной формации. Самостоятельные массивы плагиигранитов (Атабек-Славянский, Гильябирский, Тавушский, Хндзюрутский, Ахпатский) отличаются значительными размерами, достигающими нескольких десятков квад-

ратных километров, и характеризуются особенностями, свойственными гранитоидным интрузивам формации малых глубин, по В. С. Коптеву-Дворникову (1952), с фазами дополнительных интрузий и жильно-магматических пород. Формирование указанных массивов плагиогранитов происходило в ранний этап мезозойского тектоно-магматического цикла, их возраст по геологическим данным определяется как байос-бат (Атабек-Славянский—по Г. И. Керимову, 1955), а по определениям абсолютного возраста методом сравнительной дисперсии двупреломления— 154 ± 5 млн. лет (Тавушский, Хндзурутский). Это обстоятельство и подробно изложенные ниже особенности позволяют указанные массивы выделить как проявление магматизма самостоятельной плагиогранитной петрографической формации*.

Плагиограниты, ассоциирующие с породами гранитной формации, встречаются в Шнох-Кохбском, Цавском массивах в виде небольших интрузивных тел (фаза дополнительных интрузий) и даек. По геологическим данным возраст массивов определяется как неокомский, что подтверждается и определениями абсолютного возраста—133 млн. лет (Г. П. Багдасарян и др., 1964).

Плагиограниты габбровой формации. В Севано-Курдистанской зоне эти плагиограниты образуют мелкие, несколько вытянутые в северо-западном направлении интрузивные тела площадью менее 0,1 кв. км. Среди них наиболее крупными являются Далидаринский (0,3 кв. км) и Кясаманский (с породами фации эндоконтактов 1,2 кв. км) массивы. Сравнительно слабо развиты дайковые формы залегания плагиогранитов, мощность их обычно не превышает одного метра, а длина—нескольких десятков метров, изредка встречаются дайки мощностью в 10 м.

Главная масса выходов плагиогранитов приурочена к полям развития досенонских вулканогенных образований и габбро и лишь небольшая часть встречена в ультраосновных породах. Поля развития плагиогранитов составляют менее 10% площади выходов пород габбровой формации.

В эндоконтактной зоне плагиогранитных массивов, как правило, развиты гибридные породы сравнительно основного состава. По данным С. А. Паланджяна, от центральной части Кясамского массива к периферии плагиограниты главной интрузивной фации постепенно сменяются кварцевыми диоритами, диоритами и габбро (фация эндоконтактов). Для плагиогранитов габбровой формации Севанского хребта очень характерен интенсивный катаклаз. Вмещающие породы, обычно представленные вулканогенными образованиями, слабо ороговикованы.

В жильных плагиогранитах явления гибридизма выражены весьма слабо и лишь в эндоконтактной зоне отмечается резкое изменение структур, приобретающих мелкозернистый, микропорфировый характер. Вмещающие ультрабазиты на контакте с жильными плагиогранитами

* Плагиограниты складчатой зоны Армении, которые подробно здесь не рассматриваются из-за отсутствия собственных материалов у автора, также имеют среднеюрский возраст—145—150 млн. лет (Г. П. Багдасарян, Р. Х. Гукасян, 1961).

обычно превращены в тальк-карбонатные, тремолит-актинолитовые породы, суммарная мощность которых не превышает 30—40 см.

Минеральный состав плагиогранитов габбровой формации простой: плагиоклаз, кварц, роговая обманка, акцессории (апатит, циркон, сфен, магнетит) и вторичные (эпидот, хлорит, серицит, карбонат). Равномернозернистая, гипидиоморфнозернистая структура плагиогранитов главной интрузивной фации в сторону эндоконтактов постепенно сменяется порфировой с микропегматитовой или аплитовидной основной массой. Плагиоклаз плагиогранитов, представленный андезином (№ 30—36), обычно несколько пелитизирован и по отношению к другим породообразующим минералам идиоморфен. В порфировых разновидностях, как и кварц, образует вкрапленники размером 3—4 мм. Кварц, составляющий более 30% массы пород, по отношению к плагиоклазу ксеноморфен; в порфировых разновидностях находится в микропегматитовом сравнении с полевым шпатом. Роговая обманка, представленная зеленой разновидностью ($C:Ng=19^\circ$, $2v=65^\circ$) и присутствующая в весьма непостоянном количестве, обычно хлоритизирована.

Плагиограниты гранитной формации. В гранитоидных комплексах плагиограниты встречаются в виде пород фазы дополнительных интрузий, жильно-магматических образований и фации эндоконтактов.

В интрузивах неокомского гранитоидного комплекса Сомхето-Карабахской зоны плагиограниты установлены в Шнох-Кохбском (дайки, дополнительные интрузии) и Цавском массиве (дайки). Плагиограниты фации эндоконтактов в исследованных массивах отсутствуют, но они широко известны по существующей геологической литературе (И. Х. Хамрабаев, 1958; М. Г. Руб, 1960; Г. Д. Афанасьев, 1950; В. В. Ляхович, 1953 и др.) в других регионах.

В упомянутых массивах дайки жильных плагиогранитов, имеющие мощность до 2 м и длину до нескольких сот метров, характеризуются всеми особенностями, свойственными жильным породам I этапа (по В. С. Коптеву-Дворникову, 1952). Жильные плагиограниты—светло-серые, с розовым оттенком, мелкозернистые породы, некоторые участки которых вследствие увеличения количества калиевого полевого шпата переходят в граниты. Внутри жильных плагиогранитов встречаются жилки пегматитов мощностью в 2—3 см, приуроченные к поперечной системе трещин даек (Г. А. Казарян, 1962).

Состав жильных плагиогранитов следующий: плагиоклаз, кварц, микроклин, биотит, акцессории.

Плагиоклаз, представленный олигоклазом (№ 23—24) и обычно резко преобладающий над микроклином (хотя местами наблюдается их обратное соотношение), идиоморфен по отношению ко всем остальным породообразующим минералам. Кварц образует неправильные, но идиоморфные по отношению к микроклину зерна. Микроклин, имеющий ограниченное развитие, выполняет промежутки между зернами плагиоклаза и кварца. Цветной минерал обычно представлен интенсивно хлоритизированным, буровато-коричневым биотитом.

Структура пород крайне непостоянна: порфировидная, аплитовая, микрогранитовая, микропиклитовая.

В 1962 году Р. Л. Мелконяном в Шнох-Кохбском массиве установлены плагиограниты фазы дополнительных интрузий. Они образуют дайкообразное тело, прослеживающееся в северо-восточном направлении более чем на 300 метров при мощности 40—50 м. Плагиограниты, прорывающие кварцевые диориты главной интрузивной фации, среднезернистые, с порфировым строением. Под микроскопом они имеют порфировую структуру и состоят почти целиком из плагиоклаза и кварца. Плагиоклаз встречается зернами двух генераций, из которых ранние образуют идиоморфные вкрапленники зонального строения, имеющие в ядрах состав андезина (№ 37—40), а на краях—олигоклаза (№ 22—23). Зерна плагиоклаза поздней генерации (олигоклаз) совместно с кварцем слагают аплитовидную основную массу. Цветной минерал, судя по реликтовым формам и продуктам разложения, был представлен биотитом. Породы отличаются высоким содержанием сфена и сопутствующего ему рутила.

В рассмотренных гранитоидных массивах устанавливается отчетливое тяготение выходов плагиогранитов к определенным участкам; так, в Шнох-Кохбском массиве они сконцентрированы у южного эндоконтакта (р-н с. Шнох), а в Цавском—у западного. Подобная обособленность выходов плагиогранитов позволяет предполагать существование в краевых частях интрузивов локальных очагов, где в силу процессов ассимиляции, гибридизма и дифференциации формировался магматический расплав плагиогранитного состава. Такое предположение подкрепляется фактами нахождения плагиогранитов эндоконтактовой фации в гранитоидных массивах Средней Азии, Кавказа, Дальнего Востока и др. (И. Х. Хамрабаев, 1958; В. В. Ляхович, 1953; М. Г. Руб, 1960 и др.).

Интрузивы плагиогранитной формации. Крупные и самостоятельные плагиогранитные массивы Сомхето-Карабахской зоны (Атабек-Славянский, Тавушский, Хндзорутский, Ахпатский) образуют среднеюрский интрузивный комплекс, формирование которого предшествовало вышеупомянутому неокомскому гранитоидному комплексу.

Плагиограниты слагают более 30 % площади массивов мезозойских интрузивных комплексов (среднеюрский и неокомский).

Интрузивы формировались в результате однофазного (Ахпат) или многофазного (Тавуш и др.) внедрения магматического расплава. В однофазном Ахпатском массиве более 80 % площади составляют плагиограниты (породы главной интрузивной фации), остальная часть представлена гибридными кварцевыми диоритами.

При формировании многофазного Тавушского массива в ранний этап внедрились плагиограниты, которые в эндоконтактах переходят в кварцевые диориты, диориты и габбро-диориты. С другой стороны, во внутренних частях плагиограниты постепенно переходят в граниты, адаметеллиты и гранодиориты. На втором этапе формирования внедрились розовые граниты и плагиогранит-порфиры (фаза дополнительных интрузий). Породы жильно-магматической фазы представлены аплитами,

плагиогранит-порфирами (I этап), габбро-диабазами и диорит-порфирами (II этап). Такие же закономерности формирования установлены и в Хидзорутском массиве. В площади отмеченных массивов плагиограниты составляют более 70%, гибридные породы фации эндоконтактов—20%, породы фазы дополнительных интрузий около 10%. В плагиогранитах этих массивов выделяются следующие разновидности (по возрастанию распространения): аплитовидные, нормальные и порфировидные.

В широко распространенных порфировидных плагиогранитах вкрапленники представлены зональным плагиоклазом, сложенным в ядре андезином (№ 47—50), а на краях—альбитом (№ 10—12) и «глазками» кварца. Структура нормальных плагиогранитов и основной массы порфировидных разновидностей гипидиоморфнозернистая; они состоят из плагиоклаза, калиевого полевого шпата (мало), кварца, роговой обманки, биотита, акцессориев (апатит, циркон, сфен, рутил, магнетит), вторичных минералов (эпидот, хлорит, серицит).

Плагиоклаз представлен андезином и идиоморфен по отношению к остальным породообразующим минералам. Калиевый полевой шпат встречается спорадически, обычно окаймляет зерна плагиоклаза, часто образуя микропегматитовое срастание с кварцем. Кварц ксеноморфен и выполняет интерстиции между ранее выделившимися минералами. Роговая обманка встречается в небольшом количестве и представлена двумя разновидностями: буро-желтой и зеленой. Последняя развита сравнительно широко. Биотит присутствует в незначительном количестве в виде небольших чешуек.

Судя по литературным данным (Ш. А. Азизбеков, 1947; Г. И. Керимов, 1955; Р. Н. Абдуллаев, 1961, 1963 и др.), породы Атабек-Славянского и Гильяньбирского массивов идентичны с плагиогранитами вышеописанного Тавушского интрузива.

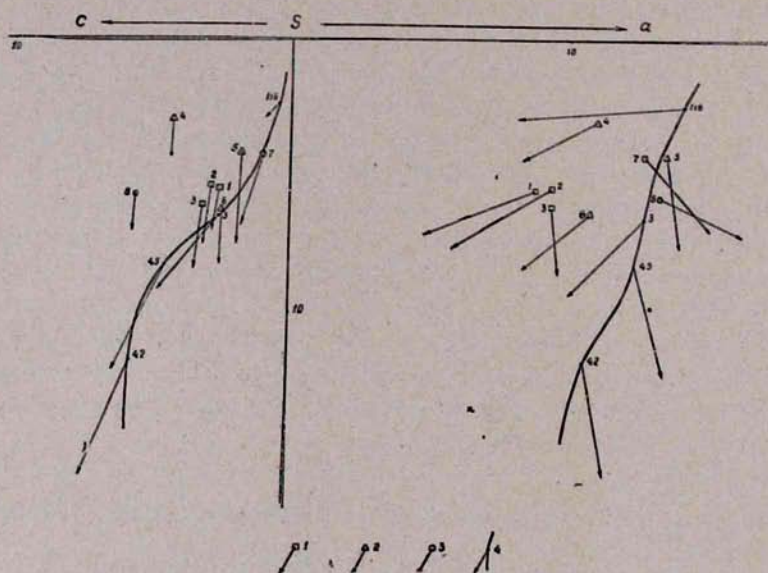
Основные петро- и геохимические особенности плагиогранитов

Породы плагиогранитной формации Сомхето-Карабахской зоны на петрохимической диаграмме А. Н. Заварицкого (фиг. 1) сконцентрированы в определенном поле и по сравнению со средними гранитами по Р. Дэли отличаются: малым содержанием щелочей, входящих в состав полевых шпатов, при значительном преобладании натрия над калием ($n=88-90$); сравнительно высоким содержанием кремнезема и пересыщенностью глиноземом.

Плагиограниты габбровой формации отличаются непостоянным составом, который на диаграмме выражается большим разбросом их векторов. Среди пород этой группы встречаются разновидности как с низким, так и с высоким содержанием полевошпатовой извести (Урал); здесь встречаются также и несколько богатые щелочами разности (Казахстан), которые по сравнению с плагиогранитами Севанского бассейна являются более богатыми кремнеземом. Наряду с разновидностями, пересыщенными глиноземом (Урал, Севан), среди плагиогранитов габбровой формации встречаются и разновидности с избытком кальция (Ка-

захстан). Натриевый характер этих плагиогранитов выражается еще сильнее ($n=93-96,5$).

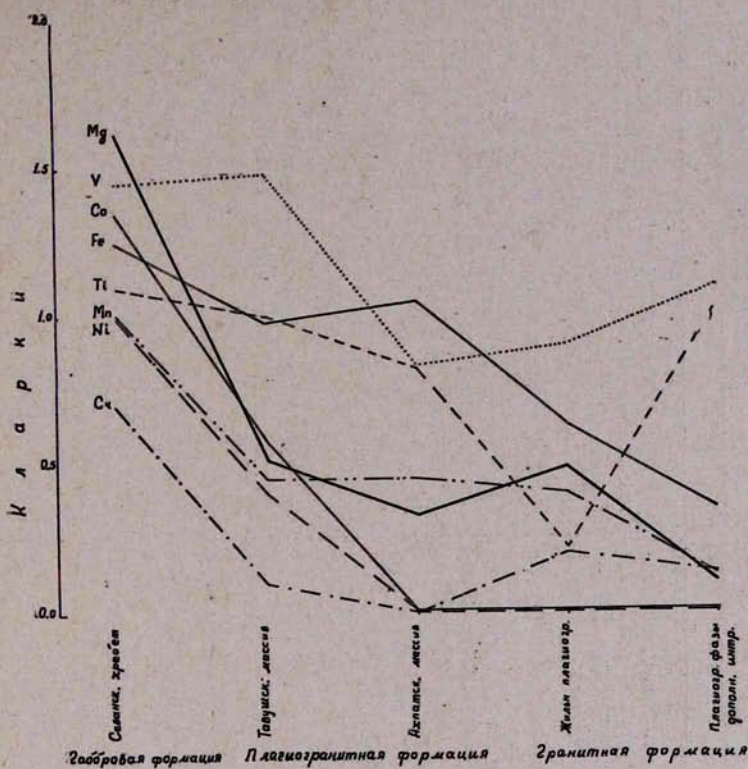
Плагиограниты гранитной формации тоже отличаются непостоянным составом, который на приложенной диаграмме выражается большим разбросом векторов. Такая вариация составов плагиогранитов как гранитной, так и габбровой формации, безусловно, является следствием явлений гибридизма, играющих решающую роль в их формировании. При сравнительно высоком содержании щелочей, чем они соответствуют средним гранитам Р. Дэли, плагиограниты гранитной формации отличаются избытком извести (c'), что по исследованиям В. С. Коптева-Дворникова (1953) характерно для гибридных пород, сформировавшихся при ассимиляции гранитной магмой известковистых пород. Соотношение натрия и калия, при преобладании первого, варьирует в значительных пределах ($n=79,0-96,8$).



Фиг. 1. Диаграмма химических составов плагиогранитов различных формаций. 1—Породы плагиогранитной формации (1—Атабек-Славянский, 2—Тавушский, 3—Ахпатский). 2—Породы габбровой формации (4—Уральские, 5—Казахстанские, 6—Севанские). 3—Породы гранитоидной формации (7—жильные плагиограниты, 8—плагиограниты фазы дополнительных интрузий Шнох-Кохбского массива). 4—Средние составы и вариационная кривая пород по Р. Дэли.

Большое отличие плагиогранитов габбровой, гранитной и плагиогранитной формации вырисовывается на вариационной диаграмме содержания элементов-примесей группы железа (фиг. 2), составленной по принципу сравнения с кларками кислых пород по А. П. Виноградову (1962). Содержание всех элементов этой группы в плагиогранитах габбровой формации кларковое и выше. Сравнительно малое количество хрома в этих породах является в несколько раз превышающим таковое плагиогранитов гранитной и плагиогранитной формации.

Содержание магния, кобальта, марганца, никеля и хрома в плагио-



Фиг. 2. Вариационная диаграмма средних содержаний Fe, Mg, V, Co, Ni, Ti, Cr в плагиогранитах различных формаций.

гранитах гранитной и плагиигранитной формации резко падает по сравнению с таковым габбровой формации и составляет от 0,5 кларка до предела чувствительности определения метода. Содержание железа, титана и ванадия в них кларковое или близкларковое.

О происхождении плагиогранитов

В геологической литературе преобладает мнение о генетической связи плагиогранитов с основной магмой. Оно особенно широкое распространение получило после известной концепции Ю. А. Билибина, по которой на ранних этапах развития подвижных зон в комплексе основных интрузивных пород участвуют и генетически связанные с ними плагиограниты.

Вопреки этим представлениям, в существующей обширной геологической литературе имеются и многочисленные факты, свидетельствующие об ассоциации и генетической связи плагиогранитных массивов с совершенно иными по составу интрузивными комплексами, что вызывает необходимость пересмотра существующих представлений.

Основные особенности плагиогранитов различного происхождения, сведенные в табл. 1, позволяют выявить следующие закономерности их формирования.

Таблица 1

Сравнительная характеристика плагиогранитов различных формаций

Габбровая формация	Гранитная формация	Плагиогранитная формация
1	2	3
Формирование формации приурочено к раннему этапу развития тектоно-магматического цикла, а плагиогранитов к поздней фазе комплекса габбро-плагиогранитов Небольшие, сильно вытянутые, часто дайкообразные тела с площадью нескольких кв. км. Контактное воздействие на вмещающие породы интенсивное (особенно на ультрабазиты), ширина зоны контактово-измененных пород находится в прямой зависимости от размеров тел плагиогранитов Эффузивные аналоги не известны Массивы плагиогранитов подчинены выходам габбро, собственные жильные породы представлены редкими жилками плагиоаплитов. Другие дайковые породы являются общими для всего габбро-плагиогранитного комплекса	Формирование формации приурочено к позднему этапу тектоно-магматического цикла, а внедрение плагиогранитов—к поздним фазам формирования комплекса Небольшие штокообразные, иногда дайкообразные тела площадью до нескольких кв. км, представленные породами фазы дополнительных интрузий и даек фазы жильно-магматических пород I и II этапа. На контакте с известняками в эндоконтактной зоне гранитных интрузивов образуются гибридные породы, по составу варьирующие от плагиогранитов до плагиоклазитов. Контактное воздействие плагиогранитов на вмещающие породы весьма слабое Эффузивные аналоги не известны Выходы плагиогранитов исключительно приурочены к массивам гранитоидов. Собственные жильные породы весьма редки и представлены маломощными жилками плагиоаплитов и пегматитов. Дайки II этапа являются общими для всего комплекса гранитоидов	Формирование формации приурочено к средним этапам тектоно-магматического цикла Самостоятельные интрузивные массивы штокообразной крупной, пластообразной, дайкообразной и лакколлитовой формы площадью в несколько десятков, иногда и сотен кв. км. Эффузивные аналоги, предшествующие внедрению интрузивных плагиогранитов, на Малом Кавказе представлены кварцевыми плагиопорфирами Плагиограниты образуют собственно интрузивную фазу. Породы главной интрузивной фации представленные плагиогранитами, постепенно переходят в гибридные образования фации эндоконтактов. Породы фаз дополнительных интрузий представлены плагиогранит-порфирами, гранит-порфирами. Породы жильно-магматической фазы развиты слабо, жильные породы I этапа представлены плагиоаплитами и пегматитами, II этапа — габбро—диабазы, кварцевыми диорит-порфирами

1	2	3
Цветной минерал представлен роговой обманкой, реже биотитом. Калиевые полевые шпаты обычно отсутствуют. Плагноклаз представлен андезином, в некоторых массивах вторичным альбитом (Центр. Казахстан) Содержание Ni, Mn, Ti, Fe, Cr кларковое, Co, V, Mg—полтора кларка Наблюдается большой разброс векторов на петрохимической диаграмме по А. Н. Заварицкому, сильное преобладание натрия над калием (n=93—96,5)	Цветной минерал представлен биотитом (обычно хлоритизированный). Содержание калиевых полевых шпатов варьирует в больших пределах: от ничтожных до количеств, соответствующих гранитам. Плагноклаз представлен олигоклазом Содержание Fe, Mg, Cr, Mn ниже 0,5 кларка, Co, Ni—ниже чувствительности определения метода, Ti, V—кларковое. Последнее, вероятно, связано с высоким содержанием V в осадочных породах, подвергнутых ассимиляции Наблюдается значительный разброс векторов на петрохимической диаграмме по А. Н. Заварицкому; породы отличаются избытком полевошпатовой извести (с'); соотношения натрия и калия варьируют в больших пределах (n=79,0—96,8)	Цветной минерал представлен биотитом, роговой обманкой, реже пироксеном. Калиевые полевые шпаты встречаются редко, в количестве до 2—4%. Плагноклаз представлен андезином Содержание Ti, Fe, V—кларковое; Cr, Ni, Mn, Mg, Co—от полукларкового до ниже чувствительности спектрального метода определения Векторы анализов на петрохимической диаграмме А. Н. Заварицкого расположены кучно, соотношение натрия и калия, при значительном преобладании первого, постоянное (n=88—90)

1. Формирование плагиогранитов происходит во всех этапах развития геосинклиналей.

2. Крупные массивы плагиогранитов формируются только в средних этапах развития геосинклиналей; в ранних и поздних этапах плагиограниты образуют мелкие интрузивные тела, подчиненные массивам габбровой или гранитной формации.

3. Собственную фазу жильно-магматических пород имеют только плагиогранитные интрузивы плагиогранитной формации. Для плагиогранитов других генетических групп породы жильной фазы являются общими для габбровой или гранитной формации.

4. Минеральный состав плагиогранитов плагиогранитной формации постоянный, в породах иных формаций наблюдаются большие вариации: в одном случае преобладают натрийсодержащие минералы (габбровая формация), в другом — калийсодержащие (гранитная формация).

5. Элементы-примеси группы железа и петрохимический параметр «п» являются довольно надежными критериями для определения принадлежности плагиогранитов к различным формациям.

При объяснении происхождения плагиогранитов габбровой формации мнения исследователей сильно расходятся и предлагаются различные, порой и противоречащие, варианты. И. Ф. Трусова (1948) плагиограниты и альбитизированные кварцевые диориты комплексов основных и ультраосновных пород Центрального Казахстана считает метаморфическими образованиями. Н. П. Михайлов (1962), подобно Г. В. Пинусу (1960), породы габбро-плагиогранитового комплекса рассматривает как результат дифференциации гибридной магмы, полученной при ассимиляции гранитного слоя перидотитовым расплавом.

Ряд ученых (А. Н. Заварицкий, 1937; Г. Л. Падалка, 1937; П. М. Татаринов, 1940 и др.) считает лейкократовые жильные породы, в том числе и плагиограниты, комагматичными образованиями ультрабазитов, а по мнению Е. А. Кузнецова (1955) при эволюции базальтовой магмы образуется остаточный расплав, соответствующий альбититам.

Необходимо отметить, что в ряде регионов, по работам последних лет, установлен значительный перерыв в формировании ультрабазитовых и габбро-плагиогранитовых комплексов (Д. С. Штейнберг, 1961, 1963; С. А. Паланджян, 1964 и др.), весьма определенно указывающий на их генетическую разобщенность.

Относительно возможности образования кислых дифференциатов от габбровой магмы имеются веские возражения. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1949) еще в период господства теории кристаллизационной дифференциации Боуэна в своих критических замечаниях отвергал возможность образования гранитов из базальтовой магмы, указывая, что при наиболее благоприятных условиях может образоваться лишь габбро с содержанием кварца не более 5%. Образование кислых и щелочных пород трапповой формации Таймыра А. М. Даминова (1956) связывает с процессами ассимиляции поздних дифференциатов базальтовой магмы. Т. Барт (1956), ссылаясь на Боуэна, указывает, что «растворение гранита и других силикатических материалов в базальтовой магме может способ-

ствовать увеличению содержания в ней гранитных дифференциатов поздних базальтовых интрузий». А. П. Лебедев (1953) причину проявления кислых дифференциатов в девонских диабазах Северного Урала находит в глубинной ассимиляции более кислого материала основной магмой. Такие идеи имеются у Р. Дэли (1936), Д. С. Белянкина (1937) и др.

Таким образом, появление пород кислого состава в основных и ультраосновных комплексах, вероятно, связано с дифференциацией гибридного расплава, полученного при ассимиляции сиалической оболочки базальтовой магмой на пути ее вторжения в верхние ярусы земной коры. Отсюда следует, что появление плагиогранитов в совокупности с кварцевым габбро в последние этапы развития комплексов основных пород также связано с переплавлением земной коры базальтовой магмой и ее последующей дифференциацией. Надо полагать, что первые порции основной магмы при прохождении через земную кору находились в пути сравнительно короткое время и не были способны ассимилировать значительное количество инородного материала, впоследствии сказывающегося в ее дифференциатах. В поздние этапы развития основных интрузивных комплексов, вероятно, создавались наиболее благоприятные условия для захвата и усвоения значительной массы сиала, сравнительно богатых кремнеземом и щелочами. Отдавая предпочтение взглядам о малой ассимиляционной способности базальтовой магмы, мы считаем, что незначительная роль плагиогранитов в интрузивных комплексах основных пород обусловлена небольшим усвоением инородного (сравнительно кислого состава) материала магмой основного состава.

Плагиограниты гранитных формаций, образующие мелкие интрузивные тела (фазы дополнительных интрузий и жильно-магматических пород, фация эндоконтактов), как показывают исследования, связаны с явлениями ассимиляции, гибридизма и дифференциации гранитной магмы, усваивающей известковистые породы. Факты возникновения плагиогранитов и близких к ним по составу пород на контакте гранитоидных массивов с известняками установлены во многих регионах (В. В. Ляхович, 1953; И. Х. Хамрабаев, 1958; Р. Н. Соболев, 1958; М. Г. Руб, 1960 и др.). Плагиограниты фаз дополнительных интрузий и жильно-магматических пород, вероятно, образуются несколько иными путями и их формирование обусловлено более сложными процессами, нежели прямая ассимиляция боковых пород в узкой зоне эндоконтактов. Здесь решающее значение имеют ограниченный объем ассимилированных известковистых пород, обуславливающий сохранение необходимого для гранитов количества кремнезема, и большое рассеивание калия, ибо в противном случае, как это доказано, могут возникнуть полевошпатовые породы, лишенные кварца или с весьма малым количеством его. Надо полагать, что при внедрении высокотемпературного и богатого летучими компонентами и щелочами гранитного расплава, в верхние ярусы земной коры, в эндоконтактной зоне интрузива, где преобладают известковистые породы, формируется гибридная магма, бедная железом и магнием. При дифференциации гибридной магмы образуется остаточный расплав, по составу

ву соответствующий плагиогранитам, который при наличии благоприятных условий для перемещения интродуцирует в верхние части материнского для них интрузивного массива.

Самостоятельные интрузивы плагиогранитной формации, по времени формирования располагающиеся между периодами развития пород габбровой и гранитной формации, по геологическим данным и определениям абсолютного возраста в значительной мере от них оторваны (Г. И. Керимов, 1955; Р. Н. Абдуллаев, 1963; Б. К. Львов, 1963; Г. А. Казарян и др., 1964; В. Ф. Марковкина, 1964 и др.). Значительный возрастной разрыв приводит к заключению, что формирование магматического расплава плагиогранитного состава может происходить при благоприятных условиях, на определенных этапах развития тектоно-магматических циклов.

Вопрос генезиса плагиогранитов следует рассматривать как неотъемлемую часть общего вопроса происхождения гранитов, относительно которого, как известно, имеются две основные теории—метасоматическая и магматическая. Не углубляясь в разбор отдельных направлений этих взглядов по которым имеется весьма обширная и справедливая в каждом конкретном случае литература, и не отдавая предпочтения какому-нибудь из них, мы вполне согласны с выдвинутым Ю. А. Кузнецовым взглядом и считаем наиболее правильным геолого-исторический подход к решению генезиса изверженных пород. Полемика, наблюдавшаяся в недавнем прошлом между метаморфистами и магматистами относительно происхождения и существования гранитной магмы, в результате многочисленных геолого-петрографических и экспериментальных работ (К. Менерт, 1963; В. П. Петров, 1963, 1964 и др.) в основном разрешилась в пользу последних.

На различных этапах истории развития подвижных зон в определенных частях земной коры имеют место разные по характеру и интенсивности метаморфические и магматические процессы, продукты которых по составу являются весьма сходными.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1910) в обзоре мнений о возможности образования палингенных магм на больших глубинах земной коры, о котором еще в 1788 году высказывался Гюттон, указывает, что, вероятно, все послепархейские изверженные породы представляют продукты выплавления и последующей дифференциации осадочных и изверженных образований. О. Р. Таттл указывает, что на глубине 10—20 км могут возникнуть условия, достаточные для плавления пород.

По современным представлениям, гранитная магма является продуктом селективного выплавления в основном глинистых пород (Н. А. Елисеев, 1951; В. П. Петров, 1964; К. Менерт, 1963; Г. Д. Афанасьев, 1963; Ю. А. Кузнецов, 1963 и др.) в глубоких зонах геосинклинальных областей. В соответствии с составом селективно выплавленных пород, образованный анатектический расплав отличается калиевым характером (гранитный). Возникший анхизвтектический расплав (кварц + полевошпат) впоследствии под воздействием тектонических усилий из областей формирования выжимается в верхние горизонты.

Изучение строения подвижных зон свидетельствует о том, что самые нижние части разрезов первичных геосинклиналей (А. В. Пейве, В. М. Синицин, 1950; А. В. Пейве, 1961) или эвгеосинклиналей, по Штилле, отличаются резким преобладанием вулканогенных образований, представленных излияниями лав базальтовой магмы и ее дифференциатов (андезиты, дациты) с прослоями яшм и осадочных пород (преимущественно известкового состава).

Вышеизложенное позволяет полагать, что в основании эвгеосинклиналей зоны интенсивного метаморфизма и селективного выплавления раньше достигают толщи вулканогенных образований, с резко выраженным натриевым характером, нежели толщи осадочных (глинистых) пород. В результате селективного выплавления толщ вулканогенных образований возникает анхизвтектический кислый магматический расплав с существенно натриевым характером (плагиогранитный).

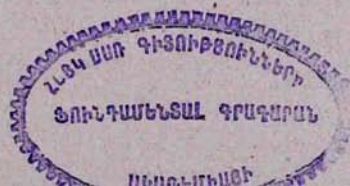
В проблеме самостоятельности плагиогранитного расплава важным является вопрос существования их эффузивных аналогов. Для плагиогранитов Малого Кавказа этот вопрос решается положительно; в Сомхето-Карабахской тектонической зоне широко распространены среднеюрские кварцевые плагиопорфиры, предшествующие внедрению ряда интрузивов формации плагиогранитов. По мнению Ш. А. Азизбекова и Э. Х. Мадатова (1957), А. Т. Асланяна (1958) отмеченные кварцевые плагиопорфиры являются эффузивными аналогами плагиогранитов. На Урале эффузивными аналогами плагиогранитов, вероятно, являются альбитофиры, развитые за счет дацитовых порфиров.

Различные генетические особенности рассмотренных типов плагиогранитов, несомненно, являются обуславливающими и их геохимическую, металлогеническую специализацию. По неполным и предварительным сведениям, на данном этапе изучения поднятого вопроса возможно отметить только ряд положений, имеющих общий характер. Из исследований Б. К. Львова (1963) следует, что для массивов плагиогранитной формации Урала характерно оруденение золота, мышьяка, меди, серебра, вольфрама, висмута, свинца и др., которые несвойственны микроклиновым гранитам этих же районов. Такие же выводы вытекают из работы В. М. Сергиевского (1958, 1960). По данным А. Н. Феногенова (1960, 1960, 1963), А. Д. Ракчеева (1958, 1962), медно-колчеданные руды на Южном Урале формировались после плагиогранитов и до внедрения гранитов.

Подобная закономерность наблюдается и на Малом Кавказе—медноколчеданные месторождения Алавердской группы расположены вблизи Ахпатского интрузива, а Кедабекской группы—тяготеют к плагиогранитным массивам Атабек-Славянской группы.

В ы в о д ы

1. Плагиограниты генетически связаны с различными магматическими формациями.
2. Намечаются два пути образования плагиогранитов:



а) ассимиляция, гибридность и дифференциация в одном случае при взаимодействии гранитной магмы и известняков, а в другом—габбровой магмы и кислых пород.

б) Селективное выплавление вулканогенных образований в корневых частях эвгеосинклинальных зон (на глубинах более 15 км) и образование анатектического магматического расплава с существенно натриевым характером.

3. По геохимическим и петрохимическим особенностям возможно отличие плагиогранитов различных генетических групп. Плагиограниты главной интрузивной фации массивов плагиогранитной формации отличаются стабильным минеральным составом и петрохимическими параметрами. Для плагиогранитов габбровой и гранитной формации наблюдается большая гетерогенность, в габброидных—значительная варияция в составе плагиоклаза, а в гранитоидных соотношениях К и Na ($n=79,0-96,8$).

4. Наблюдается металлогеническая специализация пород плагиогранитной формации по меди (Малый Кавказ, Урал), золоту, свинцу, вольфраму, висмуту и др. (Урал).

5. Вышеизложенные материалы и выводы относительно плагиогранитов являются предварительными, и необходимо дальнейшее их исследование, основными направлениями которых должны явиться выяснения закономерностей распределения акцессорных минералов, геохимических, металлогенических специализаций интрузивов плагиогранитной формации; петрология плагиогранитов различных генетических групп и др.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Р. Н. Основные черты геологии и петрографии мезозойских гранитоидных интрузивов северо-восточной части Малого Кавказа (Азербайджан). Советская геология, № 6, 1961.
- Абдуллаев Р. Н. Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа, 1963.
- Азизбеков Ш. А. Геология и петрография северо-восточной части Малого Кавказа, 1947.
- Азизбеков Ш. А. и Мадатов Э. Х. Петрохимическая характеристика плагиогранитовых интрузий северо-восточной части Малого Кавказа. Труды Азерб. индустриального института им. М. Азизбекова, вып. XVIII, 1957.
- Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд. Айпетрат, 1958.
- Афанасьев Г. Д. Гранитоиды древних интрузивных комплексов северо-западного Кавказа. Тр. ИГН АН СССР, вып. 69, петр. сер. (38), 1950.
- Афанасьев Г. Д. К проблеме гранитов. Сб. Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород, 1963.
- Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. О возрасте интрузий Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XIV, № 4, 1961.
- Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х., Мкртчян Р. С., Саркисян Э. А., Гургенян Г. Г. Абсолютный возраст магматических пород Алавердского рудного района. Труды XIII сессии комиссии по опред. абсолютн. возр. геол. формаций (в печати).
- Белянкин Д. С. К вопросу о петрогенетическом значении контактных явлений. Тр. XVII межд. геол. конгресса, т. V, 1937.

- Виноградов А. П. Среднее содержание отдельных химических элементов в главных типах пород. Геохимия, № 7, 1962.
- Воробьева О. А., Самойлова Н. В., Светлова Е. В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. Тр. ИГЕМ, вып. 65, 1962.
- Даминова А. М. О роли кристаллизационной дифференциации и ассимиляции в образовании пород базальтового комплекса Центрального Таймыра. Сов. геология, № 51, 1956.
- Елисеев Н. А. Гранитизация и метасоматические граниты. Учен. зап. Ленингр. ун-в, № 2, 1951.
- Заварицкий А. Н. Перидотитовые массивы Полярного Урала и окружающие их породы. Петрография СССР, сер. II, вып. 7, 1937.
- Казарян Г. А. Магматические комплексы Алавердского рудного района. Автореферат канд. диссертации, 1962.
- Казарян Г. А., Баласанян С. И., Чибухчян З. О. Интрузивы Сомхето-Карабахской зоны. Геология Арм. ССР, т. III, Интрузивные породы, 1966.
- Керимов Г. И. К возрасту Атабек-Славянской и Кедабекской интрузий. Изв. АН Азерб. ССР, № 7, 1955.
- Коптев-Дворников В. С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1952.
- Коптев-Дворников В. С. Явления гибридации на примерах некоторых гранитных интрузий палеозоя Центрального Казахстана. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 148, 1953.
- Кузнецов Е. А. Реакционный принцип и его значение для образования некоторых горных пород. Сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых», 1955.
- Кузнецов Ю. А. О типах ассоциаций магматических пород с участием гранитов и проблема происхождения гранитных магм. Сб. Пробл. магм. и генезиса изверж. горн. пород, 1963.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Об основных проблемах петрогенезиса. Изв. СПб. пол-лит. инст. Отд. техн., ест. и мат., 14, вып. 1, 1910.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Этюды по петрогенезису. Избр. труды, т. 1, 1949.
- Ленных И. В. Кислые и средние интрузивные комплексы Ю. Урала и их металлогения. Мат. по геол. и пол. ископ. Урала, вып. 8, 1961.
- Леонтьев Л. Н. Тектоническое строение и история геотектонического развития Малого Кавказа. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 5, 1949.
- Ляхович В. В. Эндоморфное изменение молодых гранитов Баксана в контакте с известняками. Тр. ИГН АН СССР, вып. 148, петр. сер. (44), 1953.
- Львов Б. К. Петрографические и петрохимические особенности гранитоидов Кочкарского района. Вopr. магматизма и метаморфизма, т. 1, 1963.
- Марковкина В. Ф. О возрасте гипербазитов Севера Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1964.
- Михайлов Н. П. Интрузивные офиолитовые комплексы Восточного Казахстана. Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 80, 1962.
- Падалка Г. Л. Западная полоса пород габбро-перидотитовой формации Урала. Петрография СССР, сер. I, вып. 7, 1937.
- Паланджян С. А. К геологии ультраосновных и основных интрузивных пород северо-восточного побережья оз. Севан. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, т. XVIII, № 1, 1965.
- Петров В. П. Предисловие к книге К. Менерта «Новое о проблеме гранитов», 1963.
- Петров В. П. Современное состояние представлений о магме и проблема гранита. Изв. АН СССР, сер. геологическая, № 3, 1964.
- Пинус Г. В. Кембрийский магматизм и металлогения Тувы. Автореф. докторской диссертации, 1960.
- Ракчеев А. Д. Закономерности размещения колчеданных тел на Урале (на примере Карабашской группы месторождений). Сов. геология, № 7, 1962.

- Руб М. Г. Гранитоиды Приханкайского района и основные черты их металлоносности. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 33, 1960.
- Сергиевский В. М. Магматизм Урала. Геол. строение СССР, т. 2, 1958.
- Сергиевский В. М. Магматизм и металлогения Урала. В сб. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых, 1960.
- Татаринов П. М. Восточная полоса габбро-перидотитовых интрузий Среднего Урала. Петрография СССР, сер. 1, вып. 9, 1940.
- Феногенов А. Н. К генезису колчеданных месторождений на среднем Урале. Изв. высш. учебн. завед., сер. геол. и разв., № 3, 1960.
- Феногенов А. Н. Соотношение жильных гранитоидов и колчеданного оруденения. Бюлл. МОИП, т. 65, отд. геол., т. 35, вып. 2, 1960.
- Феногенов А. Н. Особенности сульфидной минерализации в пределах зеленокаменной полосы восточного склона Урала на участке г. Кыштым—г. Дегтярск. Автореф. канд. дисс., 1963.
- Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в западном Узбекистане, 1958.
- Штейнберг Д. С. Интрузивные формации Урала. Матер. по геол. и полезн. ископ. Урала, вып. 8, 1961.
- Штейнберг Д. С. Основные проблемы магматизма и метаморфизма Урала. Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, т. 1, 1963.