

Г.А. Казарян

РАССЛОЕННЫЕ ГАББРО ОФИОЛИТОВОЙ СЕРИИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СЕВАНСКОГО ХРЕБТА

О расслоенности пород габбро-перидотитовых интрузий офиолитовой серии Севанского пояса в литературе имеются отрывочные сведения (Абовян, 1981), ограниченные лишь одними простыми упоминаниями о них. Одновременно с подобными упоминаниями, без конкретных описаний, делается основной акцент на многофазное формирование ультрабазитов и разновидностей габбро.

Проведенные нами исследования в юго-восточной части Севанского хребта позволяют убедиться в подлинной расслоенности габброидов (и не только габбровых пород) всего Севанского офиолитового комплекса.

В юго-восточной части Севанского хребта габброиды развиты в системе Карайман-Зодского габбро-перидотитового массива (Абовян, 1961), где наиболее крупные их выходы зафиксированы в районе с. Джанахмед (Джанахмедский массив) и на Зодском рудном поле. На последнем габбро занимает площадь более 7,0 кв. км, и в последующем изложении этот выход будет именоваться нами как Зодский габбровый массив.

В исследованном районе (как и во всем поясе) габброиды и ультрабазиты залегают совместно, образуя единые зоны близширотного простирания, располагающихся несколько косо относительно общего северо-западного направления всего Севанского офиолитового пояса. Зодский выход габбро в системе Карайман-Зодского габбро-перидотитового массива занимает его южную половину, хотя местами обособленные и относительно мелкие тела габбро в виде островков встречаются и внутри полей развития ультрабазитов. Взаимоотношения габбро и ультрабазитов до сих пор остаются нерешенными и являются предметом споров. Контакты между ними, а также с породами раян в основном сорваны, тектонические, и нет достоверных фактов, до-

казывающих их магматическую интрузивную природу. Определенные неясности имеются и относительно взаимоотношения габбро с эффузивами офиолитовой серии, однако, более вероятным является предположение, что вулканисты налагают на основные интрузивные породы, выдерживая вариант разреза океанического типа коры.

Предидущими исследователями (Абовян, 1961, 1981; Меликян, 1979; Паламидян, 1971 и др.), изучавшими геологическое строение и магматизм района, в группе габброидов были выделены различные типы с определенной схемой последовательности фаз внедрения от мелкократовых до лейкократовых.

Детальное изучение внутреннего строения габбровых массивов Зодского рудного поля и их сопоставление с другими аналогичными телами Севанского офиолитового пояса с учетом литературных данных (Абовян, 1961, 1981), определение характера взаимоотношений разновидностей габбро между собой, детальные полевые и микроскопические исследования пород "контактных" зон и т.д. показали, что фазовые взаимоотношения между различными собственными типами отсутствуют. Результаты этих детальных исследований привели к выводу, что разновидности пород внутри единого интрузивного тела являются продуктами ликвидационно-кристаллизационной дифференциации магматического расплава. Однако, эти процессы расслоения протекали как прерывистой, так и непрерывной схеме, с формированием в одном случае последовательно дифференцированных полос, в другом - контрастно-ритмичных.

По причине отсутствия фактов нормальных интрузивных контактов габбрового массива с породами рамы, в настоящее время нет основания указывать местоположение дна магматической камеры и лишь по сопоставлению имеющихся данных по другим массивам Севанского офиолитового пояса можно восстановить относительно подлинную картину взаимоотношений интрузивов габбро и ультрабазитов. В общей сложности установлено общее падение расслоенности пород на северо-восток под углом $75-80^\circ$ при ее северо-западном простирании. Отсюда следует, что подошва всей расслоенной (серии) пород находится юго-западнее от современных контуров габбрового массива, под полем развитых верхнеэоценовских известняков.

При общем северо-западном направлении расслоенности наблюдаются некоторые местные отклонения, которые, по нашему мнению и примерам аналогичного строения в детально исследованных массивах

(Уейджер, Браун, 1970), являются результатом внутрикамерных обвалов и оползней. Подобным участком является район г. Сев Хач. Однако не исключается вариант, что эти структурные отношения являются следствием послейнтрузивной тектонической нарушенности массивов и, в частности, у приконтактовых зон сильно серпентинизированных ультрабазитов. В последнем случае допускается и некоторый поворот отдельных блоков при протрузивном перемещении масс ультраосновного состава.

В общей сложности для Зодского габбрового массива устанавливается закономерное увеличение лейкократовости пород с юго-запада на северо-восток, перпендикулярно к расслоенности.

В различной степени развитое линейное распределение порообразующих минералов, являющееся характерной особенностью всех разновидностей габбро исследованного района, иногда оказывается трудно уловимым в тех случаях, когда не проявлено чередование контрастных по составу пород или же последние метасоматически сильно переработаны и обесцвеченные темноцветные составляющие не выделяются на лейкократовом фоне полевых шпатов.

Внутри интрузива, при общей линейности пород, контрастно чередующиеся зоны проявлены локально. Некоторые наиболее ярко выраженные и детально изученные участки расположены на левом борту оврага под высотой Сев-Хач, на мысу ручьев Армянской балки, на горном отроге междуречья Тигранагет и Армянская балка и др.

На основании детальных исследований минерального состава пород и их сопоставления с результатами химических анализов среди габброидов Зодского массива выделяются следующие разновидности: меланократовые габбро (магнетит-оливиновое габбро, магнетитовый габбронорит, оливиновое габбро, габбронорит), габбро, лейкократовое габбро, анортозиты. Наряду с этим в расслоенных зонах установлены две минеральные линии пород, внутри которых наблюдается закономерное изменение количественных соотношений порообразующих и рудных минералов. В оливиновой линии пород отмечается следующая последовательность развития: магнетит-оливиновое габбро - оливиновое габбро - габбро- лейкократовое габбро - анортозит, а в гиперстеновой линии - магнетитовый габбронорит - габбронорит - габбро - лейкократовое габбро - анортозит. Вместе с этим наблюдается присутствие, в подчиненном количестве, гиперстена в породах оливиновой линии и, соответственно, оливина в гиперстеновой.

При сопоставлении различных вариантов чередования пород внутри зон, установлены два типа расслоенности: контрастно дифференцированный и последовательно дифференцированный.

В контрастно дифференцированном типе расслоенности участвуют два крайних члена пород минеральных линий - магнетит-оливиновое габбро и анортозит или магнетитовый габбронорит и анортозит. В последовательно дифференцированном типе расслоенности участвует весь набор пород каждой минеральной линии в отдельности. Вместе с этим установлено, что внутри зон контрастно дифференцированного типа пород полосы имеют мощность от 20-25 до 40-50 см каждый, а в последовательно дифференцированном типе толщина полос не превышает 20-25 см, причем крайние члены-анортозиты являются весьма маломощными (до 5-7 см).

В природе рассмотренные типы расслоенности на общем полосчатом фоне массива встречаются обособленными, в одном случае контрастными парами (магнетит-оливиновое габбро - анортозит и магнетитовый габбронорит - анортозит), а в другом - в основном триадными формами (магнетитовое габбро - габбро - лейкократовое габбро); в последнем случае часто анортозиты не обособлены в самостоятельные полосы и выявляются при микроскопических наблюдениях. Примером контрастно дифференцированного типа является обнажение на мысу ручейков, составляющих р. Армянская балка, а последовательно дифференцированного - на южном склоне выс. Сев-Хач.

Крупномасштабным геологическим картированием установлено, что преобладающая южная и соответственно стратиграфически нижняя половина Зодского массива сложена габброноритами, содержащими полосы магнетитовых габброноритов и раре габбро и анортозитов. Верхняя, относительно меньшая половина массива сложена габбро, которые, в свою очередь, содержат подчиненное количество прослоев габброноритов, лейкократовых габбро и анортозитов.

Как показали составленные послойные разрезы, полосы оливковых габбро, играющие подчиненную роль в массиве, приурочены к зоне раздела габброноритов и габбро. Довольно характерным для этих оливковых габбро является то, что к середине полос иногда постепенно переходят в полевошпатовые перидотиты.

Оливиновое и магнетит-оливиновое габбро в поле макроскопически резко выделяется своей меланократовостью на серо-зеленом фоне габброидов, а при соседстве с анортозитами контрастность выражается еще сильнее. Магнетитовая разность этих пород при темно-зеленом цвете довольно часто имеет бурый оттенок вследствие окисления содержащегося в них значительно-го количества рудного минерала.

В составе пород участвуют плагиоклаз, клинопироксен, оливин, магнетит (по высокому содержанию имеющий значение порообразующего), вторичные минералы: боулингит, серпентин, роговая обманка, хлорит.

Плагиоклаз-битовнит (F 83-84), составляющий 35-40% в магнетитовых разностях и 50% в обычных оливиновых габбро, образует изометричные и редко вытянутые по оси "с" зерна размером до 3х2 мм, с извилистыми контурами, приспособленными к соседним минералам.

Клинопироксен обычно червеобразными выделениями заполняет ин-терстиции между кристаллами полевого шпата и оливина. Минерал бесцветный или слабо буро-зеленый, не плеохроичен, $c:Ng = 38-44^{\circ}$, $Ng - Np = 0,029$, обычно свежий и в редких случаях замещен амфиболом и хлоритом.

Оливин в природе встречается бесцветными зернами ($Ng - Np = 0,035$) с весьма неправильными, извилистыми и как-то оплавленными контурами; покрыт трещинами, по которым развит вторичный магнетит. Изменения оливина протекали двумя независимыми путями, при которых развивались разные парагенезисы вторичных минералов, заполняющие в площадном отношении самостоятельные участки.

В одном случае, при изменении оливина, совместно с образованием петельчатой структуры, формировался сложный парагенез вторичных минералов, состоящий из серпентина, карбоната магния, аморфного кремнезема, рудного минерала. Участки петель сложены серпентином, узлы которых заняты магниевым карбонатом, а в ядрах иногда находятся реликты оливина. Иногда эти узлы бывают заполненными аморфным кремнеземом.

Во втором случае зерна оливина почти нацело замещены боулингитом с весьма редкими реликтами оливина в центре, при этом наблюдается интенсивное выделение зерен рудного минерала, образующих цепочки и подчеркивающих направление трещин, пересекающих

кристаллы минерала-оливины. Боулингит часто унаследует кристаллическую ориентировку исходного минерала, слабо зеленый с прямым угасанием, $N_g - N_p = 0,025$.

Роговая обманка вторичного происхождения является редким минералом, замещающим клинопироксен, хотя вместе с этим иногда она выполняет микропрожилки. Минерал светло-зеленого цвета с характерной для амфиболов схемой плеохроизма, с: $N_g = 19^0$, $N_g - N_p = 0,017$.

Карбонат магния развит исключительно в серпентинизированных зернах оливины, в виде кайм обростаёт реликты исходного минерала; здесь же развит и вторичный аморфный кремнезем.

Серпентин, развитый по микропрожилкам, пересекающим кристаллы оливины, светло-зеленого цвета с низким показателем двулучепреломления.

Рудный минерал - магнетит образует ксеноморфные зерна, vyplняющие интерстиции между темноцветными и полевошпатовыми составляющими и по количеству (до 15% от общей массы породы) играет роль породообразующего.

Структура породы панидиоморфнозернистая, местами переходящая в офитовую. Наблюдается отчетливое обособление отдельных породообразующих минералов в определенные участки, образующих таким образом микрополосы, состоящие в одном случае в основном из полевошпатовых зерен, в другом - клинопироксен-гиперстеновых, с большим участием рудного компонента.

Габбронориты и магнетитовые габбронориты являются наиболее распространенными разновидностями пород массива. Эти темно-серо-зеленые, местами обохренные, среднемелькозернистые породы в поле иногда с трудом отличаются от оливиновых разновидностей. В минеральном составе пород участвуют плагиоклаз, клинопироксен, гиперстен, магнетит, вторичные - серпентин, бастит, альбит, хлорит, кальцит.

Обычно свежий, иногда сдвойникованный по альбитовому закону плагиоклаз-битовинит ($N = 78-80$) образует панидиоморфные, несколько изометричные зерна размером 2×3 мм, среди которых иногда наблюдаются призматической формы кристаллы, явно идиоморфные относительно темных минералов. В редких случаях по трещинам раздробленных кристаллов развит вторичный альбит, иногда составляющий до 10-15% массы зерна.

Клинопироксен образует округлые зерна размером до 2 мм, имеет слабо зеленый цвет и не плеохроичен; с: $\text{Ng} = 46-48^\circ$, $\text{Ng} - \text{Nr} = 0,028$. Редко, при изменении, замещен хлоритом.

Гиперстен тесно ассоциирует с клинопироксеном и округлыми, иногда несколько продолговатыми зернами участвует в сложении микрокпалос меланократового состава. Минерал слабо плеохроичен, по $\text{Ng} = \text{Nm}$ - слабо зеленый, по Nr - нежно розовый, с: $\text{Ng} = 6-8^\circ$, $\text{Ng} - \text{Nr} = 0,012$. При изменении, иногда выраженном довольно интенсивно, гиперстен переходит в бастит или в массу, состоящую из серпентина и хлорита с подчиненным участием вторичного рудного минерала.

В магнетитовой разности габброноритов рудный минерал (до 15% от общей массы породы) образует ксеноморфные зерна, выполняющие интерстиции между темноцветными и полевошпатовыми составляющими, играя роль породообразующего.

Нормальное и магнетитовое габбро в массиве имеет довольно широкое распространение. В минеральном составе этих серо-зеленых, средне-мелкозернистых пород участвуют плагиоклаз, клинопироксен, а в магнетитовой разности и большое количество магнетита. Будучи промежуточными по составу породами, они содержат в весьма ограниченном количестве оливин или гиперстен, или же продукты их разложения.

Плагиоклаз-битовнит (№ 75-76), образующий обычно изометричные с неровными краями, иногда вытянутые зерна размером до 2,0х3,5 мм, обычно свежий и нередко сдвойникован по альбитовому и альбит-карлсбадскому закону.

Бесцветные зерна клинопироксена (с: $\text{Ng} = 42^\circ$, $\text{Ng} - \text{Nr} = 0,028$) размером до 1,5х2,0 мм отчетливо ксеноморфны относительно плагиоклаза; иногда частично или же нацело замещены вторичным амфиболом.

Магнетитовые разности габбро отличаются высоким содержанием темноцветных минералов (более 50%) и рудного (более 20% в виде аккумулята) - выполняющего интерстиции между зернами полевых шпатов и клинопироксена.

Вторичные минералы развиты не повсеместно и наряду с совершенно свежими разностями встречаются в различной степени переработанные. Светло-зеленый, слабо плеохроичующий вторичный амфибол (с: $\text{Ng} = 16^\circ$, $\text{Ng} - \text{Nr} = 0,022$) развит по клинопироксену и ред-

ко заполняет микропрожилки. Вторичный альбит довольно часто слагает микропрожилки. Пренит в основном образует микропрожилки и в меньшей мере развивается по зернам плагиоклаза. Кальцит обычно развит по плагиоклазу и его выделение, вероятно, связано с процессом альбитизации пород.

Лейкократовые габбро в Зодском массиве имеют относительно ограниченное распространение. Породы отличаются лейкократовым обликом, на фоне которого хорошо различимы светло-зеленые кристаллы клинопироксена; для них характерно среднезернистое, иногда крупнозернистое сложение. Минеральный состав пород очень простой: плагиоклаз и клинопироксен; вторичные минералы - амфибол, альбит, пренит, хлорит и кальцит.

Плагиоклаз-битовинит (F 84-86) образует панидиоморфные, иногда призматически продолговатые зерна размером до 3,0х3,5 мм и, реже, более. Сохранность минерала хорошая и только местами наблюдается частичное замещение альбитом (особенно по трещинкам спайности), пренитом.

Бесцветный или слабо-зеленоватый клинопироксен ($c:Ng = 38^0$, $Ng-Np = 0,021$) образует неправильные, с извилистыми краями, обычно приспособленные к контурам кристаллов полевых шпатов зерна; в различной степени замещен зеленым амфиболом.

Обыкновенная светло-зеленая роговая обманка, имеющая характерную для амфиболов схему плеохроизма ($c:Ng = 14^0$, $Ng-Np = 0,021$), развита исключительно по клинопироксену, нацело замещая его или же в виде зеленых пятен выступая на общем светлом фоне кристаллов. Несмотря на то, что амфибол является минералом вторичного происхождения, сам в свою очередь иногда замещен хлоритом.

Альбит развивается по полевому шпату, а в ряде случаев совместно с пренитом выполняет микропрожилки. Бесцветный, с высоким показателем светлореломления и двупреломления ($Ng-Np = 0,038$) пренит аналогично альбиту развивается по плагиоклазу и слагает микропрожилки. Кальцит в комплексе с альбитом и пренитом замещает полевой шпат и амфибол в сопровождении хлорита.

Довольно четко устанавливается, что площадное замещение полевых шпатов вторичными минералами приурочено к определенным зонам развития прожилков с альбитом и пренитом.

Редкие зерна магнетита приурочены к участкам развития амфиболизированных и хлоритизированных клинопироксенов.

Анортозиты, являющиеся наиболее лейкократовыми породами в серии габброидов, имеют очень простой минеральный состав - плагиоклаз, клинопироксен и развитые по ним вторичные минералы, очень редко - рудные.

Плагиоклаз-битовнит ($\# 86-88$), составляющий более 90% породы, образует зерна неправильной формы, однако иногда встречается и относительно крупные, индивидуализированные, с прямолинейными очертаниями кристаллы размером до $3,2 \times 2,5$ мм.

Единственный темноцветный минерал представлен клинопироксеном, развитым в инерстиях кристаллов полевых шпатов, неправильной лапчатой, а иногда и червеобразной формой зернами. Минерал бесцветный.

Внутри угловатых занорышей между зернами плагиоклаза встречаются свободно выросшие призматические кристаллы зеленой роговой обманки с характерными для нее следами спайности. В некоторых случаях подобные занорыши выполнены цоизитом самостоятельно или совместно с амфиболом.

Из числа вторичных минералов в анортозитах встречаются: зеленая роговая обманка ($c:Ng = 11^0$, $Ng-Np = 0,020$), замещающая клинопироксен; альбит, пренит и реже серицит, развитые по полевому шпату, и еще реже - хлорит. Пренит в большом количестве встречается и в трещиноватых, механически переработанных анортозитах в виде прожилков и, таким образом, кроме метасоматической разновидности выделяется и жильный.

Полевошпатовые перидотиты, слагающие среднюю зону полос оливковых габбро и имеющие с ними постепенные переходы, состоят из оливина, клинопироксена, плагиоклаза, хромита и вторичных минералов.

Оливин ($Ng-Np = 0,036$), составляющий 75-80% от всей массы породы, покрыт трещинами, выполненными хризотилом с магнетитовыми просечками по середине прожилков. Иногда внутри петель наблюдается развитие боулингита. Зерна оливина при соседстве с плагиоклазом, реже с пироксеном, имеют округлую форму, а при соприкосновении друг с другом контуры их прямолинейные.

Клинопироксен ($c:Ng = 45^0$, $Ng-Np = 0,028$) образует неправильные, приспособленные к кристаллам полевого шпата зерна размером до 2 мм.

Плагиоклаз-битовнит ($\# 84-85$), имеющий подчиненное значение,

развит неправильными зернами, приспособленными к контурам оливи-
на, обычно замещен серо-бурыми грустаксомом.

Акцессорный темно-коричневый хромит с вторичным магнетитом
на краях зерен развит в промежутках между кристаллами оливи-
на и плагиоклаза, чем и подчеркивается его более позднее выделение.

Обсуждение результатов

Среди исследователей-геологов существует мнение, что рассло-
енность основных и ультраосновных пород присуща только массивам,
сформированным в платформенных областях с мощной континенталь-
ной корой, тектоническая устойчивость которых способствовала
долговременному и спокойному развитию процессов кристаллизации
магматического расплава. Расслоенные массивы отмеченного типа
характеризуются присутствием зон закаленных пород на контакте
с вмещающей средой, факолитовой или корытообразной формой тел,
закономерной сменой снизу вверх ультрабазитов на габбро, а в не-
которых случаях до граиофиров, весьма постоянным составом в по-
лосах на большие расстояния (Уэйджер, Браун, 1970; Шарков, 1980;
Гурулев, 1983; Поляков и др., 1974 и др.).

Многочисленными исследователями доказано, что альпийотипные
ультрабазиты и габбро офиолитовой серии формируются в областях
с океаническим типом коры (Пейве, 1969; Книппер, 1975; Марков,
1975; Камалетдинов, 1983; Разницин, 1982 и др.) и спрединг
от 1-2 до 4-5 см в год, существовавший в период их образования,
не препятствовал дифференциации магматического расплава на мес-
те формирования расслоенных систем.

Процессы расслоения магматических систем в нижних горизонтах
современных океанических плит, несомненно, происходит и в настоя-
щее время, подтверждением чему являются драгированные обломки
расслоенных габбро из морского дна в зонах трансформных разло-
мов поперечным к срединно-океаническим хребтам (Мелсон, 1973;
Кашинцев, 1979 и др.).

Севанский офиолитовый пояс, как область с океаническим типом
коры (Книппер, 1975; Казарян, 1979), пережил все этапы развития
отмеченного типа коры и несет все характерные черты ее эволюции,
освещенные в многочисленных работах (Пейве, 1969; Книппер, 1975;
Марков, 1975 и др.), в которых также отмечаются расслоенные се-
рии альпийотипных ультрабазитов и габбро (Колман, 1979; Разни-

цин, 1982). Как показывают исследования, одной из характерных особенностей альпинотипных ультрабазитов и габбро является полное отсутствие горячих контактов с породами рамы, например массивы Троодос, Буринос, Пойн-Сел, Восточного Сахалина (Мурс, 1973; Колман, 1979; Разницин, 1982), а в расслоенной серии отдельные слои имеют небольшую протяженность (Разницин, 1982).

Зодский расслоенный габбровый массив, обладающий отмеченными особенностями, имеет свои аналоги в азербайджанской части Севанского пояса, в виде Левского, Сюртлинского и Ипакского массивов (Исмаил-Заде, 1982). Одновременно с перечисленными отличительными чертами геологического строения, эволюция магматического расплава Зодского массива во многом повторяет характерные особенности ряда стратиформных габбровых интрузивов (Скергаард, Стидлуотер, Златогорск и др.). Это подтверждается приложенной диаграммой АФМ (рис. 1, табл. 1), где фигуративные точки анализов пород расположены вдоль ребер FM и FA и во многом повторяют тренд развития пород Скергаардского массива (Уэйджер, 1970) с обогащением пород железом, приводившему к появлению значительного количества магнетита в минеральном составе.

По химическому составу (табл. 1) габбро и габбронориты, составляющие подавляющую часть Зодского массива, имеют низкокальциевый и низкотитанистый характер, чем аналогичны соответствующим океаническим толеитам, и только меланократовые дифференциаты, обогащенные железом, проявляют высокотитанистость (рис. 2) с одновременным уменьшением этих элементов в лейкократовой ветви. Вместе с этим оба дифференциата отличаются низкокальциевостью. Уместно заметить, что в современных океанических областях со временем низкокальциевые толеиты сменяются ферробазальтами и сопутствующими им кератофирами. В Севанском поясе аналогичным образом в эффузивной серии, в конце формирования вулканического этапа, появляются богатые железом титанистые диабазы (Саринар) и ассоциирующие с ними альбитизированные плагиодациты.

Полученные предварительные результаты позволяют считать, что магматический расплав, породивший все разновидности габбро расслоенного интрузива, скорее всего имел низкокальциевый и низкотитанистый толеитовый состав. Зарождение этого толеитового расплава было обусловлено расщеплением первичного пиролита (Грин, Рингвуд, 1968) на ультрабазитовые и толеитовые сос-

тавления. В дальнейшем каждый дочерний расплав эволюционировал самостоятельно. Накопление титана и железа в меланократовых дифференциатах массива наводит на мысль о возможном нахождении титано-магнетитовых руд в расслоенной серии габброидов Севанского офиолитового пояса.

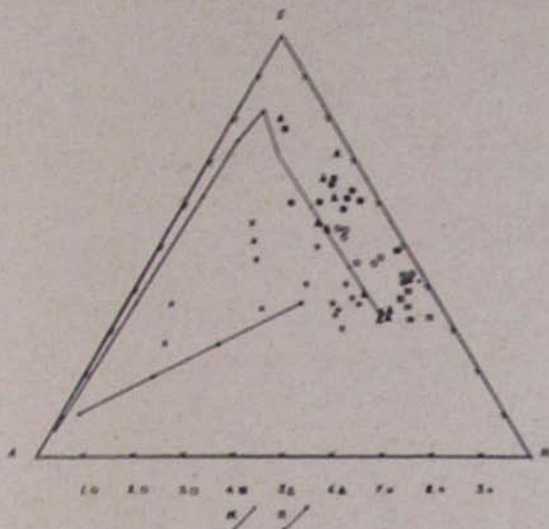


Рис. 1. Направление развития габброидов Зодского массива. А - $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, F - $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 0,9$, H - MgO

1. Габбронориты, 2. магнетитовые габбронориты, 3. оливковое габбро, 4. магнетит-оливковое габбро, 5. габбро, 6. магнетитовое габбро, 7. лейкократовое габбро, 8. анортозиты, 9. полевовишпатовые перидотиты, 10. эволюционная линия магмы Скергаардского массива, 11. линейная эволюция средних составов пород известково-щелочной серии по Р.Делю.

Особенности геологического строения ультрабазитовых и габбровых массивов, характер их взаимоотношений и интерпретации результатов петрографического изучения пород позволяют наметить ряд закономерностей формирования интрузивов исследованного района.

Полосчато-линейная текстура пород и расслоенность внутри массивов ультрабазитов и габброидов имеют первично-магматическое

происхождение. Чередующиеся полосы пород различного минерального состава формировались на месте, внутри единой магматической камеры, в результате ликвидационно-дифференциационных явлений. Это подтверждается отсутствием экзо- и эндоконтактовых изменений на границе полос, сложенных породами различного минерального состава.

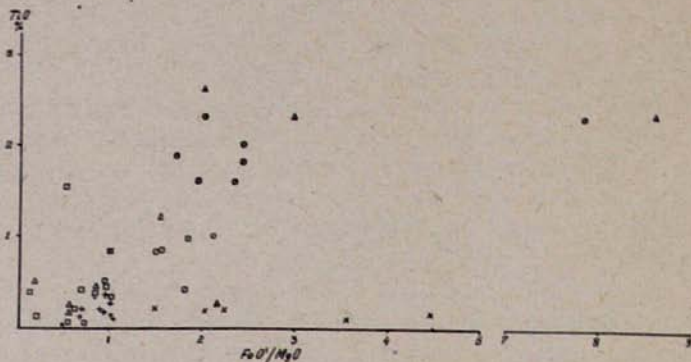


Рис. 2. Отношение TiO_2 и FeO'/MgO в габброидях Зодского массива ($FeO' = FeO + Fe_2O_3 \cdot 0,9$).

Расслоенность внутри интрузивных массивов имеет постепенный и резко контрастный характер. Постепенные переходы пород внутри массивов в одном случае происходят путем изменения только количественного соотношения одних и тех же породообразующих минералов, а в другом - видового состава минералов. Если внутри ультрабазитовых массивов переход гарцбургитов в лерцолиты происходит весьма постепенно, то в эндоконтактовых частях этих же интрузивов смена пород весьма резкая. Так, например, по обе стороны от пироксенитовых полос наблюдается весьма резкая смена лерцолитов верлитами, образующими макро- и микроритмы (последние обнаруживаются только под микроскопом). Здесь же обнаружены чередующиеся с верлитами полосы полевошпат-содержащих пород, по составу соответ-

Таблица I

Химический состав габбро Зодского
расслоенного массива

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	44,20	43,38	42,50	48,00	39,12	47,32	45,71	50,60	39,86
TiO ₂	0,89	1,59	2,28	0,87	2,16	0,21	0,20	0,09	0,18
Al ₂ O ₃	14,48	21,32	14,00	17,40	8,22	18,34	25,21	26,40	6,64
Fe ₂ O ₃	6,58	0,59	10,58	4,80	14,41	2,28	0,13	0,16	10,49
FeO	5,47	4,56	7,28	5,60	10,22	2,92	3,40	1,96	6,31
MnO	0,12	0,06	0,60	0,43	0,15	0,08	0,09	0,09	0,17
MgO	11,25	9,95	8,70	7,00	8,28	8,19	5,24	1,00	21,24
CaO	16,02	15,75	13,04	13,02	13,67	16,10	14,77	13,00	8,05
Na ₂ O	0,55	0,56	1,00	2,00	0,80	1,60	1,70	3,60	0,24
K ₂ O	0,03	0,09	0,16	0,10	0,11	0,05	0,06	0,70	0,07
H ₂ O	0,10	0,14	0,20	0,20	0,26	0,15	0,18	0,20	0,63
H ₂ O ₊	-	1,84	-	-	2,14	2,21	3,64 ^x	-	-
P ₂ O ₅	0,02	-	0,05	0,25	0,11	-	0,06	0,23	0,02
Cr ₂ O ₃	0,26	0,05	-	-	-	0,35	-	-	-
П. Н. Б.	0,75	0,04	0,3	1,35	-	0,63	-	2,20	6,22

Сумма 100,72 99,9 100,53 100,77 99,65 100,50 100,39 100,43 100,33

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

	1,1	1,6	1,1	4,6	1,9	3,6	4,5	10,7	0,5
a	1,1	1,6	1,1	4,6	1,9	3,6	4,5	10,7	0,5
c	7,7	14,5	8,4	9,7	4,5	10,8	17,3	15,1	4,0
b	44,9	29,5	39,4	28,8	47,8	29,0	17,7	7,6	52,9
a	46,3	54,4	51,1	35,2	45,8	56,4	60,5	66,6	42,6
f'	22,1	18,2	42,5	35,2	45,8	16,9	22,3	31,3	25,9
m'	38,5	61,2	38,0	41,8	29,1	49,9	57,6	26,0	63,4
c'	39,4	20,6	19,5	23,0	25,1	33,2	20,1	42,7	9,7
n	100	90,9	100,0	97,0	92,8	96,3	96,4	89,7	75,0
t	1,5	2,7	3,9	1,4	4,0	0,4	0,4	0,1	0,4
γ	11,3	2,0	23,2	0,5	25,4	6,9	0,9	2,1	15,9
a/c	0,3	0,1	0,1	0,5	0,4	0,3	0,3	0,7	0,13
q	-17,3	-8,9	-8,4	-5,1	-16,7	-5,6	-5,3	-3,3	-19,8

x/ CO₂

1. магнетит-оливиновое габбро (обр. 252/б), 2. оливиновое габбро (обр. 1194/е), 3. магнетитовый габбронорит (обр. 125/а), 4. габбронорит (обр. 119/а), 5. магнетитовое габбро (обр. 1079), 6. габбро (обр. 151), 7. лейкократовое габбро (обр. 1347/е), 8. анортозит (обр. 152/б), 9. полевошпатовый перидотит (обр. 1404/б).

Анализ произведен в хим. лаборатории ИГН: аналитики Гаспарян З., Чаталин С.

ствующих габбро и оливиновым габбро и впоследствии превращенных в родингиты.

Таким образом, эндоконтактные зоны ультрабазитовых массивов сложены переходными породами от собственно перидотитов, через пироксениты до меланократовых габбро.

Полевые наблюдения, подтвержденные микроскопическими исследованиями пород, показывают, что разрыв полосчато-расслоенного комплекса гарцбургитов в основном проходил по переходной, верлит-клинопироксеновой зоне (с подчиненным участием апогаббровых родингитов), по которой разграничиваются два весьма различных по физико-механическим свойствам образования - относительно пластичные серпентинизированные перидотиты и более вязкие габброиды.

В отличие от центральных зон перидотитовых массивов, в габброидах полосчатость имеет настолько контрастный характер, что по соседству формировались весьма различные по минеральному составу породы - оливиновые габбро и анортозиты. Безусловно, это было обусловлено исходным составом магматического расплава существующего в данном участке камеры, способного расщепляться на существенно разные составляющие и приведшие к образованию контрастных минеральных ассоциаций.

Отмечая наличие разрыва между ультрабазитами и габброидами Зодского рудного поля, имеется в виду пример отчетливо расслоенного и единого Кясаманского габбро-перидотитового массива, внутри которого нами установлено закономерное чередование следующих зон: гарцбургиты - перцолиты - полевошпатовые перидотиты - верлиты и пироксениты - расслоенное габбро - лейкократовое габбро.

То, что разрыв между ультрабазитами и базитами происходил именно по краевой полосчатой зоне перидотитов, подтверждается фактом пересечения первичной полосчатости габбро контактовой зоной под разными углами. Этим же доказывается относительно позднее перемещение перидотитовых масс в виде холодных внедрений типа "протрузий". Здесь необходимо упомянуть и факт отсутствия эндо- и экзоконтактных изменений пород как со стороны габброидов, так и ультрабазатов.

По зоне разрыва ультрабазитов и габброидов, как правило, сильно развиты интенсивно перемятые и расслабленные серпентиниты, тектоническое происхождение которых находит свое подтверждение в результатах экспериментальных работ А.Т.Асланяна и др. (1979),

доказывающих превращение перидотитов в серпентиниты при высоких давлениях. Необходимо отметить также, что от центральных частей массивов в сторону видоконтактов заметно увеличивается степень серпентинизации оливины и в собственно клинопироксенитах и, в относительно в меньшей мере, верлитах приконтактовых зон оливины практически начало замещен серпентинитом.

Исходя из вышеизложенного, приходим к выводу, что в Севанском офиолитовом поясе массивы габбро и перидотитов представляют различные горизонты единого расслоенного комплекса пород, внутри которого ультрабазиты слагают нижнюю часть. В настоящее время некоторые обособленные массивы габбро являются отдельными блоками этого единого комплекса, разобщенные крупными тектоническими зонами. В результате крупных перемещений из нижних горизонтов, относительно пластичные и в различной степени серпентинизированные перидотиты в холодном состоянии были внедрены в вышележащие габбро и даже осадочные толщи, перекрывающие последние.

Перемещение перидотитовых масс имело стадийно-поступательный характер, что подтверждается различной степенью участия обломков перидотитов и габброидов в составе терригенно-осадочных образований верхнемелового возраста. Четко установлено, что при почти повсеместном наличии обломков габбро в составе конгломератов верхнего коньяка ультрабазиты в них встречаются в весьма малом количестве и несовместно, а это свидетельствует о том, что к этому времени ограниченные массы перидотитов были перемещены в верхние горизонты коры.

В районе исследований пока не известны факты нормального налегания осадочных образований верхнего мела на ультрабазиты (зоны соприкосновения этих образований, как правило, имеют тектонический характер), а это является аргументом в пользу того, что в период коньяк-сантонского осадконакопления те части расслоенного комплекса, которые были сложены перидотитами, еще не были вскрыты эрозией и, вероятнее всего, к этому времени они еще не были протрузивно приподняты на соответствующие уровни.

Обилие обломков основных пород в осадках верхнего мела и подчиненное развитие массивов габбро относительно ультрабазитов приводят к заключению, что значительная часть верхних горизонтов расслоенного комплекса была уничтожена эрозией. Можно полагать, что этим объясняется и отсутствие в расслоенном комплексе разнос-

тей пород, насыщенных кремнеземом (кв.габбро,диориты, гранофи-
ры и др.), закономерно присутствующих в дифференцированных мас-
сивах типа Скергаард, Стиллиутер и т.д. (Уэйджер, Браун, 1970).

Выше было показано, что расслоенность габбро имеет выдержан-
ную северо-западную ориентировку с падением на СВ, которая хоро-
шо согласуется с общим направлением всего Севанского пояса офи-
олитов. Внутри последнего, по условиям залегания, сильно обособ-
ленными являются массивы ультрабазитов, которые под значительным
углом четко пересекают как расслоенность габбро, так и общее на-
правление пояса. Как известно, обрисованная картина во многом не
находит убедительного толкования относительно причин ее проис-
хождения.

Подобная геологическая обстановка, несомненно, обусловлена
геодинамическими условиями развития региона и, на наш взгляд, име-
ет следующее объяснение. Сложно расслоенный габбро-перидотитовый
комплекс формировался согласно с общим развитием офиолитового
пояса, имеющего первозданное северо-западное направление. На по-
следующем этапе тектонического развития региона, в связи с пере-
мещением Аравийской платформы на северо-восток, внутри Севанско-
го пояса и диагонально относительно него возникли широтные зоны
растяжения, в которые под давлением произошли "диapiровые" внед-
рения никележащих масс относительно пластичных ультрабазитов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абовян С.Б. Геология и полезные ископаемые северо-восточ-
ного побережья озера Севан. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1961.
2. Абовян С.Б. Мафит-ультрамафитовые интрузивные комплексы
офиолитовых поясов Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1981.
3. Асланян А.Т., Арутюнян А.В. Исследование упругих свойств,
плотности и сжимаемости серпентинитов офиолитовых поясов Армян-
ской ССР при высоких давлениях. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле,
т. XXXII, №4, 1979.
4. Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм. В
кн.: Петрология верхней мантии. "Мир", Москва, 1968.
5. Гурулев С.А. Условия формирования основных расслоенных интруз-
зий. "Наука", Москва, 1983.
6. Исмаил-Заде А.Д. Петрологические особенности габброидов
офиолитового комплекса Малого Кавказа. Изв. АН Азерб. ССР, серия
Науки о Земле, №1, 1982.

7. Казарян Г.А. К вопросу становления Севанского офиолитового пояса. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, т. XXXII, №4, 1979.
8. Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т. Аллохтонные офиолиты Урала. "Наука", Москва, 1983.
9. Машинцев Г.Л. Интрузивные породы. В кн.: "Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана", "Наука", Москва, 1979.
10. Кинипер А.А. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. "Наука", Москва, 1975.
11. Колман Р.Г. Офиолиты. "Мир", Москва, 1972.
12. Мариов М.С. Метаморфические комплексы и "базальтовый слой" земной коры островных дуг. "Наука", Москва, 1975.
13. Меликин Л.С. Офиолиты юго-восточной части Севанского хребта: структура, условия становления. Изв. АН АрмССР, т. XXXII, № 4, 1979.
14. Мелсон У.Г. и Томпсон Г. Петрология пород зоны трансформного разлома и прилегающих сегментов океанического хребта, В кн.: "Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана". "Мир", Москва, 1973.
15. Мурс Э.М. и Вайн Дж. Массив Троодос на Кипре и другие офиолиты как древняя океаническая кора. В кн.: "Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана". "Мир", Москва, 1973.
16. Паланджян С.А. Петрология гипербазитов и габброидов Севанского хребта. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1971.
17. Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. "Геотектоника", № 4, 1969.
18. Поляков Г.В., Кривенко А.П., Орлов Д.М., Федосеев Г.С., Баликин П.А. Дифференцированные габбровые интрузии каледонид Восточного Саяна. "Наука", Москва, 1974.
19. Разинкин Ю.М. Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоко-водные впадины на западе Тихого океана. "Наука", Москва, 1980.
20. Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. "Наука", Москва, 1980.
21. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. "Мир", Москва, 1970.