

A. H. GABRIELIAN

THE GENERAL RESULTS OF SCIENTIFIC-RESEARCH WORKS
IN THE FIELD OF EARTH SCIENCES DURING 1987

A b s t r a c t

The main achievements of Earth sciences in the field of theoretical and practical geology are brought in this report, which was delivered in a session of the Armenian SSR Academy of sciences Geological section of the Chemical and geological department in May, 1988.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1988, XL1, № 4, 21—30.

УДК: 552.3:551.24.053 (479)

Г. А. ТУМАНЯН

О ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ ГРАНИТОИДОВ
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ МЕГАНТИКЛИНОРИЯ
МАЛОГО КАВКАЗА

На основе анализа фаций, формаций и их мощностей выделены конседиментационные антиклинальные и синклинальные структуры с соответственно относительно сокращенными и увеличенными мощностями, ограниченные разломами глубокого заложения. Указанные дифференцированные конседиментационные тектонические подвижки и процессы формирования интрузии гранитоидов тесно взаимосвязаны. Выделяются конседиментационные (келловей, турон—нижний сенон, эоцен) относительно крупные пластообразные интрузии и формации малых интрузивов, характеризующие орогенные стадии (кимеридж-неоком, даний—палеоцен, олигоцен-миоцен) развития области.

Вопросы взаимосвязи тектоники и магматизма, то есть пространственных и генетических соотношений осадконакопления, деформации, интрузивного и эффузивного магматизма имеют принципиальное значение для всех современных тектонических концепций, но до сих пор остаются в значительной мере дискуссионными. Одни исследователи [11, 12] связывают процессы мезозойско-кайнозойского гранитообразования с позднеорогенной (позднепалеогеновой), а другие [1, 2, 3, 5, 6, 8]—с предкелловейской, нижнемеловой, предверхнеэоценовой относительно кратковременными фазами и позднепалеогеновым этапом складчатости. В последние десятилетия приводятся данные о комагматичности среднеюрских и юра-нижнемеловых [8, 10] вулканогенных и плутонических образований Сомхето-Карабахской зоны. По мере детализации исследований выявляются все новые поколения гранитоидов, которые практически охватывают всю историю развития подвижных поясов (геосинклиналиных систем), то есть указанные процессы являются длительными, сопоставимыми с процессами осадконакопления и образования вулканогенных толщ [7, 16, 18]. Результаты среднемасштабных профильных геолого-геофизических исследований и крупномасштабного геологического картирования территории Армянской ССР, позволившие автору получить новые данные по обсуждаемой проблеме, излагаются в предлагаемой статье.

Геологическое положение интрузивных массивов

На северо-западе территории Армянской ССР поперек Сомхето-Карабахского (Вирайюц-Арцахской) мезозойского антиклинория (палеоостроводужного пояса) и Севано-Ширакского эоценового сложно-

го синклинория (по-видимому, палеоорогенического пояса) общекавказского СЗ—ЮВ простирания прослеживается тектонический блок антикавказского (СВ—ЮЗ) простирания, разграниченный отчетливо выраженными на космических изображениях геофизическими полями и прослеженными на отдельных участках полевыми наблюдениями Арагац-Меградзор-Бердской и Талин-Спитак-Лалварской системами разломов глубокого заложения [17]. В пределах отмеченного блока размещены почти все гранитоидные интрузии северо-западной части Армянской ССР, и в целом указанная антикавказская полоса также характеризуется резко выраженными изменчивыми и относительно увеличенными мощностями образований мезозоя и эоцена. В вышеуказанных краевых частях Вирайюц-Арцахской и Севано-Ширакской структур, то есть северо-западнее и юго-восточнее от указанного антикавказского блока образование мезозоя и эоцена представлены сравнительно сокращенными мощностями и в приразломных зонах сопровождаются породами офиолитовой ассоциации (Севано-Акеринская и Базум-Амасийская) и доальпийского гранитно-метаморфического субстрата (Локский, Асричайский, Ахумский).

В региональном плане и внутри вышеотмеченного антикавказского тектонического блока как закономерность наблюдается пространственная взаимосвязь между площадями развития сравнительно мощных вулканогенных, осадочных толщ и гранитоидных интрузий.

Севано-Ширакский синклинорий представлен двумя сложными синклиналями (Памбакской и Красносельско-Лорийской) и разделяющей их антиклиналью (Базум-Халабской). На северо-востоке выделяются кулисно расположенные и разделенные поперечными поднятиями Красносельская, Дилижанская и Лорийская синклинали. Лорийская синклиналь (рис. 1, 1б) относительно сильно прогнута и характеризуется развитием увеличенных мощностей вулканогенных образований среднего и кисщелочного составов, а также осадочных свит верхнего эоцена (рис. 1; разр. А). Эта структура ограничена разломами с северо-востока—Дзорагетским и Марцигетским, а с юго-запада—Айкадзор-Арманисским. В результате сближения разломов в районе с. Арманис вблизи Арарат-Лалварской серии антикавказских разломов синклиналь суживается и, по-видимому, под неоген-четвертичными образованиями замыкается (рис. 1). Примерно параллельно Лорийской синклинали прослеживается Базумская сложная антиклиналь (рис. 1, 1а), маркированная серией многофазных крупных дайкообразных интрузий гранитоидов (диориты, кварцевые диориты, монцодиориты, гранодиориты, гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры и др.), которые также выклиниваются приблизительно на участках замыкания рассматриваемой синклинали. На этих участках (у села Маргаовит и Пушкинского перевала) в поперечном Базумской антиклинали направлении прослеживаются серии даек, а также небольшие разрывы и зоны складчатых деформаций, по-видимому, развивающиеся над скрытой под образованиями эоцена зоной разлома. Она на гравитационном поле фиксируется как ступень с перепадом поверхности фундамента от 0 до 4 км [1].

Отмеченная юго-восточная часть Базумской шовной зоны характеризуется линейной складчатостью и широким развитием гранитоидных интрузий, среднекислых субвулканических тел и гидротермально-метасоматически измененных, преимущественно сильно окварцованных образований среднего эоцена, а северо-западная—широким развитием ультрабазовых пород, слабо метаморфизованных верхнеюрских (?)—нижнемеловых (?) образований и верхнемеловой известняковой свиты, слагающих сильно сжатые и опрокинутые изоклиналиные складки (рис. 1, 2; разр. Б). Аналогичная пространственная связь с сильно прогнутыми участками и проявлениями гранитоидов наблюдается также в Дилижанской и Красносельской синклиналях. Здесь небольшие интрузии гранитоидов приурочены к флексурным зонам, развиваю-

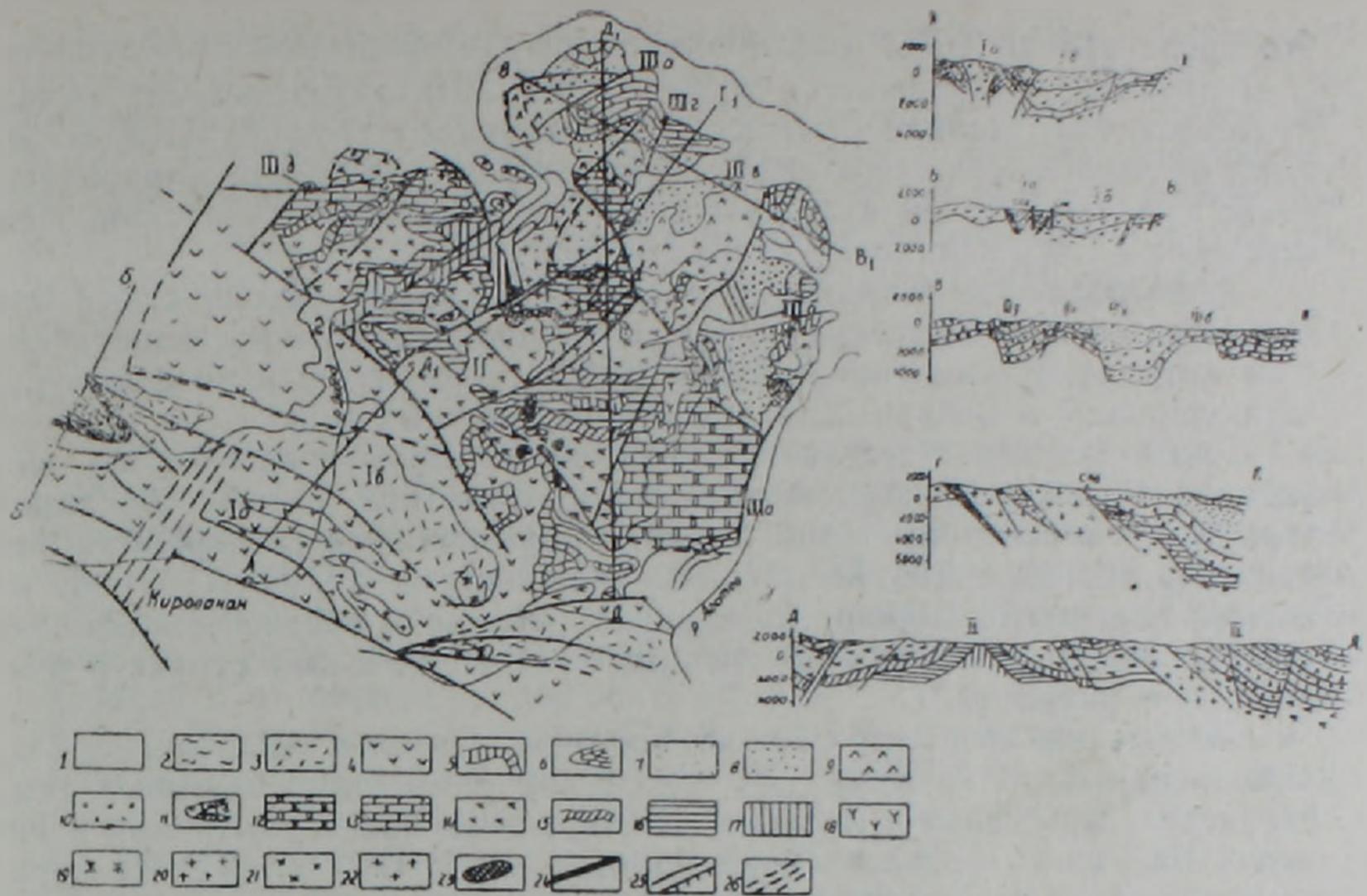


Рис. 1. Геологическая карта междуречья Дебед и Агстев (схематизированная). 1. Верхнеплиоценовые основания лавы и четвертичные делювиально-пролювиальные отложения. 2. Верхний олигоцен-миоцен. Песчано-глинистые отложения. 3. Верхний эоцен-нижний олигоцен. Терригенные и среднекислые вулканогенные образования. 4. Средний эоцен. Терригенно-вулканогенные и среднего состава вулканогенные образования. 5. Нижний-средний эоцен. Терригенный и терригенно-вулканогенный флиш, нуммулитовые известняки, конгломераты. 6. Верхний сенон. Известняки, мергели, глины. 7. Верхний сантон. Известняки, песчаники, туфы, туффиты. 8. Верхний коньяк-нижний сантон. Песчаники, туфопесчаники, конгломераты, известняки, туфы. 9. Верхний турон-нижний коньяк. Туфопесчаники, туфоконгломераты, песчаники, известняки. 10. Сенومان. Песчаники, известняки, конгломераты, вулканиты среднего состава. 11. Верхняя юра (?)—нижний мел. Метаморфизованные известково-кремнистые породы, вулканиты, аргиллиты, углистые сланцы. 12. Оксфорд-титон. Известняки (доломитизированные), песчаники, туфопесчаники, туфоконгломераты. 13. Келловей. Песчаники, конгломераты, известняки, туфы, глинистые сланцы. 14. Бат. Терригенные и среднего состава вулканогенные образования. 15. Верхний байос-нижний бат. Терригенные флиши с прослоями углистых сланцев. 16. Верхний аален-нижний байос (?). Зеленокаменно-измененные вулканогенно-обломочные образования среднего состава, спилиты, диабазы, аргиллиты, глины. 17. Нижняя юра (?). Зеленокаменно-измененные толентовые базальты, диабазы, спилиты, тефронды. 18. Субвулканические андезиты. 19. Спениты, граноспениты, олигоцен-миоценовые. 20. Кварцевые диориты, кварцевые монцодиориты, гранодиориты, эоценовые. 21. Граниты, гранофиры, гранодиориты, диориты, габбро, датий-палеоценовые. 22. Кварцевые диориты, реже, гранодиориты. Турон-нижнесенонские. 23. Диориты, габбро-диориты, габбро-диабазы, плагнограниты, андезиты, нижнемеловые. 24. Породы офиолитовой ассоциации. 25. Разломы: межзональные (а), внутризональные (б). 26. Зоны повышенной трещиноватости, развития разрывов и даек.

щихся на крыльях указанных конседиментационных синклиналей, осложненных позднепалеоген-миоценовыми тектоническими подвижками, заполненных соответственно олигоцен-миоценовыми и среднеэоценовыми терригенными и вулканогенными образованиями. Наблюдается пространственная и, по-видимому, генетическая связь между масштабами проявления гранитного магматизма и мощностью отмеченных терригенных и вулканогенных образований, то есть степенью прогибания названных синклиналей.

Отмеченная взаимосвязь отчетливо наблюдается в Сомхето-Карабахской зоне, особенно в пределах Алавердского антиклинория (рис. 1; II). Антиклинорий находится на стыке Куринской и Севано-Ширакской зон (рис. 1; I, III), которые резко отличаются по геологическому строению, вследствие чего он имеет асимметричное строение, а крылья

его представляют собой различные структурно-формационные подзоны. Это различие фиксируется также в тех антикавказских структурах (Агстевская и Лалвар-Банушская синклинали) (рис. 1; III а, III д), которые прослеживаются вкрест простирания Сомхето-Карабахской зоны, разделяя ее на кулисообразно расположенные Локский, Алавердский и Шамшадинский антиклинории.

Алавердский антиклинорий является крупным тектоническим блоком, ограниченным системами разломов, проходящими по вышеуказанным антикавказским синклиналям (рис. 1; IIIа, IIIд) и по флексурам Прикуринской и Севано-Ширакской синклинорийных зон.

Ряды формаций верхнеюрско-мелового структурного яруса юго-западного крыла Алавердского антиклинория (рис. 1; разр. Д) характеризуются в основном терригенными образованиями (алевролиты, песчаники), сравнительно небольшими мощностями (1500—1700 м), пологими падениями, хорошо выраженной мелкой и средней слоистостью пород, слабым развитием поперечных (антикавказских) структур и явлений магматизма.

Для рядов формаций северо-восточного крыла Алавердского антиклинория (рис. 1, разр. Д), вследствие развития поперечных гемиструктур (Айрумская и Воскепар-Шаваршаванская антиклинали и разделяющая их Гугаркская синклиналь) (рис. 1; IIIб, IIIв, IIIг.) характерны частые изменения фаций и формаций по латерали, резкие частые изменения и значительные увеличения мощностей (1900—6500 м) (рис. 1; разр. В, Г) [15, 16]. При этом подавляющее большинство выходов гранитоидов отмечено как раз на северо-восточном крыле антиклинория. Они приурочены к Гугаркской поперечной гемисинклинали, характеризующейся терригенными и терригенно-карбонатными флишoidalными, реже терригенно-вулканогенными формациями верхней юры и мела, представленными увеличенными мощностями (до 6500 м). Отмеченная гемисинклиналь отделена от соседних структур сбросами, по которым амплитуды смещения в отложениях сеномана и турона исчисляются примерно в 1500 м, в северо-восточном направлении они постепенно уменьшаются, и в районе развития верхнесенонской известняковой свиты разлом затухает. Это явление сопровождается довольно быстрым сокращением мощностей (примерно, в 1,5 раза) отложений сеномана, турона, коньяка и сантона соседних поперечных гемиантиклиналей (Айрумская и Воскепар-Шаваршаванская) по сравнению с Гугаркской гемисинклиналью (рис. 1; разр. В), то есть амплитуда смещения по-разному компенсируется разницей мощностей, указанных доверхнесенонских образований [15].

Изменение фаций и мощностей верхнего мела (без верхнего сенона) и верхней юры Гугаркской поперечной гемисинклинали наблюдается также в сторону присводовой части Алавердского антиклинория (рис. 1; разр. Г). Происходит сокращение мощностей и огрубление терригенного материала, выклинивание отдельных горизонтов, смена фаций отложений верхней юры и мела на прибрежные, часто грубообломочные образования, наблюдаются следы внутриформационных трансгрессий и регрессий. Указанные изменения литофаций отражают многостадийно развивающуюся границу Алавердского поднятия и Прикуринского верхнеюрско-мелового прогиба, которая от келловоя до нижнего сантона перемещалась в сторону Прикуринского синклинория. Наиболее отчетливо она наблюдается в Гугаркской антикавказской гемисинклинали. Эта миграция фиксируется сериями полудугообразных разломов (рис. 1), повторяющими форму юго-западной замыкающей части указанной структуры и развивающимися на местах флексурных изгибов. Последние на стыках вышеуказанных, отграничивающих Гугаркскую гемисинклиналь, антикавказских разломов образуют мощную зону раздробленных пород мозаично-мелкоблокового строения, где сконцентрированы почти все интрузивные образования междуречья Дебед и Агстев. Здесь перемещение границы Прикуринского прогиба

и Алавердского поднятия сопровождалось постепенным появлением все более молодых интрузивных комплексов. Это верхнеюрско-нижнемеловые плагиограниты, диориты, габбро-диориты, габбро, габбро-диабазы и др; сеноман-нижнесенонские кварцевые диориты, гранодиориты, гранодиорит-порфиры, диориты, аплиты и даний-палеоценовые граниты, плагиограниты, гранодиорит-порфиры, кварцевые диориты, диорит-порфириты, габбро-диориты, габбро-диабазы, диабазы [14].

Возраст интрузий

Комплекс верхнеюрско-нижнемеловых интрузивов широко развит в присводовой и примыкающей к ней части северо-восточного крыла Алавердского антиклинория, а сеноман-нижнесенонский интрузивный комплекс (Кохб-Шнохский массив) — на северо-восточном крыле указанного антиклинория, в юго-западной замыкающей части Гугаркской гемисинклинали. Кохб-Шнохский массив находится в тектоническом контакте с отложениями верхнего мела Кохб-Ноемберянского участка (рис. 1, 3), причем в указанной приконтактовой части интрузий, в отличие от соседних районов, отчетливо наблюдается резкое сокращение мощностей отложений нижнего сенона и трансгрессивное залегание образований верхнего коньяка на отложениях нижнего коньяка, турона, сеномана и гидротермально измененных, раздробленных, пронизанных разломами породах верхней (?) юры. Отложения верхнего коньяка и нижнего сантона представлены терригенными образованиями с многочисленными горизонтами и линзовидными включениями конгломератов, на отдельных участках почти целиком сложенными гальками пород, являющимися аналогом краевых разновидностей Кохб-Шнохского массива [16]. Образование указанных возрастов характерно для прибрежно-морского бассейна с крутыми обрывистыми краями [13], которые длительно синхронно с осадконакоплением развивающегося разлома [1] находятся в тектоническом контакте с Кохб-Шнохским массивом (рис. 2). В северо-восточном направлении отложения верхнего коньяка и нижнего сантона общей мощностью до 200 м фациально замещаются терригенно-карбонатными образованиями флишoidalного характера и происходит значительное увеличение мощности (до 2200 м) (рис. 1; разр. Г).

Эти внутриформационные конгломераты имеют сугубо локальное распространение, представлены несколькими выходами, расположенными на разных уровнях верхнеконьяк-нижнесантонской свиты, имеют линзовидную или банкообразную формы залегания мощностью 2—3 м, иногда 4—5 м. Конгломераты прослеживаются по простиранию на 5—10 м, реже 20—25 м, далее выклиниваются и преимущественно обнажаются вдоль небольших разломов, развивающихся сингенетично с осадконакоплением. В описываемых конгломератах нет следов сортировки терригенного материала. Литофации, перекрывающие и подстилающие конгломераты, почти не отличаются друг от друга. Поэтому конгломераты нельзя считать базальными. Поскольку в описываемых конгломератах наблюдаются следы перекристаллизации и избирательного метасоматоза [16], они не могут быть критериями для определения возраста Кохб-Шнохского интрузивного массива в целом. Скорее можно предполагать, что эти внутриформационные конгломераты образовались во время формирования Кохб-Шнохской интрузии, то есть в процессе геоантиклинального воздымания и размывания пород ранней (нижнемеловой) и возможно апикальной части сеноман-нижнеконьякской фаз внедрения указанного интрузивного массива.

Все вышеприведенные данные в совокупности свидетельствуют, что поднятие юго-западной части Гугаркской антикавказской гемисинклинали на фоне общего Алавердского геоантиклинального воздымания и интенсивное прогибание северо-восточной части указанной структуры в верхнемеловое время на фоне общего погружения Прикури-

ской зоны, а также явление гранитоидного магматизма (Кохб-Шнохский массив) пространственно и, по всей вероятности, генетически тесно взаимосвязаны. При этом отмеченные выше части названной геми-

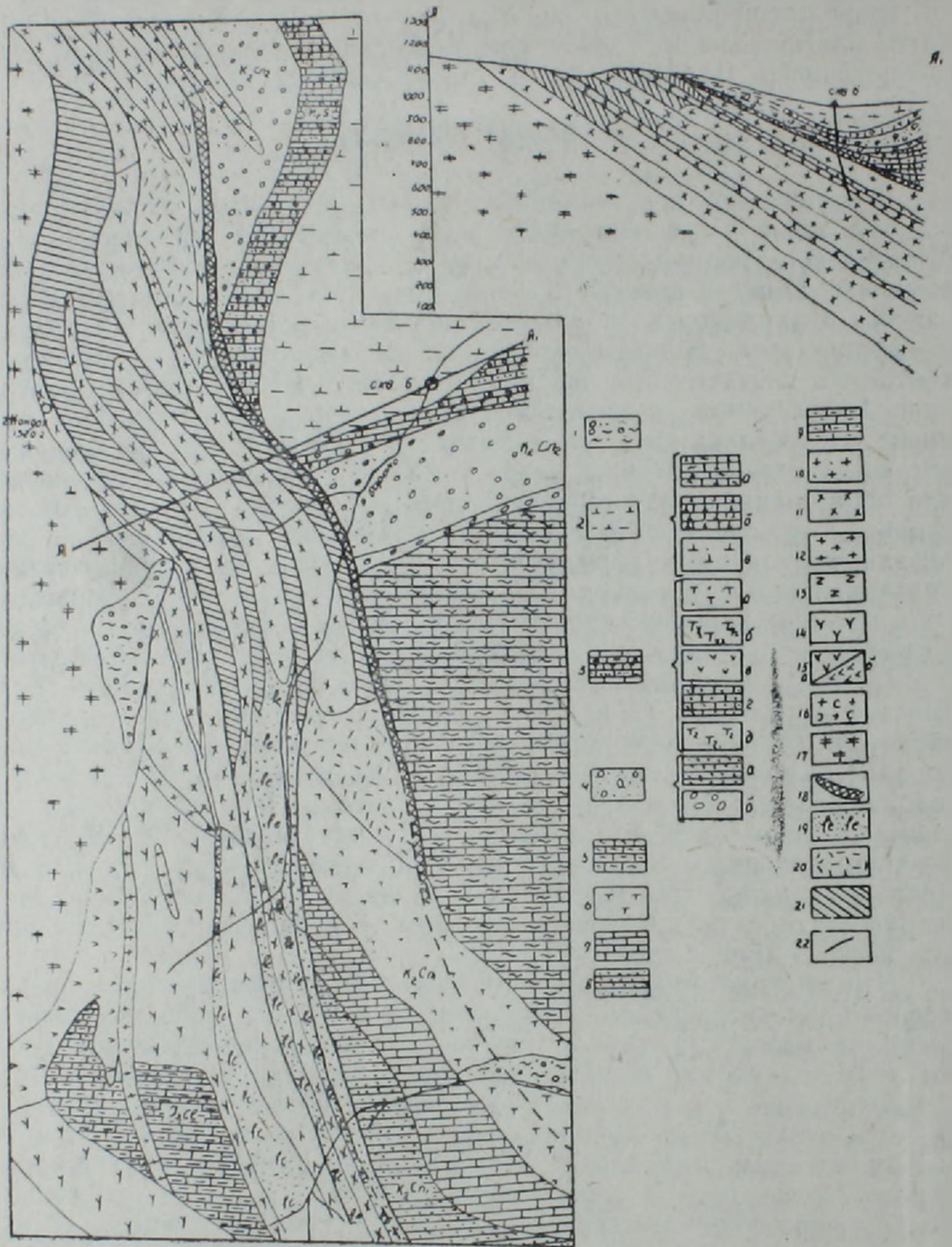


Рис. 2. Геологическая карта участка Ноемберян (СВ контакта Кохб-Шнохской интрузии). 1. Четвертичные речные отложения. 2. Верхний сантон. Бентонитизированные (а) и сравнительно свежие (б) известковые туффиты и туфы, туфогенные песчаники (в). 3. Нижний сантон. Ритмично чередующиеся слои туфопесчаников (а), андезитодацитовых туфов (б), андезитовых порфиритов (в), органогенных известняков (г) и дацитовых туфов (д). 5—8. Нижний коньяк. 5. Измененные глинистые органогенные известняки, местами по трещинам развивается серпентин. 6. Туфопесчаники и песчаники. 7. Пелитоморфные глинистые известняки. 8. Песчаники, конгломераты. 9. Келловей. Песчаные известняки с перемежающимися слоями фельзитовых туфов. 10. Гранодиорит-порфиры. 11. Граниты. 12. Кварцевые диориты и диорит-порфиры. 13. Дацитовые порфиры. 14. Андезитовые порфириты. 15. Диорит-порфириты (а) и диориты (б). 16. Чередующиеся дайки андезитов и диорит-порфиритов. 17. Средне- и крупнокристаллические кварцевые диориты, реже гранодиориты (Кохб-Шнохский массив). 18. Нацело метаморфизованные кварц-слюдистые сланцы. 19. Гидротермально измененные, сильно ожелезненные породы с пластами магнетит-гематитовых руд. 20. Сильно раздробленные и гидротермально измененные породы. 21. Кварциты (андалузиты). 22. Разломы. 23. Скв. 6—буровые скважины.

синклинали слагают отдельные тектонические блоки, представленные соответственно средне-верхнеюрскими и верхнемеловыми образованиями и характеризуются длительным и почти непрерывным в сеноман-нижнесантонское время развитием разнонаправленных тектонических подвижек с суммарной амплитудой 1,5—2 км. Они были наиболее интенсивны в сеноман-нижнеконьякское время и значительно слабее в верхнеконьяк-нижнесантонское время. С первой стадией, вероятно, связано образование кварцевых диоритов, а со второй—гранодиоритов, гранодиорит-порфиров, плагиогранитов, гранофиоров и гранитов Кохб-Шнохского массива. Последние представлены небольшими телами, прорывающими кварцевые диориты. Этими разнонаправленными или однонаправленными разноскоростными подвижками по разлому глубокого заложения объясняется также наличие кварц-слюдистых сланцев, амфиболитов и следов серпентинитов (до 2—3 мм) в зонах разрывов указанного участка (рис. 2).

Радиологические определения возрастов отмеченных интрузивных комплексов колеблются от 140—150 до 103—108 млн. лет, реже составляют 72—90 млн. лет [2, 8, 16]. Причем данные определения возрастов геологическими и радиологическими методами интрузивных комплексов (нижнемеловых), распространенных в присводовой части Алавердского антиклинория, в основном совпадают. Однако, расхождение указанных радиологических и геологических данных о возрасте интрузивных комплексов, распространенных на северо-восточном крыле указанного антиклинория, увеличивается с юга (от присводовой части Алавердского антиклинория) на северо-восток (в сторону Прикуринской зоны) по мере вхождения в зону развития интенсивных тектонических движений, усиленных процессов интрузивного магматизма, а также метаморфизма, метасоматизма, гибридитизации, обусловивших большое разнообразие состава пород, нередко в пределах одного и того же тела. Кохб-Шнохский массив прорывает отложения верхней юры (рис. 1.2) и образования вышеуказанного нижнемелового комплекса [16], причем в связи с общим воздыманием области здесь отложения нижнего мела (до верхнего альба) отсутствуют, не отлагались, и названная интрузия, пространственно тесно связанная с Гугаркской поперечной верхнемеловой структурой, дискордантно перекрытой Прикуринской палеоген-неогеновой зоной, без сомнения, образовалась в посленижнемеловое допалеогеновое время, главным образом, в процессе образования турон-нижнеконьякской толщи. Кроме того, данные скважин, пробуренных у с. с. Ноемберян и Кохб (рис. 2), доказывают, что краевые фации кварцевых диоритов Кохб-Шнохского массива прорывают отложения сеномана и ее апофизы внедрены в зоне верхнемелового разлома, а дайки гранитов, плагиогранитов и диоритов прорывают породы указанного массива и верхнеконьяк-нижнесантонской свиты. Эти дайки внедрены в зону разлома, развивающегося на контакте кварцевых диоритов Кохб-Шнохской интрузии и туффит-туфопесчаников верхнего сантона (рис. 2), а дайки щелочных гранитов—в зону послесенонского доэоценового (Баграташенского) антикавказского сдвига [15, 16]. Обнаружены также небольшие интрузивные тела и дайки диорит-порфиров, плагиогранитов, габбро-диоритов и др. в отложениях верхнего коньяка—нижнего сантона, которые вместе с вышеуказанными слагают формацию малых интрузивов. Они приурочены в целом к разломам Гугаркской меловой антикавказской структуры и пространственно развиваются в тесной связи с Кохб-Шнохской интрузией.

Вышеприведенный материал различные исследователи, исходя из представлений о связи гранитоидов с орогенными этапами складчатости, интерпретируют по-разному: либо, учитывая факты прорывания Кохб-Шнохской интрузией верхнемеловых пород, весь вышеприведенный комплекс интрузивов относят к послезоценовому времени [11], либо, акцентируя внимание на наличии разлома между указанной интрузией и отложениями верхнего мела, относят к нижнему мелу [8, 10].

По новейшим представлениям, Ирано-Закавказско-Понтийский вулканический пояс и связанные с ним гранит-гранодиоритовые массивы, характеризующие период закрытия океана Тетис (столкновение плит и островных дуг), формировались в позднем мелу (начиная с турона или сенона) — палеогене [4].

Вышеприведенные данные показывают, что всю описанную серию интрузивных образований можно рассматривать как продукт единого верхнеюрского-мелового тектоно-магматического цикла. Следовательно, время формирования отмеченной формации малых интрузивов, являющейся продуктом завершающей орогенной стадии развития указанного цикла, определяется в пределах от послесенона до эоцена, то есть как даний-палеоцен.

З а к л ю ч е н и е

Сопряженность конседиментационных антиклинальных и синклиналильных структур с соответственно сокращенными и увеличенными мощностями, ограниченных разломами глубокого залегания, объясняется резко выраженными дифференцированными блоковыми подвижками и связанной с ними интрузивной деятельностью.* Формирование интрузий происходит синхронно с осадконакоплением и образованием вулканогенных толщ, причем наблюдается прямая связь между степенью дифференцированного прогибания и масштабами явлений магматизма как вулканогенных, так и интрузивных. Следовательно, с помощью анализа структур, формаций и мощностей можно определить период формирования гранитоидов и выделить вулcano-плутонические ассоциации. При этом указанные неравномерные прогибания, без сомнения, привели к нарушению равновесия земной коры, то есть привели к образованию областей, отличающихся степенью вертикального давления, а, следовательно, и к появлению потока тепла и вещества в сторону меньшего давления (геоантиклинальных зон). С этими процессами, длительно развивающимися параллельно с осадконакоплением при преобладании растягивающих усилий, по-видимому, связано становление магматических очагов крупных гранитоидных интрузий и вулканогенных толщ. С орогенными стадиями, характеризующимися тангенциальными сжатием и поднятием области в предкелловейское, нижнемеловое, даний-палеоценовое и позднпалеоценовое время, связаны формации «малых» интрузивов. Для последних характерно большое разнообразие типов пород, пространственно приуроченных к участкам развития конседиментационного интрузивного магматизма. Они большей частью представлены небольшими интрузиями, а также субвулканическими (субинтрузивными) образованиями, тесно связанными с разрывной тектоникой. По-видимому, они характеризуют заключительную стадию развития конседиментационных структур и вышеотмеченных магматических очагов.

Итак, в Сомхето-Карабахской и Севано-Ширакской зонах выделяются три ряда формаций горных пород, характеризующих разные стадии эволюции территории: 1) терригенные, терригенно-вулканогенные и вулканогенные формации, характеризующие конседиментационные стадии развития структур (келловей, турон-н. сенон, эоцен); 2) карбонатно-вулканогенные и известняковые формации, образованные вследствие стабилизации тектонических движений (уравновешивание дифференцированного прогибания) (оксфорд, верхний сенон); 3) регрессивные вулканогенно-осадочные, рифогенно-карбонатные и песчано-глинистые формации, характеризующие орогенные стадии развития области (кimmerидж-неоком, даний-палеоцен, олигоцен-миоцен).

Для каждой из этих стадий характерен специфический набор интрузивных образований. С первыми стадиями, характеризующимися

* Это явление можно назвать конседиментационной интрузивной деятельностью.

дифференцированными прогибаниями территории, связаны сравнительно крупные пластообразно залегающие интрузии, в основном, гранитоиды. Во вторую стадию, в связи со стабилизацией тектонических движений, ослабевает также или затухает плутоническая деятельность. В третьей стадии формируется формация «малых» интрузивов.

ПО «Армгеология»

Поступила 22.XII.1987.

Հ. Ա. ԽՈՒՄԱՆՅԱՆ

ՓՈՔՐ ԿՈՎԿԱՍԻ ՄԵԳԱՆՏՐՈՒԿԻՆՈՐԻՈՒՄԻ ՀՅՈՒՍԻՍ-ԱՐԵՎՄՏՅԱՆ ՄԱՍԻ
ԳՐԱՆԻՏՈՒԳՆԵՐԻ ՏԵԿՏՈՆԱԿԱՆ ԲՆՈՒՅԹԻ ՄԱՍԻՆ
Ա մ փ ո փ ու մ

Մագմատիկ առաջացումների և տեկտոնական շարժումների փոխադարձ կապի խնդիրը հանդիսանում է այժմյան տեկտոնական պատկերացումների վիճելի հարցերից մեկը: Գրանիտոիդային ինտրուզիաների առաջացման վերաբերյալ հիմնականում կան երեք տեսակետներ: Դրանք առաջացել են՝ 1) հետ պալեոգենյան լեռնակազմական ժամանակաշրջանում, 2) միջին և վերին յուրայի, վերին յուրայի, միջին և վերին էոգենի անցման և հետպալեոգենյան լեռնակազմական ժամանակաշրջանում, 3) նրանք սերտորեն կապված են ոչ թե լեռնակազմական, այլ հրաբխածին և նստվածքային հաստվածքների առաջացման պրոցեսների հետ:

Այս հարցի վերաբերյալ ստացվել են նոր տվյալներ, որոնք համառոտակիորրեն շարադրված են էերկայացված հոդվածում:

Վիրահայոց-Արցախի (Սոմխեթ-Ղարաբաղի) և Սևանա-Շիրակի հյուսիս-արևմտյան տարածման տեկտոնական գոտիներին լայնակի ուղղությամբ հատելով, տիեզերանկարների և երկրաֆիզիկական դաշտերի վրա առանձնացվում է հյուսիս-արևելյան տարածման մի տեկտոնական բեկոր, որը նաև, ըստ առանձին հատվածներում երկրաբանական դիտարկումների տրվյալների, սահմանազատվում է Արագած-Մեղրաձոր-Բերդ և Խալին-Սպիտակ-Լավար խզումնային խախտումների համակարգերով:

Այս տեկտոնական բեկորի սահմաններում են տարածված ՀՍՍՀ հյուսիս-արևմտյան մասի համարյա բոլոր գրանիտոիդային ինտրուզիվները: Վերջիններս օրինաչափորեն դիտվում են այն տեղամասերում (Կողբ-Շենոզի, Լոռվա և Բաղումի), որտեղ ըստ հրաբխածին և նստվածքային առաջացումների ֆացիալ-ֆորմացիոն վերլուծության տվյալների համապատասխանաբար վերին յուրայի-կավճի և էոգենի ժամանակաշրջանում նստվածքագոյացմանը զուգահեռ տեղի են ունեցել ուղղաձիգին մոտ հակադարձ կամ նույն ուղղությամբ, բայց տարբեր արագություններով բնթացող տեկտոնական բեկորների հարևան շրջանների համեմատ տնտմալ տեղաշարժեր:

Այս անոմալ տեղաշարժերը, այսինքն նստվածքագոյացմանը զուգահեռ բնթացող ծալքավոր կառույցների ձևավորման պրոցեսները և գրանիտոիդային ինտրուզիվների երևակման մասշտաբները ուղիղ համեմատական են:

Այսպիսով, ընդհանրացնելով վերը շարադրվածը, ինչպես նաև գրականության տվյալները, կարելի է հանգել այն եզրակացության, որ վերը նշված լեռնակազմական պրոցեսների հետ, որոնք հիմնականում բնորոշվում են հորիզոնականին մոտ ուղղություններով տեկտոնական շարժումներով, կապված են դայկային և «փոքր» ինտրուզիաների համալիրները, իսկ ուղղաձիգին մոտ ուղղություններով տեկտոնական շարժումներով բնորոշվող վերին յուրայի, վերին կավճի և էոգենի հրաբխածին և նստվածքային հաստվածքների առաջացման պրոցեսների հետ՝ շերտանման խոշոր գրանիտոիդային ինտրուզիաները:

ON THE TECTONIC CHARACTER OF THE MINOR CAUCASUS
MEGANTICLINORIUM NW PART GRANITOIDS

A b s t r a c t

On the basis of of the carried out investigations it is shown, that formation of granitoid intrusives is synchronous to the sedimentation and volcanic processes. A direct connection is revealed between the degree of differentiated warping and volumes of volcanogenous and intrusive magmatism. By means of structures, formations and thicknesses analysis it is possible to determine the periods of granitoid formation and to mark out the volcanic-plutonic associations.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т.—Региональная геология Армении. Ереван, Айпетрат, 1958, 430 с.
2. Багдасарян Г. П.—Основные этапы развития интрузивного магматизма территории Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1977, № 4—5, с. 41—62.
3. Баласанян С. И. Магматические формации Армянской ССР. Изд.-во ЕрГУ, 1975, 218 с.
4. Богатилов С. А., Зоненшайн Л. П., Коваленко В. И. Магматизм и геодинамика. Докл. 27-ого МКГ т. 9, Петрология, М.: Наука, 1984, с. 3—14.
5. Габриелян А. А., Багдасарян Г. П., Джрбашян Р. Т., Карапетян К. Т., Меликсетян Б. М., Мелконян Р. Л., Мнацаканян А. Х. Основные этапы геотектонического развития и магматической деятельности на территории Армянской ССР, Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1968, № 1—2, с. 6—35.
6. Казарян Г. А. Основные закономерности магматизма Алавердского рудного района. В кн.: Петрология интрузивных комплексов важнейших рудных районов АрмССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1971, с. 7—116.
7. Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма. В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М.: Наука, 1969, с. 65—78.
8. Магматические и метаморфические формации Армянской ССР (Абовян С. Б., Агамалян В. А., Асланян А. Т. и др.). Ереван: Изд. АН АрмССР, 1980, 331 с.
9. Меликсетян Б. М. Петрология, минералогия и геохимия интрузий порфиоровидных гранитоидов Центральной Армении и их металлогеническая роль.—В кн.: Петрология и геохимия интрузивных комплексов некоторых рудных районов Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1976, с. 5—136.
10. Мелконян Р. Л. Петрология, минералогия и геохимия интрузивных комплексов Алавердского рудного района.—В кн.: Петрология и геохимия интрузивных комплексов некоторых рудных районов Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1976, с. 137—279.
11. Мкртчян С. С., Казарян С. В. О возрасте Шнохского массива кварцевых диоритов.—Докл. АН АрмССР, т. 49, № 2, 1969, с. 94—98.
12. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1959.
13. Сатиан М. А. Очерк литологии меловых отложений Северной Армении и палеогеографических условий их накопления.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1959, т. XII, № 3, с. 3—21.
14. Туманян Г. А. Новые данные о возрасте Кохобской интрузии.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1966, т. XIX, № 5, с. 47—51.
15. Туманян Г. А. О характере и времени образования антикавказских (поперечных) структур Ноемберянского района Армянской ССР.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т. XXVII, 1974, № 5, с. 7—18.
16. Туманян Г. А., Акопян К. Г. Мезозойский интрузивный магматизм в связи с развитием тектонических структур междуречья Дебед и Агстев.—Тр. Арм. геол. об-ва, вып. 1, с. 62—82.
17. Туманян Г., Глубинная структура Земной коры на космических изображениях. Исследования Земли из космоса, 1983, № 5, с. 32—39.
18. Штрейс Н. А., Макарычев Н. И. О соотношениях между магматизмом и структурами геосинклинальных систем.—В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма, М.: Наука, 1969, с. 104—115.