

АНАТЕКТИЧЕСКИЕ ПЛАГИОГРАНИТ-МИГМАТИТЫ КОНТАКТОВОЙ ЗОНЫ ГАББРО И УЛЬТРАБАЗИТОВ (СЕВАНСКАЯ ОФИОЛИТОВАЯ ЗОНА)

© 2006 г. Г. А. Казарян

Институт геологических наук НАН РА
375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 21а, Республика Армения
e-mail: hrshah@sci.am

Поступила в редакцию 22.12.2005 г.

Плагиогранит-мигматиты верховьев р Памбак образовались в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма под термальным воздействием механически нагретых протрузивных ультрабазитов, при которых вмещающие офитовые метагаббро превратились в амфибол-плагиоклазовые роговики с выделением минимума расплава плагиогранитового состава.

Геологическое разнообразие гранитоидов, обусловленное множеством факторов (геодинамические условия, состав подвергнутых гранитизации вмещающих пород, характер исходного первичного магматического расплава и др.), общеизвестно и широко обсуждается петрологами. Сказанное в полной мере относится и к плагиогранитам, по которым много исследований проведено и в нашей республике (Казарян, 1966, 1992; Мелконян, 1965, 1989 и др.). Настоящее сообщение посвящено рассмотрению случая образования плагиогранитов, и цель автора показать, что в зоне эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма на тектоническом контакте офитовых габбро Джил-Арегунийского (Сатанахачского) массива и механически прогретых протрузивных ультрабазитов офиолитовой серии при определенных структурно-фациальных и термодинамических параметрах формируются контакто-метаморфические породы роговообманково-роговиковой формации (Добрецов и др., 1970; Елисеев, 1959; Миасиро, 1976; Тернер и др., 1961) с выделением специфических плагиогранитов, отличающихся от сходных пород иного генезиса.

Породы габбро-перидотитового комплекса офиолитовых зон Армении, в отличие от стратиформных интрузивов типа Бушвельд, Скергаард и др. (Уэйджер и др., 1970), в которых отдельные слои прослеживаются на многие километры, обладают расслоенностью, характерной для альпинотипной серии (Тайер, 1963). В регионе в основании горизонта габбро-офиолитов (над рассланцованными, тектонизированными ультрамафитами верхней мантии) залегает кумулятивная серия габбро мощностью 180-200 м, состоящая из пород группы троктолита, оливиновых габбро, анортозитов (Шоржа, Джил-Арегуни). Выше следует собственно габбровый горизонт (мощн. 4.5-5.0 км), состоящий из двух подгоризонтов (Казарян, 1987): оливиновых габбро, габбро, габброноритов, феррогаббро, лейкогаббро, тоналитов, плагиогранитов и т.д. Горизонт габбро состоит из кулисообразно расположенных маломощных (до 25-35 и реже больше метров) и не протяженных (до 250-350 м) слоев перечисленных разновидностей мафитов.

При общей скрытой расслоенности габбровых массивов от меланократовых разностей по-

род до лейкократовых плагиогранитов направление развития довольно часто нарушается напластованием на них нехарактерных для данного уровня пород: с нормальными габбро пластуется плагиоклазовые перидотиты (Сотк, Джил-Арегуни); нормальные габбро содержат пачку контрастно-дифференцированных пород – оливиновые габбро-анортозиты (Сотк, Црдут): внутри слоя офитовых габбро пачка последовательно дифференцированного ряда пород – габбро кварцевое, габбро-диорит-тоналит (Сотк, Каракерт). В горизонте расслоенных габбро выделяются два типа плагиогранитов – фациальный и фазовый. Породы первого типа завершают расслоенный ряд верхнего горизонта габбро (Джил-Арегуни, Каракерт, Црдут). Плагиограниты второго – фазового типа в виде мелких штоков встречаются в средней части верхнего подгоризонта габбро (Каракерт).

Геология и петрографическая характеристика пород района исследования

Расслоенный Джил-Арегунийский массив габбро имеет все характерные особенности, присущие альпинотипным габбро-перидотитовым комплексам и изложенным выше – кумулятивной серии габбро, залегающей над рассланцованными гарцбургитами, собственно расслоенному габбровому горизонту с перечисленной гаммой пород серии габбро. Однако все разновидности пород горизонта Джил-Арегунийского массива (70-75 кв.км) сильно амфиболлизированы и сосюритизированы послемагматическим кварцем эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, чем и отличаются от остальных массивов мафитов офиолитовых зон Армении (Сотк, Каракерт, Црдут и др.). Подобный локальный метаморфизм габбро приводит к заключению, что, вероятно, эти изменения происходили еще в океанском этапе развития магматитов. Это подтверждается тем, что аналогичные изменения габбро, в ограниченном объеме, выявлены в современных срединно-океанических рифтовых структурах (Срединно-Атлантический и др.), в зонах трансформных разломов: 15°20', Кинг (Добрецов и др., 1994;

Миасиро, 1976; Силантьев, 1995). Приведенный разрез габбро аналогичен многим нормальным офиолитовым разрезам мира (Вуринос, Семайл, Троодос, Бей-оф-Айленд и др.).

В отличие от описанного, в регионе взаимоотношение ультрабазитов и габбро обычно тектоническое или протрузивное, в последнем случае часто развиты узкие ареалы контактово-метаморфических пород. В восточной части Кутаканского (Джанахмад) габбрового массива в узкой экзоконтактной зоне дайкообразного протрузива гарцбургитов по габбро развиты гранат-клинопироксен-воластонитовые родингиты, которые через 20-25 см сменяются нацело амфиболитизированными и пренитизированными мафитами. Здесь уместно заметить, что воластонит кристаллизуется при температуре 800-1000°C (Дана, 1937, с.167). В Соткском габбровом массиве вдоль дискордантного, относительно полосчатости мафитов, контакта ультрабазитов экзоконтактные габбро родингитизированы. Протрузивные ультрабазиты контактовой зоны часто содержат свежие мелкие зерна новообразованного оливина.

В Джил-Арегунийском массиве породы переходной кумулятивной зоны обнажены в верхних частях бортов долины р.Памбак и соответствующих им водоразделах. В самой долине и несколько выше, на склонах бортов, нормальное взаимоотношение пород тектонически нарушено, а породы кумулятивной серии габбро уничтожены протрузией гарцбургитов. В последних довольно часты перемещенные блоки ("ксенолиты") анортозитов, оливиновых габбро и троктолитов – фрагменты кумулятивной серии пород. Непосредственно у контакта с метагаббро ультрабазиты содержат продолговатые блоки ("ксенолиты") роговообманковых роговиков с плагиогранит-мигматитами, ориентированные вдоль контакта с метагаббро. Изложенное свидетельствует о том, что подвижки на границе метагаббро и гарцбургитов продолжались и после протрузивного внедрения последних и образования контактовых метаморфитов. Внутри метагаббро в 30-35 м севернее от тектонического контакта обнажается небольшое продолговатое протрузивное тело гарцбургитов ("сателлит") с узкой, но хорошо выраженной зоной контактовых метаморфитов, в которой конформная контакту полосчатость пород изогнута и повторяет все неровности и общую сферичность внедрившегося тела (рис.1).

Изложенное коренным образом отличается от описания контактового взаимоотношения метагаббро и ультрабазитов этого же объекта, приведенного Закариадзе Г.С. и др. (1990; Злобин и др., 1993). Породы, структурно принадлежащие метаморфитам (структура флазерная, роговиковая), авторы относят к образованиям краевой фации интрузива, и не учитывается факт тектонического взаимоотношения метагаббро и ультрамафитов и присутствия обломков амфиболовых роговиков и анортозитов внутри протрузивных гарцбургитов.

Породы расслоенного Джил-Арегунийского массива на исследованном участке представлены

амфиболитизированными, сосюритизированными метагаббро эпидот-амфиболитовой фации, в которых зерна основного плагиоклаза размерами до 3.0 мм (более 50%) нацело сосюритизированы, замещены альбитом №9-10 и густой вкрапленностью цоизита. Буро-зеленая роговая обманка (до 40%) обычно нацело замещает зерна диопсид-клинопироксена (табл.1), от которых сохранились редкие реликты. Неравномерно распределенный послемагматический кварц образует неправильные, мозаично- и волнистоугасающие зерна, разъедающие кристаллы плагиоклаза, реже амфибола.

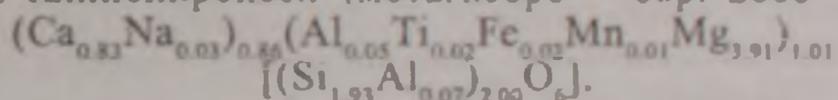
Таблица 1

Химический состав породообразующих минералов пород контактовой зоны габбро и ультрабазитов^{х)}

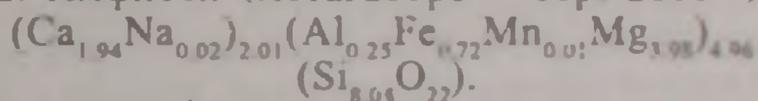
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	52.07	57.24	51.04	50.10	59.58	60.13
TiO ₂	0.57	0.0	0.32	0.96	-	-
Al ₂ O ₃	2.94	1.51	6.30	7.71	26.39	25.87
FeO	5.84	6.14	11.49	12.77	-	-
MnO	0.16	0.10	0.22	0.23	-	-
MgO	16.46	19.02	17.73	15.15	-	-
CaO	20.90	12.90	9.50	10.54	7.16	7.01
Na ₂ O	0.45	0.24	0.87	1.05	7.54	7.39
K ₂ O	0.02	0.01	0.0	0.19	0.08	0.14
Сумма	99.41	97.16	98.07	98.70	100.75	100.54

х) Анализы выполнены на микрозонде в лаборатории ИГЭМ, оператор Боронихин В.А.

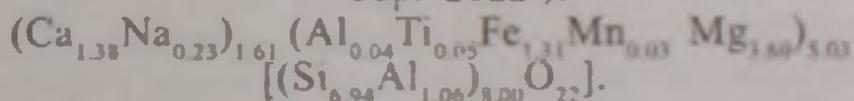
1. Клинопироксен (метагаббро – обр. 2885^{б-2}).



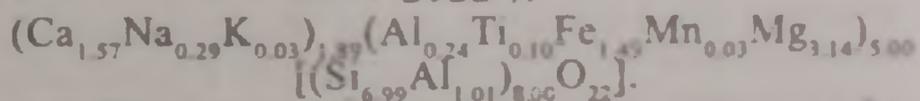
2. Амфибол (метагаббро – обр. 2885^{б-2}).



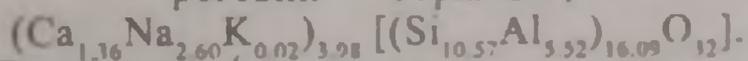
3. Амфибол (амфибол-плагиноклазовый роговик – обр. 2922^а).



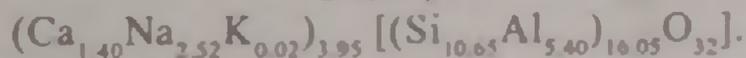
4. Амфибол (плагиогранит-мигматит – обр. 2922^б).



5. Плагиоклаз (амфибол – плагиноклазовый роговик – обр. 2922^а).



6. Плагиоклаз (плагиогранит-мигматит – обр. 2922^б).



Протрузивные гарцбургиты экзоконтакта метагаббро с новообразованными зернами оливина содержат значительное количество шестоватых кристаллов тремолита, которые на непосредственном контакте образуют мономинеральную 1.0-1.5-сантиметровую полосу пород с фибробластовой структурой. Бесцветные шестоватопризматические, расщепленные на концах кристаллы тремолита этой полосы характеризуются: $c:Ng=16^\circ$, $ng - np = 0.023$. Новообразованные плагиогранит-мигматиты приконтактной зоны несколько изменены (регрессивный метамор-

физм?) – плагиоклаз интенсивно помутнен, а амфибол разложен относительно слабо (хлоритизирован). После несколько измененных контактовых метаморфитов следуют нормальные свежие плагиогранит-мигматиты с тонкими прослойками роговообманковых роговиков.

Контактовые метаморфиты, развитые по метагаббро, имеют полосчатую текстуру, с полосками мощностью от микроскопических до 5-6 мм (реже 10-12 см): на общем темно-зеленом фоне амфибол-плагиоклазовых роговиков контрастно выступают плейчатые, волнисто-извилистые, гофрированные полоски плагиогранит-мигматитов, которые по простираанию постепенно выклиниваются и вновь появляются через некоторый промежуток, местами несколько полосок сливаются, резко увеличивая мощность. Отношение темных и светлых составляющих равно 3:1.

В контактово-метаморфических гранобластовых амфибол-плагиоклазовых роговиках зеленая роговая обманка ($c:N_{g}=16^{\circ}$, $n_{g-pr}=0.024$, табл.1), составляющая 55-60% породы, образует неправильные со сглаженными контурами зерна и редкие ойкокристаллы размером 1.0x0.3 мм, содержащие мелкие кристаллы плагиоклаза. Неправильные зерна плагиоклаза (40-45%) размером до 0.4 мм, представленные свежим, прозрачным андезином №34-35 (табл.1), изредка помутнены и содержат пренит и мелкочешуйчатый серицит. Кварц (3-5%) ксеноморфен и в виде округлых зерен заполняет интерстиции плагиоклаз-амфиболовой массы. В плагиоклазах содержатся очень мелкие короткопризматические кристаллы апатита. По амфиболу развиты хлорит и вторичный сфен.

Плагиогранит-мигматиты лейкократовые, порфиоровые, с гипидиморфно-зернистой основной массой породы. Прозрачный, изредка с помутневшими участками и мелкочешуйчатым серицитом, слабо зональный андезин №34-35 (табл.1), составляющий 55-60% породы, образует неправильные, ксеноморфные относительно амфибола зерна, размером до 1.5x1.0 мм. Кварц (40-43%), образующий вкрапленники размером 2.5-3.0 мм и мелкие зерна основной массы, извилистыми амбообразными выступами проникает в кристаллы плагиоклаза, проявляет разъедающий характер относительно амфибола. Зеленая роговая обманка ($c:N_{g}=18^{\circ}$, $n_{g-pr}=0.024$, табл.1) в количестве 1-2% образует вытянутые, идиоморфные кристаллы размером до 1.0x0.3 мм, к которым приурочено незначительное количество магнетита. В плагиоклазе и кварце отмечаются мелкопризматические кристаллы апатита, реже циркона.

Контактово-метаморфические амфибол-плагиоклазовые роговики и плагиогранит-мигматиты по минеральным парагенезам и структурным особенностям, следовательно и генетически, отличаются от гранат-амфиболовых, гранат-плагиоклаз-кварцевых, гранат-хлорит-кварцевых и др. сланцев, небольшие блоки которых на СВ побережья оз.Севан встречаются только в ультрамафитах Соткского рудного поля.

Анатектические плагиогранит-мигматиты долины р.Памбак – это перенасыщенные кремнеземом высокоглиноземистые породы с низким содержанием общего железа, кальция и нехарактерным для гранитов высоким значением магния (табл.2). По элементам-примесям (табл.2) плагиогранит-мигматиты отличаются высоким содержанием бария, рубидия, отчасти циркония и низким значением отношений калий-рубидий и высоким – рубидий-стронций. Будучи сформированными по метагаббро офиолитовой серии, считавшимися отторженцами океанической коры, они представлены гранитами типа I (Богатиков и др., 1986), а по отношениям $Rb/Sr=0.65^x$, окиси калия и кремнезема проектируются в поле континентальных трондъемитов (Казарян, 1992, с.4, рис.1,2; Колман и др., 1993, с.124, рис.5) и вблизи кривой плавления толеита по экспериментам Хельза (1976) в условиях давления воды в 5 кбар.

Вопросам геологии, петрологии глубокометаморфизированных образований – парагнейсов и сопутствующих палингенных гранитов, а также экспериментам, моделирующим условия формирования анатектических гранитных расплавов по этим образованиям, посвящена обширная литература. На этом фоне проблемы анатектического гранитного расплава и соответствующие эксперименты по ортогнейсам освещены относительно слабо. В этом отношении проведенные исследования представляют определенный научный интерес.

Габброиды Джил-Арегунийского массива в комплексе пород офиолитовой серии, задолго до протрузии перидотитов, оказавшись на средних глубинах островодужной геоструктуры (Казарян, 1993; Zakariadze et al., 1983), в условиях сильного бокового давления, подверглись интенсивной уралитизации, сосюритизации, о чем свидетельствуют стрессовый минерал – цоизит (Петрография, 1986) и линейность минералов рассланцованных габбро. Островодужный режим развития региона и Ам-Ал-Цо (Эп) парагенез минералов показывают, что изменение габбро происходило на глубине порядка 6-8 км при температуре 400-450° и статическом давлении более 2.5 кбар (Казарян, 1966; Петрография, 1986; Плюснина, 1983; Miyasiro, 1974).

Геологические особенности и парагенез минералов пород экзоконтактовой полосы свидетельствуют об активном контактовом воздействии ультрабазитов на метагаббро, что в свою очередь, в определенной мере, указывает на относительную "холодность" протрузивных перидотитов. В связи с этим возникает вопрос относительно теплоисточника и, в частности, термобарических условий, определяющих характер контактового метаморфизма.

При протрузии ультрабазитов в условиях

x) Количественные определения рубидия и стронция произведены в спектральной лаборатории ИГН НАН РА Г.М.Мкртчяном.

высокого механического давления (несколько кбар) вырабатывается значительная тепловая энергия, повышающая температуру самой внедрившейся массы, вызывая этим во вмещающих породах соответствующее среднетемпературное изменение, по характеру оценивающееся как контактово-метаморфическое. Релейджем и др. (1965) смоделированы процессы, протекавшие в серпентинитах в условиях давлений, достигающих 5 кбар, при которых было установлено, что с увеличением давления и соответствующей температуры породы десерпентинизируются с выделением воды. При десерпентинизации перидотитов (при температуре 450-600°) выделяется поздний оливин, придающий породе порфиристый характер. Присутствие позднего оливина в перидотитах приконтактных зон протрузивов Севанской зоны в определенной мере подтверждает сказанное.

Расчеты определения температур образования контактово-метаморфических плагиогранит-мигматитов на границе метагаббро и механически прогретых ультрамафитов по методу Эгера (Винклер, 1969) дают приблизительные величины. Поэтому о термобарических условиях, существующих в контактовой зоне, тем более о температуре ультрамафитов, возбуждающих изменения, судим по продуктам метаморфизма, в частности плагиогранитам, аналоги которых получены экспериментально плавлением граувакк-базальтов и др. (Винклер, 1969; Helz, 1976).

На диаграмме системы кремнезем-альбит-ортоклаз при давлении воды в 2 кбар (Винклер, 1969; с.204, фиг.44) исследованные плагиогранит-мигматиты располагаются в поле кварца, вблизи изотермы 750°.

Доподлинные температурные условия селективного плавления метагаббро при высоком парциальном давлении воды и образовании плагиогранитного минимум-расплава, вероятно, были ниже рассчитанных, если учесть Йоганеса (1988) по плавлению андезина (706° при давлении 5 кбар), а также нарастающий приток воды в контактовую зону из десерпентинизирующихся перидотитов.

По экспериментам Кренка и др. (1969), плавление пород в атмосфере водяного пара имеет следующую последовательность перехода минералов в расплав: полевые шпаты и кварц плавятся раньше темноцветных, причем при давлении 2.74 кбар гранит плавится при температуре 680°, т.е. в условиях, вполне удовлетворяющих образованию описанных плагиогранит-мигматитов.

По данным Ревердатто (1970), для формирования минерального парагенеза амфибол-роговиковой фации, которой соответствуют описанные амфибол-плагиоклазовые роговики и плагиогранит-мигматиты, необходимы давление не менее 2-3 кбар и минимальная температура в 550-600°.

Анатектические плагиограниты и амфибол-плагиоклазовые роговики экзоконтактной зоны ультрабазитов, которые не пережили низкобарную и высокотемпературную пироксен-рогови-

ковую фацию метаморфизма (Добрецов и др., 1986), закономерную для гранитоидных интрузивов, как например Газминского (Казарян, 1976), являются экстраординарными образованиями, что выражается в формировании плагиогранитов в условиях относительно низких температур магмообразования (650-700°), при высоком механическом давлении, созданном посредством протрузии ультрабазитов и высокого парциального давления воды (источником которой были сами метагаббро и десерпентинизирующиеся перидотиты).

В проблеме анатектического происхождения плагиогранитов при контактовом метаморфизме и равным образом ультраметаморфизме основных пород глубоких зон коры кардинальным, на наш взгляд, является вопрос калия. При селективном плавлении метагаббро в условиях высокого парциального давления воды образованная лейкосома обогащается калием: с двукратным повышением по сравнению с исходным метагаббро (табл.2), отражая аналогию с экспериментами Винклера (1969) по плавлению граувакк и Хельза (1976) — толеитовых базальтов. По экспериментам последнего (Helz, 1976), в процессе плавления толеитового базальта, в условиях парциального давления воды в 5 кбар, при температуре 700°, образованный поровый расплав (минимум) в объеме 9.8% соответствует граниту ($K_2O - 3.7\%$, $Na_2O - 3.7\%$, $SiO_2 - 74.5\%$): вследствие расходования калия в начальном этапе опытов, с повышением температуры и увеличением объема расплава относительное количество калия уменьшается, и при 750° расплав (25.4%) содержит $K_2O - 1.8\%$, $Na_2O - 3.7\%$, $SiO_2 - 74.4\%$, соответствуя плагиограниту, аналогами которого являются плагиогранит-мигматиты настоящего сообщения (табл.2).

В серпентинизированных протрузивных гарцбургитах эндоконтактной зоны с метагаббро вследствие механического нагрева оливин восстанавливается, а это означает, что температура пород в контактовой зоне составляла 550-600°C, которая в известной мере недостаточна для формирования минимум гранитного расплава. В вопросе установления истинных термобарических условий формирования плагиогранит-мигматита контактовой зоны важным аргументом является участие в составе прогретых и десерпентинизированных гарцбургитов тремолита, который на непосредственном контакте с метагаббро слагает мономинеральную — тремолитовую полосу мощностью в 1.0-1.5 см. Таким образом, присутствие тремолита в контактовой зоне гарцбургитов и метагаббро вносит определенные коррективы в вопросе определения истинных термобарических условий формирования плагиогранитного магматического расплава.

По экспериментальным данным Миасиро (1976, с.279, фиг.8°5), выделение тремолита происходит при давлении $P_s = P_{\text{флюид}}$ от 0.3 до 3.5 кбар и температуре от 775° до 900°C. Таким образом, если для нашего примера принимать давление в 1.5-2.0 кбар, которое соответствует глубине коры в 5-6 км (амфиболитовая фация метамор-

Содержание петрогенных элементов и элементов-примесей в плагиогранитах различных формаций габбро и роговиков долины р.Памбак

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	53.16	58.51	72.51	73.00	73.86	71.67
TiO ₂	0.30	0.18	0.18	0.26	0.23	0.33
Al ₂ O ₃	17.88	11.66	13.18	13.5	12.62	13.27
Fe ₂ O ₃	5.03	4.21	1.71	1.09	1.85	2.32
FeO	5.68	6.03	1.98	2.84	2.10	1.03
MnO	0.16	0.08	0.07	0.05	0.04	0.06
MgO	0.55	7.69	3.00	0.35	1.08	1.08
CaO	6.09	7.82	2.45	2.46	2.73	3.18
Na ₂ O	3.20	3.30	3.60	4.37	4.27	3.86
K ₂ O	0.30	0.55	0.80	0.26	0.28	1.65
P ₂ O ₅	0.09	0.11	0.09	0.08	0.10	0.09
Cr ₂ O ₃	0.01	0.06	-	-	-	-
H ₂ O	0.03	0.05	0.24	0.20	0.12	-
п.п.п	1.39	0.32	0.42	0.96	0.97	1.04
Сумма	99.87	100.57	100.23	99.87	100.25	99.80
Ni	56	32	24	1. Метагаббро (обр. 2909)		
Co	56	7.5	5.6	2. Амфибол-плагиоклазовый роговик (обр. 2922 ^а)		
Cr	180	180	32	3. Плагиогранит-мигматит (обр. 2922 ^б)		
Cu	320	24	42	4. Плагиогранит габброидного комплекса офиолитовой серии (средн. 5 ан). Армения.		
Zn	75	180	32	5. Плагиогранит низкокалийевой контрастной толеит-плагиориолитовой серии (средн. 15 ан), Армения		
La	24	18	56	6. Плагиогранит амфибол-биотитовый (по 15 ан). Урал, Тагильский прогиб (Малахова, 1974).		
Ce	-	-	75			
Y	13	5.6	3.2			
Yb	3.2	1	-			
Zr	42	18	100			
Ba	100	20	200			
Rb	-	-	65			
Sr	500	300	100			
K/Rb	-	-	102			
Rb/Sr	-	-	0.65			
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	-	-	0.70387			

физма), то температура метаморфизма в контактовой зоне будет равной 825-850°C. Следовательно-

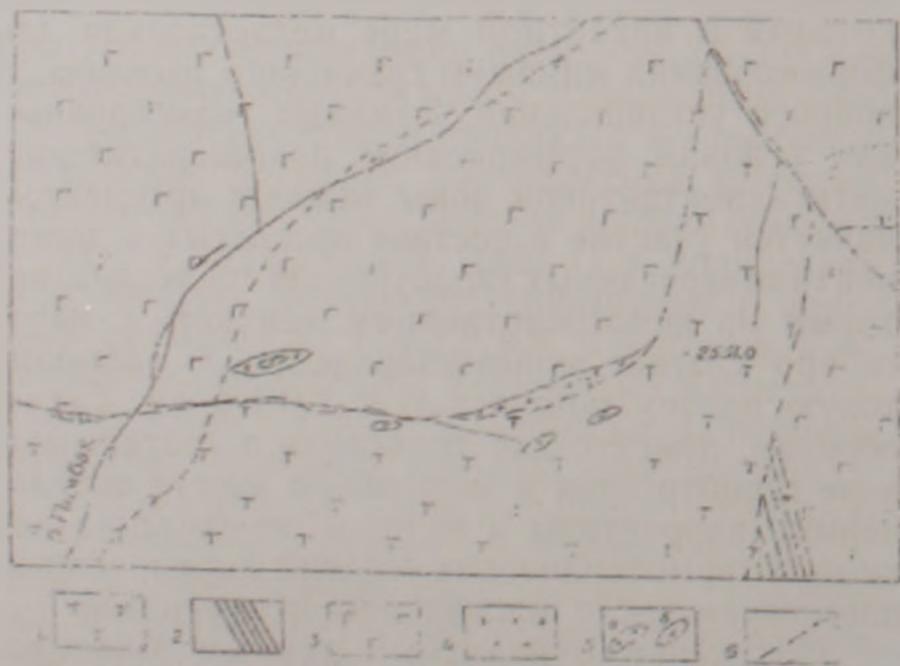


Рис. 1. Геологическая карта верховьев р. Памбак, м-б 1:5000. 1. Гарцбургиты 2. Кумулятивная зона габбро 3. Метагаббро. 4. Роговообманковые роговики и плагиогранит-мигматиты. 5. "Ксенолиты" роговообманковых роговиков и плагиогранит-мигматитов (а) и анортизитов (б). 6. Протрузивно-тектонический контакт гарцбургитов и метагаббро.

но, указанные термобарические условия весьма благоприятны для формирования плагиогранитного расплава. Представленные расчеты образования палигенных плагиогранитов контактовой зоны протрузивных гарцбургитов и мета-

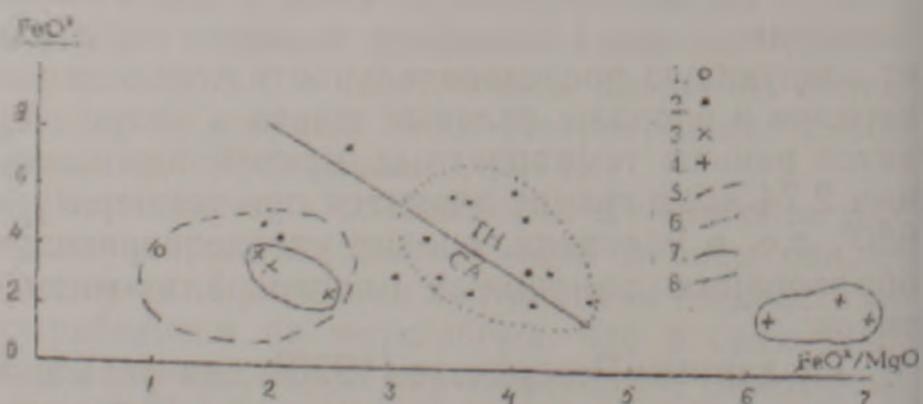


Рис. 2. Диаграмма FeO* - FeO*/MgO по Миасиро.

1. Плагиогранит-мигматиты. 2. Плагиограниты контрастной толеит-плагиориолитовой серии. Плагиограниты габброидной серии (Каракертский массив габбро). 3. Фациальные. 4. Фазовые. 5. Границы поля высокомагнезиальных дацитриолитов и плагиориолитов Северной Армении (Мелконян, 1965). 6. Границы поля плагиогранитов контрастной толеит-плагиориолитовой серии (Казарян, 1992). 7. Границы плагиогранитов габброидной серии. 8. Кривая, ограничивающая толеитовые (ТН) и известково-щелочные (СА) серии.

габбро подтверждаются данными экспериментов Хейза (1976).

Для выяснения петрологических вопросов обратимся к диаграмме $FeO^* - FeO^*/MgO$ (рис.2), на которой плагиогранит-мигматиты расположены в поле высокомагнезиальных дацитриолитов и риолитов Северной Армении (Мелконян, 1965), что, вероятно, отражает одинаковое анатектическое происхождение обоих типов кислых пород при селективном выплавлении основных пород. В Каракертском массиве, в группе плагиогранитов габбровой серии выделяются два обособленных поля с показателями FeO^*/MgO 1-2 и 6-7 соответственно с абсолютным количеством MgO -1.8% и 0.2-0.8%. Эти величины отражают разные тренды развития базальтового расплава: первый характеризует плагиограниты фациального типа, которые завершают дифференцированную серию габбрового горизонта, а второй — фазового типа, породы которого мелкими штоками пересекают образования среднего горизонта Каракертского массива габбро.

Плагиограниты контрастной толеит-плагиориолитовой серии занимают самостоятельное поле, вытянутое вдоль линии, разделяющей породы толеитовой и известково-щелочной серии, причем подавляющая часть расположена в поле толеитов.

Высокое содержание калия в анатектических плагиогранитах обусловлено тем, что в процессе плавления первыми в расплав переходят полевые шпаты, основные носители калия, обогащая этим расплав-минимум щелочными элементами (Винклер, 1969). В отличие от анатексиса, при ликвации базальтового расплава, в образующихся плагиориолитах (плагиогранитах) низкокаллевой контрастной толеит-плагиориолитовой серии рассеянное в базальтовом расплаве малое количество калия не концентрируется в лейкократовом составляющем (Казарян, 1994). Подобным образом, вероятно, образуются и плагиограниты габбрового комплекса офиолитовой серии. В ликвационной паре пород оливинное габбро-анортит также не наблюдается накопление калия в лейкократовой ветви (Казарян, 1987).

Относительно высокое содержание калия и подчеркнутая магнезиальность описанных плагиогранитов, образованных путем селективного плавления основных пород, являются их генетической и формационной особенностью, чем они и отличаются от плагиогранитов габбрового комплекса офиолитовой серии и ликвационных плагиогранитов низкокаллевой контрастной толеит-плагиориолитовой серии островодужной принадлежности (Казарян, 1992).

Выводы

1. Анатектические плагиогранит-мигматиты контактовой зоны метагаббро и протрузивных гарцбургитов бассейна р.Памбак формировались в островодужной геоструктуре в эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма.

2. Контактново-метаморфические анатектические плагиогранит-мигматиты в силу специфики их образования имеют локальное развитие.

3. Плагиогранит-мигматиты соответствуют мантийным гранитам и в определенной мере формировались путем селективного плавления метагаббро офиолитовой серии, возможно, в корневых частях островодужных геоструктур, в следующих термобарических условиях: давление — 1.5-2.0 кбар, температура — 825-850°C.

ЛИТЕРАТУРА

- Богатиков С.А., Коваленко В.И., Рябчиков И.Д. Мантийные и коровые граниты, сходство и различия. В кн.: Тектоника и вопросы металлогении докембрия. М.: Наука, 1986, с.154-172.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Мир, 1969, 247 с.
- Дана Э.С. Описательная минералогия. Л.-М.: Гл. ред. геол.-разв. и геод. лит., 1937, 423 с.
- Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Колобов В.Ю. Формирование океанской литосферы в медленно-спрединговых хребтах Центральной Атлантики. Петрология. 1994, т.2, №4. с.363-379.
- Добрецов Н.Л., Ревардатто В.В., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В. Фации метаморфизма. М.: Недра, 1970, 432 с.
- Елисеев Н.А. Метаморфизм. Изд. Ленинградского Университета, 1959, 415 с.
- Закариадзе Г.С., Клиппер А.Л., Бибилова Е.Б., Силантьев С.А., Злобин С.К., Грачева Т.В., Макаров С.А., Колесов Т.М. История формирования и возраст плутонической части офиолитового комплекса Северо-Восточного побережья оз.Севан. Изв. АН СССР, сер. геол., 1990, №3, с.17-30.
- Злобин Г.С., Закариадзе Г.С. Состав и геодинамические условия формирования плутонических серий офиолитов Севано-Акеринской зоны (Малый Кавказ). Петрология., 1993, т.1, №4, с.413-430.
- Иоганес В. Значение экспериментальных исследований по проблеме формирования мигматитов. В кн.: "Мигматиты", М.: Мир, 1988, с.53-109.
- Казарян Г.А. К вопросу происхождения плагиогранитов. В кн.: Вопросы металлогении и петрографии АрмССР, 1966, с. 5-20.
- Казарян Г.А. Основные черты контактно-метаморфических пород Газминской группы интрузивов. В сб.: Вулканизм и металлогения Армянской ССР. Зап. Арм. отд. ВМО, вып.8. Изд. АН АрмССР, 1976, с.95-106.
- Казарян Г.А. Расслоение габбро офиолитовой серии юго-восточной части Севанского хребта. В сб.: Типоморфизм и парагенезис минералов. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1987, с.122-139.
- Казарян Г.А. Кислые вулканы толеитовой серии офиолитовых зон Республики Армения. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1992, т.45, №4, с.3-13.
- Казарян Г.А. Особенности геологического строения и петрогенезиса офиолитовых габбро (на примере Севанской и Вединской зон Армении). Изв. НАН РА, Науки о Земле. 1994, т.47, с.19-31.
- Колман Р.Г., Донато М.М. Еще раз об океанических плагиогранитах. В кн.: Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир: 1983, с.118-130.
- Кренк И.Г., Ойя Р.В. Экспериментальное изучение анатексиса. В кн.: Труды XXI Международного геологического конгресса, вып.II. Тектоника и петрография. Изд. ИЛ, 1963, с.207-226.
- Малахова Л.В. Комагматизм и происхождение плагиогранитов и кварцевых альбитофиров. В сб.: Вулканизм Южного Урала. Труды Ильменского заповед-

- ника, вып.12. Свердловск: Изд. АН СССР, 1974, с.38-42.
- Мелконян Р.Л. К вопросу о генезисе плагиогранитов (на примере Алавердского района). Изв. АН АрмССР, Науки о Земле. 1965, т.18, №6, с.32-41.
- Мелконян Р.Л. Петрология и рудоносность мезозойских островодужных гранитоидных формаций Малого Кавказа. Автореф. дисс. на соиск.уч.ст.докт. геол.-мин. наук, М.: ИГЭМ, 1989, 51 с.
- Менерт К. Новое о проблеме гранитов. Изд. ИЛ, 1963, 152 с.
- Миасиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса., М.: Мир, 1976, 535 с.
- Петрография, ч.III, под.ред. Маракушева. М.: Изд. МГУ, 1983, 285 с.
- Плюснина Л.Т. Экспериментальное изучение метаморфизма базальтов. М.: Наука, 1983, 200 с.
- Ревердатто В.В. Фации контактового метаморфизма. М.: Недра, 1970, 271 с.
- Силавьев С.А. Метаморфизм в современных океанических бассейнах. Петрология. 1995, т.3, №1, с.24-36.
- Тайер Т.П. Некоторые различия между альпинотипными и стратиформными габбро-перидогитовыми комплексами. Труды XXI Межд. геол. конгр. Вып. II, Тектоника и петрография М.: Изд. ИЛ. 1963, с.110-132.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород, М.: Изд. ИЛ. 1961, 592 с.
- Уэйджер А. Бр. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970, 552 с.
- Helz R.T. Phase Relations Basalts in their Melting Ranges at $P_{H_2O} = 5\text{kb}$. Part. II. Melt compositions. J. Petrol. 1976 v.17, p.139-193.
- Miyasiro A. Volcanic series island arcs and active continental margins. Amer.J. Sci. 1974. v.274. p.321-355.
- Releigh C.B., Pateson M.S. Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implications. J.Geophys. Res. 1965. 70. №16.
- Zakariadze G.S., Knipper A.L., Sobolev A.V., Tsamerian O.P., Dmitriev L.V., Vishnevskaya V.S., Kolesov G.M. The ophiolite volcanic series of Lesser Caucasus. "Ofioliti". 1983. 8(3), p.439-466.

ԳԱՐՐՈՆԵՐԻ ԵՎ ՈՒԼՏՐԱԲԱԶԻՏՆԵՐԻ ԿՈՆՏԱԿՏԱՅԻՆ ՉՈՐԱՅԻ ԱՆԱՏԵԿՏԻԿԱԿԱՆ ՊԼԱԳԻՈԳՐԱՆԻՏ-ՍԻՔՍԼՏԻՏՆԵՐԸ (ՍԵՎԱՆԻ ՕՓԻՈԼԻՏԱՅԻՆ ԳՈՏԻ)

Հ. Ա. Գազարյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Հայաստանի օֆիոլիտային գոտիներում պերիդոտիտներից դեպի գաբրոները կուժուլատիվ շերտի միջոցով օրինաչափ անցումը հազվադեպ է հանդիպում, հիմնականում այդ ապարների կոնտակտը տեկտոնական է կամ պրոտրուզիվ, վերջիններիս դեպքում դիտվում են ակտիվ կոնտակտային փոփոխություններ: Սևանի լճի արևելյան ափի, Փամբակ գետի վերին հոսանքում պրոտրուզիվ պերիդոտիտների ակտիվ կոնտակտ-մետամորֆային զոնայում, ներփակող մետագաբրոների հաշվին առաջացել են ամֆիբոլ-պլագիոկլազային եղջրաքարեր և պլագիոգրանիտ-միզմատիտներ:

Պլագիոգրանիտ-միզմատիտները ձևավորվել են երկրակեղևի կղզադեղային կառուցվածքի զարգացման ընթացքում, մետամորֆիզմի ամֆիբոլիտային ֆազիայի, 500° ջերմության և 3 կբար ճնշման պայմաններում, պրոտրուզիվ ներդրումով մեխանիկորեն գերտաքացած պերիդոտիտների ազդեցության տակ: Փորձարարական աշխատանքներով (Releigh, 1965) ապացուցված է, որ 5 կբար ճնշման ժամանակ պերիդոտիտները տաքանում են մինչև 600° և ենթարկվում են ջրազրկման, որի ժամանակ անջատվում են օլիվինի ավելի ուշ սերնդի հատիկները: Սևանի ափի որոշ պրոտրուզիվ պերիդոտիտներում հայտնաբերված ուշ սերնդի օլիվինի հատիկների առկայությունը հաստատում են նրանց ջերմային ազդեցության հնարավորությունը:

Տրեմոլիտի (որը ձևավորված է 0.3-3.5 կբար ճնշման և 775-900°C ջերմային պայմաններում—Миасиро., 1976) մոնոմիներալային մետամորֆային շերտի ներկայությունը պրոտրուզիվ հարցբուրգիտների և անատեկտիկական պլագիոգրանիտ-միզմատիտների անմիջական շփման զոնայում վկայում է, որ վերջիններն իրոք առաջացել են 825-850° ջերմային ու 1.5-2.0 կբար ճնշման և սերպենտինի ջրազրկումից անջատված ջրի մասնակցության պայմաններում:

ANATECTIC PLAGIOGRANITE-MIGMATIDES OF GABBRO AND ULTRA-BASITE CONTACT ZONE (THE SEVAN OPHYOLITE ZONE)

H. A. Kazaryan

Abstract

Plagiogranite-migmatides of River Pambak upper stream formed in conditions of epidote-amphibolite facies of metamorphism under thermal impact of mechanically heated protrusive ultrabasites in which enclosing ophite mata-gabbro changed into amphibol-plagioclase hornfels with releasing minimal melt of plagiogranite composition.