

ТЕКТОНИКА

А. Р. АРУТЮНЯН

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ
И РУДОНОСНОСТИ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СЕВАНО-ШИРАКСКОГО
СИНКЛИНОРИЯ

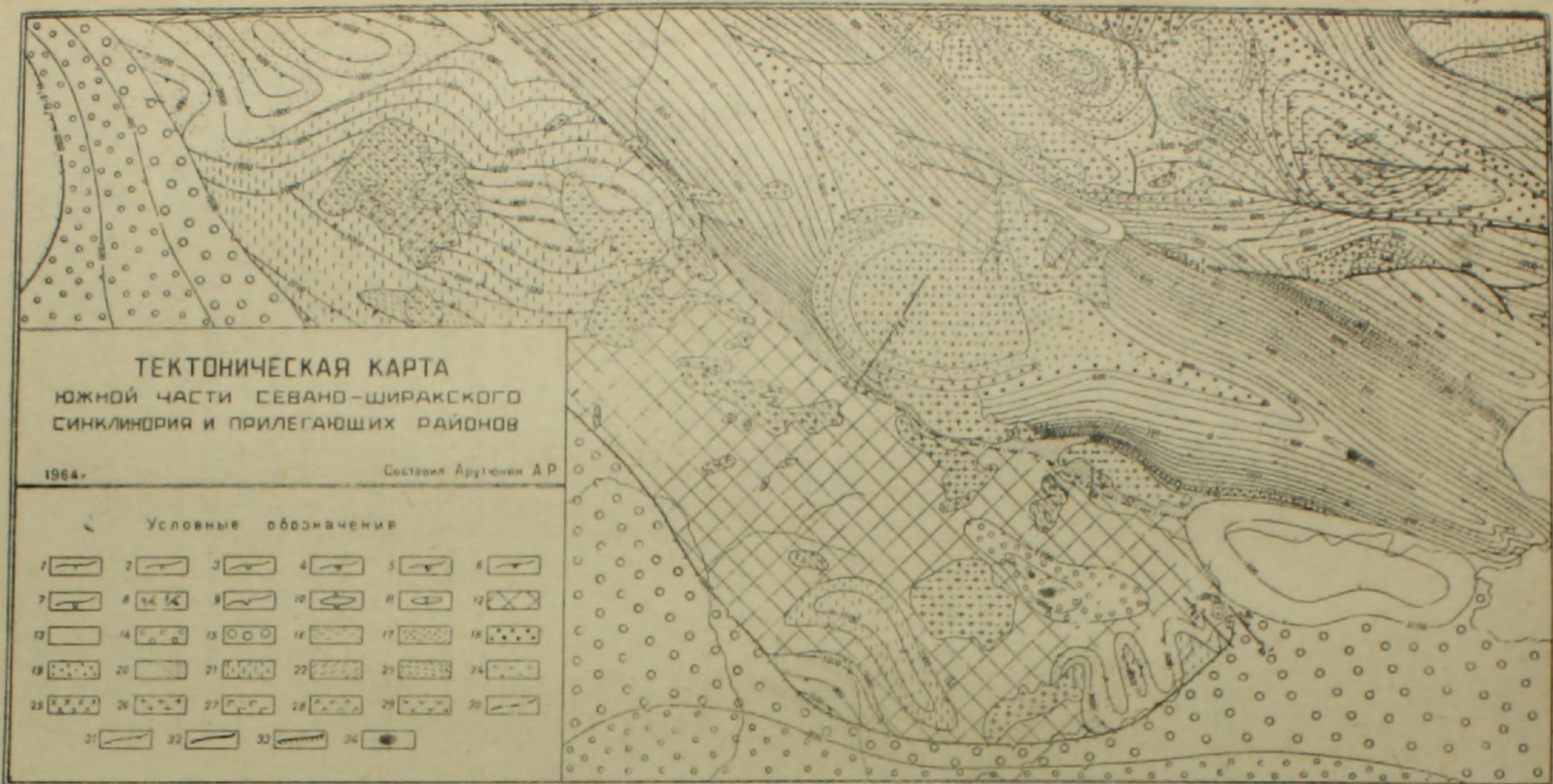
Севано-Ширакский синклинорий является одной из главнейших структурных единиц Малого Кавказа. Разнообразие тектонических форм, их ярко выраженная индивидуальность, а также перспективность в отношении рудоносности ставят его в число наиболее интересных в геологическом отношении регионов.

Цель настоящей статьи, основанной на полевых исследованиях автора, — охарактеризовать основные тектонические особенности южной части Севано-Ширакского синклинория и, в связи с этим, показать закономерности развития в нем интрузивного и эффузивного магматизма и эндогенного оруденения.

Рассматриваемая область довольно хорошо изучена. В деле выяснения ее геологического строения весьма большую роль сыграли детальные и региональные исследования В. Н. Котляра, К. Н. Паффенгольца, А. А. Габриеляна, А. Т. Асланяна, Г. П. Багдасаряна, К. А. Мкртчяна, О. А. Саркисяна, А. И. Назаряна, П. Л. Епремяна и др.

Южная часть Севано-Ширакского синклинория вместе с ее юго-западным обрамлением охватывает Памбакский, Цахкуняцкий, частично Базумский хребты и северо-западную часть бассейна оз. Севан. Территория эта сложена эопалеозойским метаморфическим комплексом, преимущественно осадочными, обломочными и карбонатными образованиями верхнего мела в составе турон-маастрихтского ярусов и палеогеновыми вулканогенно-осадочными отложениями. Наиболее широкое развитие в рассматриваемой области имеют эоценовые и, в частности, среднеэоценовые образования; сравнительно локально развиты озерно-континентальные, сланценовые отложения дилижанской свиты, относимые к верхнему олигоцену. Суммарная мощность палеогена 5 км и более. Весьма важное место в геологическом строении района занимают различные по составу гранитоидные, щелочные и, частично, основные и ультраосновные разновозрастные интрузивные образования.

Для территории Севано-Ширакского синклинория нами составлена тектоническая карта, построенная на основании данных о геологическом возрасте пород, их мощности и условиях залегания. Карта составлена по



Фиг. 1. Тектоноизогины. 1. По подошве четвертичных образований. 2. По подошве плиоцена. 3. По подошве мэотиса. 4. По подошве олигоцена. 5. По подошве верхнего эоцена. 6. По подошве эоцена. 7. По подошве верхнего мела. 8. По подошве: а) средней юры; б) верхней юры. 9. По кровле эопалеозоя. Структуры. 10. Антиклинали. 11. Синклинали, котловины, мульды. 12. Жесткий эопалеозойский массив. Возраст структур и магматизма. 13. Четвертичное время. 14. Плиоценовое время. 15. Миоценовое время. 16. Верхний олигоцен—нижнемиоценовое время. 17. Верхний эоцен—нижнеолигоценное

время. 18. Верхнеэоценовое время. 19. Послесредний эоцен—до-верхнеэоценовое время. 20. Среднеэоценовое время. 21. Верхнемеловое время. 22. Послесреднеюрское—доконьякское время. 23. Юрское время. 24. Верхнепалеозойское (?) время. Магматизм интрузивный. 25. Щелочной. 26. Кислый. 27. Основной и ультраосновной. Магматизм субинтрузивный. 28. Кислый. 29. Основной. 30. Длительно развивающиеся флексуры глубокого заложения. 31. Флексуры. 32. Тектонические нарушения (сбросы, взбросы и сдвиги). 33. Надвижки. 34. Центры извержений.

методу П. Е. Оффмана [10, 11], развившего далее и оформившего метод показа структур изолиниями, намеченный в работах Н. С. Шатского.

На фиг. 1 приведена часть указанной карты, охватывающая южную половину Севано-Ширакского синклинория. Морфология тектонических форм показана на ней тектоноизогипсами (сечением через 200 м), проведенными по наиболее достоверным (маркирующим) горизонтам пород различного возраста. Там, где степень изученности слабая (в основном на закрытых площадях), тектоноизогипсы проведены через 400 м и 1000 м. По некоторым причинам на приводимой карте область развития эопалеозоя показана не тектоноизогипсами, а соответствующей штриховкой. Структуры, показанные тектоноизогипсами, закрашены в определенные цвета (на приведенной карте в целях удобства печатания заштрихованы), указывающие на время формирования и дальнейшего развития данной структуры. При этом для большей наглядности применен метод сгущения тонов красок, позволяющий более рельефно выделить тектонические формы (например, более темные тона в осевых частях антиклиналей и на крутопадающих бортах синклиналей, более светлые — в мульдах синклиналей и т. д.). На тектонической карте соответствующими условными знаками и цветом показаны также состав и возраст всех интрузивных и субинтрузивных образований, тектонические нарушения, длительно развивающиеся флексуры глубокого заложения, сравнительно простые флексуры и т. д.

Важно отметить, что, как мы убедились в результате полевого изучения структур рассматриваемой области, указанный метод вполне применим даже для такой дислоцированной территории, каковой считается Севано-Ширакский синклинорий.

Рассматриваемая область с юго-запада ограничена Арзакан-Аланарским жестким массивом, сложенным метаморфическими сланцами и в различной степени метаморфизованными, преимущественно вулканогенными породами, относимыми условно к верхнему протерозою — нижнему палеозою. Степень метаморфизма и складчатости пород убывает вверх по разрезу метаморфической толщи. Породы метаморфической толщи образуют в общем довольно простую и крупную антиклинальную структуру, протягивающуюся в северо-западном направлении с крутыми (45—60°) падениями крыльев на северо-восток под меловые и палеогеновые отложения и на юго-запад — под миоцен-четвертичные молодые образования. Сильно развитая (особенно в нижних свитах) мелкая дисгармоничная складчатость и, большей частью, плейчатость, осложняющие указанную антиклиналь, обязаны, согласно нашим детальным наблюдениям, широко развитым здесь структурам будинажа и пластической деформации пород [3]. Последние образовались в результате действия сильных давлений (от вышележащих толщ), направленных перпендикулярно к плоскости слоистости неоднородных по физическим свойствам пород. Наблюдаемое местами северо-восточное простирание пород является, по-видимому, следствием сильной рассланцованности и кливажа. На всем протяжении описанного массива от района сс. Бжни и Арзакан

до Спитакского района, на отдельных участках развиты эоценовые вулканогенно-осадочные и верхнемеловые, преимущественно терригенные образования. Эоценовые отложения характеризуются сравнительно небольшой мощностью (400—450 м) и повсеместными небольшими углами наклона, достигающими в среднем 12—15°. Породы эти слагают спокойные, пологие структуры, имеющие преимущественно северо-западное и близширотное простирания. Началом заложения большинства этих структур можно с уверенностью считать верхнемеловое время. Эоценовые образования, разрез которых почти повсеместно начинается с нижнего эоцена, залегают трансгрессивно на различных горизонтах верхнего мела, несколько преобразуя указанные структуры, но не подвергая их существенным изменениям. Для структур района сс. Кахси, Солак, Бужакан весьма характерен общий наклон к югу, юго-западу, в сторону молодого миоцен-четвертичного прогиба. Все эти структуры показаны на приведенной тектонической карте соответствующими тектоноизогипсами и штриховкой. Структуры эти, лежащие на жестком основании, составляют вместе с последним юго-западное обрамление Севано-Ширакского синклинория. Приурочены они к верхнему колену крутой флексуры, образовавшейся по юго-западному борту синклинория в процессе его развития. Здесь же необходимо указать, что понятие борта прогиба является, как будет видно ниже, сугубо тектоническим, чем и отличается от понятия берега моря. На приведенной карте видно, в частности, что эоценовое море простиралось далеко к юго-западу от той полосы, которая является тектонически активным бортом рассматриваемой структуры.

Юго-западный борт Севано-Ширакского синклинория прослежен нами от района оз. Севан на юго-востоке до района г. Спитак—на северо-западе и далее—на запад—северо-запад. Крутая (35—55°) моноклиальная структура борта с падением на северо-восток прослеживается от долины р. Мармарик к Дебаклинскому перевалу, откуда переходит в ущелье р. Бойдак, где, косо пересекая левый приток последней—р. Кара-Чобан, продолжается к району несколько восточнее г. Спитак. Детальные разрезы, составленные вкрест развития структур упомянутой полосы, указывают на весьма резкое наращивание мощностей эоценовых, преимущественно вулканогенных образований к северо-востоку от последней, приобретающих уже в 4—5 км величину порядка 3,5—4 км. Борт структуры вырисовывается весьма отчетливо не только благодаря резкому наращиванию мощностей и изменению фаций эоцена, с преобладанием вулканогенного материала в северо-восточном направлении, но и благодаря приуроченности к нему на всем его протяжении массивов разновозрастных интрузий (Варсерской, Какавадзор-Меградзорской, Тахялинской, Анкаванской, Моллакишлагской, Алаварской и др.), многочисленных субинтрузивных тел, резкому проявлению эффузивного магматизма и приуроченности к нему многочисленных проявлений и месторождений рудных полезных ископаемых. Детальное описание бортовой структуры сделано нами ранее [4], однако необходимо подчеркнуть, что мы считаем ее главным тектоническим элементом южной части рассматриваемой

мой области, наиболее перспективной в отношении эндогенного оруденения различного характера.

На тектонической карте бортовая структура показана частыми тектоноизогипсами, в зависимости от углов наклона слоев, а по юго-западной части борта обозначена длительно развивающейся флексурой глубокого заложения и производными от последней тектоническими нарушениями. Отчетливо фиксирующееся отклонение бортовой структуры синклинория в Спитакском районе от простираения последней в долине р. Мармарик вызвано обтеканием ею сравнительно жесткой структуры, сложенной порфиристыми образованиями спорного возраста (порфиристые массивы южнее Спитакского перевала, района гг. Менсар, Вардаблур и т. д.). К. Н. Паффенгольц считает их предположительно туронскими; О. А. Саркисян [12] склонен отнести их к неокому, считая, что последние аналогичны по характеру вулканогенно-осадочным породам неокома западной части Базумского хребта, выделенным в последнее время В. Т. Акопяном. Остальные все исследователи относят их к верхним горизонтам эопалеозойского комплекса. По нашим наблюдениям, указанные образования представлены неметаморфизованными туффитами, инъецированными субинтрузивными залежами пироксеновых и, частично, плагиоклазовых порфиритов. Породы эти, перекрывающие трансгрессивно все эопалеозойские образования, весьма схожи по своему облику, литологическому составу и петрохимическим особенностям с аналогичными юрскими образованиями Бердского и др. районов. Кроме этого, в описываемых порфиристых образованиях нами установлен ряд выходов кварцевых порфиритов, секущих последние и также весьма схожих с таковыми, широко развитыми в средней и верхней юре. Изложенное дает основание отнести описываемые образования скорее всего к средней или верхней юре. Весьма широкое развитие галек этих пород в базальном конгломерате верхнего мела на всем протяжении бортовой структуры указывает на то, что последние в свое время имели гораздо более широкое развитие. Установление радиологическими методами средне-верхнеюрского возраста (140—150 млн. лет) широко развитых вдоль бортовой структуры интрузий плагиогранитов [5], а также определение прямыми геологическими и радиологическими методами ряда других разновозрастных интрузий, образовавшихся в интервале времени от нижнего палеозоя (?) до верхнего эоцена, указывает на то, что интрузии в несколько широком понимании, в течение длительного геологического времени (по меньшей мере с юры), представляли расслабленную, проницаемую зону. Указанное обстоятельство дает нам основание считать юго-западный борт Севано-Ширакского синклинория в пределах рассматриваемой его части унаследованным от мезозойского. В связи с этим начало относительного поднятия северо-восточной части эопалеозойского массива видимо также должно быть отнесено к юрскому времени с последующим его развитием вплоть до четвертичного периода. По рассматриваемому району А. А. Габриеляном [7] проводится Анкавано-Сюникский глубинный разлом. Вышеизложенное позволяет пола-

гать, что возникновение и длительное развитие рассмотренной пронизываемой зоны действительно связано с глубинными тектоническими процессами, имевшими место в нижних слоях земной коры.

На фиг. 1 показано, что Памбакский хребет представляет собой большую синклинали со сравнительно крутым юго-западным и несколько пологим северо-восточным крыльями. Прибортовые слои Памбакской синклинали к юго-востоку от Тежсарской интрузии подвернуты к юго-западу, в сторону Какавадзор-Меградзорской интрузии и Разданского четвертичного локального прогиба, образуя, таким образом, узкую линейно-вытянутую антиклинальную складку.

Памбакская синклинали прослежена нами во многих ее пересечениях — от побережья оз. Севан и до северо-западной части приводимой карты. Следует однако отметить, что под этим названием нами понимается южный, дочерний прогиб, образовавшийся в результате возникновения срединного поднятия на месте самой прогнутой части Севано-Ширакского синклинория. В этом отношении название Памбакская синклинали несколько не отвечает действительности, так как на самом деле последняя охватывает и некоторую южную часть Базумского хребта. Мульда синклинали прослеживается здесь в районе с. Бзовдал и далее на северо-запад.

В осевой части Памбакской синклинали, к юго-востоку от Тежсарской щелочной интрузии отмечается небольшая узкая антиклинальная складка, зарождение которой, видимо, связано с последними этапами развития синклинали. Это, по всей вероятности, слабо развитая структура типа срединного поднятия. В юго-восточной части синклинали, в районе северо-западного побережья оз. Севан, отмечаются две локальные небольшие складки, природа которых не совсем ясна. Резкое отклонение их от характера структуры этого района, небольшие размеры и приуроченность к крутым склонам говорят, скорее всего, в пользу их местного гравитационного характера.

Зарождение северо-восточного крыла Памбакской синклинали стоит в прямой связи с возникновением указанного продольного срединного поднятия. Последнее отчетливо фиксируется от района южнее г. Тодор на юго-восток, в долину р. Агстев и, далее, в направлении с. Цовагюх. Отдельные части поднятия известны под названиями Агстевской и Дзыкнагетской антиклиналей. В юго-восточной половине срединного поднятия обнажаются породы верхов сенона и, частично, нижнего эоцена; в северо-западном же направлении выходят уже различные горизонты среднего эоцена, что свидетельствует о погружении поднятия в указанном направлении. Образование последнего началось примерно с середины среднеэоценового времени, о чем свидетельствуют данные об увеличении мощностей соответствующих свит среднего эоцена от сводовой части срединного поднятия к мульде Памбакской синклинали и в сторону Базумского хребта.

Таким образом, Памбакская синклинали, представляющая в настоящее время цельную тектоническую структуру, не является результатом

одновременных тектонических процессов. Моноклиальная структура ее юго-западного крыла, являющаяся одновременно бортом Севано-Ширакского синклинория, образовалась одновременно с началом заложения последнего и, как показано выше, унаследована от прошлых геологических эпох.

Северо-восточное же крыло синклинали образовалось, как указано, в середине среднего эоцена. На приведенной карте тектоноизогипсы по слоям верхнего эоцена в Памбакской синклинали отсутствуют, что обусловлено отсутствием (по имеющимся в настоящее время данным) пород верхнего эоцена.

К последним, по нашим наблюдениям, можно предположительно отнести лишь самые верхние, весьма небольшой мощности туфопорфиритовые образования, залегающие в мульде Памбакской синклинали. Есть однако ряд косвенных данных, к числу которых относятся, в частности, наличие уникального щелочного комплекса верхнеэоцен-нижнеолигоценового времени [6], закономерный ход тектонического развития рассматриваемой области и т. д., указывающих, что верхнеэоценовые образования на Памбаке в свое время имели гораздо большее развитие и лишь впоследствии были снесены эрозией.

Таким образом, тектоническое развитие Памбакской синклинали, как показано на карте, происходило вплоть до верхнеэоценового—нижнеолигоценового времени и завершилось внедрением крупных массивов щелочных и граносиенитовых интрузий. Внедрение последних привело к магматогенному проседанию в Центральной части Памбакской синклинали, что доказывается приспосабливанием слоев эоценовых образований, нередко с резкими местными отклонениями от нормальных северо-западных простираний, к ореолу Памбакской щелочной интрузии с крутым падением под нее.

Рассмотренное выше срединное поднятие является второй регионально выраженной структурой, контролирующей интрузивный и субинтрузивный магматизм и эндогенное оруденение области. В осевой своей части и по бортам оно сопровождается расслабленными зонами, к которым приурочены массивы гранитоидных и основных интрузий (Головинская, Фиолетовская, Бундукская, Геджалинская, Хндзорутская, Лермонтовская и др.) и крупные залежи субинтрузивных кварцевых порфиритов южного склона Базумского и северного склона Памбакского хребтов. В присводовой своей части поднятие осложнено системой тектонических нарушений взбросового характера, что было выделено нами ранее под названием Маймехско-Тандзутской тектонической подзоны [2]. Указанная система нарушений, падающая на юго-запад под углами 50—60°, на всем своем протяжении является рудоконтролирующей и экранирующей. К ней тяготеет ряд месторождений и рудопроявлений, расположенных в лежащем боку основной экранирующей структуры, протягивающейся в северо-западном направлении от района г. Б. Маймех к району Тандзутского серно-колчеданного месторождения и, далее — на северо-запад.

Тектоническое формирование рассматриваемой зоны проницания.

приуроченной к срединному поднятию, как указано выше, намечается с середины среднеэоценового времени, вследствие чего проявления магматизма и образование эндогенного оруденения ограничены в интервале времени от конца среднего эоцена и до нижнего олигоцена.

Таким образом, подавляющая часть интрузивных и субинтрузивных массивов, рудных полей и месторождений рассматриваемой области приурочена к вышеописанным двум регионально выраженным структурам северо-западного простирания, имеющим различное происхождение. Первая из этих структур, имеющая несравненно более длительное тектоническое развитие, характеризуется несколькими этапами рудообразования, в большинстве своем генетически и пространственно связанными с интрузиями определенного состава. Оруденение здесь представлено железом, молибденом, медью, золотом и некоторыми другими металлами. При этом установлено, что железо связано с интрузиями кварц-диоритового и гранодиоритового составов; молибден—с порфировидными гранодиоритами, золото—с граносиенитами и сиенит—монцонитами и т. д. Вторая структура характеризуется в основном колчеданным и золоторудным типами оруденения. Однако здесь отмечается также присутствие полиметаллов, молибдена и некоторых других элементов. Интересно отметить, что золото, например, здесь также связано с наиболее молодыми интрузиями граносиенитов (Гилутская), что позволяет вместе с некоторыми другими данными говорить о глубинной связи между этими двумя структурами, по крайней мере, с верхнеэоценового времени. Некоторая, небольшая, часть эндогенного оруденения рассматриваемой области находится вне сферы описанных двух структур, однако она также приурочена к подобным тектоническим единицам, как, например, медноколчеданное оруденение, тяготеющее к показанному в северной части карты Шагалинскому надвигу. Последний образовался по юго-западному борту Лорийского верхнеэоценового прогиба и привел к выступанию здесь юрских образований, впервые выделенных К. А. Мкртчяном [9].

Северный дочерний прогиб Севано-Ширакского синклинория по своему тектоническому развитию в общем напоминает южный, однако в нем имеется более полный комплекс фаунистически охарактеризованных отложений, дающий возможность с достаточной детальностью восстановить историю его тектонического развития.

На фиг. 1 показана лишь часть его, представляющая собой (что можно легко прочесть на карте) наложенные друг на друга три разновозрастных прогиба—среднеэоценовый, верхнеэоценовый и верхнеолигоценово-нижнемиоценовый (?). С первыми двумя прогибами тесно связаны соответствующие циклы интрузивной, субинтрузивной и эффузивной деятельности, характеризующиеся в целом развитием магматизма от щелочноземельного ряда к щелочному (также как и в Памбакской синклинали). Бурное развитие описываемого дочернего прогиба в верхнем эоцене и олигоцене привело к образованию новых тектонических форм, к числу которых относятся показанные на карте Бундукская и Гарнасарская околоинтрузивные синклинали, небольшая Геджалинская антиклиналь,

структуры надвигового и взбросового характеров наподобие Шагалинской и Пушкинской и т. д. В крайней, северо-восточной, части приведенной карты отчетливо видно, как северо-восточная бортовая структура Севано-Ширакского синклинория, сложенная эоценовыми образованиями, резко сечет более древние, допалеогеновые, меловые и юрские структуры. Здесь в бортовой полосе образовалась хорошо выраженная глубокая флексура, осложненная, по-видимому, тектоническими нарушениями.

Касаясь времени заложения Севано-Ширакского синклинория в целом, необходимо отметить следующее.

Из имеющегося богатого фактического материала становится очевидным то обстоятельство, что в различных его частях, в различные геологические эпохи существовали локальные или несколько более обширные прогибы, где происходило осадконакопление, сопровождавшееся местами подводным и наземным вулканизмом. Процессы эти имели место как в юре, так и в раннем и позднем мелу (не говоря уже о более древних эпохах), охватывая территории части Базумского и Памбакского хребтов, Спитакского района, северо-восточного побережья оз. Севан и т. д. При этом на отдельных площадях, как указано выше, борт Севано-Ширакского прогиба является видимо унаследованным от более древних структур, в других же местах явно сечет последние. Таким образом, в допалеогеновое время, по-видимому, не существовало той цельной тектонической единицы, которая именуется в настоящее время Севано-Ширакским синклинорием. Именно по этой причине и независимо от наложенности или унаследованности отдельных его частей от более древних и к тому же разновозрастных структур заложение Севано-Ширакского синклинория должно быть отнесено к началу эоценового времени.

УГ и ОН при СМ Армянской ССР
Комплексная экспедиция

Поступила 15.II.1964.

Ա. Ռ. ՀԱՐՈՒԹՅՈՒՆՅԱՆ

ՍԵՎԱՆԱ-ՇԻՐԱԿՅԱՆ ՍԻՆԿԼԻՆՈՐԻՈՒՄԻ ՀԱՐԱՎԱՅԻՆ ՄԱՍԻ ՏԵԿՏՈՆԱԿԱՆ
ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔԻ ԵՎ ՀԱՆՔԱԲԵՐՈՒԹՅԱՆ ՀԻՄՆԱԿԱՆ ԳԾԵՐԸ.

Ա մ փ ո փ ու մ

Մանրակրկիտ դաշտային ուսումնասիրությունների հիման վրա հեղինակի կողմից կազմված է Սևան-Շիրակյան սինկլինորիումի հարավային մասի տեկտոնական քարտեզը, որի հիմքում դրված են ապարների երկրաբանական հասակի, նրանց կարողությունների ու տեղադրման պայմանների տվյալները: Տեկտոնական ձևերի մորֆոլոգիան քարտեզի վրա ցույց է տրված 200 մ կտրվածքի տեկտոնաիզոպիսյաներով, որոնք անց են կացված տարբեր հասակի ապարների բնորոշ հորիզոններով: Տեկտոնաիզոպիսյաներով ցույց տրված ստրուկտուրաները ներկված են (ներկայացվող քարտեզի վրա արտահայտված են գծակետային նիշերով) տվյալ ստրուկտուրայի առաջացման ժամանակն արտահայտող դույններով: Հողվածում բերվում է ուսումնասիրվող տերիտորիայի

բոլոր տեկտոնական ստրուկտուրաների նկարագրութիւնը: Վերջինների թվին են պատկանում Սևան-Շիրակյան սինկլինորիումի հարավ-արևմտյան եզրի երկար ժամանակ զարգացող ստրուկտուրան, որը սահմանափակված է էոպալեոզոյան կոշտ զանգվածով և բարդացված տարբեր բնույթի երկրորդական ստրուկտուրաներով, Փամբակյան խոշոր սինկլինալը, Սևան-Շիրակյան սինկլինորիումը երկու դուստրային ձկվածքի բաժանող երկայնակի բարձրացումը, Թեժսարյան, Գառնասարյան, Բունդուկյան մերձինտրուպիվ սինկլինալները և այլն:

Որպես շրջանի հիմնական ստրուկտուրաներ, որոնք վերահսկում են տարբերույթ էնդոգեն հանքայնացումը և ինտրուզիվ մագմատիզմը, հեղինակը համարում է Սևան-Շիրակյան սինկլինորիումի, նվազագույն դեպքում նրա յուրայի ժամանակից զարգացող տեկտոնապես ակտիվ հարավ-արևմտյան եզրը և վերոհիշյալ երկայնակի բարձրացումը հսկող տեկտոնական խախտումների սիստեմը (Մայմեխ-Տանձուտյան տեկտոնական հնթազոնա):

Հեղինակի տվյալները հաստատում են Ա. Ա. Գաբրիելյանի կողմից անջատված Հանքավան-Սյունիքյան խորքային խղվածքի առկայութիւնը:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении, Ереван, 1958.
2. Арутюнян А. Р. Изв. АН АрмССР, сер. геол., № 6, 1961.
3. Арутюнян А. Р. Изв. АН АрмССР, сер. геол., № 4, 1962.
4. Арутюнян А. Р. Инф. сб. ИНТИ, сер. геол., гор. дело, металлург., № 4, 1962.
5. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. Изв. АН АрмССР, сер. геол., № 4, 1961.
6. Багдасарян Г. П. Вопросы вулканизма. Тр. I Всесоюзн. вулкан. совещ. АН СССР, 1962.
7. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Ереван, 1959.
8. Котляр В. Н. Памбак, Ереван, 1958.
9. Мкртчян К. А. Базумский хр. в системе Севанской тектон. зоны. Автореферат диссертации. Ереван, 1959.
10. Оффман П. Е. Тектоника и вулканические трубки Центральной части Сибирской платформы. Тектоника СССР, т. 4, 1959.
11. Оффман П. Е. Тиман, Изд. АН СССР, 1962.
12. Саркисян О. А. Изв. высш. учебн. завед., сер. геолог., № 1, 1964.