

Р. Т. ДЖРБАШЯН, Б. М. МЕЛИКСЕТАН, Р. Л. МЕЛКОНЯН

О МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЯХ АЛЬПИЙСКОГО ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОГО ЦИКЛА (АРМЯНСКАЯ ССР)

Проблема закономерных связей тектоники и магматизма, их соотношение и взаимообусловленность во времени и пространстве является одной из актуальных в современной петрологии и металлогении. К этим вопросам неоднократно обращались многие исследователи Кавказа [4, 8, 9, 21, 26, 28, 36, 42, 47]. Особое внимание этой проблеме уделено в работах А. А. Габриеляна [13, 14, 15, 16]. Наряду с этим систематические радиологические исследования (Г. П. Багдасарян, Р. Х. Гукасян и др.) позволили во многих случаях по новому подойти к решению ряда спорных вопросов возрастных взаимоотношений отдельных интрузивных и эффузивных комплексов на территории Армении и уточнить их место в ходе развития магматизма.

В настоящем сообщении, авторы, на основе формационно-генетического анализа магматизма отдельных регионов—Сомхето-Кафанской (Р. Мелконян), Севано-Ширакской (Р. Джрбашян) и Центральной складчатой зоны Армении (Б. Меликсетян) предприняли попытку рассмотреть вопросы взаимосвязи магматизма и тектоники, исходя из представлений о направленном, поступательном развитии структуры земной коры территории Армянской ССР, как части геосинклинальной области Антикавказа (Малого Кавказа).

Этапы и стадии развития альпийского тектоно-магматического цикла

Доальпийская история тектонического развития Антикавказа характеризуется формированием устойчивого жесткого складчатого сооружения. Последнее продольными и поперечными нарушениями, по-видимому, было разбито на отдельные грабен-прогибы и горст-поднятия, послужившие впоследствии субстратом альпийских складчатых структур [4, 12, 47].

Альпийский цикл геотектонического развития, начинающийся в нижней юре, характеризуется заложением на герцинском складчато-глыбовом фундаменте геосинклинальных прогибов и установлением эвгеосинклинального режима.

Геосинклинальная область Антикавказа делится на три структурно-фациальных комплекса [16]. Области: 1. раннеальпийской (Сомхето-Кафанская); 2. среднеальпийской (Севано-Ширакская и Айоцдзор-Ордубадская); 3. позднеальпийской (Среднеараксинский прогиб) складчатости. Перечисленные комплексы различаются историей геологического развития, магматизмом, возрастом складчатости и т. д.

В основу принятой нами периодизации положена схема, предложенная Е. Е. Милановским [33], однако возрастные границы отдельных мегастадий и стадий соответствуют, в большинстве случаев, структурным ярусам и подъярусам, выделенным А. А. Габриеляном [16, 17] и отвечающим определенным моментам перестройки структурного плана и изменения характера магматизма.

1. Собственно геосинклинальный этап $J_1 - Pg_2^2$

1. Раннегеосинклинальная мегастадия

- а) стадия нижняя—средняя юра
- б) стадия верхняя юра — нижний мел

2. Позднегеосинклинальная мегастадия

- а) стадия верхний мел — палеоцен*
- б) стадия нижний—средний эоцен

II. Орогенный этап

1. Раннеорогенная мегастадия

- а) стадия верхний эоцен—нижний олигоцен

2. Позднеорогенная мегастадия**

- а) стадия верхний олигоцен—верхний миоцен
- б) стадия верхний миоцен — нижний плиоцен

В связи с волнообразным развитием структурных элементов временные границы отдельных этапов и стадий для различных блоков несколько «скользят» [33]. Однако, каждой стадии присущи определенные черты тектонического режима и типы магматических формаций, позволяющие достаточно четко различать их друг от друга.

В геологическом развитии Армянской части геосинклинальной области Антикавказа в альпийском цикле выделяются первичные, вторичные (наложенные) прогибы и прогибы (остаточные и краевые) орогенного этапа [17, 34] или начальные и поздние прогибы [39].

На фоне общего поступательного развития отдельные, последовательно развивающиеся прогибы характеризуются, по А. А. Габриеляну, стадийностью развития второго порядка: 1) период прогибания, осадконакопления, вулканизма и доскладчатого плутонизма; 2) период складчатости, формирования структур и соскладчатого магматизма; 3) период консолидации, поднятия и послескладчатого магматизма.

Характер наложенных прогибов, темпы их развития, с закономерным сокращением продолжительности жизни их во времени, накладывают свой отпечаток на типы возникающих магматических формаций, кроме того, наблюдается отчетливо выраженная зависимость типов магматических формаций от глубины заложения региональных разломов.

* Верхний мел—палеоценовая стадия тектоно-магматического развития по ряду особенностей может быть выделена в самостоятельную среднегеосинклинальную мегастадию.

** В настоящей статье плиоцен-антропогеновый магматизм позднеорогенной мегастадии не рассматривается.

I. Магматизм собственно геосинклинального этапа

Собственно геосинклинальный этап развития Антикавказа охватывает период от нижней юры до верхнего эоцена и подразделяется на две крупные мегастадии—раннегеосинклинальную ($J_1—Cr_1$) и позднегеосинклинальную ($Cr_2—Pg_2$).

Раннегеосинклинальная мегастадия (нижняя юра—нижний мел) характеризуется заложением Сомхето-Кафанского энгеосинклинального прогиба, сопровождающимся начальным магматизмом и превращением его к концу мегастадии в область геоантиклинального поднятия. Если начало мегастадии наступает почти повсеместно в лейасе, то время ее завершения имеет волнообразный характер; в северной части—в неокоме, а в юго-восточной части—в апте [3].

Раннегеосинклинальная мегастадия делится на две стадии—нижне-среднеюрскую и верхнеюрско-нижнемеловую. Первая стадия характеризуется максимальным прогибанием области и мощным подводным вулканизмом, а вторая—слабым дифференцированным прогибанием и субаэральным вулканизмом.

Позднегеосинклинальная мегастадия (альб-средний эоцен) также подразделяется на две стадии—альб-верхнемеловую и нижне-среднеэоценовую.

Первая стадия отвечает периоду коренной перестройки структурного плана и заложения вторичных наложенных прогибов на более древние структуры. Вторая стадия характеризуется замыканием некоторых верхнемеловых прогибов; в то же время продолжается интенсивное прогибание в нижнем эоцене Севано-Ширакской, Аджаро-Триалетской, Айоцдзор-Ордубадской структур.

1. Раннегеосинклинальные магматические формации

В байосе, в связи с интенсивным погружением Сомхето-Кафанского геосинклинального прогиба, заложенного еще в лейасе, происходит повсеместное подводное формирование мощных вулканических толщ. В отдельных прогнутых частях прогиба формируются спилиты (спилит-порфиритовая формация по Г. С. Дзоценидзе [21], спилит-кератофирровая—по Э. Ш. Шихалибейли [47]). Одновременно в остальных частях прогиба, при отсутствии спилитов [29, 43], формируются породы андезитовой формации. В пределах возникающих геоантиклинальных поднятий в верхнем байосе происходит формирование плагиолипаритовой субформации, а также внедрение совпадающих во времени с предкелловейской фазой складчатости плагиогранитных интрузий (Ахпатской, Тавушской, Хндзорутской и др.), которые слагают единую плагиогранитную формацию Сомхето-Кафанской зоны [33]*.

* Г. А. Казарян также выделяет отмеченные интрузивы в плагиогранитную формацию («Вопросы петрографии и минералогии Арм. ССР», 1966), связывая, однако, их внедрение с предбатской фазой складчатости.

В северо-западной части прогиба в верхней юре, вслед за слабым дифференцированным прогибанием и накоплением осадочных толщ (келловей), в субаэральных условиях происходит формирование андезит-дацитово́й формации. Обычно в пределах тех же геоантиклинальных областей в период завершающей фазы вулканизма, в связи с воздыманием, формируется, как правило, в субвулканической фации, липаритовая субформация, а вслед за неокомской фазой складчатости интрузии кварцевых диоритов (Шнох-Кохбская, Цахкашатская и др.) — диоритовая формация.

В Кафанском сегменте погружение, начавшееся в лузитан-кимеридже и продолжающееся непрерывно в неокоме [3], сопровождается формированием обычно тех же формаций. Однако, тенденция воздымания и связанное с ним внедрение аналогичных кислых субвулканических образований и гранитоидов (Цавский интрузив) завершается лишь в после-неоком-предверхнемеловое время.

В течение раннегеосинклинальной мегастадии особой структурной единицей являлся в целом жесткий, но довольно мобильный Цахкуняцкий блок (геоантиклиналь), ограниченный крупными разломами. Он представляет собой блок с некоторыми чертами развития магматизма соседней геосинклинали, особенно отчетливо проявившимися в формировании аналогичных интрузивных формаций — плагиогранитной и диоритовой. К первой, по данным определения абсолютного возраста [7, 45], относятся плагиогранитные интрузии Цахкуняцкого горст-антиклинория, ко второй — Спитакский, Анкаванский, Агверанский (?), Такарлинский (?) массивы.

а) Среднеюрские магматические формации

Андезитовая формация. Распространена в пределах Сомхето-Карабахского мегантиклинория и Кафанского антиклинория, где слагает низы разреза мощных вулканогенных образований доггера [2, 3]. Сложена преимущественно андезитами, реже андезит-базальтами, диабазами, андезит-дацитами, дацитами (обычно потоки, реже пирокласты и субвулканические образования). Одной из характерных особенностей пород, слагающих эту формацию, является отмеченное многими исследователями, их зеленокаменное перерождение. Ранее вся эта толща пород относилась либо к спилит-кератофировой [10, 11, 30], либо к кератофир-порфиритовой [10, 12, 30], либо к андезит-дацитово́й [24, 43] формациям. Однако, согласно имеющимся в настоящее время данным, в разрезе среднеюрских вулканогенных образований резко преобладающая часть сложена андезитами, почему и правильнее именовать эту формацию андезитовой. Характерной особенностью химизма пород этой формации является их известково-щелочной характер с несколько пониженной, натриевой щелочностью.

Плагиолипаритовая субформация. Особенно широко эта субформация распространена в пределах Шамшадинского, менее — Алавердского и Кафанского антиклинориев. Становление ее отвечает периодам воздымания и предшествует предкелловейской фазе складчатости. Характерной особенностью этой субформации является кислый состав слагающих ее пород с резко выраженной натриевой щелочностью — плагиолипариты, кв. дациты (потоки, субвулканические, дайковые образования и их пирокласты).

Плагиогранитная формация. Формирование ее приурочено к предкелловейской фазе складчатости. В состав формации входят многофазные (1. плагиограниты; 2. плагио-

гранит-порфиры; 3. граниты)* интрузивы Шамшадинской группы, Ахпатский массив, а также интрузивы плагиогранитов Цахкуняцкого горст-антиклинория. При совместном маршруте одного из авторов (Р. Л. Мелконян) с Г. П. Багдасаряном в 1965 г. в Шамшадинском районе было обнаружено самостоятельное тело габброидов, которое, как и выходы габброидов в Алавердском рудном районе (Кацоцк), в пределах Цахкуняцкого блока, по-видимому, являются ранней фазой отмеченных интрузивов.

Характерной особенностью пород этой формации является их кислый состав с резко проявленной натриевой щелочностью, причем даже наиболее поздние дифференциаты—«граниты», четко отличаются от гранитов других формаций пониженным содержанием окиси калия. Следует отметить, что в пределах тех же структур плагиограниты обычно тесно ассоциированы с плагиолипаритами, кв. дацитами и, по-видимому, образуют с ними единую генетически связанную серию [18].

б) Верхнеюрско-нижнемеловые магматические формации

Как общую особенность становления магматических формаций этого возраста следует отметить разновременность формирования однотипных формаций в различных частях Сомхето-Кафанского прогиба.

Андезит-дацитовая формация. После слабого дифференцированного прогибания (келловей) в северо-западной части прогиба (междуречье Дебед-Агстев) в субаэральных условиях, в оксфорде происходит формирование вулканогенной толщи, представленной диабазами, андезитами, дацитами и их пирокластами, среди которых преобладают разности дацитового состава.

Юго-восточнее (Шамшадинский антиклинорий) вулканогенно-обломочная свита (артаминская) преимущественно андезитового состава формируется уже в неокоме.

В пределах Кафанского антиклинория толщи примерно того же состава формируются в лузитан-кимеридже, постепенно сменяясь в неокоме вулканогенно-осадочными фациями титон-ср. валанжина (тапасарская свита). Новая активизация вулканических процессов, сопровождающаяся формированием андезитов и их пирокластов, наблюдается в в. апте.

Липаритовая субформация. Проявлена в виде многочисленных субвулканических образований представленных альбитизированными, преимущественно натриевыми липаритами. В связи с неодновременностью геоантиклинального воздымания липаритовая субформация на различных участках формируется в значительном диапазоне времени, начиная от верхней юры на участках ранней консолидации—Алавердский антиклинорий, до конца нижнего мела—Кафанский антиклинорий.

Диоритовая формация. Представлена многофазными (1. кв. диориты; 2. лейкократовые граниты; реже 3. тронджемиты) массивами, внедрение которых ввиду волнообразного характера консолидации, растянуто от неокома (Шнох-Кохбский, Такарлинский, Анкаванский интрузивы) до посленеоком-предверхнемелового времени (Цавский интрузив). В отмеченных интрузивах широко проявлены процессы гибридизма и ассимиляции, сопровождающиеся появлением в эндоконтактных зонах более основных типов пород (габбро, габбро-диориты, диориты). Согласно классификации Ю. А. Кузнецова [27] отмеченные интрузивы относятся к более широкой габбро-диорит-гранодиоритовой формации, однако, учитывая резкое преобладание кв. диоритов (биотитовые, биотит-роговообманковые), нам представляется более целесообразным выделить диоритовую формацию, характерной для заключительных этапов раннегеосинклинальной мегастадии.

2. Позднегеосинклинальные магматические формации

Начало позднегеосинклинальной мегастадии—альб-верхнемеловая стадия, характеризуется существенной перестройкой структурного пла-

* В отличие от Г. А. Казаряна и З. О. Чибухчяна (Геология Армянской ССР, т. III, 1966), С. И. Баласанян выделяет также фазу порфировидных плагиогранитов.

на, расчленением по древним расколам фундамента на отдельные блоки, характеризующиеся различным геотектоническим режимом. В это же время вдоль региональных продольных и вновь активизированных поперечных разломов происходит заложение наложенных (вторичных) прогибов—Севано-Акеринского, Вединского, Иджеванского, Таузского, характеризующихся определенной самостоятельностью в ходе развития структур, а также в характере и эволюции вулканических (преобладающих) процессов. Некоторые из отмеченных прогибов, по-видимому, были заложены еще в неокоме и непрерывно развивались далее в палеогене. Общей особенностью магматизма альб-верхнемелового времени, по А. Х. Мнацаканян [37], является островной характер вулканизма и проявление первичной базальтовой магмы, развивающейся в виде двух линий—спилит-диабазовой (Акеринский, Вединский прогибы) и оливиновой базальт-андезит-липаритовой (Таузский, Иджеванский, Срабердский прогибы). Формирование спилит-диабазовой и комагматичной с ней габбро-диабазовой формаций приурочено к периодам кратковременного интенсивного погружения в наложенных прогибах вдоль глубинных разломов (Амасия-Севано-Акеринский, Араксинский) или внутри устойчивых областей. Базальт-андезитовая формация с липаритовой субформацией характерна исключительно для поперечных структур (Иджеванский, Таузский, Срабердский и др. прогибы) с относительно неглубоко залегающим складчатым субстратом. Интрузивные формации представлены гипербазитовой, габбро-пироксенитовой, габбро-диабазовой и габбро-диоритовой, причем первые из них, будучи расположенными в зонах глубинных разломов, в пространстве часто совмещены друг с другом. Вопрос о масштабах гранитоидного магматизма верхнемелового возраста нельзя считать окончательно решенным, однако, имеющиеся в настоящее время радиологические данные [7], указывают на их довольно широкое развитие, в частности, в пределах Цахкуняцкого горст-антиклинория (Арзакан-Бжнинский массив мигматит-гранитов, Такарлинский интрузив).

В предпалеогеновое время большинство верхнемеловых вулканических прогибов либо замыкается, либо, как и на других участках, происходит усиление темпов погружения, достигающее максимума в нижне-среднеэоценовое время—вторая стадия позднегеосинклинальной мегастадии. Начало этой стадии соответствует дат-палеоцену, когда в процессы погружения вовлекаются обширные области Армянской геоантиклинали, участки более ранней консолидации и происходит заложение новых или дальнейшее разрастание существующих прогибов и дробление фундамента. В палеогеновых прогибах более отчетливо, чем в меловых, выявляется кратковременность их развития, от заложения до инверсии, и как следствие—повышенная интенсивность и тесная временная сближенность эффузивного и интрузивного магматизма, отделенных мощной фазой складчатости. Наиболее интенсивный вулканизм сосредотачивается в пределах Аджаро-Триалетской, Севано-Ширакской, Кельбад-

жарской геосинклиналей, разделенных поперечными разломами на отдельные прогибы, и развивающихся в сходных условиях—вдоль крупных разломов. Расположение их между относительно жесткими блоками определило ярко проявленный линейный характер структур. В тех случаях, когда прогибы, в пределах Центральной складчатой Армянской и Сомхето-Кафанской зон, развиваются на относительно жестком и менее мобильном фундаменте (Айоцдзорский, Ордубадский, Лалварский и др.), они характеризуются относительно слабо проявленным вулканизмом и несколько иной историей развития [20]. Отмеченная выше волнообразность развития структур и магматизма—с северо-запада на юго-восток-сохраняется и для нижне-среднеэоценовой стадии.

Магматизм этой стадии четко различается от специфического магматизма альб-верхнемеловой стадии и характеризуется резко выраженным известково-щелочным химизмом, заметной дифференцированностью эффузивных (андезит-дацит-липарит) и интрузивных (габбро-диорит-гранодиорит) серий (формаций).

В зависимости от конкретных тектонических условий и структуры субстрата, в нижнем эоцене наблюдаются две линии развития андезитовой формации: андезитовая—вдоль разломов, в связи с локальными прогибаниями мобильных участков (Айоцдзор-Ордубадский прогиб [12, 36]) и дацит-липаритовая—в блоках повышенной жесткости на границе с Сомхетской глыбой (северо-западная часть Севано-Ширакского прогиба).

В среднем эоцене происходит миграция вулканической активности в центральные части палеогеновой геосинклинали и формирование андезитовой формации и липаритовой субформации. Становление аналогичных формаций наблюдается также в пределах пограничных, ранее консолидированных структур (Лалварский синклиниорий), причем формирование липаритовой субформации связано с тенденциями геосинклинального воздымания.

В связи с предверхнеэоценовой складчатостью происходит формирование габбро-диорит-гранодиоритовой формации, причем наблюдается определенная приуроченность интрузивов к крыльям антиклинальных и синклинальных структур и к зонам центральных поднятий (Базумский, Головинский, Хндзорутский и др. массивы).

а) Верхнемеловые магматические формации

Спилит-диабазовая и габбро-диабазовая формации. Распространены в пределах наложенных прогибов—Вединского, Акеринского. В составе вулканогенно-обломочных толщ верхнего мела становление спилит-диабазовой формации приурочено к сравнительно узкому промежутку времени—в турон-коньяк. Слагающие эту формацию породы представлены диабазами, спилитами, афировыми андезито-базальтами и андезитами.

Тесно связанная пространственно со спилит-диабазовой и комагматичная с ней интрузивная габбро-диабазовая формация включает небольшие пластовые тела габбро-диабазов, диабазов, диоритов.

Гипербазитовая формация. Вопрос о возрасте, формационной принадлежности и

положении интрузивов, входящих в офиолитовый пояс, является дискуссионным. В настоящее время существуют мнения об их эоценовом [1, 42] и верхнемеловом [4, 15, 22, 31, 44] возрасте, причем более обоснованным считается их верхнемеловой возраст, точнее досенонский (в. юра—низы в. мела) [31].

В зависимости от тектонического режима отдельных меловых прогибов, «внедрение» гипербазитов происходит в различное время (в пределах J_3 — Cg_2), причем в каждом конкретном случае оно бывает приурочено к моментам их максимального прогибания в связи с наибольшим проникновением глубинных разломов. «Внедрение» гипербазитов Амасия-Севано-Акеринского пояса происходило, возможно, в период одновременного интенсивного погружения Севано-Акеринского геосинклинального прогиба и воздымания Сомхето-Кафанского тектонического комплекса вдоль зоны глубинного разлома. Однако, не исключается, что «внедрение» гипербазитов может быть связано также с периодами максимального прогибания (J_2) первичной эвгеосинклинали, тем более, что в пределах Внутреннего Понта доказывается их триас-юрский возраст [25].

Перемещение гипербазитов в верхние структурные ярусы (вплоть до миоцена) объяснено повторным активизациям глубинного разлома [31].

В составе офиолитового пояса выделяются две ассоциации основных и ультраосновных пород [41], которые можно отнести к двум самостоятельным формациям—гипербазитовой и пироксенит-габбровой (более молодой), однако некоторыми исследователями они рассматриваются в составе единой габбро-перидотитовой формации [1].

Гипербазитовая формация представлена однофазными недифференцированными массивами гарцбургитов, верлитов, лерцолитов, обычно интенсивно серпентинизированных.

Пироксенит-габбровая формация. Размещение ее в зонах активизации глубинных разломов (Севано-Акеринский, Араксинский) ведет к тесному пространственному совмещению с гипербазитами. В состав формации входят основные, ультраосновные породы габброидной линии, представленные габбро, пироксенитами, дунитами, кв. диоритами, плагиогранитами, которые слагают дифференцированные многофазные массивы. Отмечаемая многими исследователями связь пород габброидной линии со спилит-диабазовой формацией в определенной степени выдерживается, однако, говорить об их генетической связи несколько затруднительно. Что же касается эффузивных аналогов этой формации то, судя по имеющимся данным и по другим регионам [27], они отсутствуют.

Базальт-андезитовая формация. Распространена исключительно в пределах поперечных структур (Иджеванский, Таузский, Срабердский и др. прогибы). Возрастные пределы ее колеблются от верхнего турона до верхнего сантона. Характерной особенностью этой формации является широкое развитие основных разностей—от оливиновых базальтов (следует особо отметить) до андезитов, а также различных пирокластов средне-основного состава [37].

Липаритовая субформация. В заключительную фазу верхнемелового вулканизма (в. сантон-н. кампан) на участках воздымания, в связи с замыканием вышеуказанных поперечных прогибов, формируется липаритовая субформация. Слагающие субформацию породы представлены липаритами, липарито-дацитами (кварцевые, альбитовые, биотитовые, роговообманковые), химический состав которых варьирует от существенно натриевого до калиевого. Следует отметить, что одновременно на участках, не испытывающих интенсивного воздымания (Саригюхский прогиб), образуются андезиты и андезитобазальты.

Габбро-диоритовая формация. Представлена небольшими телами однофазных интрузивных тел в пределах Алавердского [4] и, возможно, Кафанского [3] антиклинорий.

б) Нижне-среднеэоценовые магматические формации

Андезитовая формация. Начальная фаза нижне-среднеэоценового магматизма проявлена локально, но довольно интенсивно. В связи с местными прогибаниями, вдоль раз-

ломов в пределах Айоцзор-Ордубадского прогиба проявляется слабо дифференцированный вулканизм преимущественно андезитового состава.

Одновременно на участках, приуроченных к зоне транскавказского поперечного поднятия, широко развиты конечные дифференциаты данной формации, представленные андезито-дацитами, дацитами, липаритами (Р. Т. Джрбашян, 1967).

Наибольшего развития андезитовый вулканизм достигает в среднем эоцене, проникая и в пределы ранее консолидированных структур. Характерной особенностью позднегеосинклинальной андезитовой формации является резкое преобладание в ее составе пород средней основности—андезиты, андезито-базальты, андезито-дациты (потоки, покровы, секущие тела), распространенные, главным образом, в пределах Севано-Ширакского и Айоцзор-Ордубадского синклиналиев.

Липаритовая субформация. Распространена в зонах центральных поднятий, а также в пределах пограничных, ранее консолидированных структур (Лалварский синклинорий), представлена потоками и субвулканическими телами липаритов и липарито-дацитов нормального известково-щелочного ряда, а также пирокластами аналогичного состава.

Габбро-диоритовая формация. Представлена пластовыми согласными, штокообразными, дайкообразными телами, состав которых варьирует от габбро до гранодиоритов при преобладании разностей габбро-диоритового состава. Они в определенной степени соответствуют субинтрузивной формации Севано-Ширакской геосинклинали [35] и предбатолитовому комплексу Айоцзор-Ордубадского прогиба [19].

Габбро-диорит-гранодиоритовая формация. Представлена крупными, вытянутыми, многофазными (габброиды, кв. диориты, гранодиориты, граниты) интрузивами—Лермонтовский, Геджалинский, Хндзорутский, Головинский и др., а также мелкими однофазными телами кв. диоритов, гранодиоритов. Отмеченные массивы расположены, как правило, цепочкой вдоль зоны центрального поднятия и главного разлома в пределах Севано-Ширакского синклинория; реже интрузивы, входящие в состав данной формации, (Банушский) приурочены к участкам активизированных структур, в виде поперечных поясов.

Для этой формации характерно присутствие основных и ультраосновных разностей пород (оливиновое габбро, габбро-нориты, габбро-пироксениты), широкое развитие дает основного состава (дайки II этапа) и слабое—аплитов и пегматитов.

II. Магматизм орогенного этапа

В истории направленного геотектонического развития Антикавказа с верхнего эоцена начинается качественно новый, заключительный или орогенный этап развития, охватывающий период от верхнего эоцена до антропогена. Характерным для орогенного этапа является последовательное волнообразное (с северо-запада на юго-восток) замыкание (в связи с предверхнеэоценовой и предолигоценовой фазами складчатости), наложенных прогибов (Севано-Ширакский и Айоцзор-Ордубадский), формирование крупных складчато-глыбовых сооружений, испытывающих постепенное дифференцированное поднятие. По периферии воздымающихся блоков, в связи с компенсированным характером вертикальных движений, появляются стабилизированные блоки, возникают межгорные и краевые впадины и депрессии (Приараксинская, Среднеараксинская, Ленинанканская, Севанская и др.), в которых происходит формирование моласс.

Орогенный этап развития Антикавказа и, в частности, в пределах Армянской ССР, отчетливо подразделяется на две мегастадии [16, 33, 39 и др].

Раннеорогенная или конечногеосинклинальная мегастадия (верхний эоцен-олигоцен) характеризуется, с одной стороны существованием и развитием остаточных и краевых прогибов, а с другой—вовлечением альпийских складчатых областей в процессы локального горообразования и поднятий. Раннеорогенная мегастадия является по существу «батолитовой» с мощно проявленным магматизмом, приводящим к «омертвлению» и стабилизации геосинклинали, после которого область вступает в стадию мощного блоково-глыбового воздымания (олигоцен-антропоген).

Позднеорогенная мегастадия (нижний миоцен-антропоген) характеризуется продолжением глыбово-блокового воздымания, замыканием остаточных прогибов и возникновением горных цепей, межгорных впадин и депрессий. Позднеорогенная мегастадия подразделяется на две стадии—верхнеолигоцен-верхнемиоценовую и верхнемиоцен-нижнеплиоценовую [19].

Отличительной особенностью магматизма орогенного этапа, по сравнению с собственно геосинклинальным, является: а) резко преобладающая роль плутонизма, по сравнению с вулканизмом; б) формирование крупных батолитовых плутонов весьма пестрого состава и кислых интрузий субвулканических гранитов; в) резко преобладающий субаэральный вулканизм средне-кислого состава; г) повышенная, отчетливо калиевая щелочность как эффузивных, так и интрузивных формаций.

1. Раннеорогенные магматические формации

Раннеорогенная мегастадия завершает геосинклинальный этап развития Антикавказа и на разных его участках проявляется неодновременно. По времени она совпадает с заключительными периодами жизни вторичных палеогеновых прогибов —Севано-Ширакского (с конца среднего эоцена), Айоцзор-Ордубадского (с конца верхнего эоцена) и знаменуется существенным изменением режима геотектонического развития вслед за мощной предолигоценовой фазой складчатости. Межгорные впадины, краевые и остаточные прогибы (Памбакский, Лорийский, Амулсарский, Элпинский и др.), возникающие в связи с геоантиклинальным воздыманием, расчленяют область на отдельные блоки. Характерной особенностью магматизма раннеорогенной стадии является одновременное формирование на различных участках (блоках) двух параллельных эффузивных формаций—андезито-дацитовой и трахиандезитовой (в жестких блоках ранней консолидации) с соответствующими им во времени и пространстве интрузивными формациями—габбро-монцонит-сиенитовой (Мегри, Баргушат, Айоцзор, Ахавнадзор) и щелочно-сиенитовой субформации (Тежсар, сев. часть Такарлинского интрузива и Амзачиманский массив).

Становление андезит-дацитовой формации происходит в условиях остаточного морского режима в связи с кратковременными дифференцированными прогибаниями, в то время, как формирование трахиандези-

товой формации—в субэральных условиях в связи с деятельностью вулканов центрального типа.

С предолигоценовой фазой складчатости связано становление габбро-монцонит-сиенитовой формации и щелочно-сиенитовой субформации, причем последняя формируется вдоль Анкаванского разлома на границе с жестким блоком метаморфического субстрата.

а) Верхнеолигоцен-нижнемиоценовые магматические формации

Андезит-дацитовая формация. Распространена в центральных частях Севано-Ширакского (Лорийский прогиб) и Айоцзор-Ордубадского (Амулсарский, Ордубадский прогибы) синклинориев. Преобладающим развитием в составе пород пользуются андезиты, андезито-дациты (потски, экструзии), в меньшей степени—андезито-базальты и дациты.

Трахиандезитовая формация. В отличие от андезит-дацитовой формации, приурочена к сравнительно жестким структурам ранней консолидации вдоль глубинных (Анкавано-Сюникский) и разноориентированных разломов. Эта формация характеризуется набором пород от оливиновых базальтов до лейцитовых фонолитов [6, 26].

На смежных участках—в центральной части Севано-Ширакского синклинория, в прямой связи с тектоническими условиями, развиваются две серии, отличающиеся уровнем щелочности: 1. Субщелочная (оливиновый базальт-трахиандезит-трахилипарит; Базумский хр.); 2. Щелочная (трахиандезито-базальт-трахиандезит-трахит-лейцитовый фонолит; Памбакский хр.). С щелочной серией связаны также субвулканические тела и дайки эпилейцитовых порфиров, трахифонолитов, бостонитов, тефритов, базанитов и лампрофиров сиенитового ряда. Общей особенностью обеих серий является их четко выраженный калиевый характер повышенной щелочности.

Габбро-монцонит-сиенитовая формация. Приурочена к унаследованным региональным разломам и представлена крупными плутонами и мелкими массивами различного состава (Мегринский, Баргушатский, Айоцзорский—в пределах Айоцзор-Ордубадского синклинория; Ахавнадзорский и ряд мелких интрузий—в пределах Севано-Ширакского синклинория). Характерной особенностью этих плутонов является их весьма пестрый состав, отчетливо выраженные процессы гибридизма, магматического замещения и метасоматоза, постоянно высокая калиевая щелочность и глиноземистость [19, 36, 38]. Для интрузивов этой формации характерна в целом однотипная последовательность внедрения интрузивных фаз: 1. габброиды; 2. монцониты, сиенито-диориты; 3. граносиениты, гранодиориты. Каждая из отмеченных фаз сопровождается своими субфазами и несколькими генерациями дополнительных интрузивов. Для формации в целом характерно наличие дайковых пород II этапа, представленных преимущественно габбро-порфиритами, диоритами, лампрофирами.

Щелочно-сиенитовая субформация. К ней относится Тежсарский вулкано-плутонический комплекс, представляющий собой яркий пример интрузии центрального типа, характеризующийся наличием кольцевых и конических структур и концентрически-зональным строением [6, 26]. Преобладающими типами пород являются нефелиновые, псевдолейцитовые, щелочные и кварцевые сиениты, реже монцониты, сиениты (Бундукский массив).

Более поздней фазой предолигоценового интрузивного комплекса являются порфировидные и среднезернистые граносиениты, лейкократовые граниты (Амзачиманский массив, интрузивные тела северной части Такарлинского и северо-западной части Анкаванского массивов).

Субформация в целом характеризуется широким развитием кислых щелочных пород с повышенной калиевой щелочностью при отсутствии основных разностей.

2. Позднеорогенные магматические формации

Начало данной стадии (верхний олигоцен) характеризуется мощным глыбовым воздыманием складчатых сооружений по всей области и ликвидацией остаточных прогибов. В результате дальнейшего раскалывания складчатых сооружений и активизации преимущественно «поперечных» разломов формируются межгорные впадины и депрессии.

Рассматривая магматизм позднеорогенной стадии, следует подчеркнуть его специфический «послебатолитовый» характер (субсеквентный, по терминологии Штилле), с отчетливой повышенной кремнекислотностью и калиевой щелочностью.

На фоне общего глыбового воздымания области, в пределах блоков с большой амплитудой вертикальных перемещений формируются гипабиссальные и приповерхностные субвулканические интрузивы порфировидных гранитов (Вохчинский, Казанличский, Прошибердский, Мисханский и др.); в пределах блоков с относительно замедленным темпом поднятий и меньшей амплитудой вертикальных движений, в наземных условиях, формируются синхронные эффузивно-экструзивные комплексы липаритовой формации.

В течение верхнемиоцен-нижнеплиоценовой стадии, в ходе продолжающегося блокового воздымания, происходит смена липаритовой формации более основными формациями—андезито-дацитовой (в более приподнятых блоках—Цахкуняцкий, Сюникский и др.) и трахиандезитовой (в жестких слабо воздымающихся блоках—Гегамский, Варденисский, зап. Айоцдзорский).

а) Верхнеолигоцен-нижнемиоценовые магматические формации

Липаритовая формация. Представлена в виде комплекса эффузивных, субвулканических и эксплозивных образований, представленных санидиновыми трахилипаритами, липаритами, липарито-дацитами и дацитами (элпинский комплекс) [19, 23, 40]; верхи амулсарской свиты, низы басаргечарской свиты [Л. С. Меликян, 1967].

Формация субвулканических гранитов. Эта формация является интрузивным эквивалентом липаритовой формации [19] и обычно приурочена к зонам молодых и омоложенных разломов. Интрузивы этой формации (Вохчинский, Казанличский, Мисханский и, по данным Г. А. Казаряна—Прошибердский, Газминский) представлены многократными (субфазы и дополнительные интрузивы) массивами порфировидных гранитов, лейкократовых гранитов и гранодиоритов. Они характеризуются слабо выраженными явлениями контаминации, порфировидным обликом, анхизвтектическим составом, повышенной калиевой щелочностью, широко проявленными процессами калиевого метасоматоза, а также наличием «поясов» многочисленных даек кислого состава, нередко нескольких генераций.

б) Верхнемиоцен-нижнеплиоценовые магматические формации

Андезито-дацитовая и трахиандезитовая формации. Представляют собой специфические эффузивно-субвулканические серии, с подчиненным развитием при поверхностных интрузивных образований аналогичного состава. В зависимости от темпов вертикальных движений и глубины заложения возникающих разломов, в пределах различных блоков, почти одновременно формируются различные члены андезито-дацитовой формации: более кислые разновидности—потоки дацитов, липарито-дацитов, реже андезито-дацитов—в наиболее приподнятых блоках (Цахкуняцкий, Сюникский и др.), более ос-

новные—в виде экстрוזий, реже интрузий, сфенолитов и пластовых тел андезитов, андезито-дацитов, долеритов, в блоках с относительно замедленными темпами воздымания (Нахичеванская впадина, центральная полоса Айоцдзор-Ордубадского синклинория) [12].

Формирование трахиандезитовой формации, представленной породами повышенной щелочности—щелочные базальтоиды, трахиандезиты и др., приурочено к наиболее жестким блокам (Гегамское, Варденисское нагорья, западный Айоцдзор).

З а к л ю ч е н и е

Приведенный выше формационный анализ магматических ассоциаций Армянской ССР (табл. 1) позволяет вкратце коснуться некоторых аспектов взаимосвязи тектоники, магматизма и их эволюции во времени и в пространстве.

1. В ходе геотектонического развития территории Арм. ССР устанавливается отчетливо выраженная связь между развитием различных типов глубинных разломов и эволюцией магматической деятельности. Глубинные разломы, являясь зонами высокой магматической проницаемости, фиксируют различные типы магматических формаций и создают своеобразную поясовую тектоно-магматическую зональность. При этом, в ходе стадийного развития отдельных структур, глубинные разломы, проявляя длительный унаследованный характер развития, мигрируют из пределов мантии в гранитно-метаморфическую кору, проникая вновь на большие глубины в заключительные фазы позднеорогенной мегастадии.

2. Выявляется связь магматизма с типами и этапами развития структур, особенно четко проявляющаяся в эволюции магматизма в связи со стадийностью развития структур, соответствующей периодам прогибания, складчатости и инверсии. При переходе от периодов прогибания к складчатости и замыканию прогибов, наблюдается смена базальт-андезитовых и андезитовых формаций липаритовыми субформациями. Более резко эта смена выражена в интрузивных формациях.

3. Синхронность фаз складчатости и магматических комплексов обусловлена едиными глубинными факторами, однако подразделение интрузивных комплексов в отношении к фазам складчатости (в том числе и к главной), в достаточной степени условно, т. к. большинство интрузивных комплексов размещены и прорывают почти одновозрастные, собранные в складки вулканогенные толщи.

4. Характерные для тектонического строения территории Арм. ССР зоны поперечных поднятий, представляющие «погребенные» системы глубинных разломов, фиксируются отчетливой приуроченностью липаритового и оливиново-базальтового вулканизма позднегеосинклинальной и, особенно отчетливо, позднеорогенной мегастадий.

5. Как результат блокового строения доальпийского субстрата и развития на неоднородном основании альпийских геосинклинальных прогибов, от собственно геосинклинального этапа к орогенному, происходит прогрессивное расчленение территории Антикавказа на более мелкие структурные единицы-блоки, обусловленное раскалыванием его субстрата и формированием разломов.

6. Рассматривая вопрос о соотношении эффузивных и интрузивных формаций, в свете проблемы вулкано-плутонических ассоциаций (формаций), необходимо отметить, что типичные вулкано-плутонические ассоциации возникают на ранних стадиях геосинклинального этапа развития (плагиолипарит-плагиогранитная формация) и поздней стадии орогенного этапа (трахиандезит-сиенитовая, липарит-гранитная формация) и, как правило, связаны с кислой, реже щелочной магмами. Становление их происходит в особых условиях единства тектонического режима, когда процессы вулканизма и плутонизма почти одновременны и тесно связаны единством очага и исходной магмы, со строгим параллелизмом в объемах и вещественном составе.

7. Формационный анализ магматических комплексов альпийского тектоно-магматического цикла показывает поступательный, направленный и необратимый характер эволюции магматической деятельности и тектоники.

Появление кислой липаритовой магмы как в собственно геосинклинальный, так и в орогенный этапы связано с периодами геоантиклинального и блоково-глыбового воздымания. В геосинклинальный этап появление кислой магмы является продолжением линии развития андезитовой и базальт-андезитовой формаций в виде липаритовой субформации. В позднеорогенную стадию отмечается проявление самостоятельной палингенной кислой магмы, с которой тесно связана нижнеиоценовая формация субвулканических порфировидных гранитов. Кислые магмы интрузивов в геосинклинальные и раннеорогенную мегастадии возникают, вероятно, в результате сплошного плавления субстрата («гибридная»), а в позднеорогенную мегастадию—вследствие эвтектического плавления субстрата.

8. Наиболее общей «сквозной» особенностью химизма магматических формаций является их повышенная глиноземистость и известковистость. В то же время в ходе тектонического развития наблюдается закономерное повышение железистости и уровня щелочности, в частности, в результате непрерывного увеличения роли окиси калия, при преобладании K_2O над Na_2O .

9. Наблюдается комплексный характер геохимической и металлогенической специализации в различные стадии геосинклинального развития. Устанавливается «сквозной» характер металлогенической специализации на Cu, «унаследованный» тип специализации формаций различных этапов развития на Pb, Zn, Fe, Ag, Au и наконец, «локальная» металлогеническая специализация отдельных орогенных формаций на определенные металлы: Mo, W, As, Sb, Hg, TR, Nb, Al, Ga, B, Bi, Th, что связано с особенностями вещественного состава участков магмаобразования.

Авторы признательны чл.-корр. АН Арм. ССР А. А. Габриеляну и Г. П. Багдасаряну за обсуждение статьи и ряд ценных замечаний.

Ռ. Տ. ԶՐԲԱՇՅԱՆ, Բ. Մ. ՄԵԼԻՔՍԵՅԱՆ, Ռ. Լ. ՄԵԼՔՈՆՅԱՆ

ԱԼՊԻԱԿԱՆ ՏԵԿՏՈՆԱ-ՄԱԳՄԱՏԻԿ ՑԻԿԼԻ (ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ)
ՄԱԳՄԱՏԻԿ ՖՈՐՄԱՑԻԱՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հայկական ՍՍՀ սահմաններում երկրակեղևի տեկտոնական զարգացման պարբերացնացման հիման վրա, հեղինակները կատարել են էֆուզիվ և ինտրուզիվ կոմպլեքսների տիպայնացում ֆորմացիոն առանձնահատկությամբ նշված պարբերացումը հիմնված է Ա. Հ. Գաբրիելյանի կողմից առանձնացված տեկտոնական միավորների վրա (հարկեր և ենթահարկեր), որոնք բնորոշ են որոշակի տեկտոնական կոմպլեքսների համար: Մարզի զարգացման պատմության մեջ առանձնացվում են 2 փուլ՝ բուն գեոսինկլինալային ($J_1 - Pg_2^2$) և լեռնակազմական ($Pg_2^2 - Q$), որոնցից յուրաքանչյուրը ստորաբաժանվում է մեզաստադիանների:

Կախված գեոսինկլինալային ստրուկտուրաների տիպից և զարգացման տեկտոնական պայմաններից ձևավորվում են էֆուզիվ և ինտրուզիվ ֆորմացիաների որոշակի տիպեր՝ որոշակի մետաղագենիկ մասնագիտացմամբ (աղյուսակ № 1):

Հոդվածում քննարկվում են նաև տեկտոնիկայի և մագմատիզմի փոխադարձ կապի որոշ տեսակետներ, ինչպես և ալպիական տեկտոնա-մագմատիկ ցիկլի մագմատիզմի զարգացման առանձնահատկությունները:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абовян С. Б. Геология и полезные ископаемые северо-восточного побережья озера Севан. Изд. АН Арм. ССР, 1961.
2. Азарян Н. Р. Стратиграфия и фауна юрских отложений Алавердского рудного района Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1963.
3. Акопян В. Т. Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Зангезура. Изд. АН Арм. ССР, 1962.
4. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Айпетрат, 1958.
5. Багдасарян Г. П. О механизме внедрения и этапах формирования Тежсарской щелочной интрузии в Армении. Изв. АН Арм. ССР, т. III, № 8, 1950.
6. Багдасарян Г. П. Щелочные горные породы центральной части Армянской ССР. В сб. «Вопросы вулканизма». Изд. АН СССР, 1962.
7. Багдасарян Г. П. О возрастном расчленении интрузивов Северной Армении в свете радиологических данных и геологических представлений. В сб. «Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения». Изд. «Наука», 1966.
8. Багдасарян Г. П., Ширинян К. Г. К генезису изверженных горных пород на примере изучения глубинного и эффузивного магматизма Армении. В сб. «Проблемы магмы и генезис изверженных горных пород». Изд. АН СССР, 1963.
9. Баласанян С. И. К вопросу о происхождении гранитоидов (на примере Армянской ССР). Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, № 1—2, 1966.
10. Вардапетян Б. С. Закономерности распределения медного оруденения на территории Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1965.
11. Габриелян А. А. Этапы и типы структурного развития Армении и соответствующие формации горных пород. «Изв. АН Арм. ССР», физ.-мат., естеств. и техн. науки, т. IX, № 2, 1956.

12. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изв. АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
13. Габриелян А. А. Эффузивный вулканизм и тектоника. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр., т. XIII, № 6, 1960.
14. Габриелян А. А. Интрузивный вулканизм и тектоника. ДАН Арм. ССР, т. XXXIII, № 2, 1961.
15. Габриелян А. А. Магматизм и тектоника. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1964.
16. Габриелян А. А. Тектоническое строение Антикавказа (Малый Кавказ). XXII сессия межд. геол. конгр., докл. сов. геол., проблема 11. Изд. «Недра», 1964.
17. Габриелян А. А. Тектоническая карта Армянской ССР. Геотектоника, № 4, 1966.
18. Григорян Г. О. О генетической взаимосвязи кварцевых плагиопорфиров и плагио-гранитов в Шамшадине. «Уч. зап. Ер. Гос. Ун-т», сер. геол.-геогр. н. т. 99, 1965.
19. Гукасян Р. Х., Меликсетян Б. М. Об абсолютном возрасте и закономерностях формирования сложного Мегринского плутона. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XVIII, №№ 3—4, 5, 1965.
20. Джрбашян Р. Т., Елисеева О. П., Остроумова А. С., Фаворская М. А. Некоторые особенности развития палеогенового вулканизма Армении. В сб. «Вопросы геологии Кавказа». Изд. АН Арм. ССР, 1964.
21. Дзоценидзе Г. С. Проблема связи вулканизма с тектоникой на примере Кавказа. XXII сессия межд. геол. конгр., докл. сов. геол., проблема 11. Изд. «Недра», 1964.
22. Егоян В. Л. Верхнемеловой вулканизм и ультраосновные интрузии восточной части Малого Кавказа. Изв. АН Азерб. ССР, № 6, 1963.
23. Исаакян С. А. Геолого-петрографическая характеристика плиоценовых экстрוזий Мегринского района Армянской ССР. Научн. тр. ЕГУ, т. 59, 1957.
24. Казарян Г. А. Магматические комплексы Алавердского рудного района. Автореф. канд. дисс., Москва, 1962.
25. Казьмин В. Г. Место офиолитовой формации в тектоническом развитии западного сектора Альпийско-Гималайской системы. Геотектоника, № 3, 1966.
26. Котляр В. Н. Памбак. Изд. АН Арм. ССР, 1958.
27. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд. «Недра», 1964.
28. Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол.-геогр. наук, т. X, № 4, 1957.
29. Малхасян Э. Г. Основные черты юрского вулканизма Армении. В сб. «Вопросы вулканизма». Изд. АН СССР, 1962.
30. Малхасян Э. Г. Развитие вулканической деятельности и основные петрохимические особенности вулканогенных образований Алавердского рудного района. В сб. «Вопросы геологии Кавказа». Изд. АН Арм. ССР, 1964.
31. Меликян Л. С., Паланджян С. А., Чибухчян З. О., Вартазарян Ж. С. К вопросу о геологической позиции и возрасте офиолитовой серии Ширако-Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XX, И 1—2, 1967.
32. Мелконян Р. Л. К вопросу о генезисе плагиогранитов и тронд'емитов (на примере Алавердского района). Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XVIII, № 6, 1965.
33. Милановский Е. Е. Некоторые закономерности тектоники и магматизма орогенного этапа развития Альпийского геосинклинального пояса Юго-Восточной Европы и Юго-Западной Азии. XXII сессия межд. геол. конгр., докл. сов. геол., проблема 11. Изд. «Недра», 1964.
34. Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд. МГУ, Москва, 1963.
35. Мкртчян К. А. О фазах эвгеосинклинального магматизма. В сб. «Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений». Изд. «Наука», 1961.
36. Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1958.

37. Мнацаканян А. Х. Меловые вулканические серии Северной Армении и связанное с ними минералообразование. Автореф. канд. дисс., Ереван, 1964.
38. Мовсисян С. А. Интрузии центральной части Зангезурского (Конгуро-Алангезского) хребта и связанные с ними полезные ископаемые. Изд. АН Арм. ССР, 1953.
39. Муратов М. В. Типы геосинклинальных прогибов в альпийской складчатой области, их взаимоотношения и развитие. Тр. ГИН, вып. 92, 1963.
40. Остроумова А. С., Румянцева Н. А. Вулканические щелочные формации складчатых областей. Изд. «Недра», 1967.
41. Паланджян С. А. К геологии ультраосновных и основных интрузивных пород северо-восточного побережья оз. Севан. Изд. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XVIII, № 1, 1965.
42. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
43. Сопко П. Ф. Развитие вулканизма Северной Армении в мезозойское и палеогеновое время и связь с ним колчеданного оруденения. В сб. «Вопросы вулканизма». Изд. АН СССР, 1962.
44. Татевосян Т. Ш. К петрографии основных и ультраосновных пород Амасийского района Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, т. III, № 2, 1950.
45. Чибухчян З. О. Некоторые итоги определения абсолютного возраста интрузивных комплексов дисперсионным методом (на примере интрузивов Центральной складчатой зоны Армении). Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 6, 1966.
46. Шейнманн Ю. М. Магмы и геосинклинальный процесс. В сб. «Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений». Изд. «Наука», 1964.
47. Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа (в пределах Азербайджана). Изд. АН Аз. ССР, Баку, 1966.