

Мексиканская
карта

АРМЯНСКОМЪ

ЕРЕВАНСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
УПРАВЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ СОВЕТА МИНИСТРОВ
АРМЯНСКОЙ ССР

А. А. ГАБРИЕЛЯН, А. И. АДАМЯН, В. Т. АКОПЯН,
С. К. АРЗУМАНЯН, А. Т. ВЕГУНИ, О. А. САРКИСЯН,
Г. П. СИМОНЯН

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА И
КАРТА ИНТРУЗИВНЫХ ФОРМАЦИЙ
АРМЯНСКОЙ ССР

(Объяснительная записка)

ИЗДАТЕЛЬСТВО „МИТК“
ЕРЕВАН 1968



17008

ПРЕДИСЛОВИЕ

Детальное изучение тектонического строения отдельных регионов и составление тектонических карт имеет не только научное значение, но представляет также сугубо практический интерес.

В настоящее время в любой геологической работе вопросы тектоники занимают ведущее место, а тектонические карты служат основой для поисков как пластовых осадочных месторождений (нефть, уголь и др.), так и магматогенных месторождений руд.

Известно, что размещение полезных ископаемых (рудных и нерудных) в пространстве и во времени зависит от тектонических условий. Даже литологический состав отложений, являющийся одним из важных факторов, контролирующих локализацию полезных ископаемых, в конечном счете обусловлен тектоникой. С тектоническим строением и историей геотектонического развития отдельных областей генетически тесно связано образование определенных групп формаций горных пород, в которых размещены месторождения осадочного и магматогенного происхождения. Поэтому тектонические карты как у нас в СССР, так и в зарубежных странах служат основой для составления металлогенических и прогнозных карт.

Территория Армянской ССР в настоящее время геологически хорошо изучена. За последние десятилетия по отдельным отраслям геологии (металлогения, стратиграфия, палеонтология, петрография и др.) произведены достаточно детальные специальные исследования и результаты этих работ опубликованы в ряде монографий, в многочисленных статьях. Вместе с тем, специальных исследований по тектонике почти не было и эта отрасль геологической науки у нас заметно отстает от развития других геологических дисциплин. Обстоятельство это отрицательно влияет на дальнейшее развитие смежных с тектоникой наук (литология, стратиграфия, металлогения), на изучение глубинной геологии, а равно и на обнаружение новых, скрытых в недрах нашей республики полезных ископаемых, необходимых для народного хозяйства.

По тектоническому строению Армянской ССР имеются сводные работы К. Н. Паффенгольца (1947), Л. Л. Варданянца (1955), А. Т. Асланяна (1958) и А. А. Габриеляна (1959), в которых, однако, вопросы тектонической геологии не всегда освещены в аспекте современных методов тектонических исследований.

При составлении предлагаемой тектонической карты использова-

ны все опубликованные и фондовые материалы по тектонике нашей республики.

Кроме того, на ней нашли отражение также и те новые данные, которые получены авторами в результате специальных полевых исследований, произведенных в различных районах с целью уточнения отдельных тектонических и стратиграфических вопросов.

В составлении данной работы принимали участие В. Т. Акопян, С. К. Арзуманян, А. Т. Вегуни, А. А. Габриелян, Д. П. Исаханян, О. А. Саркисян и Г. П. Симонян. Общее редактирование карты и объяснительной записки к ней произведено А. А. Габриеляном.

Авторы отдают себе отчет в том, что предлагаемая карта и объяснительная записка к ней не являются совершенными и что многие вопросы тектоники нашей республики остаются еще слабо разработанными.

Недостатки в такой работе неизбежны, так как это—первая попытка составления тектонической карты на современном уровне тектонической геологии, поэтому все замечания и пожелания будут приняты и учтены в дальнейшем при составлении нового варианта тектонической карты Армении.

Авторы благодарны Л. А. Варданянцу за рецензирование карты и объяснительной записки.

I. МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ

Более 80 лет тому назад (со времени II сессии международного геологического конгресса в Болонье, 1882 г.) была разработана унифицированная, общепринятая методика и легенда составления геологических карт. Однако для составления специальных тектонических карт до сих пор общепринятой легенды нет. Существуют различные типы тектонических карт: карты тектонических линий, структурные, структурно-формационные, палеотектонические, морфотектонические карты и др. Все они по принципам составления и характеру легенд делятся на две группы: структурные и тектонические карты. До последнего времени самой распространенной и широко применяемой считалась такая легенда карты, при которой показывались оси складок и разрывные нарушения (карта тектонических линий). Однако, тектонические карты такого типа не отражают важнейшие структурные элементы (антиклинории, синклинории, возраст складчатости, объем и формы пликвативных и прочих структур и др.) и не вскрывают особенности тектонического строения и основные этапы формирования тектонических структур данного района. Гораздо более совершенными являются структурные карты, на которых тектонические элементы изображаются изолиниями (стратоизогипсами) абсолютных отметок подошвы или кровли маркирующих пластов или комплексов отложений. На структурной карте, составленной по указанному методу, очень отчетливо и объективно вырисовывается морфология складок, однако, другие, не менее важные элементы тектоники, как

возраст складчатости, взаимоотношение разновозрастных структур и др., на карте не получают отражения. Кроме того, этот метод построения структурных карт применим в условиях сравнительно спокойного залегания отложений (платформы и, отчасти, межгорные и краевые прогибы), а в складчатых областях, где пликативные структуры осложнены разрывными нарушениями и, в частности, надвигами, применение этого метода становится почти невозможным.

Большим научным достижением в тектонике следует считать принцип составления тектонических карт, разработанный Л. А. Варданяцем (1955). По этому принципу воображаемый срез проводится по пологой волнистой поверхности, близкой к среднему рельефу местности. Составленная по этому методу тектоническая карта является несколько схематизированной геологической картой, подобной пластовым картам, и отображает основные тектонические элементы данной области—форму и объем пликативных структур, характер их сочленения, возраст слагающих структуры отложений, стратиграфические несогласия, разрывные нарушения, структурное и стратиграфическое положение интрузивных тел и т. п.

Значительный научный интерес представляет тектоническая карта Азербайджанской ССР (1956), составленная по принципу возраста складчатости. Выделяются антиклинории и синклинории, указывается время их погружения и поднятия, время окончательного формирования, возраст отдельных пликативных структур, осложняющих антиклинории и синклинории. Структуры равнинных областей, а также межгорных и краевых прогибов изображены стратоизогипсами, проведенными по кровле и подошве отдельных маркирующих свит. На карте показаны также разрывные нарушения, интрузивные массивы (по возрасту и петрографическому составу), центры вулканической деятельности и границы структурных этажей.

Тектоническая карта Азербайджана, которая несомненно содержит большой фактический материал и составлена на уровне современной тектонической науки, также не лишена недостатков, ибо сочетает в себе элементы современной тектоники и палеотектоники. Данные, касающиеся палеотектоники и истории геологического развития, загромаждают карту, осложняют ее и в результате она становится трудночитаемой. По нашему мнению, на тектонических картах целесообразно показывать структурные элементы современного эрозионного среза, а историю формирования последних изображать в виде отдельных, палеотектонических карт, составленных для важнейших, переломных этапов структурообразования. Кроме того, на данной карте возраст структур, указанный специальными условными знаками, носит абстрактный характер, ибо он не подкреплен фактическими данными.

Опубликованная недавно тектоническая карта Грузии 1:600000 масштаба составлена по принципу линейного изображения антиклинальных структур и разрывных нарушений. На карте выделены также гео-

тектонические зоны и подзоны, первые из которых изображены различными красками, а вторые—цифровыми обозначениями.

Приемы составления тектонических карт, предлагаемые Д. А. Туголесовым на примере Устьярта (1963) и П. Е. Оффманом на примере Волго-Донского междуречья (1964), представляют видоизмененные варианты структурных карт и сводятся к двум основным положениям: структурными изолиниями показывается морфология структур, а красками (или штриховкой)—возраст структур. В основе разработанной ими методики лежат тектонические карты, составленные Н. С. Шатским и опубликованные в серии его работ, посвященных сравнительной тектонике древних платформ. Недостатком тектонических карт Д. А. Туголева и П. Е. Оффмана является то, что возраст структур—один из важнейших тектонических элементов, на карте не подкреплен фактами и отражает лишь субъективное представление авторов.

Нельзя также согласиться с теоретическими предпосылками П. Е. Оффмана, касающимися важнейших структурных элементов земной коры. По его представлениям, геосинклинальные области, платформы, каледонские, герцинские и альпийские зоны складчатости, альпинотипные и германотипные структуры, краевые прогибы и др. структурные элементы относятся к категории гипотетических понятий. Эта точка зрения автора, на наш взгляд, противоречит имеющимся фактическим материалам и игнорирует теорию геосинклиналей—одно из величайших достижений геологической науки XX века.

При составлении тектонической карты Армянской ССР широко использованы легенды тектонической карты СССР масштаба 1 : 5 000 000 и международной тектонической карты Европы масштаба 1 : 2 500 000 (1964). Последняя была составлена согласно решению XX сессии международного геологического конгресса (Мехико, 1956) и представляет крупный вклад в мировую геологическую науку.

В составлении ее принимали участие геологи почти всех стран Европы и сопредельных стран Северной Африки и Среднего Востока. Редактирование карты осуществлено выдающимися тектонистами Европы во главе с Н. С. Шатским (председатель редакционной комиссии). В основу этой карты положена легенда тектонической карты СССР, разработанная советскими учеными и получившая высокую оценку на XX и XXI сессиях международного геологического конгресса. Основным признаком, по которому произведено разделение территории Европы и сопредельных стран на естественные геологические районы, является возраст складчатости, который определяется временем последних интенсивных дислокаций в подвижных складчатых областях, т. е. временем превращения геосинклинальных областей в платформенные. На карте выделены эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные зоны, срединные массивы, краевые, внутренние и межгорные прогибы. В разновозрастных зонах выделены структурные ярусы и показаны слагающие их главней-

шие тилы формаций. В платформенных областях стратоизогипсами показана глубина залегания фундамента. Далее, различными условными знаками изображены границы антиклинориев, синклинориев и прогибов, линейными знаками показаны крупные антиклинальные складки и разрывные нарушения (глубинные и поверхностные). Особыми знаками обозначены раннеорогенные, позднеорогенные и анорогенные гранитоиды и ультраосновные интрузии, а также зоны развития метаморфических сланцев в палеозойских и альпийских складчатых областях.

Хотя легенда международной тектонической карты разработана для мелкомасштабных карт, охватывающих целые континенты, и поэтому для карт крупных масштабов она является схематичной, тем не менее общие принципы и научные основы ее могут быть использованы при составлении тектонических карт крупных масштабов.

Ниже излагаются основные принципы, положенные в основу составления тектонической карты Армянской ССР масштаба 1 : 500 000.

При ее составлении мы стремились к следующему:

а) чтобы на карте были отражены все основные структурно-геологические элементы—возраст формирования структур, взаимоотношение разновозрастных структур, трансгрессивные контакты и тектонические несогласия, морфология структур (линейность, брахиформность), типы пликативных структур (складки прямые, наклонные, опрокинутые и др.), вещественный состав структур (главнейшие типы формаций), разрывные нарушения по генетическим типам, интрузивные образования по составу, возрасту и характеру контакта с вмещающими отложениями и др.;

б) чтобы карта отражала фактическое положение вещей и указанные выше тектонические элементы представляли реально существующие геологические структуры, установленные непосредственными геологическими наблюдениями;

в) чтобы показать, какие из изображенных на карте структурных элементов основаны на конкретных фактах и какие даны предположительно, на основании интерпретации геофизических, геоморфологических и других данных.

Возраст складчатости. Важнейшим критерием, по которому выделяются тектонические единицы и производится расчленение отдельных областей на естественные геологические районы, является возраст складчатости. Для больших регионов, как известно, возраст складчатости определяется временем последней интенсивной дислокации, обусловившей переход данной области от геосинклинального режима к платформенному. Однако в молодых складчатых зонах, в которых геосинклинальный режим еще нельзя считать завершенным и интенсивные тектонические движения продолжают поныне, понятие «возраст складчатости» становится несколько растяжимым.

Кроме того, известно также, что в складчатых областях формиро-

вание структур происходит в течение длительного времени, охватывающего геологические эпохи и периоды, а потому одни и те же районы зачастую многократно испытывают процессы складчатости и поднятия, прогибания и осадконакопления.

В таком случае возникает вопрос, что же принять за возраст складчатости—начальный этап формирования структур или время последней складчатости. Имеются сторонники как первого, так и второго определения возраста складчатости.

Так, например, по образному выражению Х. Х. Хесса (Габриелян, 1959), «мы исчисляем возраст человека не с момента окончания им высшей школы или со времени его женитьбы, а со дня его рождения. Точно так же горные системы должны датироваться временем зарождения...»

Наряду с этим, детальный анализ истории геотектонического развития геосинклинальных складчатых областей и, в частности, Антикавказка, показывает, что хотя процесс складчатости и формирования структур протекает длительно и современные, уже оформившиеся структурные единицы являются результатом проявления нескольких приемов, или так называемых фаз складчатости, тем не менее последние в смысле структурообразования неравнозначны. Выделяются так называемые предварительные или подготовительные фазы складчатости, а также главная и заключительная ее фазы. Под возрастом складчатости мы понимаем главную, решающую фазу складчатости, т. е. время, когда движения, протекающие непрерывно, кратковременно усиливаются и в результате происходят качественные изменения в структуре данного района, когда формируются основные, главные черты тектонического строения района.

Это переломные эпохи в процессе развития структур, когда происходят скачкообразные качественные изменения в тектоническом строении данного региона.

С главной фазой складчатости и формирования структур связано, в основном, внедрение гранитоидных интрузий и локализация магматогенных рудных месторождений.

Таким образом, принцип «возраст складчатости», положенный в основу тектонического районирования, придает тектонической карте определенную историчность и показывает основные этапы формирования структур.

Давая такое определение понятию возраста складчатости, мы тем самым подчеркиваем и значение тех тектонических движений, которые происходили как до главной фазы структурообразования, так и после нее. Однако эти движения только подготавливают, осложняют и окончательно оформляют структуры, формировавшиеся в период максимального, интенсивного проявления тектонических движений (главная фаза) и не вносят коренных изменений в структурный план района.

Структурные ярусы. Расчленение регионов по возрасту складчатости—

сти осуществляется путем выделения структурных ярусов. Под структурным ярусом (или этажом) обычно понимается дислоцированный единым планом и метаморфизованный в одинаковой степени комплекс осадочных или вулканогенно-осадочных образований, ограниченный от подстилающих и покрывающих отложений отчетливо выраженным несогласием и поверхностью трансгрессии. Каждый структурный ярус в складчатых областях соответствует отдельной стадии геотектонического развития и слагается определенными типами формаций горных пород, отличающихся от ассоциаций пород выше- и нижележащих этажей.

Структурные ярусы делятся на подъярусы, отвечающие более коротким этапам тектонического развития, но также разделенные структурными несогласиями.

Выделение структурных ярусов давно практикуется в СССР и за рубежом. Этот метод наиболее полно раскрывает историю развития крупных структурных единиц и наглядно показывает их структурно-формационные особенности. Выделение структурных ярусов дает возможность выделить крупные самостоятельные структурные единицы — антиклинории, синклинории, прогибы, поднятия и др., показать стадийность и последовательность формирования структур.

В комплексе отложений, слагающих территорию Армянской ССР и прилежащих частей Антикавказа, выделяются следующие структурные ярусы и подъярусы:

а) **Байкальский—каледонский (В—С)** ярус охватывает древние, интенсивно дислоцированные и глубоко метаморфизованные образования, служившие субстратом варисцийских и альпийских глубинных структур и выступающие в виде отдельных фрагментов в ядрах альпийских антиклинальных структур. Верхнепротерозойский-нижнепалеозойский возраст этого метаморфического комплекса определяется в значительной степени условно, на основании общегеологических данных и региональных сопоставлений. Нижне-среднедевонские отложения, обнажающиеся в пределах Армянской ССР и Нахичеванской АССР, дислоцированы и метаморфизованы несравненно слабее. В Храмском массиве (Груз. ССР) на указанном метаморфическом комплексе резко несогласно лежат гораздо более слабо дислоцированные вулканогенно-континентальные образования карбона, а в Дзирульском массиве в мраморизованных известняках, залегающих в виде линз в метаморфическом комплексе, найдены кембрийские археоцитаты.

б) **Варисцийский (V)** ярус включает отложения девона, карбона, перми и триаса. На Антикавказе, как и в ряде других областей докембрийских и эпигерцинских платформ, отложения триаса тектонически и формационно тесно связаны с пермскими и отделяются резким перерывом и несогласием от отложений юры. Поэтому граница варисцийского и альпийского структурных ярусов проводится по подошве юры. Варисцийский структурный ярус делится на два подъяруса: нижний (де-

вон-нижний карбон) и верхний (пермь-триас), разграниченные стратиграфическим перерывом, соответствующим среднему-верхнему карбону и трансгрессивным и несогласным залеганием нижней перми на нижнем карбоне.

в) **Нижнеальпийский** (A_1) ярус охватывает юру и неоком. Нижний возрастной предел этого структурного яруса определяется несогласным и трансгрессивным залеганием лейаса на размытой поверхности байкало-каледонского основания (Локский, Шамхорский антиклинории), а в ряде мест альб-сеноманские (в Сюнике верхнеаптские и вышележащие верхнемеловые) отложения в свою очередь резко несогласно лежат на отложениях верхней юры и неокома. Этим определяется верхний возрастной предел нижнеальпийского яруса, который делится на два подъяруса—нижне-среднеюрский и верхнеюрский-неокомский, четко отделенные предверхнеюрской поверхностью размыва.

г) **Среднеальпийский** (A_2) ярус сложен отложениями альба, верхнего мела, палеоцена, эоцена и нижнего-среднего олигоцена. На Антикавказе отложения верхнего мела и палеогена (до среднего олигоцена включительно) дислоцированы по единому плану. В плане размещения глубинных структур — геоантиклинальных поднятий и геосинклинальных прогибов, а равно и в распределении больших и малых мощностей отложений между указанными геологическими системами существенного различия также не наблюдается. Поэтому отложения их сгруппированы в единый структурный ярус. Вместе с тем, в разрезе этого мощного комплекса отложений между отдельными стратиграфическими единицами также наблюдаются угловые несогласия и трансгрессивные налегания отдельных свит, что позволяет расчленить его на следующие структурные подъяруса: альб-маастрихтский (в Сюнике верхний апт-маастрихтский), даний-палеоценовый, ниже-среднеэоценовый и верхний эоцен-среднеолигоценовый.

Хотя датский век на Антикавказе является в общем регрессивным, в ряде мест (в бассейне р. Веди и др.) отложения его трансгрессивно перекрывают различные горизонты верхнего сенона, постепенными переходами связаны с вышележащими отложениями палеоцена и вместе с ними выражены в единой флишевой формации. Отложения нижнего-среднего эоцена почти по всей Армянской ССР (за исключением мультых частей геосинклинальных прогибов) лежат трансгрессивно и с угловым несогласием на различных горизонтах более древних образований, вплоть до верхнего палеозоя. Вместе с тем, они отделяются от вышележащих отложений верхнего палеогена поверхностью верхнеэоценовой-нижнеолигоценовой трансгрессии.

д) **Верхнеальпийский** (A_3) ярус включает отложения верхнего олигоцена, миоцена, плиоцена и антропогена. Верхний олигоцен — нижнемиоценовое время (начало верхнеальпийского этапа развития) является одним из переломных этапов геологического развития Антикавказа и

формирования его структур. Это начало развития континентального режима и формирования современного высокогорного рельефа, а также заложения верхнеальпийских межгорных прогибов и заполняющих их молассовых и соленосных формаций. Он делится на четыре подъяруса: нижний из них сложен молассовыми красноцветными континентальными образованиями верхнего олигоцена-нижнего миоцена, которые отчетливо несогласно перекрывают различные горизонты более древних отложений, от верхнего палеозоя и до среднего олигоцена включительно и узкой полосой окаймляют Среднеараксинский прогиб с востока — северо-востока. Средний структурный подъярус охватывает гипсо-соленосные отложения среднего-верхнего миоцена и предэотической поверхностью несогласия и размыва четко отделяется от вышележащего слабо дислоцированного ниже-среднеплиоценового подъяруса. Верхний подъярус составляют озерно-речные и вулканогенные образования верхнего плиоцена-антропогена, которые почти не дислоцированы и в виде чехла покрывают отложения предыдущих ярусов и подъярусов.

На предлагаемой тектонической карте мы снимаем указанный недислоцированный чехол и показываем структуры подстилающих отложений в виде предположений (пунктирные линии) на основании интер- и экстраполяции соседних обнажающихся структур, а также по геофизическим и другим регионально-геологическим данным.

Вполне естественно, что многие структуры, показанные на карте под мощными лавовыми покровами (г. Арагац, Гегамское нагорье и др.), носят гипотетический характер, ибо они не подкреплены конкретными фактами. Но тем не менее, по нашему мнению, изображение подлавовых структур необходимо по двум причинам. Во-первых, указанный недислоцированный чехол занимает почти четверть территории Армянской ССР и поэтому нельзя нарисовать цельную картину ее структуры без изображения структур, погребенных под этим чехлом. Нельзя также провести увязку многих структурных единиц без их изображения под недислоцированным чехлом. Во-вторых, многие рудоносные или перспективные в металлогеническом отношении тектонические структуры и формации пород должны протягиваться под указанным чехлом и раскрытие их, хотя бы и условное, разумеется, имеет важное практическое значение.

При выделении структурных ярусов учтено также возрастное скольжение их границ. Известно, что в различных районах почти всех складчатых областей формирование структурных ярусов происходит разно- временно и их стратиграфические границы часто не совпадают. В таких случаях возрастные пределы структурных ярусов указаны в легенде для отдельных районов.

Альпийские межгорные прогибы. В геологическом строении Армянской ССР значительную площадь занимают молодые неоген-антропогеновые прогибы, заполненные мощными, сравнительно слабо дислоциро-

ванными отложениями соответствующего возраста. Для изображения структур этих прогибов метод выделения структурных ярусов неприемлем. Мы старались показать на карте глубину залегания фундамента (а равно и мощность заполняющих прогибы отложений), возраст фундамента и время заложения прогибов. Изображение глубины залегания фундамента осуществляется стратоизогипсами, проведенными по подошве красноцветной молассовой свиты верхнего олигоцена—нижнего миоцена. Мелкомасштабность карты, а также недостаточное количество буровых скважин, вскрывших полные разрезы заполняющих прогибы отложений, не позволяют провести стратоизогипсы по некоторым маркирующим горизонтам, которые позволили бы более наглядно нарисовать структуры прогибов. Стратоизогипсы по подошве красноцветной свиты в ряде районов также являются условными (пунктирные линии) и проведены на основании геофизических данных и экстраполяции структур соседних районов. Возраст фундамента изображается буквенными обозначениями: С—каледонский, V—варисский, А—альпийский, ? — когда точное определение возраста основания невозможно.

Время заложения прогибов обозначается индексом соответствующего структурного подъяруса: A_3^1 —нижний подъярус (верхний олигоцен — нижний миоцен) верхнеальпийского структурного яруса, A_3^2 —средний подъярус (средний—верхний миоцен) верхнеальпийского структурного яруса и т. д. Возраст (время заложения) прогибов и возраст фундамента комбинированы в виде дроби, в которой числитель указывает возраст прогиба, а знаменатель — фундамента ($\frac{A_3^1}{V}$, $\frac{A_3^2}{C}$) и т. д.

Разными оттенками одного и того же цвета показана мощность осадков, заполняющих прогибы и поднятия. Густые оттенки отражают относительно приподнятые участки (малая мощность), а бледные — опущенные (большая мощность).

Интрузивные образования. Внедрение интрузивных массивов пространственно и во времени тесно связано с тектоническим строением и историей геологического развития данной области, поэтому необходимость нанесения их на тектоническую карту очевидна. Интрузивные тела изображены в границах их современного эрозионного среза и подразделены по этапам развития (геосинклинальные, раннеорогенные, позднеорогенные), составу (ультраосновные, основные, кислые и щелочные) и возрасту (доверхнемеловые, предверхнеюрские, предверхнемеловые, верхнемеловые, эоценовые, эоцен-олигоценовые и т. д.).

На карте показаны также верхнеальпийские (мио-плиоценовые) посторогенные экстрезии и субвулканы.

Главнейшие типы формаций. Известно, что формации горных пород (осадочные, вулканогенные, интрузивные, метаморфические), представляющие собой генетические или парагенетические комплексы (ассо-

ации) пород, теснейшим образом связаны с тектоническими структурами и историей геотектонического развития. Геосинклинальные области характеризуются своими особыми формациями (флишевой, молассовой, сланцево-граувакковой, спилито-кератофировой, порфиритовой и др.), в то время как для платформ типичны иные формации, а именно, трапповая, угленосная, пестроцветная, глинисто-карбонатно-глауконитовая и др. Наряду с этим, в геосинклинальных складчатых областях формирование отдельных групп формации соответствует определенным стадиям геотектонической эволюции данной области. Так, в начальной стадии развития геосинклиналей образуются аспидная, спилито-кератофировая формации, а в позднюю, замыкающую стадию—молассовая, лагунная, наземно-вулканогенная и др. Поэтому анализ формаций в настоящее время является одним из основных методов тектонических исследований и широко применяется в тектонических построениях. В геологическом строении Армянской ССР очень наглядно вырисовывается связь формаций пород с тектоникой. Масштаб карты не позволяет выделить все основные формационные группы пород и мы вынуждены ограничиться изображением только самых важных групп, из них: эффузивных и пирокластических, наземно-вулканогенной, туфогенно-терригенной, карбонатной, флишевой, соленосной, молассовой, угленосно-сланценоносной, пресноводно-озерной и терригенной.

Структурные обозначения. Для изображения пликативных структур (антиклинали, синклинали) мы применили метод тектоноизогипсов. Последние представляют структурные линии (маркирующие горизонты, пласты), реально существующие, а в ряде случаев и условные, при помощи которых наиболее наглядно и рельефно изображаются объемы, формы и типы пликативных структур. Для крупномасштабных карт (1:200 000 и крупнее) этот метод дает хорошие результаты. Однако на картах 1:500 000 масштаба, на которых складки часто изображаются только одним-двумя структурными контурами, становится очень трудным показать формы складок (прямые, наклонные, опрокинутые и т. д.). Поэтому для их обозначения введены дополнительные линейные знаки, при этом стрелкой указывается направление опрокидывания. На карте выделены также соляные куполы и покровные антиклинальные складки, установленные геологическими данными и бурением (голубая заливка), а также предполагаемые по геоморфологическим и геофизическим данным (голубая штриховка). Границы районов развития соляной тектоники показаны густой штриховкой, а флексуры — двумя параллельными линиями, при этом штрихи на одной из них направлены в сторону опущенного крыла. Границы структурных ярусов и трансгрессивные контакты отображены точечными линиями, а контуры тектонических впадин, поднятий, антиклинорий и синклинорий — толстыми линиями с треугольными заливками, обращенными внутрь (прогибы, синклинории) и в противоположные стороны (поднятия, антиклинории).

Специальными знаками показаны центры извержений и излияний

(вулканы). Цвет заливки показывает возраст вулканов, соответственно цветным обозначениям структурных ярусов.

Разрывные нарушения, играющие важную роль в тектоническом строении Армянской ССР, подразделены на две группы: на глубинные (региональные тектонические швы) и поверхностные.

Под глубинными разломами (линеаментами) понимаются такие дизъюнктивные нарушения, которые характеризуются большой протяженностью, глубиной залегания (проникают на десятки и сотни км в глубину земной коры), длительностью и многофазностью развития. Часто они контролируют магматизм и эндогенную минерализацию, а также формации осадочных и вулканогенных пород. В отличие от поверхностных разрывных нарушений (сбросы, взбросы, надвиги), которые генетически связаны со складчатостью и поэтому мигрируют от этапа к этапу, глубинные разломы консервативны и устойчивы. Они не мигрируют в пространстве, развиваются по одному и тому же тектоническому плану независимо от процесса складчатости. В большинстве случаев глубинные разломы, ограничивающие геотектонические зоны, геоантиклинали, геосинклинали, прогибы и поднятия, являются по отношению к ним первичными структурами и контролируют их развитие.

Они устанавливаются целым рядом структурных, геофизических, геоморфологических, седиментационных, магматических и др. признаков и принадлежат к числу важнейших структурных элементов земной коры. Хотя учение о глубинных разломах развивается с начала двадцатого века, лишь в последние 15—20 лет оно получило широкое, общее признание во всем мире и было вскрыто огромное значение их в познании закономерностей формирования важнейших структурных элементов земной коры и в металлогении. Согласно подсчетам американского геолога Э. Эриксона, более 84% известных рудных залежей мира лежит вдоль разломов. Изучение связи геохимии с разломной тектоникой, по его мнению, поможет сократить финансирование расходов на геологоразведочные работы на 80%.

На тектонической карте Армянской ССР выделены две зоны глубинных разломов, описание которых приводится в соответствующем разделе работы.

Поверхностные разрывные нарушения подразделены на три типа: сбросы, взбросы и сдвиги, установленные (сплошные линии) и предполагаемые (пунктирные линии), надвиги (сплошные линии с бергштрихами, направленными в сторону движения масс) и тектонические разрывы, фиксируемые линейным расположением вулканов, геоморфологическими и геофизическими критериями.

Несомненно, разработанная нами легенда тектонической карты 1:500 000 масштаба не является совершенной, и мы рассматриваем ее как первую попытку при составлении карты подобного типа. Вместе с тем данная карта, на наш взгляд, представляет значительный научный

и практический интерес и будет служить основой для разработки легенды тектонической карты 1:200 000 масштаба. Уже сейчас нами намечен ряд важных структурных элементов, необходимых для дополнительного изображения на тектонической карте масштаба 1:200 000. К их числу относятся мощность отложений, возраст разрывных нарушений, типы верхнеальпийских впадин (наложенный, унаследованный) и др.

Специальными условными знаками будут выделены также субинтрузии (субвулканические тела) более древнего возраста (эоценовые, юрские и др.), которые приурочены к определенной стадии развития эвгеосинклинальных зон и сопряжены с положительными структурными элементами. С ними связаны определенные типы эндогенной минерализации.

Для практических целей важно также выделение формаций, связанных с полезными ископаемыми (например, фосфоритоносная, марганцевосная, колчеданная формации и др.).

II. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУР И ТЕКТНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Существуют различные методы структурно-тектонического районирования. Складчатые области подразделяют на естественно-геологические районы по морфологическим типам складчатости, по типам формаций горных пород (выделение структурно-формационных зон), по истории развития, по региональным разрывным нарушениям и др. Для Армянской ССР и Антикавказа в целом известны схемы структурного районирования К. Н. Паффенгольца (1947), Л. А. Варданянца (1955), Л. Н. Леонтьева (1949), В. Е. Хаина (1949), А. Т. Асланяна (1952), А. А. Габриеляна (1959), Е. Е. Милановского (1956), Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина (1963), Э. Ш. Шихалибейли (1966) и др.; в этих схемах обычно большое значение придают выделению зон. Тектоническая зональность является одним из важнейших признаков складчатых областей и поэтому необходимость выделения ее на тектонической карте не вызывает сомнения. Вместе с тем нужно отметить, что структурно-формационные зоны отражают состояние структур только для отдельных стадий геотектонического развития, а не современную картину тектоники данной области. Анализ геологической и тектонической карт показывает, что вследствие движения отдельных тектонических эпох и неоднократной перестройки тектонического плана основных структурных единиц происходило наложение друг на друга разновозрастных зон, и в современной структуре сохранились только отдельные фрагменты этих зон. По нашему мнению, можно (да и нужно) говорить о зональности строения Армянской ССР скорее для прошлых геологических периодов и для отдельных стадий ее развития, чем для современной геологической эпохи. Поэтому мы считаем целесообразным на тектонической карте, отража-

лощей современную структуру данной области, выделить крупные структурные единицы — антиклинории, синклинории, прогибы, поднятия и др., группируя их по возрасту складчатости. Вместе с тем необходимо отметить, что тектонические карты показывают конечный этап формирования структур и не вскрывают полной картины непрерывного процесса тектогенеза и всех предыдущих последовательных стадий геотектонического развития. Поэтому, чтобы получить полную картину эволюции структур, необходимо наряду с тектонической картой составить также серию палеотектонических карт по отдельным, наиболее важным, переломным этапам структурообразования.

Современный облик структуры Антикавказа сложился в результате движений байкальско-каледонского (?), варисцийского и альпийского тектонических периодов. Комплекс отложений, относящийся к байкальско-каледонскому (?) возрасту и составляющий субстрат Антикавказа, представлен различного состава метаморфизованными образованиями и выступает в виде отдельных фрагментов в ядрах альпийских антиклинальных структур.

Отсутствие палеонтологических и других прямых геологических данных не позволяет точно определить возраст древнего метаморфического геосинклинального комплекса Армении. Однако региональное сопоставление этого комплекса с метаморфическими свитами других районов Кавказа, в частности, учитывая исключительное сходство верхней свиты разреза метаморфических образований Арзаканского массива с филлитовой свитой (нижний кембрий) Дзирульского массива и Большого Кавказа, дает основание считать наиболее вероятным возрастом метаморфического комплекса Армении верхний протерозой-нижний кембрий.

По тем же соображениям, свиту слабо метаморфизованных диабазовых порфиринов, несогласно перекрывающую метаморфизованный комплекс Арзаканского массива и подстилающую в Зангезуре фаунистически охарактеризованный верхний девон, следует отнести к нижне-среднему девону. В таком случае отсутствие в отложениях доварисцийского комплекса Армении среднего-верхнего кембрия, а также ордовика и силура следует поставить в прямую связь с интенсивным проявлением байкальской складчатости, обусловленной ее поднятием в указанные периоды.

Эти данные приводят нас к выводу о том, что возраст складчатости и формирования структур субстрата Антикавказа следует считать скорее байкальским, чем каледонским.

В герцинском тектоническом периоде, охватывающем время от девона до триаса включительно, на территории Антикавказа отчетливо вырисовываются две геотектонические зоны: а) Приараксинская или Армянская зона накопления субплатформенных осадков — северный край Анатолийско-Иранского эпиконтинентального бассейна и б) гео-

деляющая Антикавказскую геосинклинали от геосинклинали Б. Кавказа. На границе средней и верхней юры в Антикавказской геосинклинальной зоне происходят складкообразовательные движения, обусловившие формирование внутренних поднятий—ячеек современных антиклинорных структур (Алавердской, Шамхорской, Кафанской и др.). Эти движения сопровождаются внедрением кислых субвулканических тел кварцпорфировой формации, а затем плагиогранитных интрузий. В конце рассматриваемой стадии (верхняя юра и неоком) имеет место внедрение гранитоидов Северной Армении и Цавской группы Кафанского антиклинория.

Поздняя стадия альпийского геосинклинального этапа развития (верхний мел — средний эоцен) характеризуется дальнейшим структурным расчленением территории Антикавказа. Возникают новые, наложенные геосинклинальные прогибы — Прикуринский, Севано-Акеринский, Еревано-Ордубадский, каждый из которых состоял из нескольких брахигеосинклинальных прогибов и разделяющих их геоантиклинальных перемычек. Между указанными интрагеосинклинальными прогибами располагались зоны геоантиклинальных поднятий — Сомхето-Карабахское, Анкавано-Зангезурское и Приараксинское (?). Южнее последнего располагалась геосинклинальная зона Армянского хребта.

Преобладающими группами формации для этой стадии являются флишевые (верхнемеловая карбонатная, терригенная формации даний-палеоцена, туфогенно-терригенная формация эоцена) и гипербазитовая, внедрившаяся по бортовой части Севано-Акеринского синклинория вдоль одноименного глубинного разлома.

Рассматриваемая стадия так же, как и ранняя стадия альпийского геосинклинального этапа развития, завершается внедрением гранитоидных интрузий в верхнем эоцене.

В альпийском орогенном этапе также выделяются три стадии развития: верхнеэоцен-среднеолигоценовая, верхнеолигоцен-миоценовая и плиоцен-антропогеновая.

В верхнем эоцене происходит дальнейшее структурное расчленение геосинклинальных прогибов и возникновение внутренних поднятий и боковых прогибов, ознаменовавших начало инверсии. В нижнем-среднем олигоцене этот процесс еще более усиливается, центральная часть Антикавказа геоантиклинально воздымается, а боковые прогибы (области накопления осадков) мигрируют к северу и к югу (Куринская и Приараксинская впадины).

Таким образом, верхнеэоцен-среднеолигоценовое время можно считать началом формирования трех крупных оротектонических зон Антикавказа — Куринской и Среднеараксинской впадин и разделяющего их Антикавказского геоантиклинального поднятия.

Переход геосинклинального этапа развития в орогенный знаменуется также сменой верхнемеловых и эоценовых флишевых формаций

раннемолассовыми (морские и лагунные) в нижнем-среднем олигоцене (майкопская формация северных предгорий Антикавказа, Шорагбюрская свита Ереванского прогиба и др.).

В верхнем олигоцене-миоцене (вторая стадия орогенного этапа развития) происходит новое интенсивное поднятие Антикавказа, сопровождавшееся дальнейшим смещением боковых прогибов к северу и к югу. В это время полностью сформировался Среднеараксинский межгорный прогиб в его современных контурах и происходило накопление пресноводной пестроцветной (верхний олигоцен-нижний миоцен) и лагунной гипсо-соленосной и терригенной (средний-верхний миоцен) формаций.

Это интенсивное воздымание Антикавказа сопровождается внедрением орогенных гранитоидов, нефелиновых и щелочных сиенитов.

В плиоцене и антропогене имеет место новое сводообразное поднятие страны, формирование современного высокогорного рельефа и накопление пресноводно-озерных и континентальных моласс, а также финального наземного вулканизма, сначала преимущественно кислого (андезито-дацитового), а затем основного (андезито-базальтового) состава.

Составленная нами тектоническая карта позволяет выделить на территории Армянской ССР и прилегающих частей Антикавказа три структурно-формационные области, отличающиеся стратиграфическими разрезами, возрастом складчатости, типами пликативных структур, формациями горных пород, магматизмом, металлогенией, глубинным геологическим строением (характером гравитационного поля) и др. геологическими признаками.

А. Область раннеальпийской (киммерийской) складчатости;

Б. Область среднеальпийской складчатости;

В. Область позднеальпийской складчатости (Среднеараксинский межгорный прогиб).

Область раннеальпийской складчатости охватывает северо-восточную часть Антикавказа и соответствует раннеальпийскому геосинклинальному прогибу, наложенному на геантиклинальное поднятие герцинского времени. В ее геологическом строении принимают участие интенсивно дислоцированные терригенные образования лейаса, кератофиристо-порфиритовая формация доггера, а также вулканогенно-обломочные и карбонатные формации верхней юры и мела. В бассейне р. Ахум из-под лейаса выступают метаморфизованные породы эопалеозоя, что свидетельствует об отсутствии в этой зоне отложений среднего и верхнего палеозоя и триаса. Отложения палеогена слабо дислоцированы и развиты незначительно, а породы неогена и антропогена почти полностью отсутствуют.

Начало инверсии и перестройки геотектонического режима в этой зоне намечается к концу доггера, перед мальмом, когда возни-

кают небольшие внутренние поднятия и ядра современных антиклинорных структур рассматриваемой области.

Новые важные события в структурообразовании имели место в конце юры и в нижнем меле и выразились в дальнейшем росте указанных выше внутренних поднятий и формировании между ними соответствующих прогибов, в которых и происходит осадконакопление в верхнем меле и частично палеогене.

Следующие мощные складкообразовательные движения происходили в конце верхнего мела, а затем перед олигоценом и обусловили окончательное формирование современной структуры области и ее геоантиклинальное поднятие.

Область среднеальпийской складчатости в плане структуры Антикавказа представлена крупными синклиориями, развившимися на месте наложенных (вторичных) флишевых геосинклинальных прогибов, заложенных в альбе-верхнем меле (а местами, возможно, даже в верхней юре). В раннеальпийском этапе (юра-неоком) они являлись геоантиклиналями. В стратиграфическом разрезе этих синклиорий участвуют мощные (до 4 км) вулканогенные и туфогенно-терригенные флишеидные эвгеосинклинальные формации эоцена, а также терригенно-вулканогенные и карбонатные образования альба-верхнего мела мощностью свыше 3 км при региональном отсутствии или локальном развитии отложений юры. В некоторых остаточных прогибах (Дилижанский, Сёванский) развиты также угленосно-сланцевосные молассовые образования олигоцена, пресноводно-озерные и лагунные отложения миоцена.

Первые складкообразовательные движения в этой области отмечены перед датским веком и перед нижним эоценом и обусловили трансгрессивное залегание отложений указанных возрастов в бортовых частях прогибов. Более мощные движения происходили на границе среднего и верхнего эоцена (триалетская, или раннепиренейская фаза складчатости) и в нижнем олигоцене, в результате которых центральная часть Антикавказа испытывает общее поднятие. Заключительные фазы складчатости имели место в конце олигоцена и в миоцене.

Область позднеальпийской складчатости, соответствующая, в основном, Среднеараксинскому межгорному прогибу, в герцинское время являлась областью накопления осадков (с субплатформенным или миогеосинклинальным типом развития), а в нижнеальпийском этапе (юра-нижний мел), представляла геоантиклиналь. После кратковременного прогибания (даний-палеоцен) и поднятия (эоцен-нижний-средний олигоцен) она вновь вовлекается в прогибание, начиная с верхнего олигоцена—нижнего миоцена, которое с некоторыми небольшими перерывами (нижний-средний плиоцен) продолжалось до антропогена.

Соответственно этому, в рассматриваемой области широко распространены терригенные и карбонатные отложения среднего и верхнего

палеозоя и триаса, флишевая формация дания-палеоцена, красноцветные молассы верхнего олигоцена — нижнего миоцена, соленосная и молассовая формации среднего-верхнего миоцена и озерно-речные и вулканогенные образования верхнего плиоцена и антропогена.

Основными фазами складчатости и формирования структур для области позднеальпийской складчатости являются преддатская, предверхнеолигоценовая, предмэотическая (главная) и послепонтийская.

С основными этапами складчатости тесно связано развитие интрузивного магматизма. В области раннеальпийской (киммерийской) консолидации крупные тела гранитоидов имеют предверхнеюрский и предсенноманский (по-видимому, неокомский) возраст, а в области среднеальпийской складчатости широко развиты ультраосновные интрузии верхнемелового-эоценового (?) возраста (офиолитовый пояс Антикавказа), пластовые интрузии габбро и габбро-порфиритов среднего эоцена, гранитоиды и щелочные интрузии верхнеэоцен-олигоценового возраста.

В Приараксинской миогеосинклинальной области гранитоидные интрузии отсутствуют, незначительно развиты малые интрузии и экструзии андезитов, дацитов, липаритов, обсидианов плиоценового возраста.

Указанные три одновременно консолидированные складчатые области в главнейших своих чертах соответствуют структурно-металлогеническим зонам, выделенным на территории Армянской ССР И. Г. Магакьяном и С. С. Мкртчяном.

Область киммерийской складчатости характеризуется, в основном, медно- и серноколчеданными оруденениями, а область среднеальпийской складчатости — медно-молибденовым оруденением с подчиненным значением полиметаллов. В области верхнеальпийской складчатости широко развиты галогенные образования и почти полностью отсутствуют магматогенные месторождения. В первой из указанных областей преобладают крупные брахискладки, во второй — линейные, обычно ундулирующие и изредка изоклиналильные, антиклинальные и синклинальные складки, а в третьей — асимметричные брахискладки, куполовидные поднятия и соляная тектоника.

При сопоставлении схемы тектонического районирования с картой гравитационных зон наблюдается их почти полное совпадение. Гравитационное поле Антикавказа характеризуется в целом отрицательными аномалиями силы тяжести.

Однако на фоне этого регионального минимума отчетливо вырисовываются три гравитационные зоны — зона центрального минимума (область среднеальпийской складчатости) и северо-восточная и юго-западная зоны относительных максимумов (области раннеальпийской и позднеальпийской складчатости). Указанные три тектоно-гравитацион-

ные зоны соответствуют мегаформам рельефа Антикавказа, отражающим новейшие тектонические движения. Зона центрального гравитационного минимума соответствует центральной, наиболее приподнятой, высокогорной части Антикавказа, при этом самые значительные минимумы силы тяжести приурочены к приподнятым вулканическим щитам—Гегамскому нагорью и Арагацу. Зона юго-западного максимума совпадает с Араксинской впадиной и прилегающими к ней районами, а северо-восточный максимум—с северо-восточным склоном Антикавказа, примыкающим к Куринской депрессии.

Показательно, что зона центрального минимума совпадает с областью мощного развития неогенового и антропогенного вулканизма, что свидетельствует о парагенетической связи между положением поверхности М. (или мощностью земной коры), новейшими тектоническими движениями и проявлением вулканизма.

Приведенные выше данные показывают, что выделенные три разновозрастные, структурно-формационные области соответствуют глубинному геологическому строению Армянской ССР и отражают новейшие тектонические движения.

Необходимо отметить, что указанные разновозрастные тектонические области мы не рассматриваем как складчатые сооружения отдельных, самостоятельных тектонических циклов или этапов. Несомненно, что Армянская ССР и горное сооружение Антикавказа в целом представляют одну единую тектоническую систему, сформировавшуюся в течение всего альпийского этапа развития, и возраст завершающей складчатости определяется формированием в ее периферических частях краевых и межгорных прогибов и накоплением в них орогенных формаций (молассовые и др.).

Вместе с тем, история геотектонического развития складчатых областей показывает, что формирование их происходит последовательно, стадийно. На Антикавказе отчетливо вырисовывается волнообразный и центробежный характер формирования структур. Зоной наиболее древней (раннеальпийской или киммерийской) консолидации является Сомхето-Кафанский тектонический комплекс. Складчатость и поднятие этой зоны, имевшие место в верхней юре и неокоме, сопровождалась заложением по ее северному и южному краям Аджаро-Триалетского и Севано-Ширакско-Ордубадского геосинклинальных прогибов. В результате складчатости и поднятия (инверсии) последних, в конце палеогена и начале миоцена геосинклинальные прогибы еще более мигрируют к северу и югу (Куринский и Среднеараксинский прогибы). Таким образом, инверсия в древних зонах и заложение новых геосинклинальных прогибов неразрывно связаны друг с другом и представляют единый процесс развития. Внедрение крупных гранитоидных интрузий происходит в эпохи инверсии геотектонических зон, когда они вовлекаются в склад-

чатость и поднятие, а по соседству с ними происходит заложение новых прогибов.

Таким образом, указанные три разновозрастные складчатые области отражают лишь отдельные стадии непрерывного и последовательного развития структур в альпийском тектоническом периоде.

III. КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

1. ОБЛАСТЬ РАННЕАЛЬПИЙСКОЙ (КИММЕРИЙСКОЙ) СКЛАДЧАТОСТИ

Эта область охватывает северную и северо-восточную часть территории Армянской ССР и Восточный Сюник, в геологическом строении которых, в основном, принимают участие вулканогенные и осадочные образования юры и мела.

Структурные ярусы. Указанные отложения составляют нижнеальпийский структурный ярус и нижний подъярус среднеальпийского структурного яруса.

Нижнеальпийский структурный ярус делится на два подъяруса.

Нижний подъярус сложен отложениями нижней и средней юры. Отложения нижней юры (тоар) и аалена выражены терригенными песчано-глинистыми породами (мощность до 120 м), которые вскрыты эрозией в ядрах только некоторых антиклинальных структур (Шамшадинский антиклинорий), почему и занимают незначительную площадь. Песчано-глинистые отложения тоара-аалена без углового несогласия перекрываются вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями байоса и бата, играющими основную роль в строении антиклинорийных структур. Отложения байоса и бата выражены различными порфиритами (плагноклазовые, брекчиевидные, кварцплагноклазовые, кварцевые, авгитовые, местами эпидотизированные, и др.), кератофирами, туфообломочными породами, туфопесчаниками и редко глинистыми сланцами общей мощностью около 3000 м. Основание этих образований в пределах Алавердского и Кафанского антиклинориев не обнажается.

Породы нижнего подъяруса интенсивно дислоцированы. Углы падения их достигают 40—50°. Выше трансгрессивно и со значительным угловым несогласием залегают отложения келловея (Алавердский и Шамшадинский антиклинорий) или же верхнего оксфорда (Кафанский антиклинорий). Таким образом, один из основных этапов формирования вышеуказанных антиклинориев соответствует концу средней юры и связан с предкелловейскими складкообразовательными движениями.

Верхний подъярус нижнеальпийского структурного яруса слагается породами верхней юры и неокома. В северо-восточной части Армянской ССР описываемый подъярус сложен песчано-глинистыми и туфогенными породами келловея, карбонатными и вулканогенными образованиями оксфорда и киммериджа и вулканогенной артаминской свитой Шам-

шадинского района (титон-нижний неоком?). Суммарная мощность верхнего структурного подъяруса здесь достигает 1800 м.

На юге, в Восточном Сюнике породы келловей и нижнего оксфорда отсутствуют и верхний подъярус нижнеальпийского структурного яруса сложен вулканогенными свитами (с линзами известняков) верхнего оксфорда-киммериджа, титона-среднего валанжина (тапасар-кармакарская свита), свитой карбонатных пород верхов валанжина-баррема и песчано-мергельными отложениями нижнего апта. Несогласия и региональные перерывы внутри описываемого структурного подъяруса в Сюнике отсутствуют. Общая мощность пород этого подъяруса достигает 2400 м.

Отложениями верхнего структурного подъяруса сложены крылья антиклинориев. В северо-восточной части Армянской ССР указанный структурный подъярус с резким угловым несогласием перекрывается породами верхнего мела или альба.

Среднеальпийский структурный ярус сложен отложениями альба (местами и верхнего апта), верхнего мела и палеогена, которые по степени дислоцированности резко отличаются от подстилающих и перекрывающих пород. Этот структурный ярус в свою очередь подразделяется на нижний, средний и верхний подъярусы. В области раннеальпийской складчатости развит нижний подъярус.

К последнему относятся отложения верхней части нижнего мела и верхнего мела до маастрихта включительно. Породами указанного структурного подъяруса в основном сложены синклиории (Папакарский, Иджеванский и Горисский).

На севере республики в строении нижнего структурного подъяруса принимают участие терригенные и туфогенные породы альба-сеномана, вулканогенно-осадочные образования турона-сантона, терригенные и карбонатные отложения сантона-маастрихта, общая мощность которых составляет 1500 м. Породы альба-верхнего мела с большим азимутальным и угловым несогласием перекрывают отложения подстилающего структурного яруса.

В Восточном Сюнике нижний структурный подъярус среднеальпийского яруса сложен вулканогенно-осадочными породами верхнего апта, туфоосадочными и карбонатными отложениями верхнего турона (?) — коньяка, вулканогенными образованиями сантона. В ядре Горисского синклиория, покрытого мощным чехлом неогеновых отложений, в верхах описываемого структурного подъяруса, вероятно, присутствуют также карбонатные породы верхнего сенона. Суммарная мощность отложений нижнего структурного подъяруса составляет 1300—1400 м. Хотя породы альба и сеномана здесь отсутствуют, верхний апт по степени и по плану дислокации скорее всего соответствует нижнему подъярусу среднеальпийского структурного яруса и резко отличается от подстила-

ющего структурного яруса, на который он налегает с большим азимутальным и угловым несогласием.

Ниже приводится описание основных структур области раннеальпийской (киммерийской) складчатости. Здесь выделяются Алавердский, Шамшадинский, Кафанский антиклинории и Папакарский, Иджеванский и Горисский синклинории.

Алавердский антиклинорий расположен в междуречье рр. Дебед и Агстев. Эта структура имеет характер брахиантиклинория с общим северо-западным простиранием. Ядро Алавердского антиклинория сложено различными порфиритами и туфоосадочными отложениями байоса и бата (нижний подъярус нижнеальпийского структурного яруса), которые на крыльях антиклинория и на его северо-западном и юго-восточном погружениях трансгрессивно и несогласно перекрываются келловейскими и оксфордскими вулканогенно-осадочными и вулканогенными образованиями, принадлежащими уже к верхнему подъярису нижнеальпийского структурного яруса.

Шарнир Алавердского антиклинория воздымается в ущелье р. Дебед и на г. Кячал, а в промежутке между ними (на г. Марал) довольно сильно погружается, в результате чего образуются поперечные антиклинальные и синклинальные структуры второго порядка северо-восточного простирания. Таковыми являются Чатынская (Чатындагская) и Кячальская (Кячалдагская) антиклинали, разделенные Маральской (Маралдагской) синклиналью. Наличие вышеуказанных антиклинальных складок северо-восточного направления придает Алавердскому антиклинорию форму крупной подковообразной складки, обращенной выпуклостью к юго-западу.

Алавердский антиклинорий характеризуется пологой складчатостью. Углы падения на крыльях складок составляют в среднем $25-30^\circ$.

Ось Чатынской антиклинали протягивается по правобережью р. Дебед и имеет северо-восточное направление. В ядре антиклинали обнажаются вулканогенные отложения байоса (дебедская, кошабердская, алаверди-шамлугская свиты), а на крыльях — осадочные и вулканогенно-осадочные породы бата и келловея. Общая мощность отложений составляет 1400 м. Трансгрессивно залегающие отложения келловея местами непосредственно перекрывают кошабердскую свиту верхнего байоса с выпадением из разреза пород бата и частично верхнего байоса (Азарян, 1963), что обусловлено, по-видимому, предкелловейским размывом, последовавшим за довольно сильно выраженной батской орофазой.

На северо-западном крыле Чатынской антиклинали, в переходной зоне к Лалварской синклинали, имеются несколько второстепенных антиклинальных и синклинальных складок близширотного простирания.

Кячальская антиклиналь северо-восточного направления расположена в бассейне р. Воскепар и соответствует воздыманию шарнира Алавердского антиклинория на его восточной периферии. Ядро антиклина-

ли сложено мощными (до 1500 м) вулканогенными и туфогенно-осадочными породами байоса и бата, которые на крыльях складки с хорошо выраженным угловым несогласием и трансгрессивно перекрываются отложениями келловей и оксфорд-кимериджа. Углы падения крыльев антиклинали составляют 20—30° (для пород верхней юры).

Между Чатынской и Кячальской антиклинальными складками расположена сравнительно узкая Маральская синклинали, сложенная отложениями верхней юры и верхней части средней юры.

Алавердский антиклинорий в северо-западном и юго-восточном направлениях погружается с образованием соответственно узкой Лалварской синклинали и Иджеванского синклинория. Лалварская синклинали имеет северо-восточное простирание и, будучи наложенной, отделяет Алавердский антиклинорий от Локского поднятия (антиклинория). Лалварская синклинали выполнена вулканогенно-осадочными образованиями верхней юры и трансгрессивно и несогласно залегающими над ними эоценовыми вулканогенными отложениями.

В пределах Алавердского антиклинория встречается ряд крупных и мелких интрузий гранитоидов. Наиболее крупной из них является Шнох-Кохбская интрузия, которая, как и Чочканская, прорывает отложения средней юры и келловей-оксфорда (верхнего подъяруса нижнеальпийского структурного яруса). Небольшой Ахпатский интрузив внедрен в верхнебайосские вулканогенные образования. Вышеуказанные интрузивы раньше считались верхнеэоценовыми. Однако, большинство исследователей в настоящее время принимают досеноманский возраст этих интрузивов на основании нахождения их галек в базальных слоях верхнего мела (район пос. Ноемберян).

Радиологические исследования вполне подтверждают геологические данные о нижнеальпийском возрасте указанных интрузий.

Лалварский и Банушский гранитоидные интрузии, расположенные в Лалварской синклинали, представляют единый массив, прорывающий отложения верхней юры и среднего эоцена (на г. Лалвар). Таким образом, их третичный возраст не вызывает сомнений.

Папакарский синклинорий расположен севернее Алавердского антиклинория и имеет северо-западное простирание. В пределах Армянской ССР находится его южное крыло, а северное расположено на территории Азербайджанской и Грузинской ССР.

В строении синклинория принимают участие породы альба и всех ярусов верхнего мела, общей мощностью 1200—1600 м, причем кампан и маастрихт выражены в основном известняками и мергелями, а остальные ярусы — терригенными, туфоосадочными и вулканогенно-осадочными образованиями.

Крылья его осложнены многочисленными мелкими антиклинальными и синклинальными складками близмеридионального и даже северо-

восточного направлений. Углы падения слоев в пределах синклинали составляют 10—20° и редко 30°.

Альб-маастрихтские отложения, слагающие нижний подъярус среднеальпийского структурного яруса, под большим углом (почти перпендикулярно) пересекают антиклинальные и синклинали структуры северо-восточного крыла Алавердского антиклинория, сложенные породами верхней юры. Этот факт свидетельствует о том, что формирование Папакарского синклинали началось в альбское время.

Шамшадинский антиклинорий расположен в верховьях рр. Ахум, Тавуш, Хндзореск и Асрик и представляет крупный брахиантиклинорий близширотного (восточно-северо-восточного) простирания.

Ядро антиклинория сложено сравнительно интенсивно дислоцированными вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями байоса, а также песчано-глинистыми породами бата, общей мощностью до 2500—2800 м. Пласты этих отложений, согласно последним данным Г. А. Чубаряна, собраны в нескольких узких антиклинальных и разделяющих их синклиналиных складках северо-западного направления. Углы падения на крыльях указанных складок достигают 40—50°. Следует отметить, что к востоку, в бассейне р. Асрик-чай (на территории Азерб. ССР) из-под байоса обнажаются также более нижние горизонты нижнего подъяруса нижнеальпийского структурного яруса, представленные песчано-глинистыми породами тоара-нижнего аалена, которые здесь несогласно перекрывают метаморфические сланцы нижнего палеозоя.

На юге среднеюрские образования Шамшадинского антиклинория под влиянием крупного разлома (надвига) контактируют с породами эоцена, а на северном крыле упомянутой складки с угловым несогласием и базальным конгломератом в основании перекрываются терригенными и туфоосадочными породами келловей. Выше залегает вулканогенно-осадочная свита оксфорда-кимериджа, которая в свою очередь перекрывается артаминской вулканогенной свитой (титон-нижний неокм?). Далее к северу эти отложения с большим азимутальным и угловым несогласием перекрываются осадочными и вулканогенными образованиями верхнего мела с падением слоев на северные румбы. Таким образом, северное крыло Шамшадинского антиклинория имеет характер моноклинали, погружающейся к Куринской впадине. Углы падения верхнеюрских и меловых пород на этой моноклинали пологие (от 25 до 10°). На моноклинали наблюдается второстепенная слабая складчатость северо-восточного простирания.

Из интрузивных пород в пределах Шамшадинского антиклинория развиты плагиограниты, образующие довольно крупные и мелкие выходы в ущельях рр. Тавуш и Хндзурот. Прорывают они вулканогенные образования байоса и в Азербайджанской части Малого Кавказа перекрываются отложениями келловей.

Иджеванский синклиорий расположен между Алавердским и Шамшадинским антиклинориями. В своей юго-западной части синклиорий узкий и осложняющие его пликвативные структуры имеют СВ простирание. К северо-востоку он довольно сильно расширяется, где заметно меняется также направление складок, которые здесь приобретают общекавказское простирание. Между сс. Кривой мост и Иджеван по обоим склонам ущелья р. Агстев проходят довольно крупные разломы (Ревазлинский и Нижнеагданский сбросы) близмеридионального направления, придающие этой части Иджеванского синклиория грабенообразный характер.

Иджеванский синклиорий выполнен отложениями альба-маастрихта (нижний подъярус среднеальпийского структурного яруса) общей мощностью в 1500 м, а на его крыльях нередко обнажаются также верхнеюрские карбонатные и вулканогенные образования, принадлежащие уже к нижележащему структурному ярусу. Между указанными структурными ярусами наблюдается большое азимутальное и угловое несогласие.

В сильно погруженных участках шарнира синклиория (район Узунталинской почты, а также в Казахском районе Азерб. ССР) в ядре его сохранились маломощные отложения дания-палеоцена и эоцена.

Иджеванский синклиорий осложнен рядом узких антиклинальных и синклинальных складок, из которых следует отметить Ахсу-Верхнеагданскую, Довракарскую синклинали и Иджеванскую и Хаштаракскую антиклинали. В ядре антиклинальных структур обнажаются терригенные и туфо-осадочные отложения верхнего турона (?) — нижнего сенона, а на крыльях — известняки и мергели кампана-маастрихта, которые выполняют также мульды синклиналей.

Простирание вышеуказанных складок северо-восточное, за исключением Ахсу-Верхнеагданской синклинали, которая является наиболее крупной и ограничивает Иджеванский синклиорий с юга. Она имеет почти широтное направление и на востоке срезается Ревазлинским сбросом. Остальные складки небольшие и с обеих сторон срезаются Нижнеагданским и Ревазлинским сбросами; амплитуда смещения этих нарушений достигает 500—800 м.

Кафанский антиклинорий расположен в Восточном Сюнике и имеет северо-западное простирание. В ядре антиклинория обнажаются различные порфириды и их пирокластолиты нижнего и верхнего байоса общей мощностью в 1000 м. Основание байоса здесь еще не вскрыто эрозией, а кверху вулканогенные байосские образования трансгрессивно и с угловым несогласием (до 15—20°) перекрываются вулканогенными свитами верхнего оксфорда-кимериджа, титона-среднего валанжина, карбонатными отложениями верхнего валанжина-баррема и песчано-мергельными породами нижнего апта, суммарная мощность которых достигает 2400 м. Вышеуказанные отложения верхней юры и не-

окома-нижнего апта слагают уже верхний подъярус нижнеальпийского структурного яруса.

Углы падения на крыльях антиклинория в среднем составляют 40—50° (для байосских пород) и 20—30° (для пород верхней юры и неокома). Это угловое несогласие обусловлено проявлением здесь довольно сильно выраженной предверхнеюрской (батской) орофазы.

На севере на крыльях Кафанского антиклинория развиты также породы нижнего подъяруса среднеальпийского структурного яруса (верхний апт, верхний турон (?)—нижний сенон). Следует отметить, что несмотря на отсутствие пород альба и сеномана, верхнеаптские отложения дислоцированы с верхнемеловыми образованиями в едином плане и поэтому объединены в один структурный ярус.

С запада Кафанский антиклинорий ограничивается крупным Хуступ-Гиратахским разломом глубинного характера. Ближе к этому разлому углы падения пластов юры и мела заметно увеличиваются.

Описываемый антиклинорий состоит из главной антиклинали и ряда мелких антиклинальных складок северо-западного простирания. Ось главной антиклинали в северо-западном направлении проходит через гор. Кафан и с. Татев. Ядро ее в районе гор. Кафан и к северу в ущелье р. Халадж сложено вулканогенными породами байоса, а к северу и к югу от этих участков — верхнеюрскими отложениями, что обусловлено погружением шарнира складки.

Описываемая антиклинальная складка в общем симметричная и пологая (падение пластов 20—30°), в ущелье р. Воротан (район с. Татев) она становится асимметричной с более пологим (30—40°) восточным и крутым (40—50°) западным крылом.

На юго-западном крыле Кафанского антиклинория отмечаются Шикахох-Карентакская и Эшак-Мейданская антиклинали северо-западного простирания, сложенные верхнеюрскими вулканогенными породами. Углы падения крыльев этих складок составляют 20—30°. Нужно отметить, что на юго-западных крыльях вышеуказанных антиклиналей, особенно на участках их примыкания к Хуступ-Гиратахскому разлому, падение слоев более крутое (40—50°). Указанные антиклинальные складки разделяются узкими синклиналями, в ядрах которых местами сохранились известняки неокома.

Многочисленные второстепенные, часто кулисообразно расположенные пологие (падение пластов 20—30°) антиклинальные и синклинальные складки наблюдаются также на северо-восточном крыле Кафанского антиклинория. Из них сравнительно крупными являются Агаракская и Тандзавер-Галидзорская антиклинали и Кахнутская синклиналь, сложенные отложениями верхней юры и неокома-нижнего апта.

В пределах Кафанского антиклинория имеются многочисленные выходы кислых и средних интрузивных пород, из которых наиболее крупным является Цавский интрузив гранитоидов, расположенный в бассейне

не р. Цав. Несколько небольших выходов габбро и габбро-диоритов находятся в бассейне р. Воротан (район с. Барцраван). Все эти интрузивы пересекают структуры, сложенные верхнеюрскими-неокомскими отложениями. Верхний возрастной предел указанных интрузивов точно не установлен. Большинство исследователей считает их доверхнемеловыми, что подтверждается также радиологическими данными.

Горисский синклинорий расположен севернее Кафанского антиклинория и охватывает левобережье р. Воротан в пределах Северного Сюника.

Синклинорий имеет почти широтное простирание и выполнен вулканогенно-осадочными, терригенными и карбонатными отложениями верхней юры и неокома, туфо-осадочными и карбонатными породами верхнего апта и верхнего мела. Местами, в ядрах синклинальных структур сохранились также породы эоцена. Суммарная мощность этих отложений составляет 1500—1800 м.

Верхнеаптские отложения несогласно залегают на подстилающих образованиях, а породы коньякского возраста трансгрессивно перекрывают верхнеаптские отложения.

Слагающие Горисский синклинорий отложения и образованные ими антиклинальные и синклинальные структуры резко несогласно перекрываются довольно мощным (до 1000—1600 м) почти недислоцированным чехлом неогеновых вулканогенно-осадочных и эффузивных пород (горисская и ишхансарская свиты).

Крылья Горисского синклинория осложнены рядом антиклинальных и синклинальных складок, которые, как и синклинорий в целом, имеют близширотное простирание. Складки сравнительно пологие с падением крыльев обычно под углом 15—30°, реже 40°.

2. ОБЛАСТЬ СРЕДНЕАЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Область среднеальпийской складчатости охватывает центральную высокогорную часть Антикавказа. Она вытянута в северо-западном направлении от Ордубадского района на юго-востоке до верховьев р. Ахурия на северо-западе и включает в себя следующие крупные орографические единицы: Ширакский, Базумский, Памбакский, Варденисский, Урцский, Айоцзорский, Сюникский хребты, а также Севанскую впадину.

В геологическом строении области в основном участвуют образования верхнего мела и палеогена, выраженные в весьма разнообразных фациях, при этом в северо-западной части области развиты в основном вулканогенные и, отчасти, вулканогенно-осадочные фации, а в юго-восточной части — нормально морские и вулканогенно-осадочные фации. Мел-палеогеновый складчатый комплекс с резким азимутальным и

угловым несогласием залегает на различных горизонтах эопалеозойских и юрских образований. Отложения верхнего мела и палеогена интенсивно дислоцированы и слагают ряд крупных антиклинорных и синклинорных структур в основном общекавказского простираня.

Структурные ярусы. Комплекс пород, слагающий область среднеальпийской складчатости, можно сгруппировать в пять структурных ярусов, разграниченных региональными перерывами. Каждый структурный ярус в свою очередь делится на более мелкие подразделения—подъярусы.

Байкальский-каледонский (?) структурный ярус. Породы этого структурного яруса, являющиеся самыми древними, представлены интенсивно дислоцированными, перемятыми метаморфическими сланцами, мигматитами и мраморами докембрия—нижнего палеозоя, прорванными древними ультрабазитами и гранитоидами.

Породы древнего метаморфического комплекса в описываемой области обнажаются в Цахкуняцском хребте и составляют одноименный антиклинорий, ограничивающий Севано-Ширакский синклинорий с юга.

В пределах юго-западной части Армянской ССР обнаружены лишь глыбы метаморфических сланцев в толще коньякских отложений Ераносской антиклинали.

В составе этого структурного яруса отчетливо выделяются два подъяруса—нижний, представленный различного состава сланцами, мигматитами и гнейсами (арзаканская свита), и верхний, сложенный роговообманковыми и эпидот-роговообманковыми сланцами, амфиболитами с линзами мраморов (дзораглухская свита).

Варисцийский (герцинский) структурный ярус — охватывает морские нормально-осадочные отложения силура?, девона, нижнего карбона, перми и триаса, развитые в бассейнах рр. Веди, Арпа и Аргичи. Породы этого структурного яруса, представленные битуминозными известняками, песчаниками, глинистыми известняками, глинистыми сланцами и кварцитами максимальной мощностью до 6000 м, дислоцированы довольно интенсивно и имеют в целом близширотное северо-западное простирание.

Соотношение пород этого структурного яруса с подстилающими породами неизвестно. Но резкое различие в степени метаморфизма пород байкало-каледонского и варисцийского ярусов не оставляет сомнения в том, что комплексы, слагающие оба структурных яруса, дислоцировались в разное время, по разному плану.

Верхний предел времени дислокации пород варисцийского структурного яруса определяется несогласным залеганием пород средней юры на Айоцзорском хребте на отложениях перми и триаса. Верхним возрастным пределом складчатости пород варисцийского структурного яруса можно считать конец триаса, так как всюду в юго-западной части

Армянской ССР отложения триаса и среднего-верхнего палеозоя дислоцированы согласно по единому плану.

Кроме указанных тектонических движений, определяющих основной этап дислокации, в течение среднего и верхнего палеозоя в юго-западной части Армянской ССР происходили восходящие движения, которые на значительное время прекратили осадконакопление. Эти движения, в частности, происходили после нижнего карбона и до нижней перми, вследствие чего породы среднего и верхнего карбона в области отсутствуют. Региональное угловое несогласие между породами карбона и перми не наблюдается и указанный перерыв выражен лишь древними континентальными красноцветными отложениями (кора выветривания).

В составе варисцийского структурного яруса выделяются два подъяруса: нижневарисцийский, охватывающий отложения девона и нижнего карбона, и верхневарисцийский, сложенный отложениями перми и триаса.

Нижнеальпийский структурный ярус. Верхний подъярус нижнеальпийского структурного яруса, сложенный породами верхней юры и нижнего мела (неокома), развит в основном в северо-западной части области в районе Базумского хребта. Представлен он непрерывной толщей известняков, алевролитов, песчаников, туфов и дацитовых порфиров общей мощностью 1200—1300 м. Известняки нередко значительно метаморфизованы, рассланцованы и содержат пачки глинистых и метаморфических сланцев. Образования верхней юры и неокома интенсивно дислоцированы и слагают ядро Базумского горст-антиклинория. Кверху породы неокома согласно перекрываются известняками альбского яруса (мощность 500 м).

Фрагментарные выходы нижнеальпийского структурного яруса (верхний подъярус), представленные песчано-гравелитовой, глинистой, сланцевой и вулканогенной фациями, известны также в юго-восточной части области.

Среднеальпийский структурный ярус. Охватывает терригенные образования сеномана, вулканогенно-осадочные отложения нижнего коньяка, терригенные отложения верхнего коньяка, мергелистые известняки верхнего сенона, флишевые образования датского яруса — палеоцена и вулканогенно-осадочные образования эоцена общей мощностью до 6000 м. Породы этого структурного яруса залегают с перерывом и значительным угловым несогласием на различных горизонтах палеозоя, нижнего и среднего мезозоя. С угловым и азимутальным несогласием они отделены также от отложений вышележащего структурного яруса. Вместе с тем между отложениями отдельных свит среднеальпийского структурного яруса также имеются перерывы и угловые несогласия. Таковые наблюдаются между отложениями нижнего и верхнего коньяка, верхнего коньяка и верхнего сенона, верхнего сенона и дат-палеоцена, палеоцена и нижнего-среднего эоцена и, наконец, среднего и

верхнего эоцена. Но эти перерывы и несогласия по своей длительности и интенсивности намного уступают таковым между структурными ярусами. Все отложения указанных стратиграфических единиц дислоцированы единым планом, а вышеуказанные перерывы и несогласия небольшие. Некоторое исключение составляет преднижнеэоценовый перерыв, который выражен сравнительно более резко и породы нижнего эоцена местами залегают на отложениях палеозоя. В соответствии с вышеуказанными тектоническими несогласиями в среднеальпийском структурном ярусе выделяются нижний подъярус, охватывающий отложения верхнего мела, включая маастрихтские, средний подъярус, охватывающий отложения датского яруса и палеоэоцена, низы верхнего подъяруса в составе отложений нижнего и среднего эоцена и верхи верхнего подъяруса в составе отложений верхнего эоцена, нижнего и среднего олигоэоцена.

Отложения среднеальпийского структурного яруса в бортовой части Среднеараксинского прогиба с большим угловым и азимутальным несогласием перекрываются сравнительно полого залегающими молассовыми и гипсоносно-соленосными отложениями верхнего олигоэоцена-миоэоцена. Следовательно, основным этапом формирования структур среднеальпийского структурного яруса можно считать конец среднего и начало верхнего олигоэоцена. В деле формирования этих структур немаловажную роль играли также тектонические движения, происходившие в течение верхнего мела и палеогена.

Верхнеальпийский структурный ярус охватывает молассовые образования верхнего олигоэоцена-нижнего миоэоцена, соленосно-гипсоносные отложения среднего миоэоцена, песчано-глинистые образования верхнего сармата, вулканогенно-обломочные породы верхов верхнего миоэоцена и плиоэоцена, озерные отложения верхнего плиоэоцена и нижнего антропогена, лавовые покровы и потоки антропогена и др., суммарная мощность которых превышает 3000 м (Ереванский прогиб).

Они заполняют Севанский и Воротанский неогеновые прогибы, а за пределами области среднеальпийской складчатости — Среднеараксинскую впадину (область верхнеальпийской складчатости).

а) Северо-западная часть

Севано-Ширакский синклиниорий является одним из крупных и интересных в отношении геологического строения структурных элементов Антикавказа. Он характеризуется сложностью и многообразием тектонических форм, а также их резко выраженной индивидуальностью.

Граница Севано-Ширакского синклинория с Сомхето-Карабахским мегаантиклинорием четко отбивается по контакту юрских и палеогеновых образований. На юге синклинорий граничит с Цахкуняцским анти-

клинорием (Арзакан-Апаранский антиклинорий), сложенным метаморфическими сланцами и метаморфизованными вулканогенными породами среднего докембрия-нижнего палеозоя. Граница между ними проходит по крупному Мармарикскому разлому (Саркисян, 1964).

Границы Севано-Ширакского синклинория четко отбиваются также геофизическими данными (отчетливо выраженные гравитационные ступени).

В геологическом строении названного синклинория существенную роль играют образования палеогена, мощностью до 4—5 км, выраженные в разнообразных фациях. Здесь присутствуют вулканогенные (как подводные, так и наземные), вулканогенно-осадочные, морские и континентальные отложения. Преобладают вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования. В ядрах антиклинальных структур, осложняющих этот синклинорий, выступают также карбонатные и вулканогенно-осадочные породы нижнего и верхнего мела. В стратиграфическом разрезе синклинория отсутствуют средне- и верхнепалеозойские, а также нижнемезозойские отложения. В геологическом строении синклинория большое место занимают глубинные породы разнообразного петрографического состава (основные и ультраосновные породы Антикавказского офиолитового пояса, крупные гранитоидные и щелочные интрузивы Памбакского и Базумского хребтов и др.), с которыми генетически связан ряд месторождений полезных ископаемых.

Меловые и палеогеновые вулканогенные, эффузивно-терригенные и карбонатные образования Севано-Ширакского синклинория составляют ряд крупных, более или менее вытянутых линейных антиклинальных и синклинальных структур, обычно с ундулирующими шарнирами, осложненными второстепенной складчатостью и разрывными нарушениями. На крыльях синклинория отмечаются также сильно сжатые, опрокинутые и надвинутые к югу и северу складки. Эти структуры в юго-восточной и средней частях региона в общем имеют северо-западное направление, но в северо-западной части они приобретают широтное, а затем и юго-западное простирание. Таким образом, общий план пространственного расположения пликативных структур названного региона дугообразный, что характерно для структурного плана Малого Кавказа в целом. К западу от Ширакского хребта происходит общее погружение структур мел-палеогенового складчатого комплекса Севано-Ширакского синклинория.

В пределах Севано-Ширакского синклинория можно выделить следующие крупные антиклинальные и синклинальные складки (складки второго порядка), осложненные мелкой второстепенной складчатостью.

Памбакская синклиналь является одной из наиболее выдержанных крупных линейных структур Севано-Ширакского синклинория; прослеживается от полуострова Севан на северо-запад до района Ширакского хребта. Далее к западу она погружается и уходит под вулканический покров северной части Карсского плато. В восточной оконечности Пам-

бакского хребта синклиналь также испытывает значительное погружение и далее к востоку скрывается под водами оз. Севан.

Складка почти прямая, с несколько более крутым юго-западным крылом. Углы падения по крыльям варьируют от 25° до 55° . Мульдовая полоса синклинали сложена вулканогенно-осадочными образованиями среднего и, отчасти, верхнего эоцена, при этом в породах верхнего эоцена мелкая складчатость отображена менее ясно. Синклиналь хорошо оконтуривается туфоосадочными породами среднего эоцена и, частично, известняками верхнего мела.

Памбакская синклиналь представляет собой сложную структуру, в пределах которой эоценовые образования собраны в мелкие складки северо-западного и широтного простирания. Мелкая второстепенная складчатость более отчетливо выражена в восточной и западной частях синклинали. В восточной оконечности Памбакского хребта на берегу оз. Севан по шоссе дороге ясно видно, как названная синклиналь осложнена второстепенной складчатостью. В центральной части складки осложнение синклинали выражено менее отчетливо.

В пределах рассматриваемой синклинали проявилась довольно разнообразная интрузивная деятельность, приуроченная, главным образом, к ее мульдовой части и юго-западному крылу. При этом в районе Памбакского хребта выделяются сложнодифференцированные предверхнеэоценовые гранитоидные интрузии (Меградзорский, Ахавнадзорский массивы и др.) и верхнеэоцен-нижнеолигоценые щелочные интрузивы (Тежсарский щелочной комплекс). На северных склонах Ширакского хребта ядро синклинали интродировано также синорогенными секущими и согласно залегающими интрузиями и субвулканическими телами габбродиоритов и габбропорфиритов.

В западном продолжении Памбакской синклинали в районе Ширакского хребта также наблюдается ряд антиклинальных и синклинальных складок близширотного и юго-западного простирания. Наиболее крупной из них является Ширакская брахиантиклиналь. Ось ее вытянута в запад-северо-западном (близширотном) направлении и проходит по южному склону Ширакского хребта несколько севернее сс. Лусахюр-Красар. По простиранию ось антиклинали претерпевает интенсивное погружение. Северо-восточное крыло антиклинали относительно пологое с углами падения $20-22^{\circ}$, а юго-западное крыло более крутое, здесь пласты падают под углом $50-55^{\circ}$ и по мере отклонения от оси складки опрокидываются на юго-запад. Таким образом, вырисовывается резко асимметричная складка с более крутым юго-западным крылом. Ядро складки сложено известняками и мергелями верхнего мела, которые на крыльях согласно перекрываются флишевыми отложениями палеоэоцена-нижнего эоцена, а затем — туфоосадочными и эффузивными породами среднего эоцена. Южное крыло антиклинали оборвано крутым взросом.

Южнее Ширакской антиклинали располагается соответствующая

ей узкая синклиналиная складка (Артагюхская синклинали), сочленяющаяся по простиранию в восточной оконечности Ширакского хребта с Памбакской синклиналию.

Южнее Артагюхской синклинали расположена Дарбандская антиклиналиная складка, ядро которой сложено терригенными породами коньякского яруса, сменяющимися на крыльях известняками верхнего сенона, а затем туфоосадочными породами среднего эоцена. В ядре складки размещена офиолитовая интрузия, а также межпластовая залежь габбропорфиритов.

Следующим крупным тектоническим элементом Севано-Ширакского синклинория является Дзыкнагет-Чичханская антиклинали, расположенная к северу от Памбакской синклинали. Ось антиклинали в своей восточной части имеет северо-западное простирание, к западу она приобретает широтное, а затем и юго-западное простирание. Углы падения на южном крыле антиклинали варьируют от 30 до 60°, а на северном крыле—от 25° до 50°. Таким образом, складка в общем почти симметричная с несколько более крутым южным крылом.

В ядре ее, в ряде мест (в ущелье р. Дзыкнагет, у с. Фиолетово и др.) обнажаются интенсивно дислоцированные известняки, мергели и флишевые породы верхнего мела и нижнего эоцена, перекрытые на крыльях вулканогенными и туфоосадочными породами среднего эоцена.

К юго-востоку от с. Цовагюх описываемая антиклинали скрывается под водами оз. Севан и далее вновь появляется на Адатапинском мысу, где в ядре ее обнажаются известняки сенона, несогласно перекрывающиеся аналогичными породами нижнего-среднего эоцена. Здесь наблюдается только северо-восточное крыло антиклинали с падением пластов на СВ 10—15° под углом 35—40°, а юго-западное крыло антиклинали оборвано крутым взбросом и ныне скрыто под оз. Севан.

Северо-восточное крыло рассматриваемой антиклинали прослеживается вдоль всего северо-западного побережья озера, где оно осложнено асимметричной флексуроподобной Арегунийской синклиналию—с крутым юго-западным крылом (падение слоев 50—60°) и весьма пологим северо-восточным крылом (10—15°). Арегунийская синклинали выражена в рельефе Арегунийским хребтом. Осевая линия ее имеет северо-западное простирание и совпадает примерно с водораздельной линией названного хребта. Мульдовая часть синклинали сложена вулканогенными породами верхнего эоцена, а крылья—вулканогенно-осадочными образованиями среднего эоцена, прорванными многочисленными дайками и экструзивами андезитового и дацитового состава. В юго-восточном направлении Арегунийская синклинали постепенно замыкается. К северо-западу она прослеживается до г. Маралиджа и далее протягивается к с. Головино, где постепенно выполаживается и переклиналино заканчивается.

К северо-западу от с. Цовагох шарнир Дзыкнагет-Чичханской антиклинали несколько погружается, вследствие чего в верховьях р. Дзыкнагет в ядре складки обнажаются только породы среднего эоцена. В районе серноколчеданного месторождения Фролова балка и у села Фиолетово в результате воздымания шарнира складки вновь обнажаются известняки верхнего мела и нижнего эоцена.

К западу от Кировакана шарнир складки вновь претерпевает погружение. Здесь ось складки постепенно принимает близширотное направление и, пересекая ущелье р. Памбак, переходит в антиклинальную складку, расположенную в верховьях р. Чичхан. Здесь она сложена целиком флишoidными породами палеоэоцена-нижнего эоцена и вулканогенно-осадочными образованиями среднего эоцена. Осевая линия антиклинали имеет северо-западное направление. В этом же направлении она постепенно суживается, теряет свое антиклинальное строение и в районе с. Чорли переходит в моноклираль.

Описанная антиклинальная складка на участке между сс. Арчут и Шоржа разбита разрывным нарушением взбросового характера, который проходит почти по шарниру антиклинали, разбивая складку примерно в продольном направлении.

К северу от описанной антиклинали проходит один из крупных структурных элементов Севано-Ширакского синклинория—Красносельско-Амасийская синклиналь. Осевая линия ее имеет северо-западное направление и проходит, примерно, по линии: с. Красносельск—гор. Дилижан—с. Амасия. К юго-востоку от с. Красносельск, в истоках р. Гетик, синклиналь замыкается центриклинально. По северо-восточному крылу указанной синклинали проходит крупное нарушение типа взброснадвига, по которому расположен ряд минеральных источников.

Красносельско-Амасийская синклиналь состоит из ряда второстепенных антиклинальных и синклинальных складок, осложненных в ряде случаев разрывными нарушениями. Она почти целиком сложена вулканогенно-осадочными породами среднего и верхнего эоцена. В окрестностях гор. Дилижана в мульдовой части синклинали развиты также песчано-глинистые отложения олигоэоцена-нижнего миоэоцена. Здесь синклиналь осложнена мелкой гравитационной складчатостью, переходящей в восточном направлении в изоклинальную и часто опрокинутую к югу складчатость.

На северо-восточном крыле описываемой синклинали пласты падают на ЮЗ 200° , под углом $25-30^{\circ}$, а на юго-западном крыле — на СВ $350-360^{\circ}$, под углом $40-45^{\circ}$. Таким образом, вырисовывается несколько асимметричная складка с более крутым юго-западным крылом. Интересно отметить, что такое асимметричное строение синклинали выдерживается на большом протяжении (до района гор. Дилижана), при-

чем пласты на обоих крыльях синклинали почти не меняют своих элементов залегания.

В северо-западном направлении, к западу от гор. Дилижана эта синклинали поворачивается на запад и приобретает, примерно, широтное простирание. Здесь ось складки, осложненная крутыми продольными разрывами, почти совпадает с водоразделом Геджалинского хребта. На этом участке северное крыло складки более крутое, чем южное. Более крутое падение крыльев наблюдается к северо-востоку от с. Фиолетово (до $50-60^\circ$), а также в северо-западной части Геджалинского хребта (до $60-70^\circ$). Юго-западное крыло указанной складки прорвано интрузиями щелочного состава. В районе гор. Кировакана синклинали значительно суживается.

Далее на северо-запад вышеописанная синклинали переходит, по-видимому, в Амасийскую синклинали, имеющую, подобно Ширакской антиклинали, дугообразное простирание. В ядре синклинали, у с. Бандиван, обнажаются песчано-глинистые породы олигоцена (Бандиванская сланценосная свита).

С севера Красносельско-Амасийская синклинали ограничена крупной и сложной Халабской антиклиналию, слагающей одноименный хребет и сложенной вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами эоцена. Она прорвана мощным, линейно вытянутым вдоль ее простирания гранитоидным интрузивом. В северо-западном направлении указанная антиклинали прослеживается по северному склону западной части Базумского хребта, где слагается верхнемеловыми вулканогенно-осадочными образованиями. Халабская антиклинали состоит из ряда более мелких антиклинальных и синклинальных складок, также близширотного направления.

Севернее Халабской антиклинали расположена крупная Бор-Бот-Антарамутская синклинали, ось которой имеет примерно северо-западное направление и прослеживается по линии гор. Бор-Бот—с. Антарамут. Углы падения по крыльям синклинали варьируют от 16° до 50° . Ядро синклинали сложено вулканогенно-осадочными породами среднего и верхнего эоцена, сменяющимися на крыльях эффузивными и туфоосадочными образованиями среднего эоцена. Описываемая синклинали представляет сложную структуру, в пределах которой эоценовые отложения собраны в мелкие складки северо-западного простирания.

В северной части Севано-Ширакского синклинория расположена крупная Бабаджанская синклинали. Осевая линия ее имеет северо-западное простирание и проходит, примерно, по левому склону ущелья р. Марцигет (Бабаджан). Крылья синклинали сложены эффузивно-осадочными породами среднего эоцена, а мульдовая часть — вулканогенными и туфообломочными породами среднего и верхнего эоцена. На крыльях синклинали наблюдается ряд мелких антиклинальных и синклинальных складок, осложненных в ряде случаев разрывными нару-

шениями. На востоке, в районе Иджеванского хребта, указанная синклиналь центриклинально замыкается. На северо-западном продолжении Бабаджанской синклинали расположена Леджанская синклиналь, которая к северо-западу суживается и, постепенно погружаясь, скрывается под лавовыми покровами верхнего плиоцена.

На некоторых участках Севано-Ширакского синклинория развиты магматогенные складки, образование которых связано с подъемом основной магмы и внедрением ее в толщу туфоосадочных пород среднего эоцена. Четко выраженная магматогенная складка типа магматических диапиров констатирована в верховьях р. Чичхан к западу от с. Дзорашен. Эта складка имеет куполовидную форму, ядро которой сложено небольшой габбро-диоритовой интрузией. Углы падения слоев на крыльях складки увеличиваются к ядру от 35° до 85° . Внедрение центрального секущего габбро-диоритового массива имело место в присводовой части растущего брахиантиклинального поднятия. Апофизы указанного массива секут породы южного крыла складки.

Вышеописанные пликативные структуры рассечены многочисленными разрывными нарушениями, имеющими характер сдвига-надвигов и сдвига-взбросов, по которым движение масс направлено, в основном, с севера на юг.

Самым крупным нарушением является Базумский разлом мелового заложения, неоднократно обновлявшийся вплоть до антропогена. Этот разлом взбросо-надвигового характера непрерывно прослеживается по северной части Севано-Ширакского синклинория, начиная от района с. Амасия на западе и кончая с. Красносельск на востоке и косо сечет ряд складок. В северо-западной части исследуемой области Базумский надвиг прослеживается, примерно, по линии сс. Дашкерпи-Салут-Агмаган. К востоку он протягивается в бассейн р. Черной и далее, проходя южнее с. Пушкино, направляется к ж. д. станции Памбак. Затем этот разлом тянется к гор. Дилижану и, прослеживаясь по правому склону ущелья р. Гетик, выходит за пределы Армянской ССР.

Надвиговой характер этого разлома отчетливо устанавливается залеганием верхнемеловых отложений на различных горизонтах эоцена. Кроме того, на различных участках этот разлом сопровождается полосой смятых пород и милонитов. Описанный надвиг особенно отчетливо выделяется в окрестностях гор. Дилижана. Здесь вулканогенные образования эоцена круто надвинуты на песчано-глинистые угленосные отложения олигоцена-нижнего миоцена с движением масс с севера на юг. На этом участке указанный надвиг хорошо выражен также морфологически. Сместитель описанного надвига падает на север-северо-восток под углом $50-70^\circ$.

Следующее крупное нарушение проходит по Севанскому хребту. Этот разрыв, в отличие от первого, проходит на границе Севано-Ширакского синклинория и Сомхето-Карабахской мегаантиклинальной зоны.

Он прослеживается по северному склону Севанского хребта и является северо-западным продолжением Муровдагского надвига. Далее к северо-западу он протягивается по южному склону Мургузского хребта. По этому сбросу отложения среднего эоцена приведены к тектоническому контакту с келловей-оксфордскими отложениями. В северо-западном направлении амплитуда сброса постепенно затухает, и уже на северо-западном склоне Мургузского хребта, в истоках рр. Тауз и Гасансу, отложения среднего эоцена трансгрессивно налегают на вулканогенные образования аалена-байоса.

Следующим крупным нарушением является взброс у с. Фиолетово. Он имеет северо-западное (близширотное) простирание и проходит почти по шарниру Дзыкнагет-Фиолетовской антиклинали, разбивая складку примерно в продольном направлении. Сместитель взброса падает на северо-восток под весьма крутым углом. В районе с. Фиолетово описываемый разрыв тянется, примерно, по ущелью р. Агстев, далее проходит по р. Фролова балка. К юго-востоку разрыв несколько отклоняется на восток и протягивается к району с. Головино и г. Маймех. К западу от с. Фиолетово разрыв перекрыт аллювиальными отложениями, вследствие чего его западное окончание неизвестно. Весьма вероятно, у с. Лермонтово он сочленяется с Лермонтовским разломом. К востоку от с. Фиолетово по правобережью р. Агстев вдоль Фиолетовского разрыва внедрилась интрузия порфиридных гранодиоритов, имеющая в плане дайкообразную форму и простирающаяся в том же северо-западном направлении.

Следующий разрыв сбросового характера протягивается по южному склону Геджалинского хребта, от южного подножья г. Бундук к с. Гамзачиман, где под острым углом смыкается с Фиолетовским разломом. К этому разлому приурочен Бундукский интрузив щелочных сиенитов.

Мармарикский разлом прослеживается по долине р. Мармарик на северо-запад и через г. Дебакли сочленяется с Ширакским разломом. Он имеет характер сдвига-взброса, падающего на северо-восток под углом 60—90°. По этому разлому вулканогенно-осадочные отложения эоцена контактируют с толщей метаморфических пород эопалеозоя. Как Мармарикский, так и Базумский взбросо-надвиг—это региональные разрывы, связанные, вероятно, с глубинными разломами, для которых характерно длительное развитие.

Ширакский надвиг проходит по южному склону Ширакского хребта, примерно по линии сс. Мец Сарнар—Ахкилиса—Лусахпюр. Надвиговой характер этого разлома хорошо фиксируется севернее с. Мец Сарнар, где ясно видно надвигание с севера на юг верхнемеловой известняковой свиты на среднеэоценовые туфогенные образования. Кроме того, описываемый разлом местами сопровождается полосой раздробленных, брекчированных, иногда гидротермально измененных

пород. В районе с. Ахкилиса наблюдается сильная раздробленность и хаотическое залегание верхнемеловых известняков, причем раздробленность распространяется и на среднеэоценовые отложения. Следует отметить, что в верхнемеловых известняках, надвинутых на эоценовые отложения, сильно развита мелкая складчатость. Типичную картину мелкой складчатости, переходящей в гофрировку, можно наблюдать в ущелье к северу от с. Ахкилиса, а также на ряде других участков. Простирание надвига почти широтное с падением на север под углом 45—50°.

Базумский горст является наиболее древним структурным элементом Севано-Ширакского синклинория и охватывает западную высокогорную часть Базумского хребта. Как с севера, так и с юга он пространственно ограничивается крупными глубинными разломами мелового заложения, неоднократно обновлявшимися в последующее время. В строении горста принимают участие породы нижнего мела (возможно, отчасти, и верхней юры), обычно зажатые среди палеогеновых вулканогенно-осадочных образований в виде тектонического выступа. Здесь разрез нижнего мела начинается известняками с прослоями туфопесчаников, алевролитов и туфов (500 м), кверху сменяющимися дацитовыми порфирами (170 м), а затем известняками, также с прослоями алевролитов и туфов.

Выше залегает свита известняков, алевролитов, туфопесчаников и туфов с альбскими аммонитами. Стратиграфический разрез горста венчается свитой известняков и мергелей верхнего сенона. Указанные породы местами сильно изменены и содержат пачки метаморфизованных рассланцованных известняков, глинистых и метаморфических сланцев.

Описанные отложения интенсивно дислоцированы и образуют, в общем, крупную, сложную антиклинальную складку близширотного направления с крутым падением слоев на юг. Северное крыло антиклинали оборвано крутым взбросо-сдвигом и скрыто под вулканогенно-осадочными образованиями палеогена и лавовыми покровами верхнего плиоцена. В обнаженной части южного крыла антиклинали отложения нижнего мела смяты во второстепенные крутопадающие антиклинальные и синклинальные складки, осложненные складками третьего порядка с гофрировкой и мелкой плейчатостью.

В западной части горста (западная оконечность Базумского хребта) происходит погружение описанной антиклинали под более молодые образования, в результате чего породы нижнего мела уступают место вулканогенно-осадочным и терригенно-карбонатным образованиям более высоких горизонтов верхнего мела и, частично, эоцена.

Отложения, слагающие Базумский горст, прорваны интрузиями основного и ультраосновного состава.

Цахкуняцкий антиклинорий является одной из сложно построенных структур Антикавказа и охватывает территорию совре-

менного Цахкуняцкого хребта. Расположен он южнее Севано-Ширакского синклинория и ограничивается от него Мармарикской зоной разломов глубокого заложения. К югу от Цахкуняцкого антиклинория в бассейне среднего течения р. Касах расположена Апаранская котловина, которая граничит с названным антиклинорием, по-видимому, по крупному разлому. С востока (по р. Раздан) Цахкуняцкий антиклинорий также ограничивается разломом. Таким образом, рассматриваемый антиклинорий с трех сторон ограничивается крупными разломами, поэтому его следует рассматривать как горст-антиклинорий (Габриелян, 1959). Он имеет характер брахиантиклинория с общим северо-западным простиранием. В геологическом строении этого антиклинория принимают участие, в основном, породы байкальского-каледонского, варисцидского (нижний подъярус), среднеальпийского и, отчасти, верхнеальпийского структурных ярусов. Ядро его сложено различными метаморфическими (гнейсы, сланцы, мигматиты, мраморы и др.) и вулканогенными породами докембрийско-нижнепалеозойского возраста, пронизанными основными и кислыми интрузиями. Суммарная мощность обнаженной части древнего метаморфического комплекса — 2000—2500 м. На крыльях антиклинория на различных горизонтах крутопадающих пород метаморфического комплекса трансгрессивно и резко несогласно залегают терригенно-карбонатные и вулканогенно-осадочные образования верхнего мела, палеогена и неогена (альпийский структурный ярус).

Пликативные структуры верхнемеловых и третичных отложений в большинстве случаев имеют общекавказское простирание и с угловым и азимутальным несогласием налегают на байкальско-каледонские структуры субстрата. Последние имеют, в основном, также север-северо-западное простирание, однако в связи с ундуляцией шарнира складки отмечается ряд пликативных структур второго и третьего порядков, имеющих меридиональное и северо-восточное простирание. Породы, слагающие структуры древнего метаморфического комплекса, имеют крутые падения ($55-75^\circ$) и лишь в периклиналях падение пород сравнительно пологое. На контактах с интрузиями они дислоцированы более интенсивно.

Шарнир Цахкуняцкого антиклинория полого погружается в северо-западном направлении и, напротив, вздымается к юго-востоку. По линии сс. Арзакан, Бжни и Раздан шарнир складки обрывается тектоническим разломом и уже на левом берегу р. Раздан метаморфические сланцы контактируют с потоками четвертичных лав.

В пределах Цахкуняцкого антиклинория, по данным А. Е. Назаряна (1964), можно выделить ряд антиклинальных и синклинальных структур второго порядка. Среди антиклинальных складок наиболее крупными являются Арзаканская и Дзораглухская.

Арзаканская антиклиналь расположена в юго-восточной оконечно-

сти Цахкуняцкого хребта. Ось антиклинали проходит несколько севернее с. Арзакан и имеет близмеридиональное (ССВ) простирание. Ядро антиклинали сложено метаморфическими сланцами нижней — арзаканской свиты, а крылья — породами средней — дзораглухской свиты (каледонский структурный ярус). Ядро складки интродуцировано серыми гранитами, частично превратившимися в гранито-гнейсы. Арзаканская структура погружается по простиранию к юго-западу и северо-востоку и перекрывается лавами миоплиоцена.

Дзораглухская антиклиналь, имеющая также север-северо-восточное простирание, проходит через район с. Дзораглух и к северо-востоку покрывается вулканогенной свитой мио-плиоцена. К юго-западу она вновь выступает в районе с. Мравян и, далее погружаясь, перекрывается лавами и флювиоглациальными отложениями антропогена. Ядро складки сложено слюдяными сланцами арзаканской свиты, а крылья — роговообманковыми сланцами и амфиболитами дзораглухской свиты (каледонский структурный ярус).

Между Арзаканской и Дзораглухской антиклинальными складками расположена Агверанская синклираль, сложенная вулканогенными образованиями апаранской свиты ниже-среднедевонского возраста (нижний подъярус вариссийского структурного яруса) и трансгрессивно покрывающими лавами мио-плиоцена.

Меликгюхская антиклиналь, расположенная в северо-западной части Цахкуняцкого антиклинория, сложена графитизированными и слюдяными сланцами; ось ее имеет меридиональное простирание и проходит по западному склону г. Тухманук. С запада антиклиналь ограничивается тектоническим разломом и прорвана крупными интрузиями лейкократовых гранитов, поэтому структура ее выражена не совсем четко.

Между Дзораглухской и Меликгюхской антиклиналями находится Апаранская синклираль, сложенная, в основном, вулканогенными образованиями верхней свиты метаморфического комплекса (апаранская свита).

Все вышеописанные пликативные структуры осложнены мелкой крутопадающей складчатостью с гофрировкой и плейчатостью.

Ряд мелких пликативных структур отмечается в породах верхнего мела и эоцена. Эти структуры принадлежат к среднеальпийскому структурному ярусу и характеризуются общекавказским простиранием и пологими падениями пород на крыльях.

Вышеотмеченные пликативные структуры рассечены многочисленными разрывными нарушениями, имеющими, в основном, характер сдвига-сбросов и сдвига-взбросов. Большинство из них имеют сравнительно небольшие амплитуды смещения. Наиболее крупными дизъюнктивными нарушениями являются Мармарикская зона разломов и Цахкуняцкий разлом.

Мармарикская зона разломов представляет собой северо-западное продолжение Анкаван-Сюникского глубинного разлома, который ограничивает Цахкуняцкий антиклинорий с севера и контролирует эффузивный и интрузивный вулканизм среднеальпийского структурного яруса. В этой зоне разломов особенно четко выделяются Анкаванский, Сарикайский и Улашикский разрывные нарушения.

Цахкуняцкий разрыв взбросового характера прослеживается по юго-западному склону Цахкуняцкого хребта от района с. Арзакан на юго-востоке до района с. Армянского Памба на северо-западе и далее уходит под мио-плиоценовый покров Ширакской котловины.

Сараландж-Тухманукский разлом имеет почти меридиональное направление, он смещает апаранскую вулканогенную свиту и местами перебивается отложениями верхнего мела.

б) Юго-восточная часть

Здесь выделяются следующие структуры, краткое описание которых приводится ниже: Ацаванский, Шагапский, Айоцзорский, Орду-бадский синклинории и Веди-Аргичинский, Урцско-Айоцзорский, Джульфинский и Южно-Сюникский антиклинории.

Ацаванский синклинорий охватывает участок от юго-западных отрогов Гегамского хребта до р. Азат. С запада на восток он прослеживается на расстоянии свыше 50 км. На западе он расширяется и сливается с Ереванским прогибом, а на северо-востоке, по-видимому, прослеживается до южных берегов оз. Севан. Не исключена возможность, что котловина Большого Севана является северо-восточной частью этого прогиба.

В строении Ацаванского синклинория участвуют карбонатные, терригенные и терригенно-вулканогенные образования верхнего мела и палеогена, с суммарной мощностью до 4000 м. Субстратом отложений среднеальпийского структурного яруса являются эопалеозойские метаморфические образования, фрагменты которых выступают точнее в ядре Ераносской антиклинали.

Из пликративных структур, слагающих описываемый синклинорий, отчетливо выделяются Шорагбюрская антиклиналь, сложенная отложениями нижнего-среднего олигоцена, и Ацаванская синклиналь, в строении которой принимают участие пестроцветные молассовые образования верхнего олигоцена — нижнего миоцена. Обе эти структуры имеют северо-восточное простирание и характеризуются асимметричностью строения. Углы падения на их северо-западных крыльях составляют 30—35°, а на юго-восточных крыльях — 15—20°.

Шагапская синклиналь, находящаяся к юго-востоку от вышеописанной структуры, охватывает бассейн р. Шагап и прослеживается от с. Веди на западе до с. Советашен на востоке. Длина структу-

ры около 30 км, а ширина—10 км. Структура эта, имеющая близширотное простирание, на западе погружается и несогласно перекрывается отложениями верхнеальпийского структурного яруса (арташатский прогиб), на востоке центриклинально замыкается вследствие поднятия палеозойского фундамента. Шагапская синклинали сложена известняками нижнего эоцена, песчано-глинистыми и карбонатными отложениями среднего-верхнего эоцена и песчано-глинистыми породами нижнего-среднего олигоцена с общей мощностью порядка 2000 м. Фундаментом синклинория служат верхнепалеозойские отложения (вариссийский структурный ярус), обнажающиеся в обрамляющих его антиклинальных структурах.

Завершающая фаза дислокации пород в пределах описываемой структуры проявилась в конце среднего олигоцена, что доказывается наличием резкого углового несогласия между отложениями среднего и верхнего олигоцена.

Шагапская синклинали асимметрична; южное её крыло пологое (падение пластов 20—30°), а северное — сравнительно крутое (30—40°) и осложнено разрывными нарушениями.

В пределах Шагапской синклинали выделяются несколько антиклинальных и синклинальных складок близширотного простирания, которые относительно друг друга расположены кулисообразно.

Айоцзорский синклинорий является одной из наиболее крупных структур описываемой области. Прослеживается он от Советашенского палеозойского выступа на юго-восток до бассейна р. Воротан. Не исключена возможность, что дальше прослеживается он еще на юго-восток в Южный Сюник и сочленяется с Капуджухским синклинорием. В строении этой структуры участвуют отложения палеогена и неогена в туфоосадочной и вулканогенной фациях, общей мощностью порядка 3500 м. Ложем для этой структуры служат отложения верхнего палеозоя.

Айоцзорский синклинорий состоит из ряда линейно вытянутых антиклинальных и синклинальных структур общекавказского простирания. Из них наиболее крупными являются Ехегнадзорская и Варденисская синклинали и разделяющая их Тексарская антиклинали.

Ехегнадзорская синклинали составляет мульдовую часть Айоцзорского синклинория и сложена карбонатными и терригенно-вулканогенными образованиями верхнего эоцена и олигоцена. Ось этой синклинали (равно и синклинория в целом) проходит с востока-юго-востока на запад-северо-запад примерно по линии сс. Ехегнадзор—Гетап—г. Гндасар. В своей западной части синклинали эта кулисообразно сочленяется с Шагапским синклинорием. Падение пластов на ее северо-восточном крыле равно 20—25°, а на юго-западном крыле—15—20°.

Севернее описанной синклинали расположена Тексарская антиклинальная складка, сложенная терригенно-вулканогенными образованиями

ми эоцена, прорванными в районе г. Тексар интрузиями гранитоидов. На северо-западном продолжении Тексарской антиклинали, в районе Селимского перевала, обнажаются верхнемеловые карбонатные и терригенные отложения, слагающие три сближенные антиклинальные складки. Крылья этих складок, а также небольшой синклинальной складки, разделяющей указанные антиклинали, сложены терригенными породами среднего эоцена. К северу от Тексарской антиклинали расположена Варденисская синклиналь, сложенная туфогенно-терригенными отложениями эоцена и несогласно перекрывающимися их вулканогенно-обломочными образованиями олигоцена и мио-плиоцена. Ряд мелких антиклинальных и синклинальных складок развит также на юго-юго-западном крыле Айоцзорского синклинория. Из них следует отметить антиклинальную складку, расположенную в районе развалины с. Эртич, в ядре которой выступают отложения варисцийского структурного яруса.

Веди-Аргичинский антиклинорий расположен к югу и юго-востоку от Ацаванского синклинория.

В строении антиклинория участвуют отложения верхнего палеозоя, верхнего мела и палеогена, суммарной мощностью до 5000 м. В этом комплексе отложений отчетливо выделяются два структурных яруса — варисцийский и среднеальпийский, разграниченные тектоническим несогласием и поверхностью трансгрессии.

В составе этого сложного антиклинория выделяется ряд антиклинальных и синклинальных складок, краткое описание которых приводится ниже.

Аргичинская группа антиклинальных складок расположена в северо-восточной части описываемого антиклинория, в бассейне р. Аргичи и сложена интенсивно дислоцированными (падение пластов в среднем на $40-50^\circ$) терригенными и карбонатными отложениями девона и карбона, которые на крыльях антиклиналей и расположенных между ними синклинальных перегибов несогласно перекрываются более полого залегающими ($20-30^\circ$) отложениями верхнего мела и эоцена. Общее простирание структур северо-западное.

Ераносская антиклиналь расположена в юго-западной части Веди-Аргичинского антиклинория и сложена отложениями дислоцированного среднеальпийского структурного этажа (верхний мел, палеоген). В сводовой части структуры залегание пластов почти горизонтальное, а на крыльях — крутое, что и придает ей сундучный характер (Вегуни А. Т., 1963). Для Ераносской антиклинали характерна приподнятость эопалеозойского фундамента, сокращенная мощность ряда свит и горизонтов мела и палеогена, а также отсутствие отложений верхнеальпийского структурного яруса. С верхнего палеогена структура эта окончательно консолидировалась и позже никогда не вовлекалась в проги-

бание. Следовательно, окончательное формирование структуры происходило в конце среднеальпийской тектонической эпохи.

Чатминская синклинали прослеживается от с. Арташат на западе и до с. Гелайсор на востоке. На крайнем западе прогиб этот, расширяясь, сливается с Арташатским прогибом. Характеризуется широким распространением пород верхнего мела и нижнего палеогена, в частности датского яруса и палеоцена, которые здесь достигают максимальной (500 м) в Армянской ССР мощности. Верхнепалеогеновые и неогеновые отложения в пределах прогиба отсутствуют и преобладающим развитием пользуются отложения нижних подъярусов среднеальпийского структурного яруса общей мощностью в полосе максимального прогибания до 3000 м. Субстратом для них является, по-видимому, вариссийский структурный ярус. Средне- и верхнеальпийские тектонические движения подвергли значительному смятию породы верхнего мела и палеогена, которые в целом дислоцированы единым планом, хотя намечаются некоторые угловые несогласия и перерывы в осадконакоплении между ними и верхним сеноном, верхним сеноном и дат-палеоценом, дат-палеоценом и нижним эоценом. В результате тектонических движений образовался ряд пологих (с падением пластов на крыльях 15—25°) пликативных структур небольшого протяжения (3—5 км), (Вегуни А. Т., 1963). Простираение таковых строго приспособляется к общему направлению прогиба, который имеет близширотное и юго-восточное простираение. В пределах синклинали, в частности, к ее южному борту приурочен ряд своеобразных экстрозивных тел щелочного и щелочно-земельного составов. Расположены они в основном линейно и имеют близширотное простираение. Время внедрения их приурочивается к послескладчатому периоду, границе миоцена и плиоцена.

Ерахская антиклиналь расположена южнее описанной синклинали и прослеживается в субширотном направлении на протяжении 15 км от г. Ерах до с. Веди. Субстратом для этой структуры служат отложения вариссийского структурного яруса. Сложена она в основном отложениями среднеальпийского структурного яруса, т. е. верхнего мела, общей мощностью порядка 600 (?) м, которые дислоцированы сравнительно интенсивно. Южное крыло Ерахской антиклинали разорвано сбросовыми нарушениями и опущено под молодые отложения Арташатского прогиба. На фоне общего антиклинального поднятия вырисовывается ряд синклиналей и антиклиналей субширотного простираения, первые из которых заполнены палеогеном.

Востанская синклинали расположена к востоку от Чатминской синклинали и является фактически ее юго-восточным продолжением. В строении Востанской синклинали участвуют, в основном, верхнемеловые осадочные и вулканогенно-осадочные образования общей мощно-

стью порядка 1500 м. Здесь незначительно распространены также отложения палеогена. Фундаментом для этой структуры служат отложения верхнего палеозоя и триаса, т. е. субстрат структуры вариссийский. В результате движений среднеальпийского тектонического подэтапа отложения, заполняющие синклиналь, подвергались дислокации и образовали ряд структур низшего порядка, среди которых более четко вырисовываются синклинали. Эти структуры также имеют общекавказское простирание. Углы падения пластов в центральной части синклинали небольшие—15—20°, но на крыльях они становятся круче, а местами пласты опрокинуты. Опрокидывание известняков турона на коньякские терригенные отложения зафиксировано к югу от с. Азизкенд (Вегуни А. Т., 1964). В этом случае намечаются осложнения опрокинутого крыла разрывным нарушением небольшой амплитуды.

Урц-Айоцзорский антиклинорий расположен южнее шаганской синклинали, охватывает Урцкий и Айоцзорский хребты и прослеживается с запада на юго-восток на протяжении свыше 40 км. Осевая полоса структуры сложена кварцитами, глинистыми сланцами и известняками среднего и верхнего палеозоя, нижнего и среднего триаса общей мощностью 6000 м (вариссийский структурный ярус), которые на крыльях антиклинория трансгрессивно и с резким угловым несогласием перекрываются известняками нижнего эоцена.

Тектонические движения вариссийского этапа обусловили дислокации отложений палеозоя и триаса, а также перерыв в осадконакоплении в среднем и верхнем карбоне. Более мощные тектонические движения, обусловившие формирование современных структурных элементов синклинория, имели место в среднеальпийском этапе (верхний мел-палеоген). Этими движениями обусловлено образование ряда антиклиналей и синклиналей, среди которых лучше вырисовываются антиклинали. Падение пластов разных частей структуры разное: в осевых полосах оно крутое, а на крыльях—пологое.

Ордубадский синклинорий сложен карбонатными и терригенными отложениями верхнего мела, флишевыми отложениями даний-палеоцена и вулканогенно-осадочными образованиями эоцена и нижнего-среднего олигоцена, суммарной мощностью около 4000 м. Фундаментом указанных отложений служит вариссийский структурный ярус.

Отложения верхнего мела и палеогена (среднеальпийский структурный ярус) составляют ряд почти параллельных между собой линейных, антиклинальных и синклинальных складок северо-западного простирания, осложненных разрывными нарушениями.

Верхний предел возраста пликативных структур Ордубадского синклинория, по Ш. А. Азизбекову (1961), определяется тем, что они резко несогласно перекрываются слабо дислоцированными миоценовыми отложениями Нахичеванского прогиба.

Дж у л ь ф и н с к и й а н т и к л и н о р и й р а с п о л о ж е н ю г о - з а п а д - н е е О р д у б а д с к о г о с и н к л и н о р и я и о г р а н и ч и в а е т Н а х и ч е в а н с к и й п р о г и б с ю г о - в о с т о к а . П р е д с т а в л я е т с о б о й к р у п н о е б р а х и а н т и к л и н о р н о е п о д - н я т и е с е в е р о - з а п а д н о г о п р о с т и р а н и я , с л о ж е н н о е о т л о ж е н и я м и , в е р х н е й п е р м и , т р и а с а , ю р ы и в е р х н е г о м е л а , п е р е к р ы т ы м и н а к р ы л ь я х с к л а д к и о т л о ж е н и я м и п а л е о г е н а . О с е в а я ч а с т ь с к л а д к и н а х о д и т с я н а т е р р и т о р и и И р а н а , а с е в е р о - в о с т о ч н о е к р ы л о е е , р а с п о л о ж е н н о е н а т е р р и т о р и и Н а х и ч е в а н с к о й А С С Р , о с л о ж н е н о в т о р о с т е п е н н о й с к л а д ч а т о с т ь ю и р а з о р в а н о к р у т ы м и н а д в и г а м и , п л о с к о с т и к o t o р ы х п а д а ю т н а с е в е р о - в о с т о к п о д у г л о м 50—70°.

В верхнеальпийском этапе развития Джульфинский антиклинорий испытал интенсивное поднятие, обусловившее глубокое врезание р. Аракс и формирование antecedentного ущелья.

Южно-Сюникский антиклинорий расположен восточнее Ордубадского синклинория и протягивается в северо-западном направлении вдоль Анкаван-Сюникского глубинного разлома (Габриелян А. А., 1959). Последний отделяет его от расположенного к востоку Кафанского антиклинория, сложенного образованиями нижнеальпийского структурного яруса. Отсутствие между указанными двумя антиклинориями соответствующей синклинальной структуры, а также ряд других структурных признаков позволяют отнести Южно-Сюникский антиклинорий к типу «шовных антиклиналей», широко развитых в зонах глубинных разломов (Габриелян, 1959).

Нижний структурный ярус Южно-Сюникского антиклинория сложен метаморфизованными вулканогенно-осадочными образованиями нижнего-среднего девона (?) и несогласно перекрывающими их карбонатными отложениями верхнего девона. Последние узкой полосой выступают вдоль указанного разлома, интенсивно смяты и составляют ряд сжатых, опрокинутых и надвинутых на восток-северо-восток складок. Трансгрессивно и резко несогласно перекрывающие их карбонатные и вулканогенные образования верхнего мела, а также вулканогенные породы нижнего-среднего эоцена, составляющие верхний структурный ярус, дислоцированы сравнительно слабо, образуют ряд пологих антиклинальных и синклинальных складок также северо-западного простирания. Последние прорваны интрузиями Мегринского плутона, разорваны разрывными нарушениями и местами гидротермально изменены.

Большинство известных разрывных нарушений юго-восточной части описанной области имеет сбросовый характер, но местами фиксируются и нарушения надвигового типа.

Необходимо отметить, что большинство зафиксированных разрывных нарушений приурочено к стыкам антиклиналей и синклиналей и как бы ограничивает границы этих структур и придает им блоковый ха-

ракти. Ниже приводится краткое описание некоторых выделенных на карте разрывных нарушений.

Вединский сброс-надвиг расположен у с. Веди, прослеживается от с. Чоротгюх на восток до с. Чиман. Вдоль этого нарушения местами развиты травертины (продукты действия углекислых минеральных источников). Местами нарушение имеет надвиговый характер с надвиганием меловых пород на палеогеновые и эоценовые породы на олигоценные; но в основном оно фиксируется в виде крутого сброса с амплитудой смещения порядка 400 м на западе и 50—100 м на востоке.

Кадрлинский надвиг расположен у с. Кадрлу, прослеживается на расстоянии 10—12 км с северо-запада на юго-восток. Не исключена возможность, что нарушение это является восточным продолжением Вединского нарушения, как это допускают А. А. Габриелян (1959) и А. Т. Асланян (1958). Вследствие этого нарушения породы верхнего палеозоя надвинуты на отложения палеогена. Амплитуда горизонтального смещения порядка 200 м. Местами трудно установить амплитуду смещения, так как нарушение в ряде мест сменяется опрокинутой складкой. Опрокидывание происходит с севера на юг и отложения палеозоя перекрывают породы палеогена. Такое же опрокидывание зафиксировано на северном крыле Кадрлинской антиклинали на северном склоне г. Дагна.

Горадисский сброс расположен в приосевой части Айюндзорского хребта, между сс. Горадис и Агхач, прослеживается на расстоянии 10—12 км и затухает на востоке. Амплитуда смещения порядка 300 м. Вследствие описанного сброса приходят в соприкосновение отложения сенона и среднего эоцена.

Вагашенское нарушение расположено на северном склоне Варденисского хребта и прослеживается от кочевья с. Вагашен до г. Варденик на расстоянии порядка 15 км; далее на востоке нарушение это перекрывается четвертичными лавовыми покровами. Здесь трудно установить амплитуду смещения и другие параметры нарушения, так как разлом проходит среди однотипных пород, весьма измененных и перемятых. В полосе разлома широко развиты также оползни.

3. ОБЛАСТЬ ПОЗДНЕАЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Расположена в юго-западной части Антикавказа и охватывает Араратскую, Ширакскую, Севанскую и Нахичеванскую котловины.

Структурные ярусы. В геологическом строении области принимают участие континентальные пестроцветные молассовые образования верхнего олигоцена—нижнего миоцена, гипсо-соленосные отложения среднего миоцена — нижнего сармата, песчано-глинистые молассовые породы среднего-верхнего миоцена, пролювиально-вулканогенные образования верхнего миоцена-среднего плиоцена, а также вулка-

ногенные и озерно-речные образования верхнего плиоцена—антропогена, составляющие в целом верхнеальпийский структурный ярус. Этот комплекс отложений с резким угловым и азимутальным несогласием залегает на различных горизонтах пород эопалеозойского, вариссийского и нижне-среднеальпийского структурных ярусов и расчленяется на ряд подъярусов: верхний олигоцен-нижнемиоценовый, средне-верхнемиоценовый, мио-плиоценовый (мэотис-средний плиоцен) и верхний плиоцен-антропогеновый.

Отложения последнего из указанных подъярусов почти не дислоцированы (или слабо дислоцированы) и в виде чехла покрывают породы подстилающих структурных подъярусов. Поэтому наши представления о структурах, подстилающих указанный чехол отложений, основываются на данных буровых скважин, геофизических исследований и интерпретации обрамляющих указанные котловины обнаженных структур.

По этим данным, в области верхнеальпийской складчатости выделяется ряд прогибов, характеризующихся большими мощностями заполняющих их отложений, следовательно и глубоким залеганием фундамента и разделяющих их поднятий, в которых консолидированное основание или обнажается (обнаженные поднятия) или расположено ближе к поверхности (погребенные выступы фундамента). Границами между прогибами и поднятиями в большинстве случаев служат разломы, отражающие блоковое строение палеозойского фундамента. Ниже приводится краткое описание выделенных на карте прогибов и поднятий.

Ереванский прогиб является одним из крупных структурных элементов Среднеараксинской впадины, имеет овально-вытянутую форму и протягивается от Паракар-Енгиджинского погребенного горстового поднятия на юго-западе и до западных отрогов Гегамского вулканического нагорья на северо-востоке.

Ереванский прогиб (Ереванский соленосный бассейн) в тектоническом отношении представляет крупный грабен-синклинорий, выполненный песчано-глинистыми отложениями эоцена и олигоцена, гипсо-соленосными отложениями миоцена, пресноводно-озерными и вулканогенными образованиями плиоцена и антропогена, суммарной средней мощностью около 5000 м. Под указанным комплексом кайнозойских образований, по всем геологическим данным, должны быть развиты отложения даний-палеоцена и верхнего мела. Фундаментом прогиба служит, по-видимому, эопалеозойский метаморфический комплекс, породы которого обнажаются в Цахкуняцком антиклинории, расположенном севернее Ереванского прогиба и обнаружены буровыми скважинами по его западному борту под эоценовыми отложениями.

Описываемый прогиб со всех сторон ограничивается крупными разломами — Джрвежским с востока, Паракар-Енгиджинским с юга,

Раздан-Араилер-Аштаракским с запада и Анкаван-Сюникским с северо-востока. Ряд субпараллельных разрывных нарушений проходит по внутренней его части, придавая ему вид рифта. Слагающие Ереванский прогиб отложения палеогена и неогена составляют два структурных подъяруса. Нижний из них слагается отложениями эоцена и олигоцена, которые составляют пологие (углы падения $5-15^\circ$) антиклинальные и синклинальные складки, а верхний подъярус — гипсо-соленосными отложениями среднего-верхнего миоцена, которые дислоцированы более интенсивно и образуют многочисленные небольшие брахискладки и соляные куполовидные поднятия.

Характерной особенностью тектоники Ереванского прогиба является широкое развитие соляных структур, представленных куполовидными и брахиантиклинальными вздутиями миоценовых соленосных отложений и плиоценовых лав, отчетливо выраженных в современном рельефе (возвышенности Ераблур, Мурад-тапа, Авана, Элара, Птгни и др.).

Между указанными возвышенностями расположены пониженные участки рельефа, представляющие компенсационные депрессии.

Тектонический характер указанных морфоструктур доказан буровыми скважинами. Скважины, пробуренные в возвышенностях, вскрыли каменную соль на глубинах порядка 250—300 м, в то время как тут же рядом в пониженных участках рельефа, соленосные пласты оказались на глубинах 1000—1500 м.

Показательно, что соляные антиклинали и куполовидные вздутия Ереванского прогиба достаточно отчетливо фиксируются на гравиметрических картах в виде относительных гравитационных максимумов.

Севанский прогиб представляет в тектоническом отношении неогеновый синклинальный прогиб, наложенный на верхнемеловой-эоценовый структурный ярус в центральной части Севано-Ширакского синклинория. Прогиб этот выполнен миоценовыми, плиоценовыми и постплиоценовыми морскими, пресноводно-озерными и вулканогенно-тролювиальными образованиями, которые обнажаются в районе Норадузского мыса и гор. Камо и собраны в ряд мелких антиклинальных и синклинальных складок северо-западного простирания, осложненных разрывными нарушениями (Габриелян, 1964).

Наиболее крупная из антиклинальных складок расположена в 6 км к ЮВ от с. Арцвакар на берегу оз. Севан. Здесь, в ядре складки обнажаются дрейссенсиевые глины, туфопесчаники и туфобрекчии нижней (самой древней) свиты сариканнской серии миоплиоценового возраста, которые на крыльях складки несогласно перекрываются демзово-песчаными отложениями и диатомитово-дрейссенсиевыми глинами верхнего плиоцена. Углы падения пластов диатомитово-дрейссенсиевой свиты на северо-восточном крыле $25-30^\circ$. На северо-западном продолжении описанной структуры расположена антиклинальная складка, обнажающаяся у с. Арцвакар, в правобережной части р. Гавар, сложенная гипсо-

носными глинами с банками мшанковых и гастроподовых известняков сарматского возраста.

К северу расположена довольно широкая и плоская синклинальная складка, выполненная молодыми постплиоценовыми галечниками, лёссовидными глинами и другими пролювиально-делювиальными образованиями.

Далее к северу следует другая, очень пологая антиклинальная складка, сложенная песчано-пеплово-галечниковыми отложениями верхней свиты сарикаинской серии. Обнажается только юго-западное крыло этой антиклинали, которое образует высокий обрыв на берегу оз. Севан, около 2—2,5 км к востоку от с. Норадуз; северо-восточное крыло складки опущено под оз. Севан.

Сбросовые нарушения, широко развитые в Севанской впадине и осложняющие ее пликвативные структуры, очень молодые и отчетливо выражены в современном рельефе.

Ряд параллельных разломов близмеридионального простираения развит по западному борту прогиба, по Гегамскому вулканическому хребту, вдоль которых расположены многочисленные центры вулканических извержений и излияний. Эти разломы, а также разрывные нарушения, оконтуривающие Севанскую впадину с севера и северо-востока, придают ей вид ступенчатого грабена.

Большое фациальное сходство заполняющих Севанский прогиб миоценовых и плиоцен-антропогеновых отложений с синхронными образованиями Ереванского прогиба позволяет считать, что оба неогеновых бассейна сообщались друг с другом и что Севанский бассейн являлся северо-восточным заливом Ереванского бассейна и, по-видимому, был несколько изолирован от него подводным барьером, соответствующим Анкаван-Сюникскому глубинному разлому (Габриелян, 1964).

Паракар-Енгиджинское погребенное горстовое поднятие ограничивает Ереванский прогиб с юга и отделяет его от расположенного южнее Арташатского прогиба. Поднятие это было выявлено впервые геофизическими исследованиями (Паракар-Енгиджинский гравитационный максимум) и затем подтвердилось бурением. Суммарная мощность палеогеновых, неогеновых и четвертичных отложений в наиболее приподнятой части этого погребенного горста составляет около 550 м (скважина у с. Тазаюх), в то время как в соседнем, Ереванском прогибе, как указывалось выше, она равна примерно 5000 м. При этом, такое резкое уменьшение мощности отложений палеоген-неоген-антропогенового комплекса происходит не только за счет уменьшения мощностей отложений отдельных стратиграфических единиц, но и в результате их выклинивания и выпадения из разреза. В частности, из разреза выпадают отложения верхнего мела, даний-палеоцена и нижнего эоцена, а маломощные отложения среднего-верхнего эоцена лежат непосредственно на метаморфических сланцах эопалеозоя.

В северо-западном направлении описываемое горстовое поднятие постепенно погружается и в районах сс. Паракар и Звартноц эопалеозойский фундамент был вскрыт буровыми скважинами на глубинах соответственно 970 и 1025 м. Показательно, что здесь, в погруженной части описываемого поднятия, отсутствуют отложения верхнего мела, эоцена и олигоцена и эопалеозойский метаморфический комплекс перекрывается красноцветной молассовой свитой верхнего олигоцена—нижнего миоцена.

Любопытно отметить почти полное отсутствие здесь верхнеплиоцен-антропогенных озерных и озерно-речных отложений, мощность которых в центральной части Араратской котловины составляет 300—400 м. Этот факт несомненно указывает на интенсивное поднятие Паракар-Енгиджинского горста в указанное время. Об этом свидетельствуют также профили по рр. Раздан и Касах, которые в районе горста протекают в antecedентных ущельях, а за его пределами, ближе к Араксу, меандрируют.

Арташатский прогиб расположен южнее Паракар-Енгиджинского горстового поднятия и прослеживается с юго-востока на северо-запад. На востоке он граничит с Араратским выступом вариссийского субстрата, а на западе — с Октемберянским погребенным поднятием.

Арташатский прогиб сложен пестроцветными молассовыми образованиями верхнего олигоцена — нижнего миоцена, гипсо-соленосными отложениями среднего миоцена, песчано-глинистыми породами верхнего миоцена и несогласно перекрывающими их озерно-речными и аллювиально-пролювиальными наносами антропогена, суммарная мощность которых составляет примерно 2500 м. Фундаментом этого прогиба служат песчано-глинистые флишеидные отложения даний-палеоэоцена. Таким образом, в отличие от Ереванского прогиба, в Арташатском прогибе из разреза кайнозойского комплекса выпадают породы эоцена и олигоцена.

Резкие изменения фаций характерны также для Арташатского прогиба. Так, гипсо-соленосная свита среднего миоцена, мощность которой в районе с. Масис и с. Мецамор (Зейва) составляет примерно 1000—1300 м, в восточном направлении постепенно замещается песчано-глинистыми образованиями и в районе Арташата пласты соли и гипса полностью выпадают из разреза.

Наши представления о пликативных структурах, осложняющих описываемый прогиб, очень скудные, ввиду недостаточного количества имеющихся геологических данных. На основании геофизических показателей (гравиметрия, сейсмометрия), можно только предполагать наличие в его пределах ряда пологих антиклинальных и синклинальных складок северо-западного простирания, а также недоразвитых соляных куполов.

Н и ж н е а х у р я н с к и й п р о г и б расположен в северо-западной части Среднеараксинской впадины и отделяется от Арташатского прогиба Октемберянским погребенным поднятием. Сложен этот прогиб красноцветными молассовыми образованиями верхнего олигоцена—нижнего миоцена, вскрытыми буровыми скважинами, молассоидными же песчано-глинистыми отложениями среднего и верхнего миоцена и несогласно перекрывающими их лавовыми покровами верхнего плиоцена и антропогена общей мощностью более 3000 м. В отличие от Ереванского и Арташатского прогибов здесь отсутствуют озерные отложения верхнего плиоцена-антропогена, а соленосная свита среднего миоцена замещена глинистыми и песчано-глинистыми отложениями.

Соленосные фации в Нижнеахурянском прогибе приурочены к несколько более высоким стратиграфическим горизонтам (средний — верхний сармат) и наибольшей мощностью обнажаются в правобережной части р. Аракс, в мульдовой части Кульпинского прогиба (Кульпинское месторождение каменной соли).

Миоценовые отложения, заполняющие Нижнеахурянский прогиб, дислоцированы со средней интенсивностью и собраны в ряд антиклинальных и синклинальных складок запад-северо-западного простирания.

Среди них наиболее крупными являются Октемберянская и Кармрашенская антиклинали. Первая из них устанавливается материалами буровых скважин, а вторая четко фиксируется структурно-геоморфологическими и геофизическими данными.

Ш и р а к с к и й п р о г и б охватывает север-северо-западную часть области верхнеальпийской складчатости, и западнее р. Ахурян сливается с более обширной Карсской впадиной. Сложен Ширакский прогиб синклинально залегающими озерно-речными песчано-глинистыми отложениями и прослаивающими их лавовыми и туфовыми образованиями верхнего плиоцена и постплиоцена, мощностью свыше 350 м. Согласно данным буровых скважин и обрамляющих котловину обнажений, под озерными отложениями залегают вулканогенно-обломочные образования мио-плиоцена и песчано-глинистые отложения сармата. Ложем всех этих отложений является эоцен в вулканогенно-осадочной фации (Габриелян, 1959). По типу структур Ширакская котловина представляет типичную наложенную впадину, так как слагающие ее плиоцен-антропогеновые отложения резко несогласно, дискордантно перекрывают структуры более древних, палеогеновых и меловых отложений.

Ширакский прогиб асимметричен. С юга плиоценовые лавы северо-западного склона г. Арагац довольно плавно и полого погружаются под озерные отложения прогиба, в то время как антиклинальные структуры верхнемеловых и палеогеновых образований, обрамляющие его с севера и северо-востока, погружаются под прогиб круто и часто разорваны взбросами и крутыми надвигами. Можно полагать, что эти разрывные

нарушения представляют лишь поверхностное отражение разлома более глубокого заложения, вдоль северного и северо-восточного борта прогиба.

По линии этого предполагаемого разлома, верхнемеловые и эоценовые отложения местами гидротермально изменены.

Садаракский прогиб. К юго-востоку от выступа варисцийского основания у ст. Арарат, ограничивающего Арташатский прогиб с юго-востока, расположен Садаракский прогиб. В строении чехла этого прогиба принимают участие красноцветные молассовые образования верхнего, олигоцена-нижнего миоцена и песчано-глинистые и карбонатные породы среднего-верхнего миоцена, общей мощностью не более 1500 м, которые перекрыты аллювиально-пролювиальными и террасовыми образованиями постплиоцена. Фундаментом прогиба служат интенсивно дислоцированные отложения варисцийского структурного яруса. По северо-восточному борту прогиба проходит крупное разрывное нарушение типа надвига, по которому породы варисцийского структурного яруса, слагающего Урцский антиклинорий и ограничивающего Садаракский прогиб с северо-востока, перекрывают миоценовые отложения прогиба. Последние вдоль этого разлома собраны в сильно смятые, узкие и местами опрокинутые к югу складки северо-западного простирания.

Здесь мы имеем дело с явлением отчетливо выраженного гравитационного тектогенеза. Поднятие Урцско-Айюцзорского антиклинального массива, сопровождаемое прогибанием Среднеараксинской депрессии, вызвало соскальзывание трансгрессивно покрывающего его чехла, сложенного несравненно более пластичными породами миоцена. Последние под влиянием силы тяжести и сминались в крутые складки, опрокинутые в сторону депрессии. Можно полагать, что в результате дифференциальных тектонических движений, происходивших в послемiocеновое время, имело место и некоторое горизонтальное перемещение, обусловившее опрокидывание складок и возникновение надвигов. Садаракский прогиб с юго-востока ограничивается поднятием «Волчьих ворот», сложенным интенсивно дислоцированными отложениями варисцийского структурного яруса (нижний подъярус). Последние составляют ряд мелких антиклинальных и синклинальных складок преимущественно северо-восточного простирания.

Нахичеванский прогиб расположен к юго-востоку от вышеуказанного поднятия и представляет, по Ш. А. Азизбекову (1961), крупную наложенную мульду, сложенную отложениями верхнего олигоцена и миоцена, суммарная средняя мощность которых составляет около 2500 м. Фундаментом прогиба служат отложения варисцийского структурного яруса. Характерной особенностью тектонического строения Нахичеванского прогиба, по Ш. А. Азизбекову, является собственный план складчатости, различная интенсивность дислокаций от пери-

ферии впадины к ее центру и отсутствие (или слабое развитие) разрывных нарушений. В ее периферических частях складки довольно узкие, сжатые, имеют северо-западное простирание, а в центральной части они сравнительно пологие и имеют северо-восточное простирание.

Отличительной чертой описываемого прогиба является также отсутствие верхнеплиоценовых и антропогеновых озерных и озерно-речных отложений, широко развитых в Ереванском, Арташатском, Ширакском и Севанском прогибах.

С восток-юго-востока Нахичеванский прогиб, так же, как и Садаракский, ограничивается разломом, местами выраженным в виде флексуры; вдоль разлома расположены нижнеплиоценовые андезитовые и андезито-дацитовые лакколиты и субвулканы Нахичеванской АССР.

Кроме описанных структур, в северо-западной части Среднеараксинской депрессии на основании геофизических и общегеологических данных выделяется также ряд других прогибов (Артенийский, Арагацский) и поднятий (Анийское, Мараликское).

Между Арагацским и Ереванским прогибами вырисовывается Аштарак-Спандарянское погребенное горстовое поднятие.

Все описанные структуры отчетливо устанавливаются на гравиметрической карте Армянской ССР.

Область верхнеальпийской складчатости, соответствующая Среднеараксинской депрессии и обрамляющих ее предгорий Антикавказа, в целом характеризуется относительным максимумом силы тяжести (в редукции Буге). Однако на фоне этого максимума четко выделяются локальные максимумы, соответствующие поднятиям палеозойского субстрата, и минимумы, отвечающие прогибам, в которых фундамент залегает глубже. Буровые скважины почти полностью подтверждают гравиметрические данные.

Выделенные прогибы и поднятия в большинстве случаев ограничены разрывными нарушениями (см. карту), установленными по материалам буровых скважин, по геофизическим данным (гравиметрическим, сейсмометрическим и магнитометрическим), а также по линейному расположению вулканических аппаратов. Большинство из этих нарушений является древним, конседиментационным образованием и отражает глыбовые движения палеозойского консолидированного субстрата, обусловившие изменение фаций и мощностей в прогибах и поднятиях.

IV. РАЗЛОМЫ ГЛУБОКОГО ЗАЛОЖЕНИЯ

В главе «Методика составления карты» указывалось, что региональные тектонические разломы глубокого заложения в настоящее время относятся к числу важнейших структурных элементов земной коры и ими контролируются пространственное расположение глубинных тектонических структур (геоантиклинальных поднятий и геосинклинальных

прогибов), развитие формаций горных пород, магматизм и эндогенная минерализация.

Тектоника разрывных нарушений в Армянской ССР изучена чрезвычайно слабо, поэтому предлагаемая в настоящей работе схема их генетической классификации (выделение глубинных и поверхностных разломов) является лишь предварительной и подлежит уточнению.

О наличии в Армении разломов глубокого заложения высказывались многие геологи, и наиболее подробные данные о них приводятся в работах А. Т. Асланяна (1958) и А. А. Габриеляна (1959).

Мы считаем возможным отнести к этой категории три зоны разрывных нарушений, первая из которых протягивается вдоль офиолитового пояса Антикавказа (Севанский разлом), вторая — от Цахкуняцкого хребта до Южного Сюника (Анкаван-Сюникский разлом, по А. А. Габриеляну) и третья—вдоль Араратской котловины (Ереванский глубинный разлом, по А. Т. Асланяну).

Наличие глубинного разлома вдоль Севанского офиолитового пояса доказывается структурными, седиментационными, магматическими и геофизическими признаками. Он намечается прежде всего линейным расположением многочисленных мелких, но вытянутых массивов ультраосновных пород. Пояс ультрабазитов начинается на западе — к северу от Ленинакана, у районного центра Амасия, и прослеживается по Базумскому хребту, по северо-восточному побережью оз. Севан на восток-юго-восток до р. Аракс. Нет необходимости останавливаться на связи гипербазитов с глубинными разломами. Этот вопрос в течение ряда лет обсуждался в мировой геологической литературе, и в настоящее время все исследователи, как у нас в СССР, так и за границей, принимают генетическую (парагенетическую) связь ультрабазитовых внедрений с зонами разломов глубокого заложения. Возраст ультраосновных интрузий офиолитового пояса Антикавказа, как известно, окончательно еще не уточнен, и вопрос этот продолжает дискутироваться в геологической литературе. Новые данные, полученные за последние годы, свидетельствуют скорее об их верхнемеловом возрасте. Любопытно, что выходы массивов ультрабазитов приурочены почти исключительно к местам обнажений верхнемеловых отложений (Севано-Акеринская зона, Базумский хребет, верхнее течение р. Ахурян). На территории же между указанными выходами верхнемеловых отложений, где широко развиты эоценовые вулканогенно-осадочные образования, нет массивов ультраосновных пород. Этот факт, по-видимому, является убедительным свидетельством в пользу доэоценового возраста ультрабазитов.

На Базумском хребте, расположенном на северо-западном продолжении Севанского офиолитового пояса, отчетливо выделяются два параллельных разлома: северный из них прослеживается по линии г. Арчасар—сс. Куйбышево, Катнахпюр—Кечутский хребет и ограничивает Лорийскую котловину с юга, а южный проходит по линии Пушкин-

ский перевал — рр. Желтая и Черная — районный центр Амасия. Эти разломы фиксируются следующими геологическими признаками.

1. Вдоль обоих разломов узкой полосой вытянуты дайкообразные тела офиолитовых интрузий, а местами гранитоиды и субинтрузии трахидацитов.

2. Между указанными разломами (Базумский горст) породы нижнего и верхнего мела, по сравнению с одновозрастными отложениями, развитыми вне пределов горста, дислоцированы более интенсивно, раздроблены, милонитизированы и местами метаморфизованы.

3. Вдоль этих разломов породы нижнего и верхнего мела, а отчасти и эоцена, гидротермально изменены (каолинизированы, алунизированы, пиритизированы), а в составе вулканогенного комплекса эоцена широко развиты фации кварц-порфиринов, с которыми, по-видимому, парагенетически связаны колчеданные сруденения (Чибухли и др.).

4. Примечательно, что верхнеплиоценовые долеритовые базальты, слагающие Лорийское плато и нижнюю часть разреза вулканогенного комплекса Кечутского хребта, залегают, в общем, почти горизонтально; а вдоль северного из указанных (Базумских) разломов они дислоцированы и составляют отчетливо выраженный структурный вал, переходящий местами во флексуры и брахиантиклинали (у с. Катнахпур, Лори-Совхоз), прорезанные antecedentными ущельями. К этим разрывным нарушениям приурочены также многочисленные выходы минеральных источников.

Описанные парные Базумские разломы на востоке через Бундукскую дайкообразно вытянутую интрузию и гидротермально измененную зону (Туджур, Головино) смыкаются с полосой выхода офиолитов бассейна оз. Севан. На этом участке в палеогеновых вулканогенных образованиях также развиты разрывные нарушения (взбросы, крутые надвиги), представляющие поверхностные выражения разлома глубокого залегания.

Севанский глубинный разлом, совпадающий с Севанским офиолитовым поясом, отражается также на гравиметрической карте в виде отчетливо выраженной гравитационной ступени — густое расположение изолиний силы тяжести (Габриелян А. А., Татевосян Л. К., 1966).

Севанский разлом на западе, за пределами СССР, прослеживается через Ардаганское вулканическое плато в восточную часть Понтида и сочленяется с Северо-Анатолийским разломом (Северный офиолитовый пояс Анатолии).

Второй разлом глубокого заложения протягивается почти параллельно Севанскому, по линии, соединяющей два рудоносных района Армении — Анкаванский и Южно-Сюникский (Анкаван-Сюникский разлом). В Сюнике глубинное и длительное развитие этого разлома доказывается всеми геологическими, а также геофизическими данными и не вызывает сомнения. Он служит структурной границей двух различно

построенных тектонических сегментов — Кафанского и Сюникского антиклинориев, резко отличающихся историей геотектонического развития.

Первый из них сложен средне-верхнеюрскими и ниже-верхнемеловыми вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями, прорванными гранитоидными интрузиями нижнемелового возраста, при полном отсутствии отложений палеогена и миоцена.

В строении Сюникского антиклинория участвуют метаморфический комплекс зопалеозоя и девона, вулканогенно-осадочные отложения перми, карбонатные и вулканогенные породы верхнего мела и вулканогенные образования нижнего-среднего эоцена.

Важно отметить, что в геологической истории двух указанных структур — Кафанского антиклинория и Сюникского шовного антиклинория, резкое различие намечается с девона, т. е. с начала герцинского тектонического этапа. Этим фактом, по-видимому, датируется нижний возрастной предел описываемого разлома. Отсутствие между указанными антиклинориями соответствующего им синклинория также является характерным признаком для зон глубинных разломов. На гравиметрической карте Армянской ССР граница указанных антиклинориев отчетливо видна и представляет резко выраженную гравитационную ступень. Важным критерием, доказывающим глубинный характер этого разлома, является мощное развитие магматизма как в интрузивной, так и в эффузивной фациях и эндогенная минерализация. Вдоль этого разлома расположен крупнейший в Закавказье Мегринский плутон, его апофизы и связанные с ними медно-молибденовые месторождения Агарак, Джиндары, Айгедзора, Каджарана и Дастакерта. В бассейне р. Воротан развито месторождение магнетит-гематитовых руд (Сваранцское месторождение).

Показательно, что вулканогенные образования девона, перми и эоцена, широко развитые в зоне описываемого разлома, к западу от последнего фациально сменяются нормально-осадочными отложениями (Нахичеванский прогиб, Джульфинское поднятие). Милонитизация и метаморфизация средне- и верхнедевонских вулканогенных и карбонатных отложений, а также вулканогенных образований эоцена (ороговикованные порфириты района горы Богацасар) следует поставить в прямую связь с интенсивными и неоднократно повторявшимися тектоническими движениями, происходившими вдоль разлома. На поверхности этот разлом выражен двумя параллельными крупными разрывными нарушениями — Хуступ-Гирратахским и Таштунским (Дебаклинским), контролирующими эндогенную минерализацию указанных выше месторождений. Первый из них представляет крутой надвиг с движением масс на восток-северо-восток и служит границей между Кафанским и Сюникским антиклинориями, а второй выражен в виде сброса, секущего Мегринский интрузивный массив. Приуроченность к ним минераль-

ных источников, эпицентров землетрясений, а также центров плиоцен-антропогенного вулканизма свидетельствует о том, что эта зона разлома неоднократно обновлялась и продолжает «жить» до современной геологической эпохи.

В районе ст. Карчеван Таштунский сброс эффектно выражен в современном рельефе в виде вертикального обрыва, а долина р. Аракс на этом участке значительно расширяется и река меандрирует.

Не менее отчетливо выражен описываемый разлом на Анкаванском рудном участке. Здесь, так же, как и в Сюнике, он служит границей двух различно построенных тектонических структур — Арзаканского антиклинория и Севано-Ширакского синклинория, и контролирует альпийский интрузивный и эффузивный магматизм, выходы минеральных источников и эпицентров землетрясений. На западе этот разлом, по-видимому, прослеживается по северному борту Ширакской впадины и обуславливает изоклинальную и опрокинутую к югу складчатость верхнемеловых и эоценовых отложений, осложненную разрывными нарушениями, преимущественно типа крутых надвигов (с движением масс к югу). Вдоль этого разлома, по южному склону Ширакского хребта, расположены минеральные источники, а верхнемеловые и эоценовые отложения местами гидротермально изменены.

Гораздо менее четко фиксируется этот разлом на участке между Анкаванским и Сюникским рудными полями. Здесь наличие его предполагается на основании линейно расположенных центров плиоцен-антропогенных вулканов, выходов минеральных источников (Камо, Мартуни, Гедик-Банк, Джермук, Воротан) и широкого развития гидротермально измененных палеогеновых вулканогенных образований (Джермук—Варденис).

Можно предполагать, что Анкаван-Сюникский глубинный разлом отражает север-северо-восточную границу распространения средне-верхнепалеозойских и триасовых отложений и одновременно очерчивает южную границу Сомхето-Кафанской юрской эвгеосинклинальной зоны.

Третья зона разрывных нарушений, относящаяся к категории глубинных, развита в Араратской котловине и выражена в виде двух параллельных разломов, ограничивающих Паракар-Енгиджинское погребенное горстовое поднятие (Ереванский глубинный разлом, по А. Т. Асланяну). Разломы эти подробно описаны в работах А. Т. Асланяна (1958), А. А. Габриеляна (1959), С. К. Арзуманяна (1962), и поэтому мы не будем на них останавливаться.

На востоке эта зона разлома прослеживается по южному подножию Урцского и Айюндзорского хребтов и очерчивает северную границу распространения миоценовых молассовых и соленосных свит Среднеараксинской депрессии. По указанному разлому во многих местах породы среднего-верхнего палеозоя надвинуты на отложения миоцена. Восточнее с. Азнабюрт (Нахичеванская АССР) разлом этот несколько замаскирован вследствие погружения палеозойского субстрата, однако и

здесь он фиксируется в виде отчетливо выраженной флексуры в нижних горизонтах соленосной свиты, оконтуривающей Нахичеванский прогиб с востока и отражающей разлом в субстрате.

Восточнее указанной флексуры, параллельно ей, проходит другое разрывное нарушение, вдоль которого расположены нижнеплиоценовые экстрозивные купола и субвулканы Нахичеванской АССР. Что касается западного продолжения описываемого разлома, то для разрешения этого вопроса пока нет прямых данных. Можно только предполагать, что он прослеживается по южному склону Арагаца, о чем косвенно свидетельствуют расположенные по этой линии вулканические аппараты и флексуорообразное погружение верхнеплиоценовых лав г. Арагац под плиоцено-плейстоценовые отложения Араратской котловины.

Заканчивая на этом краткую характеристику разломов глубокого заложения, считаем необходимым отметить два обстоятельства. Во-первых, эти разрывные нарушения по всем геологическим признакам отличаются от других, более часто встречаемых сбросов, взбросов, надвигов и др. поверхностных дизъюнктивных нарушений. Они контролируют проявления магматизма, оруденение, формации горных пород, характеризуются длительностью развития и большой протяженностью. Поэтому независимо от того, являются ли они глубинными или нет, их выделение на тектонической карте мы считаем необходимым. Дальнейшее, более детальное изучение их представляет не только теоретический интерес, но, разумеется, имеет и сугубо практическое значение. Во-вторых, приведенная выше краткая характеристика их показывает, что они по своему геологическому значению все же неравнозначны. В одних случаях они обуславливают различия в геологическом строении разделенных ими блоков, но их контролирующая роль в проявлении магматизма выражена слабо (Ереванский глубинный разлом), а в другом случае—наоборот (Анкаван-Сюникский). Разлом Севанского офиолитового пояса отчетливо фиксируется гравиметрическими данными, а наличие Анкаван-Сюникского разлома выявляется на гравиметрической карте только в юго-восточной части.

Все эти данные показывают, что глубинные разломы бывают весьма различными по возрасту и глубине заложения, проявлению магматизма, по их расположению в отношении крупных структурных зон и др. геологическим признакам, и классификация их является одной из актуальных задач тектонических исследований.

V. МАГМАТИЗМ И ТЕКТНИКА

1. Возрастное расчленение интрузивных формаций

Роль интрузивных образований в геологическом строении Армении настолько велика, что нельзя представить картину ее тектонического строения и истории геотектонического развития без анализа магмати-

ческой геологии. С этой целью нами составлена схематическая карта интрузивных пород, на которой выделены основные группы формаций, показаны их возраст и приуроченность к определенным тектоническим структурам. Схема возрастного расчленения интрузивных и субинтрузивных (субвулканических) образований Армянской ССР и смежных частей Антикавказа представляется в следующем виде:

Интрузии габбро-плагиогранитовой формации доверхнемелового (палеозойского?) возраста. Наиболее древними магматическими породами в Армении являются интрузивные массивы, которые размещены в отложениях метаморфического комплекса верхнепротерозойско-зокембрийского возраста, выступающего в ядрах Цахкуняцкого и Южно-Сюникского альпийских антиклинальных структур, и представлены породами габбро-плагиогранитовой формации: лейкократовыми плагиогранитами, габбро, габбро-диоритами, габбро-пироксенитами.

В районе Цахкуняцкого антиклинория описываемые интрузии трансгрессивно перекрываются верхнемеловыми (турон-коньякскими) отложениями, в базальных слоях которых встречаются окатанные гальки указанных глубинных пород.

Большинство исследователей возраст рассматриваемого интрузивного комплекса определяет как палеозойский, учитывая указанное выше их стратиграфическое положение, а также и то, что они обнаруживают большое петрохимическое и минералогическое сходство с палеозойскими интрузиями Локского и Дзирульского массивов и Большого Кавказа. В Локском массиве сходные по составу интрузии перекрываются терригенными отложениями фаунистически охарактеризованного лейаса, а в Храмском массиве — континентально-вулканогенными образованиями пермо-карбона.

В зоне Анкавано-Зангезурского глубинного разлома в районе с. Шишкерт А. И. Адамяном в 1959 г. установлено наличие галек интрузивных пород гранитоидного состава в основании фаунистически охарактеризованного верхнего девона, что свидетельствует о проявлении интрузивного магматизма в Южной Армении, по крайней мере до верхнего девона. На наличие палеозойской гнейсовидной гранитоидной интрузии в Иранском Карадаге, в пределах той же геотектонической зоны, указывают Д. В. Иванов (1902) и Г. Рибен (1934).

Однако имеется ряд данных, противоречащих вышеуказанным и свидетельствующих об их более молодом, нижнемезозойском возрасте.

1. По С. И. Баласаняну (1966), древние гранитоидные интрузии Арзаканского массива по своим петрохимическим и минералогическим особенностям обнаруживают значительное сходство с интрузиями плагиогранитов Северной Армении и смежных районов Азербайджана, мезозойский (предверхнеюрский) возраст которых в настоящее время доказан геологическими и радиологическими данными. Эти сопоставляемые интрузии имеют натриевый характер и характеризуются общей пониженной щелочностью.

2. По данным Г. П. Багдасаряна, абсолютный возраст лейкократовых плагиогранитов района с. Арзакан — 150 млн. лет (ср. юра), Агверанского массива гранодиоритов — 96 млн. лет, а Анкаванского и Спитакского массивов — 112 млн. лет, что соответствует нижнему мелу.

3. Палеозойскому возрасту рассматриваемого интрузивного комплекса противоречит история геологического развития. Как указывалось в предыдущей главе данной работы, в вариссийском тектоническом периоде в южной части Антикавказа господствовал субплатформенный (или миогеосинклинальный) режим с полным отсутствием продуктов эффузивного вулканизма в отложениях этого периода. Исключением является мощное развитие диабазовых порфиритов в Южном Сюнике и на Арзаканском массиве, которые условно относятся к нижнему-среднему девону и приурочены к зоне Анкавано-Сюникского глубинного разлома, являющегося границей между двумя Герцинскими геотектоническими зонами Закавказья.

История развития магматизма в Армении показывает, что проявления интрузивного и эффузивного магматизма пространственно и во времени тесно взаимосвязаны и что между разновозрастными интрузиями и эффузиями наблюдается определенное сходство в их петрохимических и минералогических признаках. Во всех стадиях альпийского тектонического этапа без исключения проявлению интрузии, как правило, предшествовала, а в ряде случаев и следовала за нею мощная эффузивная деятельность.

Поэтому трудно представить развитие интрузивного магматизма в герцинском этапе, при полном отсутствии эффузивного вулканизма, в субплатформенном или миогеосинклинальном тектоническом режиме.

Приведенные выше данные показывают, что возраст древних интрузивных пород Армении в настоящее время нельзя считать точно установленным, и, с другой стороны, свидетельствуют о том, что наряду с точкой зрения об их палеозойском возрасте не менее обоснованным можно считать и мнение об их более молодом, юрско-нижнемеловом внедрении.

Среднеюрские и предверхнеюрские интрузии представлены преимущественно плагиогранитами, плагиогранит-порфирами, гранитами и др. (плагиогранитовая формация), которые развиты в сводовой части Шамшадинского антиклинория. Они прорывают вулканогенные образования верхнего байоса и трансгрессивно перекрываются отложениями келловея, чем и датируется их предверхнеюрский (батский) возраст.

Предверхнемеловые интрузии. К этому возрасту относятся глубинные магматические породы габбро-гранодиоритовой формации, представленной кварцевыми диоритами, гранодиоритами, кварцевыми диоритпорфирами, плагиогранитами (Кохбский и Шнохский массивы в Северной Армении) и розовыми гранитами, диоритами, гранодиоритами, габбро-диоритами, слагающими Цавскую группу интрузий в Южном Зангезуре.

Возраст этих интрузий в настоящее время большинством исследователей (А. Т. Асланян, И. Г. Магакьян, С. И. Баласанян, Э. А. Хачатурян и др.) определяется как доверхнемеловой, хотя имеются сторонники точки зрения об их более молодом, палеогеновом возрасте (К. Н. Паффенгольц, Б. С. Вартапетян).

Эти магматические породы отчетливо прорывают вулканогенно-осадочные образования верхней юры и трансгрессивно перекрываются терригенными отложениями верхнего мела. Возраст этой трансгрессивной свиты, в базальных конгломератах которой встречаются окатанные гальки описываемых интрузий, до последнего времени определялся как сеноманский. Однако, по новым данным Г. А. Туманяна, свита эта относится к верхнему коньяку—нижнему сантону (палеонтологическое определение В. Т. Акопяна).

Доверхнемеловой возраст гранитоидов Северной Армении подтверждается также данными радиологических исследований. Абсолютный возраст образцов из Кохб-Шнохской группы интрузии 128—133 млн. лет, из Чочканского массива 134 ± 5 млн. лет, а Ахпатского массива— 142 ± 6 млн. лет (Г. П. Багдасарян, 1966).

По-видимому, к этому же возрасту следует отнести гранитоидный массив Спитакского перевала, который по геологическому положению (трансгрессивно перекрывается турон-коньякскими отложениями), по абсолютному возрасту (112 млн. лет) и петрографическому составу обнаруживает большое сходство с интрузиями Северной Армении и, в частности, с Кохбским массивом.

Верхнемеловая гипербазитовая формация представлена дунитами, перидотитами, пироксенитами, серпентинитами, габбро и в виде отдельных, сравнительно небольших вытянутых тел выступает вдоль Севано-Акеринского глубинного разлома—офиолитовый пояс Антикавказа. Вопрос возраста гипербазитовой формации Антикавказа давно оспаривается в литературе и в настоящее время еще не перестал быть предметом дискуссии. К. Н. Паффенгольц относит ее к верхнему эоцену, связывая внедрение ультраосновных интрузий с предолигоценовой фазой складчатости. В. Е. Хаин и Л. Н. Леонтьев давно высказали мнение об их верхнемеловом (предверхнесантонском) возрасте. К такому же выводу пришли Э. Ш. Шихалибейли, М. А. Кашкай, изучившие Азербайджанскую часть офиолитового пояса Закавказья, и Т. Ш. Татевосян, изучивший указанную формацию бассейна оз. Севан и Амасийского района.

За последние годы многими исследователями (С. А. Паланджян, Л. С. Меликян, А. Л. Книппер и Ю. Л. Костанян, О. А. Саркисян, А. А. Габриелян и др.) получены новые данные по гипербазитам северо-восточного побережья оз. Севан (где они наиболее широко развиты), позволяющие присоединиться к мнениям вышеуказанных геологов о верхнемеловом возрасте офиолитовой формации.

В районах сс. Памбак, Кясаман, в составе красноцветной терригенной свиты, которая подстилает карбонатную свиту кампана-маастрихта и относится по возрасту к сантону (скорее верхнему сантону), встречаются многочисленные окатанные и полуокатанные обломки ультраосновных пород. Детальное изучение состава этих галек и их сопоставление с обнажающимися там же ультраосновными интрузиями, показывают их полное сходство.

Любопытно отметить, что эта же терригенная свита прорвана интрузией ультраосновных пород, обломки которых, как уже указывалось, участвуют в ее строении.

В районе села Шоржа ультраосновные интрузии прорывают карбонатную свиту кампан-маастрихта, а у с. Арданиш — нуммулитовые слои нижнего-среднего эоцена.

Детальное изучение структурно-геологического положения массивов гипербазитовой формации показывает, что внедрение их в окружающие более молодые (чем верхнесантонские) отложения происходило в холодном виде (протрузии), вдоль разломов.

Показательно, что подавляющее большинство выходов описываемых интрузий, вместе с вмещающими верхнемеловыми отложениями, очень сильно смяты, раздроблены, а местами превращены в тектонические брекчи и милониты.

Верхнемеловые отложения вдоль офиолитового пояса (Севанский и Базумский хребты), по сравнению с другими районами, гораздо более интенсивно дислоцированы, образуя местами настоящую изоклиналную складчатость. Все эти признаки следует поставить в прямую связь с их геологическим положением. Верхнемеловые отложения и вмещающие массивы ультрабазитов приурочены к зоне Севано-Акеринского глубинного разлома, вдоль которого тектонические движения происходили неоднократно в течение всего альпийского этапа развития.

Косвенным доказательством в пользу верхнемелового возраста гипербазитовой формации Антикавказа является, как на это раньше указывал Л. А. Варданянц (1955), тот факт, что интрузии этой формации приурочены почти исключительно к обнаженным участкам верхнемеловых отложений (Севанский, Базумский и Ширакский хребты). В районах широкого развития эоценовых образований, где верхнемеловые отложения не обнажаются, выходы указанных пород очень редки.

По всей вероятности, к этому же возрасту относятся небольшие выходы ультраосновных пород бассейна р. Веди.

Среднеэоценовая и предверхнеэоценовая габбровая формация представлена габбро-диоритами, диоритовыми порфиритами, которые в виде отдельных небольших массивов развиты в Севано-Ширакском синклинии и реже в Сюнике. Породы этой формации местами образуют согласные залежи с вмещающими среднеэоценовыми отложениями, а на других участках прорывают последние. Среднеэоценовый и

предверхнеэоценовый возраст габбровых пород устанавливается не только геологически, но и по данным их абсолютного возраста (в среднем 40—45 млн. лет) (Г. П. Багдасарян, Б. М. Меликсетян, 1966).

Верхнеэоценовая гранодиоритовая формация. Сложена гранодиоритами, плагиогранодиоритами, кварцевыми диоритами, порфиroidными граносиенитами и др., довольно широко развитыми на Памбакском и Базумском хребтах, в Айоцдзоре и Сюнике.

В Севано-Ширакском синклинории они прорывают средний эоцен и перекрываются отложениями верхнего эоцена. Абсолютный возраст образцов, взятых из указанных интрузивных массивов, колеблется в пределах 38—43 млн. лет, что соответствует, примерно, верхнему эоцену.

Верхний эоцен-нижеолигоценая сиенит-монцонитовая формация представлена сиенитами, сиенито-диоритами, кварцевыми сиенитами, щелочными сиенитами, нефелиновыми монцонитами, нефелиновыми и щелочными сиенитами, слагающими Памбакский, Бундукский массивы и значительную часть Мегринского массива.

Прорывают они верхний эоцен, а гальки их встречаются в базальных слоях Дилижанской угленосно-сланценовой молассовой свиты, наиболее вероятный возраст которой — средний-верхний олигоцен. Данные абсолютного возраста (30, 33, 35 млн. лет) соответствуют их стратиграфическому положению. К этому же возрасту относятся мелкие выходы гранитоидов Айоцдорского и Северного Сюника, которые внедрены в Амульсарскую вулканогенную свиту (верхний эоцен-нижний олигоцен) и перекрываются другой вулканогенной свитой, относимой к верхнему олигоцену-нижнему миоцену.

Верхний олигоцен-нижемиоценовая гранодиоритовая формация. К этой группе магматических пород относятся порфиroidные гранодиориты, граносиениты, граниты, монцониты, кварцевые диориты, адамеллиты и кварцевые сиенито-диориты, слагающие часть Мегринского полифазно и сложно построенного плутона.

Внедрены они в среднеэоценовую вулканогенную свиту, но верхний предел их возраста геологически не устанавливается. Абсолютный возраст образцов из различных частей указанного плутона показывает в среднем 23—25 млн. лет, что соответствует границе олигоцена и миоцена.

Верхнемиоценовая трахилипаритовая субинтрузивная формация. Породы этой формации развиты преимущественно в западной части Айоцдзора (у села Элпин) и представлены липаритами, санидиновыми трахилипаритами, трахидацитами, небольшие куполовидные массивы которых прорывают фаунистически охарактеризованные отложения нижнего-среднего олигоцена и перекрываются вулканогенным мио-плиоценом. Данные абсолютного возраста образцов из указанных массивов подтверждают их геологическое положение.

Нижне-среднеплиоценовая субинтрузивная и экстррузивная форма-

ция представлена небольшими, но отчетливо выраженными в рельефе экструзиями, субвулканами, сложенными липаритами, обсидианами, перлитами, липарито-дацитами (Артени, Атис, Спитакасар), а также андезитами и андезито-дацитами (Нахичеванская АССР, Южный Сюник). Прорывают они верхнесарматские отложения и несогласно перекрываются верхний плиоцен-нижнечетвертичными образованиями.

По Ш. А. Азизбекову (1961), экструзии андезито-дацитов Нахичеванской АССР являются синхронными образованиями с биченагской вулканогенной свитой, возраст которой нижний плиоцен (мэотис-понт).

Абсолютный возраст образцов из экструзии андезито-дацитов Южного Сюника показывает 7 млн. лет, что соответствует среднему плиоцену.

2. Связь магматизма с тектоникой

Известно, что развитие магматизма (эффузивного и интрузивного) в пространстве и во времени тесно связано с тектоническими структурами и историей геотектонического развития данной области. Поэтому естественно, что в любой обобщающей тектонической работе вопросы магматической геологии занимают определенное место. Вопросы связи магматизма с тектоникой в Армянской ССР еще плохо изучены и большая работа в этой области впереди. Но тем не менее, анализ тектонической карты позволяет сделать некоторые предварительные выводы, подлежащие дальнейшему уточнению.

Прежде всего бросается в глаза неравномерность развития магматизма во времени. Хотя продукты вулканической деятельности встречаются в отложениях почти всех геологических систем, слагающих территорию Армянской ССР, начиная от палеозоя и до антропогена, однако магматические процессы развивались, как и тектонические движения, количественно неравномерно, причем общий ход развития магматизма вполне соответствует геотектоническому развитию данной области.

Интенсивное проявление эффузивного вулканизма отмечается в стадиях наиболее интенсивного прогибания геосинклинальных зон, а затем в эпохах интенсивного поднятия и горообразования (стадия орогенеза) — финальный вулканизм. Напротив, в эпохи сравнительной стабилизации тектонического режима, или слабого проявления дифференцированных движений, обусловивших пенеппенизацию рельефа и максимальную трансгрессию (например, в верхнем сеноне), вулканические процессы резко ослабевают.

Внедрение крупных масс гранитоидов по времени совпадает с эпохой наиболее интенсивного проявления геосинклинальной складчатости, эпохой инверсии и формирования структур (антиклинорий и синклинорий), а интрузии гипербазитовой формации связаны с первой стадией развития геосинклинали, эпохой интенсивного прогибания. С другой

стороны, наблюдается тесная пространственная и возрастная сопряженность интрузивных, субинтрузивных (субвулканических) и эффузивных формаций. Они приурочены к одним и тем же тектоническим структурам, в ряде случаев между ними имеются фациальные переходы, а разновозрастные интрузивные, субинтрузивные и эффузивные образования характеризуются сходным химическим составом. Все это несомненно свидетельствует об их комагматичности.

Таким образом, развитие интрузивного и эффузивного вулканизма неразрывно взаимосвязано, представляет разные стороны единого процесса магматизма и обусловлено геотектоническими условиями района. В соответствии с общим ходом геосинклинального развития (прогибание и осадконакопление — складчатость и метаморфизм, — поднятие и горообразование), последовательность проявления магматизма выражается по схеме: эффузивный (начальный) — субинтрузивный (субвулканический) — интрузивный — эффузивный (финальный).

В альпийском этапе геосинклинального развития Антикавказа выделяются три стадии проявления магматизма, каждая из которых характеризуется закономерным сочетанием эффузивных, субинтрузивных и интрузивных формаций: а) юра-неокомская с последовательным развитием формаций кератофиро-порфиритовой, кварц-порфириковой (эффузивной и интрузивной), гранитоидной, порфиритовой; б) верхний мел-палеогеновая с формационным рядом: спилито-порфириковая, офиолитовая, габбро-порфириковая (субинтрузивная), кварц-порфириковая (субинтрузивная и эффузивная), гранитоидная, щелочно-сиенитовая, трахидацитовая (субинтрузивная); в) неоген-антропогеновая — андезитовая, липаритовая (субинтрузивная) — базальтовая формации (Габриелян, 1964₂).

Наблюдается также некоторая закономерность в пространственном размещении интрузивных тел по отношению к тектоническим структурам.

Так, гранитоидные интрузии предкелловейского (Шамшадинская группа) и предсеноманского (Алаверди-Ноемберянская группа) возрастов в структурном отношении приурочены к сводовым и присводовым частям Шамшадинского и Алавердского антиклинориев, т. е. к участкам максимального уменьшения давления при складчатости и поднятии. Показательно, что указанные антиклинории в нижне-среднеюрское время являлись районами наиболее интенсивного прогибания и проявления эффузивного вулканизма. Таким образом, напрашивается мысль, что интрузии приурочены к участкам, которые в начале геосинклинального развития испытывали наиболее интенсивное прогибание, а затем, в эпоху инверсии — интенсивное поднятие.

Положение этих интрузий по отношению к окружающим пликративным структурам дискордантное, однако они могут быть и синтектоническими (синскладчатыми) как соляные диапиры.

В ряде случаев устанавливается отчетливо выраженная пространственная связь между проявлениями магматизма и глубинными разломами. Так, Памбакский комплекс интрузий расположен в пограничной полосе между Севано-Ширакским синклиниорием и Цахкуняцким антиклиниорием, а крупнейший в Закавказье мегринский полифазный плутон приурочен к бортовой части Ордубадского синклиниория, примыкающего к Сюникскому антиклиниорию. Линейно вытянутые массивы ультраосновных и основных интрузий офиолитового пояса расположены вдоль границы Сомхето-Карабахского мегаантиклиниория и Севано-Акеринского мегасинклиниория. Бундукская группа интрузий имеет дайкообразно вытянутую форму и контролируется парными разломами, оконтуривающими ее с севера и с юга. Эти примеры показывают, что внедрение магмы в верхние слои земной коры происходило по швам структурных зон, по подвижным участкам, наиболее сильно реагирующим на тектонические движения. Они и представляют зоны глубинных разломов, возникающих в большинстве случаев по границам геосинклинальных прогибов и геоантиклинальных поднятий. С ними же сопряжено проявление эффузивного вулканизма.

Неоген-антропогенный вулканизм, столь характерный для Антикавказа, соответствует заключительной (орогенной) стадии альпийского этапа развития, стадии горообразования и формирования высокогорного рельефа. Эта эпоха характеризуется горстообразным поднятием древних антиклинальных структур и заложением новых, наложенных впадин, зачастую дискордантно расположенных по отношению к мезо-палеогеновым структурам. Эти дифференцированные движения обуславливают возникновение вдоль впадин и поднятий трещин растяжения, служивших путями проникновения базальтовой магмы на дневную поверхность.

Отчетливо выраженная линейность в расположении вулканических аппаратов и шлаковых конусов (Гегамское нагорье, Джавахетский хребет, бассейн р. Воротан и др.) безусловно свидетельствует об их связи с разломами. Они развиты преимущественно по границам грабен-синклинальных и горст-антиклинальных поднятий (бассейн оз. Севан, Среднеараксинский прогиб) и представляют, по-видимому, крупные трещины растяжения.

Вулканические центры в молодых, верхнеальпийских (неоген-антропоген) грабен-синклиниориях (Арагатский, Воротанский, Верхнеахурянский и др.) приурочены преимущественно к участкам, которые в плиоцене и антропогене испытывали наиболее интенсивное поднятие.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Адамян А. И.— Интрузивные породы Мегринского плутона. В книге «Геология Армянской ССР», т. III, Петрография, Ереван, 1966.
- Азарян Н. Р.— Стратиграфия и фауна юрских отложений Алавердского рудного района Армянской ССР, Ереван, 1963.
- Азизбеков Ш. А.— Геология Нахичеванской АССР, М., 1961.
- Акопян В. Т.— Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Закавказья, Ереван, 1962.
- Аракелян Р. А.— Палеозой Армянской ССР. В книге «Геология Армянской ССР», т. II, Стратиграфия, Ереван, 1964.
- Арзуманян С. К.— Новые данные о тектонике Ереванского соленосного бассейна. «Изв. АН Арм. ССР», геол.-геогр. науки, т. XV, № 2, 1962.
- Арзуманян С. К.— Геологическое строение Араратской котловины и сопредельных с ней районов и перспективы нефтегазоносности. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минер. наук, Ереван, 1962.
- Асланян А. Т.— Региональная геология Армении, Айпетрат, 1958.
- Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х.— О возрасте палеозойских интрузий Армянской ССР. «Изв. АН Арм. ССР», геол. и геогр. науки т. XIV, № 4, 1961.
- Багдасарян Г. П.— Интрузивные породы Базумско-Памбакской области. В книге «Геология Армянской ССР», т. III, Петрография, Ереван, 1966.
- Баласанян С. И.— Интрузивный магматизм Сомхето-Кафанской зоны. Изд. Ер. госунта, 1963.
- Баласанян С. И.— Особенности магматизма Армении. Изд. Ер. госунта, 1967.
- Богданов А. А., Гамкрелидзе П. Д., Муратов М. В., Хаин В. Е.— Об изображении тектонических особенностей строения и развития Альпийской складчатой области на втором издании тектонической карты Европы. «Геотектоника», № 2, 1966.
- Варданянц Л. А.— Тектоническая карта Кавказа в масштабе 1:1000000. Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 18, 1955.
- Вегуни А. Т.— Стратиграфия палеогеновых отложений бассейнов рек Арпа и Воротаи. Автореферат кандидатской диссертации, Ленинград, 1961.
- Габриелян А. А.— Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
- Габриелян А. А., Арзуманян С. К.— О новейшей тектонике Ереванского соленосного бассейна. ДАН Арм. ССР, т. XXXIV, № 4, 1962.
- Габриелян А. А.— Палеоген и неоген Армянской ССР. Ереван, 1964₁.
- Габриелян А. А.— О связи магматизма и тектоники. «Изв. АН Арм. ССР», Науки о Земле, т. XVII, № 5, 1964₂.
- Габриелян А. А., Татевосян Л. К.— Схема геолого-геофизического районирования Арм. ССР и смежных частей Антикавказа. «Изв. АН Арм. ССР», Науки о Земле, т. XIX, № 1—2, 1966.
- Геология Арм. ССР, т. III. Петрография. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1966.
- 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.
- Леонтьев Л. Н.— Тектоническое строение и история геотектонического развития Малого Кавказа. БМОИП, отд. геол., т. XXIV (4), 1949.

- Международная тектоническая карта Европы масштаба 1:2 500 000, 1964.
- Милановский Е. Е.**— Некоторые основные вопросы истории тектонического развития Малого Кавказа. Тр. Совещания по тект. альп. геос. обл. юга СССР. Изд. АН Аз. ССР, 1956.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е.**— Геологическое строение Кавказа. Изд. МГУ, 1963.
- Назарян А. Е.**— Геологическое строение Арзакан-Апаранского кристаллического массива. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минер. наук, Ереван, 1964.
- Оффман П. Е.**— Тектоническая карта Волго-Донского междуречья (к вопросу о разработке принципов построения тектонических карт). «Изв. АН СССР», серия геол., № 8, 1964.
- Паланджян С. А.**— К геологии ультраосновных и основных интрузивных пород северо-восточного побережья оз. Севан. «Изв. АН Арм. ССР», Науки о Земле, т. XVIII, № 1, 1965.
- Паффенгольц К. Н.**— Сейсмоструктура Армении и прилежащих частей Малого Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1947.
- Саркисян О. А.**— Палеоген Севано-Ширакского синклинория. Изд. Ер. госунта, 1966.
- Саркисян О. А.**— История тектонического развития Севано-Ширакской интрагеосинклинали в мезозое и кайнозое. «Известия Высш. уч. зав.», «Геология и разведка», № 1, 1964.
- Тектоника Европы (Объяснительная записка к международной тектонической карте Европы масштаба 1:2 500 000), 1964.
- Тектоническая карта Азербайджанской ССР, масштаб 1:500 000. Изд. АН Аз. ССР, 1956.
- Тектоническая карта Грузинской ССР, масштаб 1:600 000. Изд. АН Груз. ССР, 1961.
- Туголесов Д. А.**— О методике составления тектонических карт (на примере Устюрта). Проблемы региональной тектоники Евразии. Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 92, 1963.
- Хаин В. Е.**— О методике составления тектонических карт. Вопросы тектоники нефтегазоносных областей. Изд. АН СССР, 1962.
- Хаин В. Е.**— Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. «Советская геология», № 39, 1949.
- Шатский Н. С., Богданов А. А.**— О международной тектонической карте Европы масштаба 1:2 500 000. «Изв. АН СССР», серия геол., № 4, 1961.
- Штеклин Дж.**— Тектоника Ирана. «Геотектоника», № 1, 1966.
- Шихалибейли Э. Ш.**— Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа, т. I, II, Изд. АН Аз. ССР, 1964, 1966.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Предисловие	3
I. МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ (А. А. Габриелян)	4
II. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУР И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ (А. А. Габриелян)	15
III. КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР	23
1. Область раннеальпийской (киммерийской) складчатости (В. Т. Акопян)	23
2. Область среднеальпийской складчатости	30
а) Северо-западная часть (О. А. Саркисян)	33
б) Юго-восточная часть (А. Т. Вегуни)	44
3. Область позднеальпийской складчатости (А. А. Габриелян, С. К. Арзуманян, Г. П. Симомян)	50
IV. РАЗЛОМЫ ГЛУБОКОГО ЗАЛОЖЕНИЯ (А. А. Габриелян)	57
V. МАГМАТИЗМ И ТЕКТОНИКА	62
1. Возрастное расчленение интрузивных фермаций (А. И. Адамян, А. А. Габриелян, О. А. Саркисян)	62
2. Связь магматизма с тектоникой (А. А. Габриелян)	68
Литература	71

А. А. ГАБРИЕЛЯН, А. И. АДАМЯН, В. Т. АКОПЯН, С. К. АРЗУМАНЯН,
А. Т. ВЕГУНИ, О. А. САРКИСЯН, Г. П. СИМОНЯН

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА И КАРТА ИНТРУЗИВНЫХ
ФОРМАЦИЙ АРМЯНСКОЙ ССР

Редактор: А. А. ГАБРИЕЛЯН
Редактор издательства: С. Р. АВАКЯН
Художник: Г. А. ХУДИКЯН
Техн. редактор: А. А. ОВАСАПЯН
Контр. корректор: А. С. СААКЯН

ВФ 08414

Заказ 467

Тираж 1500

Сдано в производство 4/III 1967 г. Подписано к печати 21/II 1968 г.

Бумага 70×108^{1/16} Типогр. 4,62 = 6,33 + 4 вклейки. Изд. л. 5,05.

Цена 1 р.

Типография № 10 Главного управления полиграфической промышленности
Гос. Комитета Совета Министров Арм. ССР по печати, Ереван, ул. Абовяна 52.

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
14	13 снизу	две	три
15	18 снизу	1952	1958
17	18 снизу	(I-Pg ²)	(J-Pg ²)
45	9 сверху	синклинория	синклинали
48	19 снизу	синклинория	антиклинория
72	1 сверху	1964	1962