УДК 552.313(479.25)

Г. А. КАЗАРЯН

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ВЕРХНЕМЕЛОВОГО ВУЛКАНИЗМА СЕВАНСКОГО ОФИОЛИТОВОГО ПОЯСА

ПЕТРОГРАФИЯ ЭФФУЗИВНЫХ И СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

В статье дается подробное петрографическое описание вулканитов офиолитовой серии: спилитов, диабазов, альбитизированных плагиолипарито-дацитов и плагиолипаритов, а также субвулканических плагиогранитов и габбро.

Рассматриваются вопросы генезиса вулканитов, проявление в них явлений метасоматоза и т. д.

Ранее были изложены геологические особенности вулканитов пояса [2] с выделением пород собственно эффузивной фации (спилиты, гналокластиты, диабазы, альбитизированные плагиолипарито-дациты; плагиолипариты) и фации субвулканитов (плагиолипариты и их туфы жерловой фации, альбитизированные плагиолипарито-дациты, плагиодациты, плагиолипариты, габбро).

В настоящей статье петрографическое описание пород эффузивного комплекса офиолитовой серии приводится по их фациальной принадлежности и стратиграфической последовательности формирования.

а. Породы эффузивной фации

При геологическом описании вулканитов исследованного района среди эффузивов основного состава были выделены *спилиты* с выраженной миндалекаменной текстурой, с постепенными переходами в полнокристаллические диабазы даже внутри отдельных шарово-подушечных обособлений.

На внешней, закаленной, сферической поверхности шаров или подушек, бурые, буро-сизые спилиты состоят из желто-зеленоватого плагонитизированного вулканического стекла с округлыми, иногда несколько продолговатыми образованиями, размером 0,2—0,3 мм, сложенными из сноповидно расположенных микролитов полевого шпата, погруженных в густоокрашенную рудным веществом массу. Эти округлые участки, вероятно, представляют начальные стадии образований вариолей, потому, что вглубь от поверхности шаров уже на 1,5—2,0 см подобные обособления становятся крупнее и имеют характерное для вариолей строение.

В 2—3 см от поверхности подушек серо-зеленые спилиты имеют типичную спилитовую структуру, сложенную тонкими расщепленными лейстами альбита и девитрифицированным вулканическим стеклом. По-

роды в основном афировые, однако редко встречаются и сравнительно крупные лейсты полевого шпата длиной до 0,3 мм. Клинопироксен присутствует в непостоянных количествах, образуя мелкие, заметно удлиненные (до 0,1 мм) кристаллики и весьма редко микровкрапления (0,5×0,5 мм).

Обычно рудные минералы имеют облик игольчатых кристаллов или развиты вдоль границ полевошпатовых зерен. В некоторых разновидностях рудный минерал образует чрезвычайно мелкую сыпь. В иных случаях мелкие зерна рудных минералов густо пропитывают промежутки между лейстами полевых шпатов, нацело вытесняя вулканическое стекло.

Для спилитов наружной зоны шаров весьма характерна миндалекаменная текстура: миндалины здесь мелкие, в диаметре до 2,5×3,0 мм, выполнены хлоритом, кальцитом, кварцем, иногда эпидотом.

В промежуточных или переходных от спилитов к нормальным диабазам породах лейсты полевых шпатов заметно укрупняются, устойчиво возрастает количество клинопироксена, образующего явно ксеноморфные зерна. В этих породах рудный минерал в определенной степени обособлен от девитрифицированного вулканического стекла.

Диабазы. слагающие средние полосы лавовых покровов или ядро крупных шаровидных обособлений, представляют серо-зеленые, полнокристаллические, мелко-среднезернистые породы, иногда с миндалекаменной текстурой.

Плагиоклаз, составляющий 60—65% общей массы породы, образует длиннопризматические, реже таблитчатые, идиоморфные кристаллы, размером 0,5×1,5 мм и крайне редко вкрапления (7,0×3,0 мм). Имеет зональное строение: битовнит (№ 80—81) в ядре и лабрадор (№ 66—67) на краях. Ядро крупных зерен плагиоклаза обычно разложено, замещено хлорит-альбитовой, иногда карбонатной массой. Зерна, выросшие свободно (по соседству с клинопироксеном), идиоморфные с прямолинейными контурами, в остальных случаях имеют извилистые зазубренные контуры.

Клинопироксен, представленный авгитом ($c: Ng = 42^\circ$, $Ng-Np = 0,022$, $2v = 55^\circ$), в виде многочисленных мелких зерен (до 0,3×0,2 мм), слагает как бы общую канву породы; образует также редкие, но крупные индивиды (до 2,0×1,5 мм), или гломеропорфировые скопления. В породах из средних зон мощных покровов кристаллы клинопироксена имеют сравнительно одинаковые размеры, ксеноморфны относительно плагиоклаза и обуславливают тем офитовую, а нередко и пойкилоофитовую структуру данных пород.

В диабазах количество кварца варьирует в значительных пределах. Обычно он выполняет ингерстиции между кристаллами полевых шпатов и темноцветных минералов. Аномально высокое для диабазов содержание кварца в рассмотренных породах пропорционально увеличивается со степенью их послемагматических изменений.

Амфибол в диабазах вторичного происхождения и его количество зависит от степени уралитизации клинопироксена, в связи с чем встречаются разновидности пород, в которых он является единственным темноцветным минералом. Минерал слабо плеохроирует в светло-зеленых тонах и по оптическим константам с: $N_g = 1,9$, $N_g - N_p = 0,028$, $-2v = 68^\circ$ диагностируется как обыкновенная зеленая роговая обманка.

Из группы рудных минералов в диабазах широко развиты изометричные зерна магнетита. Иногда наблюдается импликационное срастание его с другими породообразующими минералами. Пирит развит не повсеместно и представлен двумя генерациями. Одна развивается по магнетиту с одновременным интенсивным выделением сфена; другая — ассоциирует с кальцитом и кварцем, выполняющими миндалины.

Вторичными минералами, кроме альбита и амфибола, являются хлорит, в основном замещающий амфибол и клинопироксен и реже вулканическое стекло, а также в ограниченном количестве эпидот и кальцит.

Диабазы исследованного района подвергнуты неравномерной площадной альбитизации, при этом устанавливаются различные стадии замещения — от свежего зонального плагиоклаза через частично альбитизированные разновидности до новообразованного альбита. Площадная уралитизация, развивающаяся аналогично альбитизации также стадийно, вероятно, протекала с некоторым отставанием, т. к. установлены многочисленные случаи, когда нацело альбитизированный плагиоклаз ассоциирует с совершенно свежим клинопироксеном.

Альбитизированные плагиолипарито-дациты, слагающие субвулканические тела, эффузивные потоки и эксплозивные брекчии, в петрографическом отношении существенно не отличаются, поэтому они описываются совместно.

Макроскопически альбитизированные плагиолипарито-дациты серофиолетовые, бурые, с сизым оттенком порфиоровые породы с розоватыми вкраплениями полевых шпатов.

Плагиоклаз, составляющий более 80% общей массы породы, образует вкрапленники 2-х поколений и участвует в сложении основной массы. Макровкрапленники (I поколение) слагают широкие таблитчатые, прекрасно ограненные кристаллы, сдвойникованные по карлсбадскому закону и представлены альбитом (№ 8—9). Микровкрапленники (II поколение), размером до $1,0 \times 0,2$ мм, длиннопризматические с хорошо развитыми гранями и также имеют состав альбита. Плагиоклаз III поколения — альбит — образует мелкие плотно соприкасающиеся зерна с нечеткими краями; на участках с микропикнитовой структурой наблюдаются лейсты с прямолинейными гранями.

Кварц в описанных породах мелкими дендритообразными зернами выполняет промежутки между полевошпатовыми кристаллами.

Акцессорный сфен вторичного происхождения образует неправильные, землисто-бурые скопления с высоким двупреломлением.

Из вторичных минералов встречается в ограниченном количестве хлорит.

Структура пород сериально порфировая с трахитоидной основной массой, ярко выраженной в породах субвулканической фации, которые отличаются невысоким содержанием интерстиционного кварца.

Плагиолипариты макроскопически имеют светло-зеленовато-желтый, кремовый цвет, фельзитовое, афировое сложение. Под микроскопом структура их в основном афировая; изредка появляются микровкрапленники полевых шпатов.

Незональный, мутноватый плагиоклаз-альбит в основном образует микролиты (до 0,1 мм в длину), обычно беспорядочно и равномерно рассеянные по всей породе и редко встречающиеся таблитчатые микровкрапленники, размером до 1,5×0,5×0,3 мм.

Кварц участвует в составе основной массы в виде пропитанных мелкой рудной пылью пятен, диаметром до 0,5 мм. Составляя основной фон породы, кварц включает в себя микролиты полевых шпатов. Промежутки между кварцевыми пятнами выполнены девитрифицированным, хлоритизированным вулканическим стеклом.

Из акцессориев встречаются длиннопризматические, иногда игольчатые кристаллы апатита. Рудные минералы, помимо мелкой сыпи оксидов железа, заключенной в зернах кварца, представлены также в различной степени пиритизированными кристаллами магнетита.

Из числа вторичных минералов наиболее широко развит хлорит, замещающий вулканическое стекло. Эпидот имеет ограниченное развитие.

Структура плагиолипаритов микропойкилитовая с обильными микролитами плагиоклаза. Последние распределены весьма беспорядочно, что позволяет судить об апоплагиолилитовом характере основной массы. Довольно плотно прилегающие друг к другу округлые ойкокристаллы кварца отделены девитрифицированной, хлоритизированной массой, что придает породе облик, напоминающий сотовую структуру.

Плагиолипаритовые туфы жерловой фации имеют светло-серый, кремовый цвет, плотное мелкозернистое строение, а под микроскопом проявляют обломочную текстуру. Породы состоят из остроугольных обломков кварца, плагиоклаза и девитрифицированного вулканического стекла, составляющего кварц-полевошпатовую связующую массу; промежутки между зернами изредка выполнены хлоритом, или же цендритообразно развитыми гидроокислами железа. В отличие от прочих магматических образований кислого состава офиолитовой серии, описанные породы аномально богаты цирконом, присутствующим в виде трещиноватых, но хорошо ограниченных кристаллов или их осколков.

Оливиновые базальты трансформной зоны серо-зеленые (в потоках) и серо-буроватые, миндалекаменные (в взрывных брекчиях) с микропорфировой структурой.

Полевой шпат представлен зональным лабрадором (№ 66—68 в ядре и № 52—54 на краях), образующим вкрапленники, размером 1,5×1,0 мм, и мелкими зернами состава № 52—54, являющимися главными составляющими основной массы.

Клинопироксен ($c: Ng = 43^\circ$, $Ng-Nr = 0,029,2 v = 56^\circ$) образует изометричные вкрапленники диаметром до 0,5 мм и несколько продолговатые, но ксеноморфные относительно микролитов плагиоклаза мелкие зерна, участвующие в сложении основной массы.

Оливин, образующий вкрапленники, размером 1,0–1,5 мм и мелкие зерна, участвующие в сложении основной массы, идентифицируется по продуктам изменений. Изменение оливина, вероятно, началось замещением его иллингситом, который также оказался неустойчивым и сохранился только в мелких зернах и на краях вкрапленников; он в свою очередь был замещен хлорит-серпентиновой массой с карбонатом, а иногда и аморфным кремнеземом.

Вторичные минералы представлены хлоритом, серпентином, карбонатом, иллингситом. Последовательность выполнения миндалин следующая—карбонат-кремнезем-хлорит.

6. Породы субвулканической фации

Разности пород плагиодацитового состава при петрографическом сходстве между собой отличаются лишь количеством содержащегося в них кварца. Макроскопически они имеют серо-зеленый, серо-кремовый цвет, мелкозернистое строение и местами брекчиевую текстуру.

Под микроскопом это полнокристаллические, местами микропорфировые породы, состоящие из плагиоклаза, кварца, вторичных и акцессорных минералов.

Плагиоклаз альбитового состава, частично пелитизированный, обычно слагает основную массу породы и редкие таблитчатые микровкрапленники, размером до $1,5 \times 0,7 \times 0,4$ мм.

Кварц присутствует в весьма непостоянном количестве и неправильными зернами заполняет промежутки между призматическими кристаллами полевых шпатов. Оставшееся пространство между кристаллами полевых шпатов и кварца выполнено хлоритом, вероятно, замещающим вулканическое стекло, и уралитизированным клинопироксеном. Вторичный кальцит в основном развит по микротрещинам и редко замещает полевой шпат.

В породе довольно много сильно лимонитизированных кристаллов пирита. Апатит присутствует в виде мелких игольчатых кристаллов, приуроченных только к зернам полевых шпатов.

При микропорфировом сложении основная масса породы имеет призматически-зернистую структуру, иногда напоминающую бостонитовую.

Плагиограниты и плагиогранит-порфиры, образующие небольшие дайкообразные тела, макроскопически лейкократовые, светло-серого цвета, иногда с зеленоватым оттенком, породы.

Плагиоклаз является главной составляющей пород (55–60% объема) центральных частей интрузивов. Обычно образует идиоморфные призматические зерна, размером до $2,0 \times 1,5$ мм; местами наблюдаются

микропегматитовые срастания с кварцем. Он несколько мутноват, пелитризован, незонален — особенность, которая не характерна для плагиоклаза пород приповерхностной фации: по составу соответствует альбиту (№ 7—9). Иногда по плагиоклазу развиваются минералы эпидот-цонзитовой группы.

Характерным темноцветным минералом плагиогранитов, слагающих центральную часть интрузивных тел, является клинопироксен, обычно интенсивно замещенный амфиболом и хлоритом. Клинопироксен-авгит ($c: Ng=43^\circ$, $ng-pr=0,022$, $2v=56^\circ$) образует идиоморфные, несколько продолговатые кристаллы, размером $1,5 \times 0,8$ мм, бесцветные или светло-зеленые с весьма слабым плеохроизмом. Как правило, трещиноват и довольно часто представляет собой скопление неправильных зерен, разделенных продуктами собственного разложения. Наблюдается тесная ассоциация клинопироксена с рудными минералами и вторичным сфеном.

Вторичные породообразующие минералы — амфибол и хлорит — в плагиогранитах центральных частей интрузивов присутствуют в различных пропорциях: при весьма подчиненном развитии амфибола хлорит является преобладающим и в одинаковой степени замещает как клинопироксен, так и амфибол.

Акцессории представлены в большом количестве игольчатым или тонкопризматическим апатитом. Сфен присутствует в виде кристаллов двух генераций. Кристаллы магматической стадии идиоморфные, конвертообразные, а послемагматической — образуют неправильные, землистые зерна. Развитие последних находится в прямой зависимости от интенсивности послемагматических изменений клинопироксена и магнетита (пиритизации). Поэтому «обогащенность» или «бедность» пород сфеном — явление кажущееся, т. к. в обеих разновидностях валовое содержание титана во всех случаях находится на одном уровне. Рудные минералы представлены идиоморфными кристаллами магнетита и развивающегося обычно по нему пирита.

Структура плагиогранитов, слагающих центральные зоны интрузивов, гипидиоморфнозернистая. В некоторых случаях по периферии крупных кристаллов плагиоклаза развивается микропегматит.

Породы эндоконтактовой фации плагиогранитных интрузивов представлены двумя разновидностями. Одни отличаются относительно высоким содержанием темноцветных минералов (кварцевые диориты, диориты), в основном слагают эндоконтактовые зоны относительно крупных массивов и обнаруживают большое сходство с немногочисленными, но интенсивно переработанными ксенолитами, заключенными в плагиогранитах.

Кварцевые диориты и диориты эндоконтактовой фации кроме сравнительно большого содержания темноцветных минералов отличаются от плагиогранитов центральных зон интрузивов более высоким номером и зональным строением плагиоклаза, имеющего состав андезина (№ 42—43) на краях и битовита (№ 79—80) в ядре. Темноцветный ми-

нерал в этих породах в основном представлен зеленым амфиболом ($n_g = 21^\circ$, $n_g - n_p = 0,016$, $-2v = 63^\circ$), развитым по клинопироксену, редкие реликты которого местами еще сохранились. Однако, предполагается и самостоятельная фаза выделения амфибола на завершающем этапе кристаллизации темноцветных минералов. К такому заключению приводит двойное структурное соотношение темноцветных минералов с полевыми шпатами. В одном случае темноцветный минерал (вероятно, ранний клинопироксен) идиоморфен по отношению к сравнительно богатым альбитом краевым зонам зонального плагиоклаза; в другом — амфибол (первичный) ксеноморфен относительно плагиоклаза, а иногда в виде ойкокристалла содержит в себе пойкилитовые вросстки полевых шпатов.

Другая разновидность пород эндоконтактовой фации, имеющая идентичный с плагиогранитами центральных зон минеральный состав, отличается мелкозернистой, микропорфировой структурой с микрогранитной основной массой и очень сходна с породами из даек плагиолипаритов.

Плагиогранит-порфиры, слагающие дайковые тела и реже эндоконтактовую фацию мелких интрузивных тел, лейкократовые породы, отличаются от плагиогранитов центральных зон крупных массивов только лишь структурными особенностями. Под микроскопом плагиогранит-порфиры — микропорфировые породы с вкраплениями кварца и плагиоклаза, размером до 3 мм; основная масса имеет микрогранитную, местами микропегматитовую структуру. Довольно обычным для этих пород является обрастание вкрапленников кварца микропегматитом. Эти структурные отличия, безусловно, являются следствием условий кристаллизации мелких секущих тел на небольших глубинах.

Сложное геологическое строение *субвулканического габбрового* массива (Джанахмедского) проявляется также в колебаниях состава слагающих его пород. В общей сложности габбровый состав дает заметные вариации, обусловленные фаціальными условиями формирования, характером эндо- и экзоконтактовых явлений, проявлением послемагматических процессов и т. д. Поэтому, в числе пород интрузива наряду с нормальными габбро встречаются амфиболовые (уралитизированные) и альбитизированные разновидности. Обычной является также вариация структур: аллотриоморфнозернистая-габбровая-диабазово-сфитовая с переходами в пойкилосфитовую и т. д.

Макроскопически габбро имеют серо-зеленый цвет с некоторыми вариациями интенсивности окраски, обусловленной в основном характером темноцветных минералов. При полнокристаллическом характере они имеют мелко-среднезернистое строение, что является также одним из критериев для отнесения их к образованиям малоглубинной субвулканической фации.

В сложении габбро в различных пропорциях участвуют: плагиоклаз, клинопироксен, амфибол (уралитовый), в непостоянном количестве кварц, рудные минералы; вторичные — альбит, хлорит, прецит и эпидот.

Плагиоклаз в одной разновидности габбро образует идиоморфные, зональные кристаллы, размером до 2×2 мм, имеющие в ядре состав битовнита (№ 81—82), а на краях — андезина (№ 48—50); в другой — призматические кристаллы, в различной степени альбитизированные с неотчетливым идиоморфизмом относительно темноцветных минералов; в третьей разновидности плагиоклаз также альбитизирован, но с темноцветным имеет одинаковую степень идиоморфизма кристаллов, определяя панидиоморфнозернистую структуру; в четвертой — плагиоклаз образует продолговатые призматические кристаллы, промежутки которых заняты единым целым зерном клинопироксена, определяя пойкилооптиковую структуру.

Клинопироксен-авгит ($c: Ng = 36^\circ, n_g - n_p = 0,024, 2v = 52^\circ$) в свежем состоянии чаще всего встречается в породах эндоконтактовых зон. Он находится в различных структурных взаимоотношениях с полевыми шпатами, его идиоморфизм проявляется относительно наружных, более богатых альбитом зон, зональных кристаллов плагиоклаза, в остальных случаях он преимущественно ксеноморфен. Форма зерен клинопироксена различная, наряду с изометричными кристаллами встречаются и продолговатые. Сравнительно длиннопризматические кристаллы характерны для пород краевой фации. Кристаллы клинопироксена пород центральных зон массива почти бесцветные и эта окраска постепенно меняется по мере перехода к породам краевых зон интрузива, где она становится светло-зеленой или несколько желто-буровой.

В начальной стадии изменения клинопироксен замещается обыкновенной роговой обманкой, что очень характерно для пород центральных участков массива и для зон их соприкосновения с ультрабазитами, при более глубоком прохождении метасоматических процессов как пироксен, так и развитый по нему амфибол полностью переходят в хлорит.

Амфибол имеет вторичное происхождение, развивается по клинопироксену и, как главный породообразующий минерал, в основном проявляется в породах центральных зон Джанахмедского массива и в контактовой зоне с ультрабазитами.

Амфибол центральных зон массива имеет грязно-зеленый цвет с хорошо выраженным плеохронизмом: по Ng — грязно-зеленый, Nm — желто-зеленый, Np — буро-желтый со следующими кристаллооптическими константами: $c: Ng = 22^\circ, n_g - n_p = 0,024, -2v = 70^\circ$. Амфибол пород из контактовых зон с ультрабазитами светло-бурый, со слабым плеохронизмом.

Кварц для этих габбро является не характерным минералом, однако, будучи редким, имеет магматическую природу, занимая интерстиции между кристаллами главных породообразующих минералов (отмечаются даже графические срастания с полевым шпатом).

Рудный минерал, в основном магнетит (иногда замещенный пиритом), не имеет повсеместного развития, обычно присутствует в породах, не подвергшихся явлениям уралитизации, образует мелкие зерна, а иногда находится в импликационных срастаниях с клинопироксеном. По

мере усиления степени уралитизации клинопроксена количество магнетита пропорционально сокращается, а в габбро из приконтактных зон с ультрабазами, в которых амфибол представлен бурой разновидностью, магнетит практически отсутствует.

Из вторичных минералов ведущее место принадлежит хлориту, интенсивно замещающему темноцветные минералы, несколько слабее развит вторичный альбит. Пренит встречается в виде прожилков, количество которых резко увеличивается в брекчированных габбро по контакту с ультрабазами (верховье р. Джанахмед). Эти участки отличаются также интенсивным развитием минералов эпидот-цоизитовой группы. В ряде случаев заметно развитие мелких неправильных зерен вторичного сфена и очень редко присутствуют мелкие кристаллы апатита.

Важной особенностью описанных габбро является непостоянство и частая смена структурных взаимоотношений минералов пород внутри единого интрузивного тела. Подобная изменчивость структур является одной из особенностей, доказывающих непостоянство режима и условий кристаллизации магматического расплава в различных участках единой камеры. Частая смена баротермических условий кристаллизации расплава в конкретном случае в основном была обусловлена приповерхностными—субвулканическими условиями остывания основной магмы.

Породам эндоконтактной фации Джанахмедского массива свойственна габбро-диабазовая или пойкилоофитовая структуры. Породы центральных зон массива имеют призматически-зернистую структуру, несколько приближающуюся к порфировой, редко встречаются участки с аллотриоморфнозернистой структурой.

Породы эндоконтактной фации при постоянстве ассоциации породообразующих минералов отличаются довольно заметными вариациями количественных соотношений. Подобное колебание количественных соотношений породообразующих минералов обусловлено рядом факторов, из которых основными являются: вероятная некоторая неоднородность состава магматического расплава и различные баротермические условия его кристаллизации в отдельных участках камеры, интенсивность проявления послемагматических процессов, положение этих пород относительно контактных зон вмещающей среды (часто представленной ультрабазами) и т. д.

Петрографические особенности исследованных вулкаников и субвулканических тел позволяют сделать вывод относительно происхождения и последующих явлений, преобразующих породы Севанской офиолитовой серии.

Афирный характер толентовых базальтов (диабазов) является следствием быстрого и безостановочного перемещения магматического расплава из недр на земную поверхность. Эта особенность пород свидетельствует также и о малоуглубленном характере магмогенерирующего очага. Аналогичный облик пород характерен для толентов современных срединно-океанических хребтов, для которых глубина генерации

магматического расплава многочисленными исследованиями определяется в 20—50 км [1].

В отличие от афировых диабазов резко порфиновые альбитизированные плагиодациты и плагиолипарито-дациты являются продуктом частичной (интрателлурической) кристаллизации (также и дифференциации) магматического расплава в промежуточной камере.

В подводных условиях, при активном участии кислорода в лаве происходило интензивное окисление железа и вывод его из расплава, вследствие чего оказавшийся «избыточным» кремнезем накапливался в остаточном расплаве и впоследствии обособлялся в виде самостоятельного минерала—кварца, несмотря на то, что по валовому химическому составу исследованные диабазы и спилиты являются ненасыщенными или слабо насыщенными кремнеземом породами.

Ассоциация пиллоу-лав с гналокластитами—породами, имеющими подчеркнутую амигдалоидную текстуру, и практическое отсутствие эксплозивного материала указывают, что излияния происходили на глубине морского бассейна в пределах от 2-х до 3,5—4,0 км [3, 4, 5].

Субвулканические интрузивные тела габбро отличаются слабым контактовым воздействием на вмещающую среду и, весьма непостоянными микроструктурами пород эндоконтактной фации. В этом отношении небольшие тела плагиогранитов отличаются наличием значительных зон орогования вмещающей среды и ореолом гибридных пород на эндоконтакте, обусловленных насыщением магматического расплава минерализаторами и высоким тепловым градиентом в области внедрения.

Метасоматические явления эффузивного этапа развития магматизма наложены на все члены вулканического комплекса. При площадном характере развития метаморфизма редкие участки пород сохранили первичный облик толента или габбро, по которому возможно было бы установить их истинный состав. Выделение раннего этапа метасоматоза обосновано тем, что пространственно совмещенные с вулканиками крупные габбровые массивы верхнего мела вблизи контактов с альбитизированными и амфиболитизированными диабазами лишены признаков этих процессов. Вместе с тем, базальные конгломераты верхнесенонской осадочной толщи изобилуют обломками альбитизированных, амфиболитизированных диабазов, спилитов, субвулканических габбро и пород кислого состава.

Вырисовывается толентовый тренд развития эффузивного комплекса офиолитовой серии пород пояса: низкокальциевые толенты (диабазы)—плагиодациты—плагиолипариты (плагиограниты).

Вопрос происхождения спилитов в геологической литературе имеет спорное толкование и существуют две концепции—магматическая и метасоматическая. Относительно исследованных спилитов Севанской зоны полученные факты свидетельствуют об их метасоматическом происхождении, связанном с общей альбитизацией шарово-подушечных лав,

наложенной на все породы серии и протекавшей на эффузивном этапе формирования вулканогенной толщи. Однако, здесь замечается некоторая особенность, заключающаяся в том, что в спилитах данного пояса, по сравнению с диабазами, содержания кремнезема на несколько процентов выше, а окиси магния—ниже. Это, вероятно, обусловлено явлениями ликвации толеитовой магмы как в период перемещения через земную кору, так и на месте излияния лавы. петрографические свидетельства которой в виде фрагментов варнолитовых обособлений в некотором количестве обнаружены в исследованных спилитах.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 25.VII.1980.

Հ. Ա. ՂԱԶԱՐՅԱՆ

ՍԵՎԱՆԻ ՕՖԻՈԼԻՏԱՅԻՆ ԳՈՏՈՒ ՎԵՐԻՆ ԿԱՎՃԻ
ՀՐԱԲԵԱԿԱՆՈՒԹՅԱՆ ՀԻՄՆԱԿԱՆ ԳՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հողվածում բերվում է Սևանա լճի հյուսիս-արևելյան ափում տարածված վերին կավճի հրաբխային ապարների պետրոգրաֆիական նկարագրությունն ըստ նրանց ստրատիգրաֆիական դիրքի և ֆացիալ առանձնահատկությունների:

Ոլնելով նկարագրված ապարների պետրոգրաֆիական առանձնահատկություններից եզրակացություն է արվում, որ տոլեիտային բազալտների արտավիժումները կատարվել են փոքր խորություններում տեղադրված մագմառաջացման օջախներից, ըստ որում հալոցքի տեղաշարժը կատարվել է համեմատաբար արագ և առանց ժամանակավոր դադարների միջանկյալ կամերաներում:

Բարձրաման լավաների տեքստուրայի առանձնահատկություններն ու նրանց մեջ էքսպլոզիվ նյութերի բացակայությունը վկայում են, որ այդ գոյացումները ձևավորվել են ժովային միջավայրում 2-ից մինչև 3,5—4 կմ խորություններում: Սպիլիտների առաջացումը հիմնականում պայմանավորված է մետասոմատիկ կրկույթներով:

H. A. GHAZARIAN

GENERAL FEATURES OF THE SEVAN OPHIOLITIC BELT
UPPER CRETACEOUS VOLCANISM

Abstract

A detailed petrographic description of the ophiolitic series volcanites: spilites, diabases, albitized plagioliparito-dacites and plagioliparites

as well as subvolcanic plagioclacites, plagiolparites and gabbroes is brought in this paper.

The problems of volcanites origin, metasomatic alterations e. t. c. are considered.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Дмитриев Л. В., Шараськин А. Я., Гаринин А. В. Основные черты магматизма дна океана. Сб. «Проблемы петрологии». Наука, 1976.
2. Казарян Г. А. Основные черты верхнемелового вулканизма Севанского офиолитового пояса. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 4, 1980
3. Лисицин А. П. Вулканизм океанов за 150 млн. лет (типы, история, полезные ископаемые). Статья I. Изв. Высш. уч. завед. Геология и разведка, № 9, 1979.
4. Ритман А. Вулканы и их деятельность. Изд. «Мир», 1964.
5. Moore S. G. Petrology of deep-sea basalt near Hawaii. Amer. J. Sci., 1965, v.-263
H 1.