

УДК 551.24

О. А. САРКИСЯН

ВОЗРАСТ И ТИПЫ СКЛАДЧАТОСТИ АЛЫЙСКОГО КОМПЛЕКСА СЕВАНО-ШИРАКСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Изучение истории складкообразования внутренних зон Малокавказского мегаантиклинория и прилежащих районов показывает, что в отдельных структурах слабые проявления этого процесса намечаются еще на стадии геосинклинального прогибания и осадконакопления. В прогибах на фоне длительного погружения отмечаются короткие периоды частного поднятия и слабого складкообразования, которые, однако, не приводят к полной инверсии и замыканию прогиба и фиксируются небольшими угловыми несогласиями и частными неполными регрессиями. Эти движения являются как бы подготовительными и предшествуют периоду интенсивного и быстрого роста складок, когда оформляются основные черты пикативных структур. Эти главные фазы складчатости соответствуют времени инверсии и раннеорогенному развитию прогиба. Затем в завершающей стадии роста и окончательного оформления складок темп и интенсивность складкообразовательных движений постепенно убывают, но значительно возрастает роль глыбовых движений, которыми заканчивается процесс развития деформаций в той или иной зоне. В связи с этим в пределах каждой складчатой системы в течение полного цикла складкообразования можно выделить подготовительные, главные и завершающие фазы складчатости, проявляющиеся одновременно в тех интрагеосинклинальных прогибах, которые характеризуются сходными чертами строения и развития. Так, в пределах Малокавказского мегаантиклинория Аджаро-Триалетская, Севано-Ширакская, Айодзор-Южнозангезурская структурно-формационные зоны, Кельбаджарская наложенная мульда обнаруживают большое сходство в строении и проявлении синхронных фаз. То же самое можно сказать и относительно Алавердского, Шамхорского, Карабахского, Кафанского антиклинорийных структур.

В Севано-Ширакской зоне можно выделить следующие фазы складчатости: подготовительные (предсенонская, предпалеогеновая), главные (предпозднеэоценовая, раннеолигоценовая, предчокракская) и завершающие (предэоценовая, среднеплиоценовая и раннечетвертичная). Эти фазы фиксируются угловыми несогласиями, перерывами в осадочном склоне западной части Базумского хребта отложения нижнего сенона трансгрессивно налегают на терригенно-карбонатные породы альба. Однако заметного углового несогласия между этими отложениями накопления и трансгрессивным залеганием отложений.

Подготовительные фазы складчатости. Первые складкообразовательные движения имели место в предсенонское время. На се-

не наблюдается, так как отложения нижнего сенона залегают в ядре синклинали, где угловые несогласия между слоями затушевываются. В результате этих движений оформляются основные особенности структуры Западнобазумского горстантиклинория. В последующих дислокациях он принимает участие в виде консолидированного жесткого массива, который испытывал, в основном, воздымание или дробление. Структурный план горста широтный и несколько не соответствует общекавказскому плану верхнемеловой и палеогеновой складчатости других участков синклинория. По данным В. Т. Акопяна и автора, пикативные структуры Западнобазумского горста представлены небольшими узкими, кулисообразно расположенными, наклонными к северу брахиформными складками. Существующие в литературе мнения (А. Т. Асланян, К. А. Мкртчян, П. Л. Епремян) о развитии на Западнобазумском горсте веерообразных и опрокинутых складок не подтверждаются фактическими данными. Широтная складчатость в отложениях нижнего мела Базумского хребта срезается простираниями эоценовых структур. Развитие сильно сжатых, а также приразломных складок свидетельствует о накоплении нижнемеловых осадков и возникновении складок в глубоко опущенном и ограниченном разломами грабене.

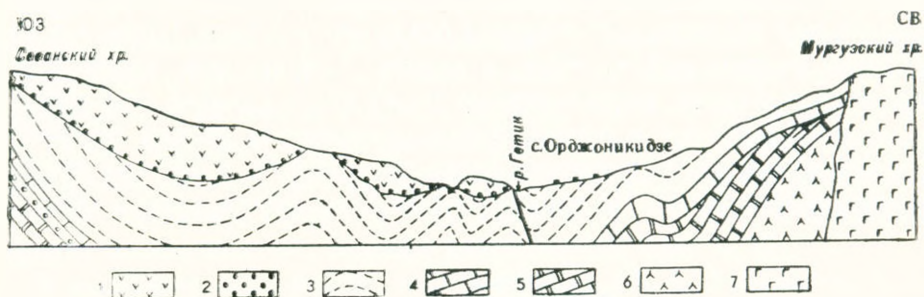
Здесь же отметим, что альпийские складчатые структуры Севано-Ширакского синклинория не являются унаследованными от структур байкальского основания. План альпийской складчатости северо-западный или широтный, а складчатые структуры основания, судя по его выходам (Цахкуняцкий антиклинорий и др.) и геофизическим данным, имеют поперечное (северо-восточное) простирание.

В конце позднего мела и начале палеогена имели место довольно мощные восходящие движения, сопровождавшиеся пологой складчатостью (ларамийская орофаза). Доказательством наличия этих движений является отсутствие на многих участках области отложений датского яруса и палеоцена, трансгрессивное залегание эоцена на различных горизонтах верхнего мела и местами наличие углового несогласия между ними.

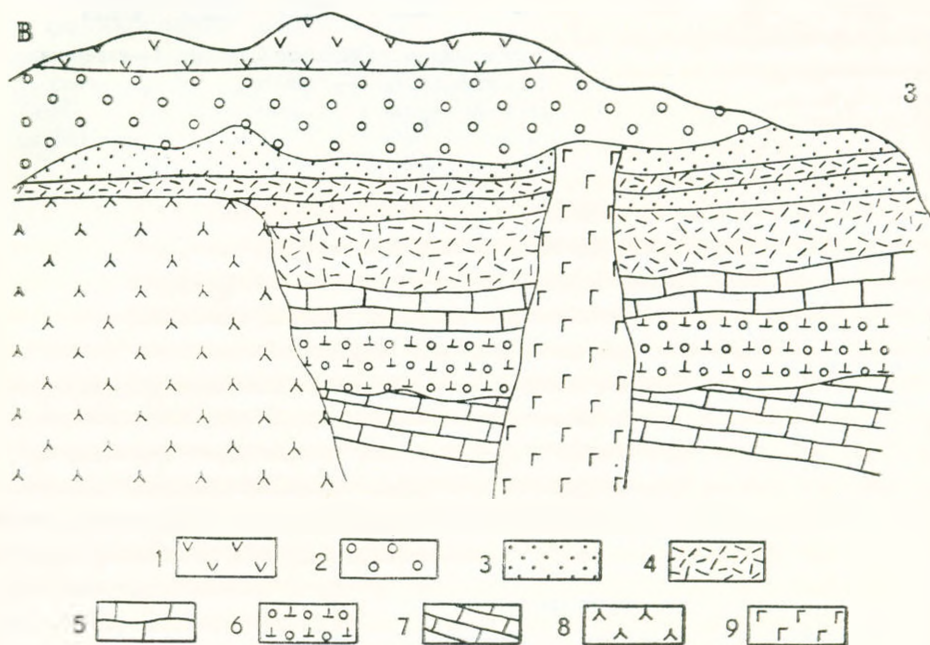
Предпалеогеновые движения на различных участках синклинория проявились по-разному. Так, Западнобазумский горст претерпевал медленное блоковое поднятие, не испытывая внутренней складчатости. Интересно, что слабый рост этой структуры продолжался и в эоцене, когда область в целом испытывала интенсивное погружение. В пределах указанного горста отложения верхнего сенона и эоцена отсутствуют.

Вдоль крыльев синклинория установлено значительное несогласие между верхнемеловыми и эоценовыми отложениями. Так, в верховьях р. Гетик в восточной части Мургузского хребта угловое несогласие между указанными отложениями измеряется в $15-20^\circ$ (фиг. 1), на северо-восточном побережье оз. Севан— $10-15^\circ$ (фиг. 2). Несогласие подчеркивается также присутствием конгломератов в основании эоцена. На этих участках складчатые структуры верхнего мела представлены линейными широкими брахиформными синклиналями, разделенными узкими греб-

невидными антиклиналями. Здесь отложения нижнего эоцена несогласно налегают на породы нижнего коньяка, верхнего коньяка—сантона и кампан-маастрихта, а верхняя (маастрихтская) часть карбонатной толщи верхнего сенона характеризуется значительно сокращенными мощностями. По южному склону Севанского хребта с запада на восток отмечается



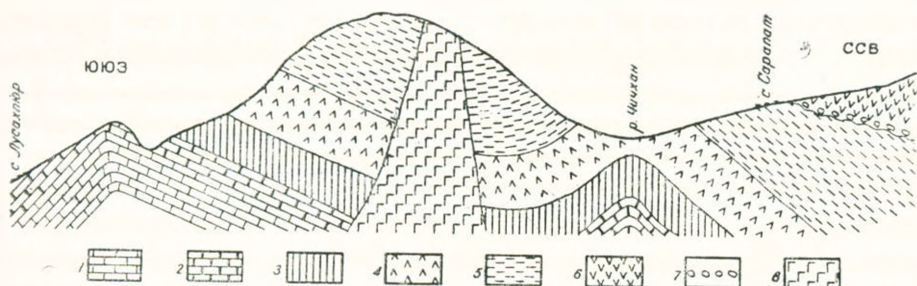
Фиг. 1. Мелкая складчатость, замыкающая Джилян-Красносельскую синклинали в долине р. Гетик у сел. Орджоникидзе. 1—андезиты, андезитодациты, дациты (в. эоцен); 2—конгломераты (в. эоцен); 3—терригенно-пирокластические породы (ср. эоцен); 4—пуммулитовые известняки (н. эоцен); 5—известняки и мергели (в. сенон); 6—андезиты, их пирокластолиты (юра); 7—габбро (ср.—в. эоцен).



Фиг. 2. Взаимоотношение образований верхнего сенона, нижнего, среднего и верхнего эоцена в верховьях р. Джил. 1—андезиты, андезитодациты, дациты (в. эоцен); 2—базальные конгломераты (в. эоцен); 3—туфопесчаники, туфы, туфобрекчии, туффиты, туфогравелиты (ср. эоцен); 4—туфы, туффиты (ср. эоцен); 5—пуммулитовые известняки (н. эоцен); 6—базальные конгломераты (н. эоцен); 7—известняки (в. сенон); 8—андезиты (ср. эоцен); 9—габбро.

постепенное сокращение мощностей эоцена и погрубение обломочного материала. В этом же направлении к Муровдагскому антиклинорию резкость несогласия между верхним мелом и эоценом увеличивается. Все это свидетельствует о значительной интенсивности ларамийских складчатых движений на этом участке и о том, что складкообразовательные процессы, начавшиеся в маастрихте, не прекращались в эоцене, где рост складок шел медленно и синхронно с осадконакоплением. Примерно аналогичная картина наблюдается в районе Спитакского перевала и в верховьях р. Ахурян, расположенных также вдоль крыльев синклинория.

С приближением к осевой полосе синклинория размер несогласий между верхним мелом и эоценом резко уменьшается, а местами они становятся незаметными. На южном склоне Ширакского хребта (фиг. 3),



Фиг. 3. Разрез Ширакского хребта по линии сс. Лусахюр-Сарапат. 1—известняки, мергели (в. сенон); 2—мергели (датский ярус); 3—терригенно-пирокластический флиш (палеоцен—н. эоцен); 4—кварцевые порфиры, их пирокластолиты (ср. эоцен); 5—осадочно-пирокластический флиш (ср. эоцен); 6—андезиты, андезито-дашты (в. эоцен); 7—базальные конгломераты; 8—габбро-диориты.

в верховьях р. Агстев и долине р. Дззнагет, отложения верхнего мела выше по разрезу постепенно сменяются породами палеоцена и эоцена; углового и стратиграфического несогласия между ними не наблюдается. Здесь предпалеогеновые движения фиксируются изменениями в фацциальном составе пород в вертикальном разрезе—от умеренно-глубоководных известняков к терригенно-пирокластическим флишам.

Слабые складкообразовательные движения происходили также на границе сантона и кампана. Так, на северо-восточном побережье оз. Севан известняки и мергели кампан-маастрихта трансгрессивно налегают на различные горизонты коньяка и сантона, а в западной части Базумского хребта они отсутствуют. На других участках синклинория заметного несогласия между сантоном и кампаном не наблюдается. По-видимому, эти движения проявились преимущественно в северо-восточной части синклинория. По Э. Ш. Шихалибейли [16], предкампанские складчатые движения довольно интенсивно проявились на многих участках восточной части Малого Кавказа.

Следует отметить, что в течение мела в Севано-Ширакской зоне имели место не только фазы складкообразования, обусловленные тангенциальным сжатием, но и предшествовавшие и частично чередовавшиеся

с ними фазы растяжения, сопутствовавшего ранним стадиям становления офиолитового комплекса и формирования коры океанического типа.

Главные фазы складчатости. В предпозднеэоценовое время в исследованной области намечаются довольно крупные складкообразовательные движения, синхронизируемые нами с первой пиренейской (триалетской по П. Д. Гамкрелидзе [7]) орофазой. Почти одновременно к такому же выводу пришли А. Т. Вегуни и К. А. Мкртчян [3]. Эта орофаза устанавливается трансгрессивным и несогласным налеганием вулканогенно-обломочного верхнего эоцена на различные горизонты среднего эоцена на многих участках области: бассейны рр. Бадан, Агарцин, Гетик, Марцигет, северо-восточное побережье оз. Севан, южный склон Геджаллинского хребта, левобережье верхнего течения р. Чичкан, район сс. Чигдамал, Тохлуджа и др. На многих участках в основании верхнего эоцена залегают мощные конгломераты (фиг. 1, 2).

В последние годы рядом исследователей (А. А. Габриелян, А. Т. Асланян, А. Р. Арутюнян, Г. М. Акопян, и др.) отмечается наличие предпозднеэоценовых орогенических движений в других районах Армянской ССР. На наличие этой орофазы в верховьях рр. Тертер, Акера, в Казахском прогибе и Талыше указывают азербайджанские геологи [9, 10, 16]. Следовательно, предпозднеэоценовые движения не носили локального характера, а охватывали всю территорию Малого Кавказа, и, как правильно отмечает Э. Ш. Шихалибейли [16], они играли важную роль при формировании современной структуры упомянутого региона. Эти движения наиболее интенсивно проявились в Аджаро-Триалетской, Севано-Ширакской зонах, в Кельбаджарской наложенной мульде и сравнительно слабо — в Ереванско-Вединской и Ордубадской зонах.

В пределах исследованной области сформировавшиеся в конце мела складчатые структуры, за исключением Западнотазовского и Зодского офиолитовых блоков, нивелируются мощными образованиями нижнего и среднего эоцена. В связи с интенсивным проявлением предпозднеэоценовых складчатых движений происходили инверсия и внутреннее структурное расчленение Севано-Ширакского интрагеосинклинального прогиба на центральное поднятие и боковые прогибы. Начало формирования большинства крупных складчатых структур области также обусловлено этими движениями. К ним относятся Красносельск-Дилижанская, Бор-Бортская, Антарамутская, Памбакская, Ширакская, Арегунийская синклинали, Дзикагет-Фиолетовская, Верхнечичканская, Дзорагетская антиклинали и т. д. Таким образом, в процессе предпозднеэоценовых складчатых движений были созданы основные структурные черты Севано-Ширакского синклинория. Угловое несогласие между образованиями среднего и верхнего эоцена измеряется в $10-15^\circ$. В Стананаванском районе предпозднеэоценовая фаза проявилась в накоплении мощных грубых конгломератов и песчаников с фауной оверзского яруса.

Предверхнеэоценовые складчатые движения сопровождались оживлением старых и образованием новых разломов и интенсивными блоковыми подвижками, обусловившими внедрение крупных гранитоидных

интрузий Базумско-Памбакского комплекса и мощный вулканизм позднего эоцена.

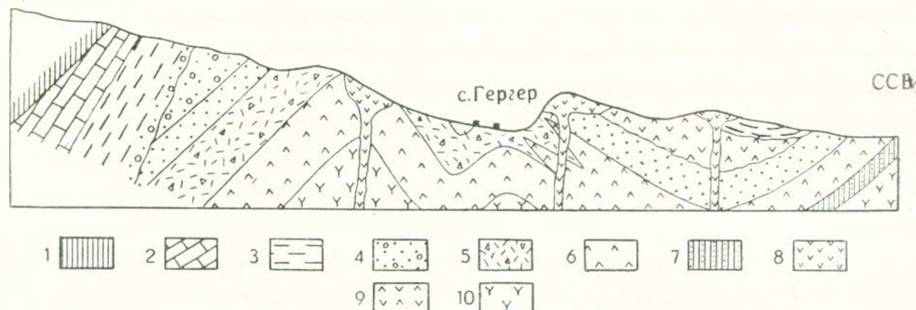
Конец позднего эоцена и начало олигоцена является переломным моментом в истории тектонического развития Севано-Ширакского синклинория. В течение этого времени, в центральной части Малого Кавказа и, в частности, в исследованной области, имели место интенсивные тектонические движения (пиренейская орофаза), которые вывели указанный регион из состояния погружения, превратив его в область поднятия и денудации. В результате интенсивного сводового поднятия центральной части Малого Кавказа ось максимального прогибания окончательно перемещается в Среднесараксинский и Предмалокавказский прогибы. В пределах исследованной области под влиянием пиренейской орофазы интенсивной дислокации подверглись уже не раз сравнительно умеренно деформированные верхнемеловые и эоценовые образования. Предолигоценовые тектонические движения легко устанавливаются по весьма ограниченному развитию олигоценовых континентальных отложений, их ингрессивному и резко несогласному налеганию на различные горизонты эоцена, а также отсутствию морских отложений среднего-позднего олигоцена и всего миоцена, за исключением юго-восточного участка бассейна оз. Севан. Эти движения играли важную роль при формировании современной тектонической структуры синклинория. Зародившиеся еще в эоцене основные складчатые структуры области окончательно оформляются в раннем олигоцене. В последующие фазы складчатости эти структуры не претерпели существенных изменений.

Следует отметить, что в конце мела и палеогене в Севано-Ширакской зоне преобладали процессы сжатия, которые приводили не только к формированию складчатых структур, но и к раздавливанию офиолитового комплекса и образованию «меланжа».

Морфологические типы складок, сформировавшихся в результате триалетской и пиренейской орофаз, разнообразны. Районы позднеэоценовых остаточных геосинклинальных прогибов (бассейн р. Гетик, восточная часть Памбакского хребта, участок г. Бор-Борт—сел. Антарамут, бассейн среднего и нижнего течений р. Памбак) характеризуются развитием линейных умеренно сжатых гребневидных антиклиналей и крупных широких синклиналей общекавказского простирания, обычно с ундулирующими шарнирами и средними значениями углов падения на крыльях (фиг. 6). Все эти складки, в частности, синклинали, в той или иной степени осложнены второстепенной складчатостью. Любопытно, что она сильнее проявляется в замыкающихся частях синклиналей (Красносельская, Памбакская и др., фиг. 1). Некоторые антиклинали (Дзкнагет-Фиолетовская, Верхнечичканская и др.) в периклинальных частях также разветвляются на более мелкие складки. Формирование описанных складчатых структур намечается еще в конце позднегеосинклинального опускания (поздний эоцен), а полное оформление их связано с раннеорогенными движениями (ранний олигоцен). Возникновение этих складок, возможно, связано с движениями по Мармарикскому и Севано-Ба-

ЮЮЗ

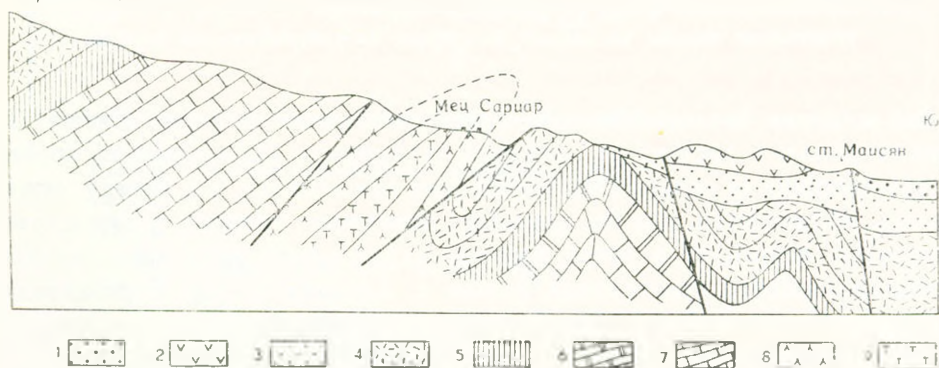
Пушкинский пер.



Фиг. 4. Разрез северного склона Базумского хребта у сел. Гергер. 1—гидротермально измененные породы; 2—известковистые туфоалевролиты (олигоцен); 3—глины, глинистые сланцы, песчаники, прослой битуминозного сланца, мергели (олигоцен); 4—песчаники, конгломераты, туфы, окремненные туфоалевролиты (н. эоцен); 5—терригенно-пирокластические породы (ср. эоцен); 6—андезиты, их пирокластолиты (ср. эоцен); 7—терригенный флиш (н. эоцен); 8—флюидальные трахидациты; 9—андезиты, андезитодациты (в. эоцен); 10—андезиты, пирокластолиты (н. эоцен).

С

Ширакский хр.



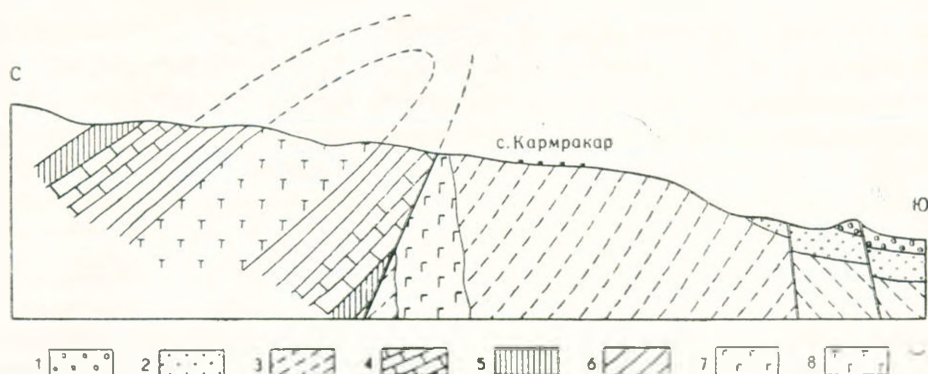
Фиг. 5. Разрез по ущелью южного склона Ширакского хребта у сел. Меж-Сарипар. 1—галечники (в. плиоцен); 2—андезито-дациты, дациты (ср. плиоцен); 3—туфоосадочные угленосные отложения вохчабердской свиты (н. плиоцен); 4—терригенно-пирокластические породы (ср. эоцен); 5—терригенно-пирокластический флиш (н. эоцен); 6—мергели, известняки (данний-палеоцен); 7—известняки (в. сенон); 8—туфогенно-терригенные породы (н. сенон); 9—ультраосновная интрузия.

зумскому глубинным разломам (складки регионального сдавливания), на что указывает линейная форма складок, общая ориентировка их осей и вытянутость параллельно разломам.

По А. Т. Асланяну [2], дугообразная в плане форма Малокавказского мегаантиклинория возникла под действием сжимающих-изгибающих сил близмеридионального направления. Под воздействием этих сил во внешнем и внутреннем поясах фундамент был расчленен на отдельные глыбы, повторяющие свою конфигурацию и в осадочном чехле. При этом фундамент центрального Присеванского пояса оставался нейтральным

и монолитным, чем и объясняется развитие здесь линейной складчатости.

Очень интересная группа складок отмечается в районе Халабского хребта. Здесь линейные дугообразные складки имеют концентрическое (круговое) расположение. Центральное положение занимает Бор-Борт-



Фиг. 6. Опрокинутая складка в ущелье у западной окраины сел. Кармракар. 1—галечники (в плиоцен); 2—угленосные туфоосадочные породы вохчабердской свиты (н. плиоцен); 3—осадочно-пирокластические отложения (ср. эоцен); 4—терригенно-пирокластический флиш (н. эоцен); 5—известняки (в сенон); 6—терригенно-туфогенные породы (н. сенон); 7—габбро; 8—ультраосновные породы.

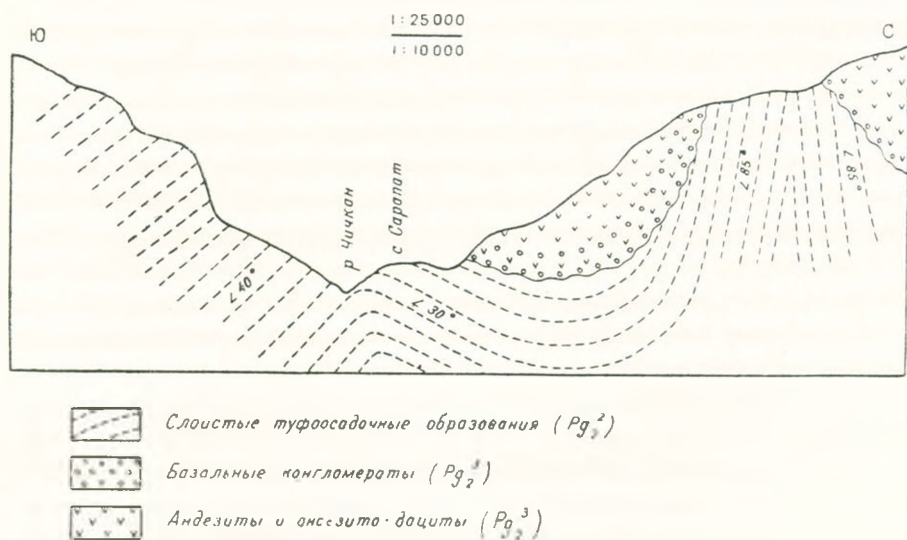
ская широкая брахисинклиналь, приближающаяся по форме к чаше. По простиранию к востоку на западной оконечности Иджеванского хребта обрамляющие ее складки кольцеобразно замыкаются, а к западу, суживаясь, сближаются, как бы замыкая круговую систему, а затем, расширяясь, переходят в пучок взаимно-параллельно вытянутых складок общекавказского простирания (район с. Антарамут—гор. Степанаван). Интересно, что район г. Бор-Борт характеризуется также кольцевыми вулканическими структурами. Не исключена возможность, что вышеуказанная система складок является поверхностным отражением круговых (кольцевых) структур доальпийского субстрата. Необходимо отметить, что непосредственно южнее, в том же поперечном сегменте Севано-Ширакской зоны, расположена Тежсарская щелочная интрузия Центрального типа.

На южном склоне Ширакского хребта развиты сильно сжатые, местами изоклинальные, опрокинутые и надвинутые на юг короткие линейные, кулисообразно расположенные антиклинальные складки (фиг. 5, 6). В западной оконечности хребта в районе сел. Овуни они имеют антикавказское, в центральной части—широтное и общекавказское простирание. В ядрах складок нередко размещены гипербазитовые тела, дислоцированные совместно с вмещающими породами (Кармракарская и Сариарская складки). По-видимому, в начале эти складки представляли собой тектоно-магматические диапиры, т. е. внедрение интрузий, или возможно протрузий, имело место в ядре растущего антиклинального поднятия. В дальнейшем диапировое строение значительно сглаживалось в процессе

опрокидывания и надвигания складок. В этом процессе большую роль играли разломы, окаймляющие Ленинаканскую котловину с севера, поэтому в современной структуре указанные антиклинали являются при-разломными. Они сложены отложениями верхнего сенона и надвинуты на осадочно-пирокластическую свиту среднего эоцена (фиг. 5, 6).

Магматогенные складки, типа магматических (точнее тектоно-магматических) днапиров, нами отмечены в туфоосадочных отложениях среднего эоцена в бассейне р. Чичкан у сел. Дзорашен. В ядре складки размещены гипабиссальные габброиды. Тектоно-магматогенные антиклинали с кварцевыми порфирами в ядре нами, а также

Схематический геологический разрез долины р. Чичкан у с. Сарпат



Фиг. 7.

К. М. Мурадяном отмечены в долине р. Гарпи у сел. Лермонтово. В исследованной области А. Т. Асланяном, а затем нами и А. Р. Арутюняном отмечены кальдерообразные структуры с центральным залеганием слоев, приуроченные к выходам гипабиссальных габброидов (Джаджурское проявление угля, гребневая зона Ширакского хребта севернее сел. Лусахнор) и Тежсарской щелочной интрузии центрального типа. Вопросы морфологии и генезиса этих структур изучены слабо. В мощной туфоосадочной толще среднего эоцена развита гравитационная складчатость, что отмечено также К. А. Мкртчяном и А. Р. Арутюняном, однако вопрос этот пока еще остается открытым.

На границе олигоцена и миоцена в исследуемой области имели место мощные складкообразовательные движения, сопровождавшиеся сводовыми поднятиями. Они устанавливаются на основании интенсивной дислоцированности средне-верхнеолигоценовых отложений (дзиджанская

свита), по их молассондному характеру и отсутствию отложений миоцена (за исключением отдельных участков бассейна оз. Севан и Ленинанканской котловины). План складчатых предмиоценовых структур широтный и накладывается под углом на общекавказские структуры первой и второй пиренейской фаз. В песчано-глинистых битуминозных отложениях олигоцена Дилижанского района А. А. Габриеляном впервые были отмечены гравитационные складки. Затем аналогичные складки нами были отмечены в морских олигоценовых отложениях южнее сел. Гергер на северном склоне Базумского хребта. На этих участках песчано-глинистые породы олигоцена дислоцированы более интенсивно ($60-75^\circ$) по сравнению с подстилающими вулканогенно-осадочными породами эоцена ($30-40^\circ$) и смяты в мелкие, местами изоклинальные и опрокинутые (дисгармоничные) складки. Возникновение этих складок было обусловлено интенсивным поднятием эоценовой вулканогенной толщи, окаймляющей олигоценовую наложенную мульду и менее интенсивным прогибанием самой мульды. При этом скольжение олигоценовых пластичных осадков по наклонной поверхности, под влиянием силы тяжести привело к образованию складок типа гравитационного оползания.

В результате раннемиоценовых складчатых движений исследованная область окончательно преобразовалась в складчатую систему.

Завершающие фазы складчатости. Послераннемиоценовые фазы складчатости проявились в основном в Куринском и Среднеараксинском прогибах и прилежащих к ним участках Малокавказского мегаантиклинория. По-видимому, начинающееся с олигоцена сводовое поднятие центральной полосы мегаантиклинория привело к смятию отложений по его краям.

В пределах исследованной области новые складчатые движения происходили в предмэотическое время (аттическая фаза). О характере и интенсивности этих движений имеются весьма скудные данные. Небольшие выходы верхнемиоценовых отложений, подвергшиеся дислокации в предмэотическое время, известны в юго-западной части бассейна оз. Севан. Эти складкообразовательные движения, по данным А. Т. Асланяна, А. А. Габриеляна, Е. Е. Милановского и Э. Ш. Шихалибейли, хорошо устанавливаются в юго-западной и северо-восточной частях Малого Кавказа и в Среднеараксинском прогибе по резко несогласному залеганию мэотис-понтических слабо дислоцированных континентальных молассовых отложений на интенсивно дислоцированных морских отложениях сармата. Эти движения имели важное значение в создании современной структуры и рельефа мегаантиклинория Малого Кавказа. Последний окончательно освобождается от морского покрова. За предмэотическими движениями и последовали дифференцированные блоковые подвижки и интенсивный вулканизм в раннем плиоцене.

Здесь же отметим, что северо-западный и юго-восточный сегменты Севано-Ширакского синклинория, сложенные преимущественно терригенно-известняковыми и туфоосадочными формациями мела и палеогена, во время плиоцен-постплиоценовых позднеорогенных движений явля-

лись более мобильными по сравнению с ее центральным сегментом. Причина различного воздействия отдельных участков единой тектонической структуры на позднеорогенные движения заключается в следующем: центральная часть области сложена в основном эффузивными породами и пирокластолитами палеогена, которые интродуцированы многочисленными субвулканическими, а также крупными габбиссальными и абиссальными интрузивными массивами. Здесь же были сосредоточены многие центры вулканических извержений палеогена (как подводные, так и наземные). Охлаждение и затвердение глубинных и субвулканических интрузий и продуктов вулканических извержений привели к закупориванию вулканических каналов, «залечиванию» разломов, трещин и уплотнению эффузивных формаций. Поэтому эта часть зоны становится как бы более монолитной, малопроницаемой и «жесткой». В соответствии с этим, в стадии позднеорогенного развития зоны, центральная часть ее вела себя как более стабильный и жесткий элемент, который во время складчатых движений испытывал лишь боковые поперечные нарушения по краям. В связи с этим позднеорогенный вулканизм в центральной части зоны почти затухает. В это же время в северо-западной и юго-восточной краевых частях региона вулканизм получает значительное развитие.

Нам кажется, что вышеизложенные процессы играли важную роль при формировании Севанской и Ширакской котловин. Последние расположены соответственно в юго-восточной и юго-западной частях рассматриваемой зоны и представляют крупные грабен-синклинальные прогибы, наложенные на пикативные структуры верхнего мела и палеогена.

В среднем плиоцене в результате проявления складкообразовательных процессов были смяты в пологие ($5-12^\circ$) и широкие складки осадочно-пирокластические угленосные и вулканогенно-обломочные образования, синхронные понтийскому и киммерийскому ярусам. Эти образования с большим угловым несогласием перекрывают интенсивно дислоцированные отложения эоцена, верхнего мела и местами эопалеозоя. Проявления слабых орогенических движений отмечаются также примерно на рубеже понтийского и киммерийского веков, что устанавливается наличием небольшого углового несогласия между угленосными отложениями, соответствующими понтийскому ярусу, и вышележащими вулканогенными породами киммерия (?) на южном склоне Ширакского хребта. Здесь же у сс. Мец-Сарнар, Кармракар и ж.-д. ст. Мансян в отложениях нижнего плиоцена отмечаются приразломные и надразломные складки с крутыми падениями слоев на крыльях (до $50-70^\circ$). Эти складки приурочены к ступенчатым обросам, расположенным вдоль северного борта Ленинанканской котловины (фиг. 5, 6).

В позднем плиоцене и постплиоцене в исследованной области имели место блоковые подвижки, раскрытие древних и новых разломов и интенсивная наземная вулканическая деятельность. В работе А. А. Габриеляна и Э. Х. Харазяна [5] приводятся данные о дислоцированности верхнеплиоценовых долеритовых базальтов Лорийского, Гукасянского и

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Алаханвердиев Г. Н. Новые данные о геологическом строении Восточно-Севанского хребта в верховьях р. Тертер (Малый Кавказ). Известия АН Аз. ССР, сер. геол. и географ. наук, № 2, 1964.
2. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. «Аппетрат», Ереван, 1958.
3. Вегуни А. Т., Мкртчян К. А. О верхнеэоценовой трансгрессии в Армении. Сб. научн. тр. УГ и ОН при СМ Арм. ССР, № 2, 1959.
4. Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1964.
5. Габриелян А. А., Харизян Э. Х. К неотектонике Лорийского, Гугаянского и Цалкинского лавовых плато. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1, 1972.
6. Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Изд-во АН Гр. ССР, Тбилиси, 1949.
7. Зоридзе Г. М. и Татрашвили Н. Ф. О возрасте Цалкинского лавового комплекса ДАН СССР, т. 59, № 1, 1948.
8. Каишай М. А., Хаин В. Е. и др. К стратиграфии палеогена верховьев рек Акеры и Тертера и смежных частей бассейна оз. Севан. Известия АН Аз. ССР, сер. геол. и географ. наук, № 3, 1950.
9. Каишай М. А., Хаин В. Е., Шихалибейли Э. Ш. К вопросу о возрасте кельбаджарской толщи. ДАН Аз. ССР, т. VII, № 6, 1952.
10. Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Севанской впадины. БМОИП, отд. геол., № 5, 1960.
11. Мкртчян К. А. О Памбакском комплексе ископаемых млекопитающих в Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, сер. геол. и географ. наук, № 4, 1958.
12. Саркисян О. А. Новые данные по стратиграфии верхнего эоцена Севано-Ширакского синклинория. Известия АН Арм. ССР, сер. геол.-геогр. наук, т. XI, № 4, 1958.
13. Хаин В. Е. О непрерывно-прерывистом течении тектонических процессов. Известия АН СССР, сер. геол., № 6, 1950.
14. Шагский Н. С. О длительности складкообразования в фазах складчатости. Известия АН СССР, сер. геол., № 1, 1951.
15. Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа, т. III, Изд-во АН Аз. ССР, 1967.
16. Штилле Г. Избранные труды «Мир», М., 1964.