

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

О. А. САРКИСЯН

КРАТКИЙ ОЧЕРК ПАЛЕОГЕОГРАФИИ СЕВАНО-ШИРАКСКОГО
СИНКЛИНОРИЯ

Севано-Ширакский синклинорий, вытянутый в северо-западном направлении от бассейна оз. Севан на востоке до Ширакского хребта на западе, охватывает Арегунийский, Мургузский, Базумский, Памбакский, Ширакский хребты и бассейн оз. Севан. Он является одной из наиболее крупных и интересных, в отношении геологического строения, структур Тавро-Кавказской геосинклинальной области и включает целый ряд месторождений ценных полезных ископаемых (медь, полиметаллы, золото, серный колчедан, строительные материалы, минеральные воды и др.). Названная зона характеризуется широким развитием вулканогенно-осадочных толщ палеогена огромной мощности (4—5 км). Отложения мела имеют сравнительно небольшое распространение и приурочены к антиклинальным поднятиям, осложняющим данный синклинорий.

В настоящей работе излагаются основные черты геологической истории и палеогеографии Севано-Ширакской зоны в мезо-кайнозое. Наши представления о домеловой истории геологического развития рассматриваемой области весьма ограничены ввиду отсутствия выходов отложений от среднего палеозоя до среднего мезозоя включительно, а также интенсивной метаморфизации эопалеозойских отложений. Последние выступают в ядре Цахкуняцкого антиклинория, ограничивающего Севано-Ширакскую зону с юга. Отдельные небольшие выходы пород эопалеозоя известны также по южному борту рассматриваемой зоны. Образования эопалеозоя представлены мощными интенсивно дислоцированными метаморфическими сланцами, пронизанными эффузивными и интрузивными породами разнообразного петрографического состава. Все это свидетельствует о том, что в нижнепалеозойское время как на Малом Кавказе в целом, так и в исследуемой области существовал геосинклинальный режим.

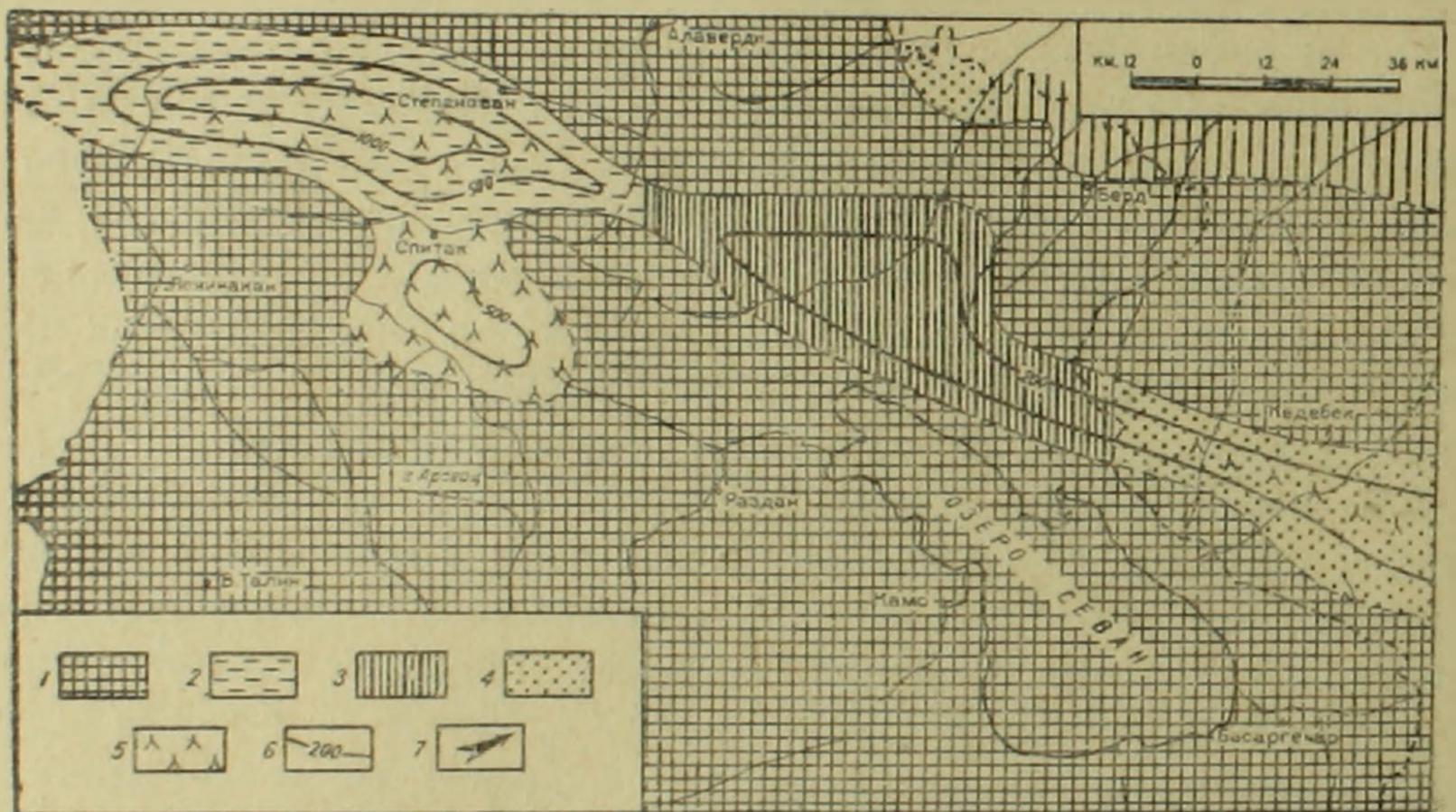
После нижнего палеозоя и до начала среднего мезозоя в Севано-Ширакской зоне существовали геоантиклинальные условия, что доказывается полным отсутствием отложений среднего и верхнего палеозоя, а также нижнего мезозоя. В указанное время почти вся область представляла собой, по-видимому, сильно расчлененную, интенсивно размывавшуюся сушу, испытавшую общее поднятие в связи с герцинскими складкообразовательными движениями. В юрском периоде в исследуемой области все еще господствовал геоантиклинальный режим. Однако, в связи с образовани-

ем по соседству Сомхето-Карабахской интрагеосинклинали, территория Севано-Ширакской зоны частично затопляется морем. Некоторые участки названной зоны, расположенные главным образом в ее северной части, в юрском периоде представляли собой область осадконакопления.

Геологическое развитие и палеогеографические изменения Севано-Ширакской зоны в послепюрское время отличаются большой сложностью и распадаются на восемь этапов: нижнемеловой, сеноман-туронский, сенонский, дат-палеоценовый, среднеэоценовый, верхнеэоценовый, олигоцен-нижнемиоценовый и миоцен-постмиоценовый.

Нижний мел (фиг. 1)

Начиная с нижнего мела описываемая область вступает в геосинклинальную стадию развития. Анализ распространения фаций и мощностей отложений показывает, что в нижнемеловое время (возможно,



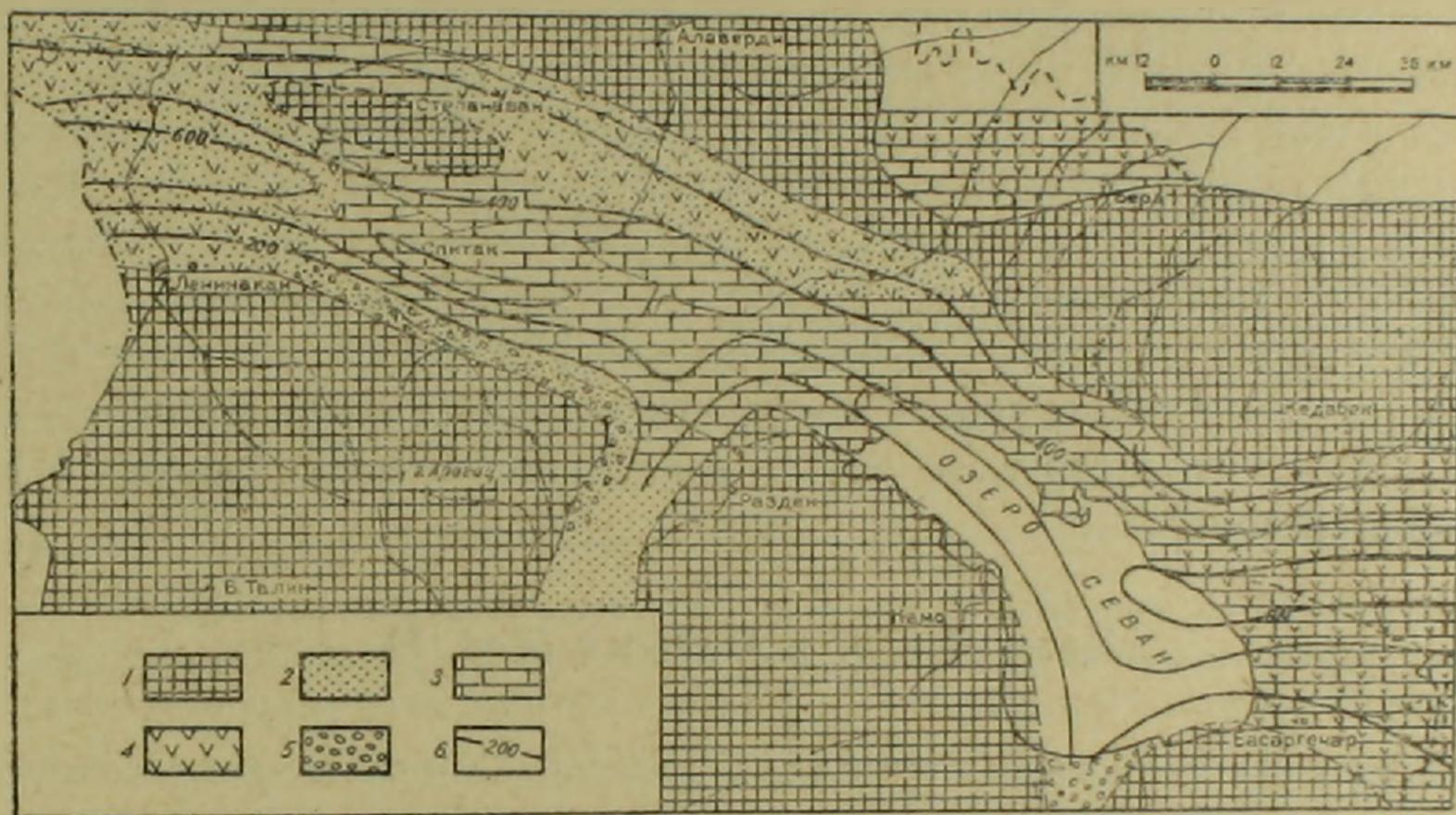
Фиг. 1 — Палеогеографическая схема нижнего мела: 1—области размыва; 2—известняки, глины и алевролиты; 3—песчаники и мергели; 4—конгломераты и песчаники; 5—порфириды, туфы, туфобрекчии; 6—изопахиты; 7—направление сноса обломочного материала.

конца верхней юры) на территории рассматриваемой зоны формируются три крупные чашеобразные впадины, расположенные в западной части Базумского хребта, на месте современного Иджеванского хребта и в районе Спитакского перевала. В начале нижнего мела через Иджеванский поперечный пролив в указанные прогибы проникает нижнемеловое море Куринской депрессии. Погружение рассматриваемых участков сопровождается неоднократным вулканизмом. В этих прогибах накопились терригенно-карбонатные, а местами вулканогенно-обломочные образования большой мощности (до 1500 м). В конце нижнего мела (в альбском веке) дно морского бассейна продолжает погружаться. Образуются терригенно-карбонатные осадки; последние пересливаются прослоями туфов и туфопес-

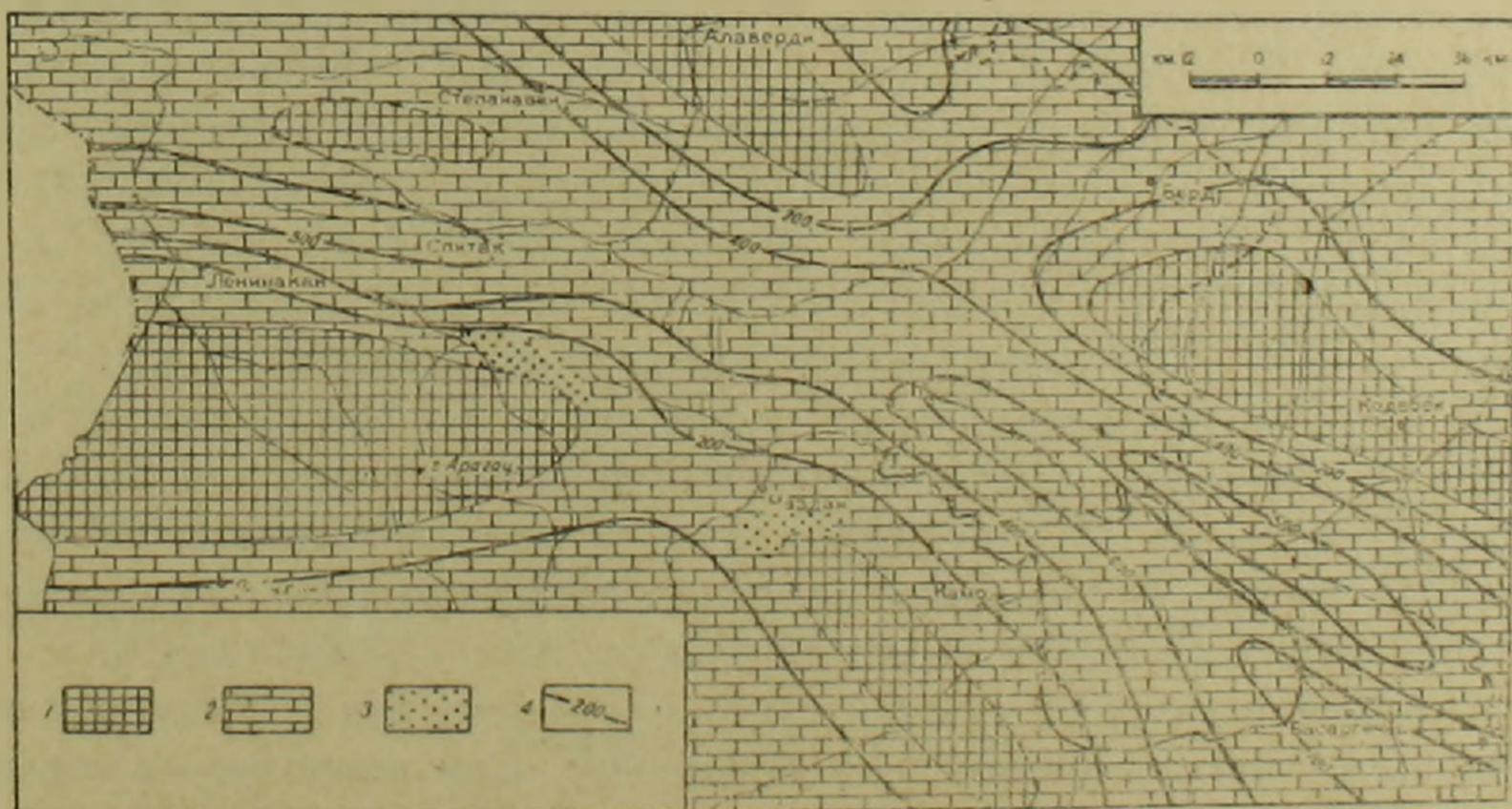
чаников. Таким образом в нижнемеловое время зарождаются ячейки тех крупных прогибов, которые более отчетливо вырисовываются в верхнем меле, а затем полностью оформляются в эоцене.

Верхний мел (фиг. 2, 3)

В начале верхнего мела в связи с проявлением австрийской орофазы в исследуемой области имели место частные поднятия и регрессия моря. Почти повсеместно создается континентальный режим, который сохраняется до начала сенона. Об этом свидетельствует отсутствие отложений сеномана и турона в пределах области.



Фиг. 2 — Палеогеографическая схема коньякского века: 1—области размыва; 2—песчаники и алевролиты; 3—известняки, мергели, песчаники, конгломераты; 4—порфириты, туфы, туфобрекчии; 5—песчаники и конгломераты; 6—изопахиты.



Фиг. 3 — Палеогеографическая схема кампанского века: 1—области размыва; 2—известняки и мергели; 3—песчаники; 4—изопахиты.

Коньякский век характеризуется новым погружением области и значительным расширением морской трансгрессии. Почти вся территория Севано-Ширакской зоны покрывается мелководным морем, изобиловавшим крупными тектоническими островами. В этом бассейне накопились терригенные песчанистые и карбонатные осадки с рудистами и примесью вулканического материала. В коньяке и сантоне происходит значительное усиление эффузивного вулканизма, благодаря чему в разрезе нижнесенонских отложений названной зоны большим распространением пользуются различные эффузивные породы и пирокластиты.

В кампанское время трансгрессия значительно расширяется. Всюду в исследуемой области накапливаются известковистые осадки. В маастрихтское время еще продолжалась трансгрессия и сохранились карбонатные фации. В кампан-маастрихте намечается резкое ослабление вулканической деятельности. Повсеместное развитие в исследуемой области карбонатных формаций кампан-маастрихта соответствует эпохе максимальной трансгрессии верхнего мела, что обусловлено, по-видимому, пенепленизацией рельефа, следовательно, и стабилизацией режима тектонических движений [7]. В конце маастрихта намечается заметное отступление моря. В это время выступает из-под уровня моря ряд крупных островов, которые были расположены в Алавердском районе и на месте северных склонов Мургузского хребта.

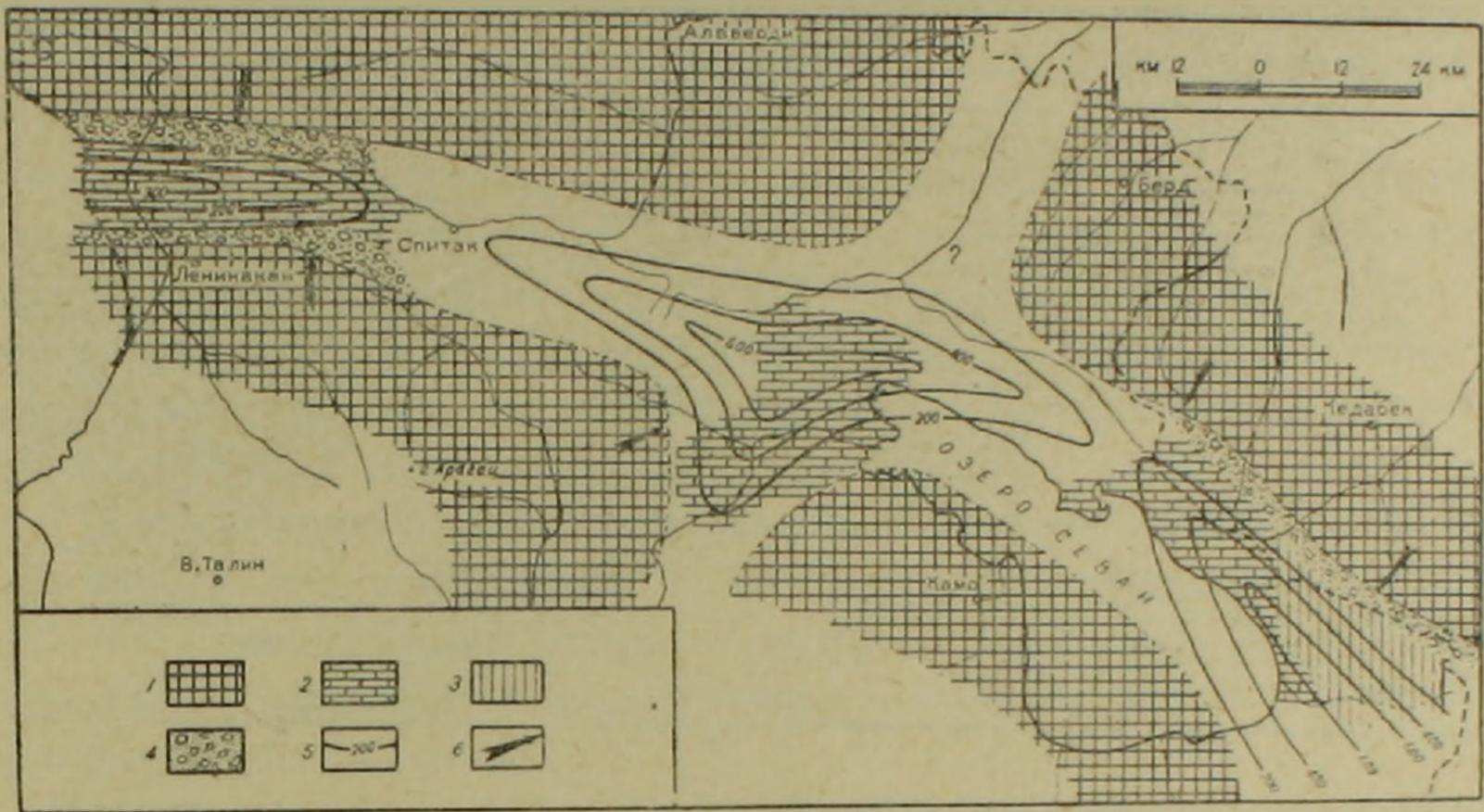
Датский ярус и палеоцен (фиг. 4)

Общее слабо дифференциальное поднятие области, сопровождавшееся пологой складчатостью, началось в конце маастрихта. Однако эти восходящие движения не привели к полному осушению всего региона. В датском веке и в начале палеоцена мелководный морской режим продолжал существовать в осевой, наиболее глубоко прогнутой части зоны, охватывающей территорию современного Ширакского хребта, район Спитакского перевала, верховьев *р. Агстев* и западную часть бассейна оз. Севан. Здесь продолжалось накопление известняково-мергелистых осадков с примесью терригенного и пирокластического материала. Этот водный бассейн представлял собой, по-видимому, рукавообразный залив датского моря Куринской депрессии и Триалетского хребта, или же в виде пролива соединял это море с дат-палеоценовым морем Приараксинской зоны.

В датском веке Иджеванский пролив временно был закрыт. В этот промежуток времени в самом проливе маастрихтские отложения были частично уничтожены. Позднее этот пролив заново открывается. Об этом свидетельствует трансгрессивное налегание датских отложений на различные горизонты маастрихта на междуречье *рр. Агстев* и *Джогаз* [3].

Отложения датского яруса и палеоцена в пределах исследуемой области имеют незначительное распространение. Они известны на южном склоне Ширакского хребта, в районе Спитакского перевала и в бассейне *р. Дзыкнагет*, где согласно перекрывают известняки кампан-маастрихта; рассматриваемые отложения имеют регрессивный характер и представ-

лены известняками, сменяющимися выше мергелями, а затем алевролитами и песчаниками. Отсутствие бентонной фауны и наличие прослоев битуминозных известняков свидетельствуют о ненормальном газовом и солевом режиме бассейна. Наличие в датских и палеоценовых отложениях примеси пирокластического материала указывает на вулканические извержения, имевшие место в то время на Малом Кавказе.



Фиг. 4. Палеогеографическая схема датского века и палеоцена: 1—области размыва; 2—известняки с туфогенным элементом; 3—песчано-глинистый туфогенный флиш; 4—конгломераты, песчаники и глины; 5—изопахиты; 6—направление сноса обломочного материала.

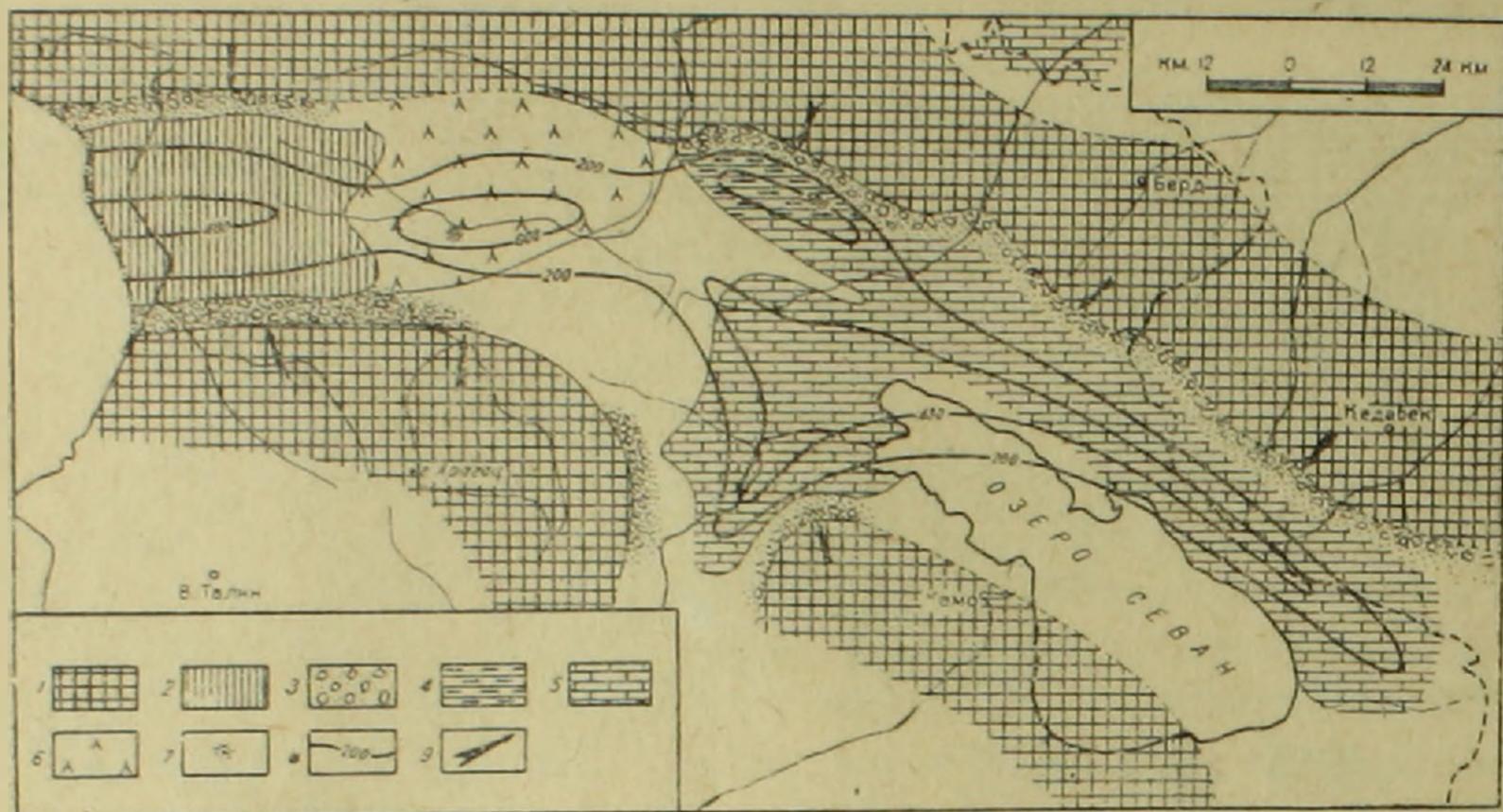
На остальных участках Севано-Ширакской зоны в течение датского века и палеоцена господствовали континентальный режим и интенсивные эрозионные процессы, сильно сократившие мощности и площадь выходов отложений сенона.

Таким образом, на границе мела и палеогена происходили резкие изменения физико-географических условий области. Под влиянием изменений физико-географической среды и борьбы за существование совершаются скачки в эволюционном развитии органического мира области. Поэтому различие между верхним мелом и палеогеном выражено наиболее отчетливо в составе фаунистических комплексов и фациях отложений. Так, например, в конце мела отмечается почти полное исчезновение аммонитов, иноцерамов, глоботрункан, псевдотекстуларий и других руководящих видов сенона. В начале палеогена появляются нуммулиты, широко известные в отложениях палеогена. Пышный расцвет родов *Globigerina*, *Globorotalia* и *Asarginina* также совпадает с началом палеогена.

Нижний эоцен (фиг. 5)

В палеоцене и начале нижнего эоцена общий подъем области все еще продолжается. Однако отдельные участки области, при общей тенденции

к поднятию, испытывали также временное опускание. Это было связано, по-видимому, с усилением дифференциальных движений. Погружение этих участков сопровождалось трансгрессией и образованием довольно крупного водного бассейна, где были восстановлены морские условия осадконакопления. В палеоцене и нижнем эоцене еще существовали Иджеван-



Фиг. 5. Палеогеографическая схема нижнего эоцена: 1—области размыва; 2—туфогенно-терригенный флишонд (туфопесчаники, туфоалевролиты, туфомергели); 3—прибрежные конгломераты, песчаники и глины; 4—угленосные отложения; 5—известняки, местами нуммулитовые; 6—эффузивы и пирокласты андезитового состава; 7—центры вулканических извержений; 8—изопахиты; 9—направление сноса обломочного материала

ский и Разданский проливы, по которым море проникает на погружающиеся участки данного региона.

В палеоцене в области возникает ряд поднятий. Интенсивная денудация этих поднятий создает материал для формирования флишевых отложений. В районе Ширакского хребта и западного Айоцдзора образование осадков палеоцена и нижнего эоцена происходило в условиях флишевого режима бассейна, что обусловило наибольшее накопление здесь терригенного песчано-алевритового и мергельного материалов.

В бассейне реки Дзыкнагет и в районе гор. Раздан накапливаются в основном мелководные известково-мергелистые осадки, отчасти нуммулитовые, но к ним в большем или меньшем количестве присоединяется свежий пирокластический и терригенный материал. Накопление рассматриваемых известковистых осадков происходило в прибрежных зонах мелкого моря при поступлении большого количества грубого терригенного материала. Наличие в этих породах нуммулитов свидетельствует о теплом климате, нормальной солености и небольшой глубине (не выше 100 м) среды осадконакопления.

В конце нижнего эоцена отмечается некоторое усиление эффузивной вулканической деятельности, что выражается в накоплении андезитовых

лав и туфобрекчий в окрестностях г. Спитак, верховья рек Чибухли, на южных склонах Сомхетского хребта; в переслаивании известковых осадков с прослоями туфогенов и маломощными лавовыми потоками в бассейне р. Дзыкнагет и у сел. Фиолетово, а также в заметном увеличении примеси туфогенного материала в верхней половине нижнеэоценового разреза Ширакского хребта. В самых верхах указанного разреза туфогенный материал явно преобладает над нормально осадочными компонентами. Центры вулканической деятельности в виде потоков лав и скоплений туфобрекчий в нижнеэоценовое время наблюдаются несколько к западу от сел. Спитак и, по-видимому, в верховьях р. Чибухли. Проявления вулканической деятельности в нижнем эоцене отмечаются также на южных склонах Сомхетского хребта. В Спитакском районе мощность вулканогенной толщи нижнего эоцена достигает 600—700 м. Несогласное залегание этой толщи на верхнемеловых отложениях и наличие в нижней половине ее разреза прослоев конгломератов говорят о трансгрессивном характере нижнеэоценового моря этого района.

Наличие нормально-морского режима в нижнеэоценовое время предполагается также в верховьях р. Марцигет и на северо-восточном побережье оз. Севан. Однако, этот факт, который еще больше расширяет границы распространения нижнеэоценовых отложений, подлежит дополнительному исследованию.

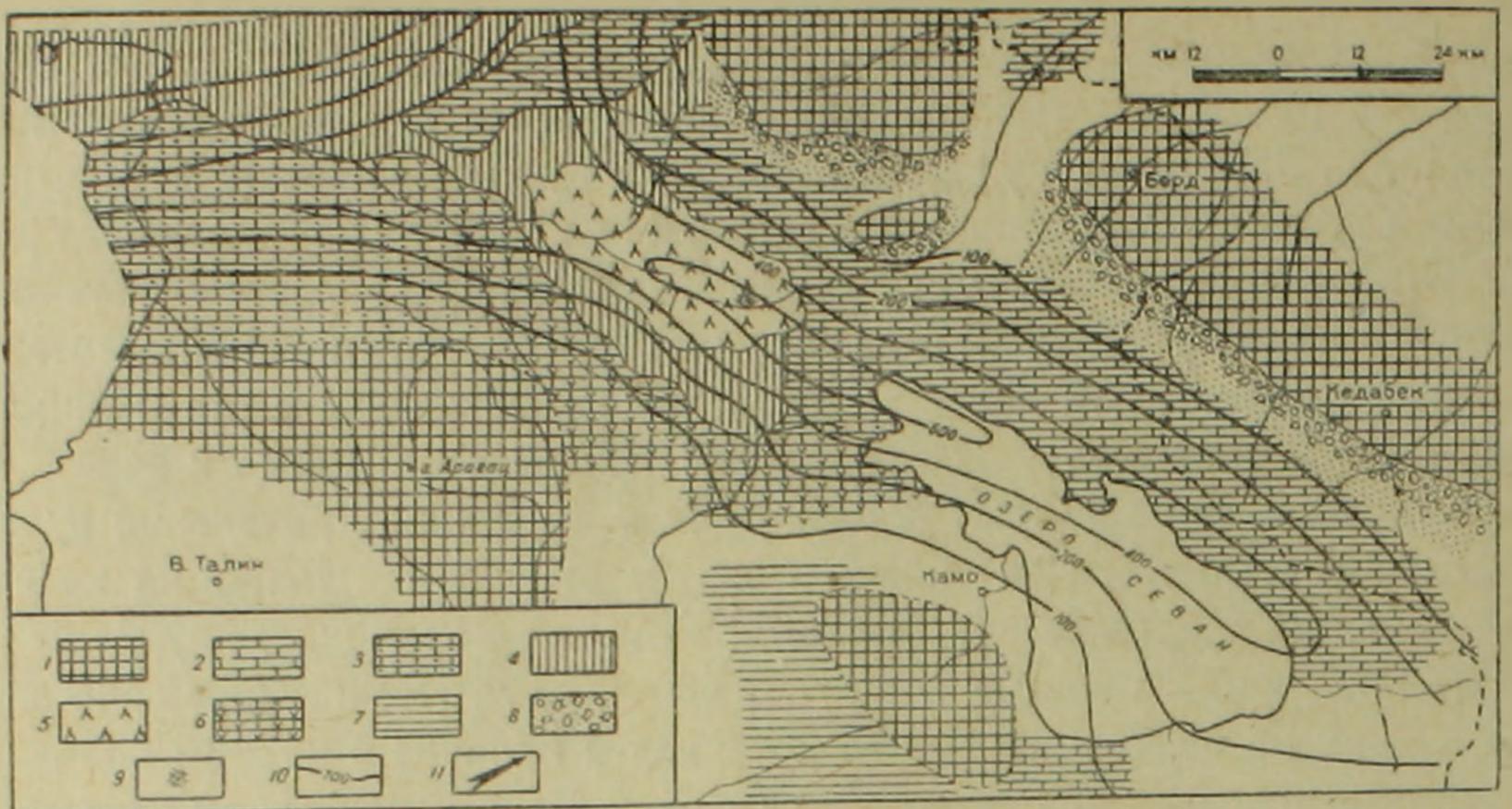
На остальных участках Севано-Ширакского синклиория в течение нижнего эоцена господствовал континентальный режим, создавшийся еще в конце верхнего мела.

В конце нижнего эоцена начинается новая, наиболее крупная трансгрессия моря, которая достигает своего максимума в среднеэоценовое время.

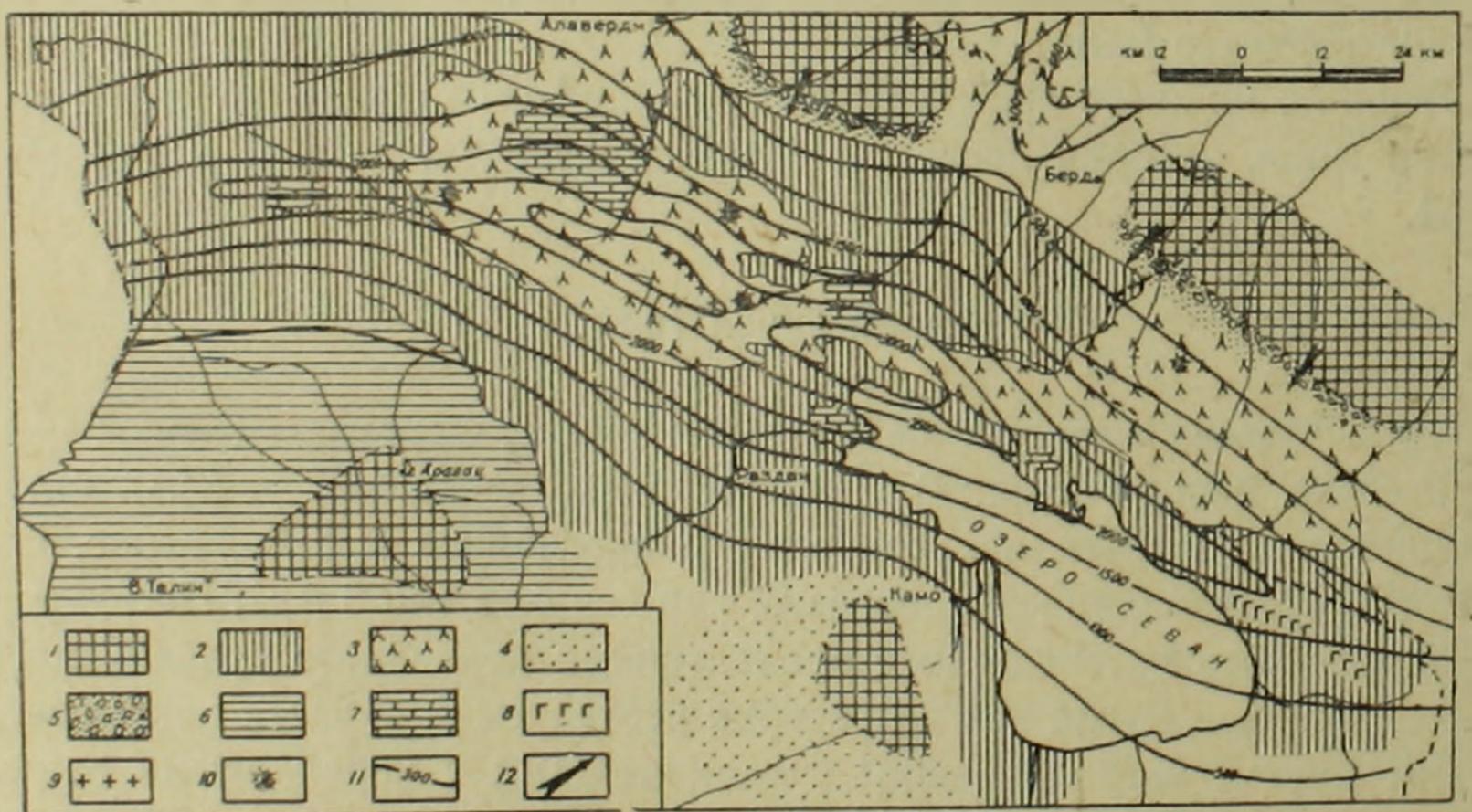
Средний эоцен (фиг. 6, 7)

Трансгрессия, начавшаяся в нижнем эоцене, в среднеэоценовое время значительно расширяется. В среднем эоцене Севано-Ширакская интрагеосинклиналь испытывает наибольшее прогибание и расширение, благодаря чему накопились мощные толщи осадков (до 3 км). Погружение сопровождалось интенсивными проявлениями подводного вулканизма. В среднеэоценовое время вся территория исследуемой области покрывается мелким морем, изобиловавшим вулканическими и коралловыми островками. Мелководный характер бассейна обусловлен значительной расчлененностью рельефа синклиория, подготовленного тектоническими движениями ларамийской фазы, а также интенсивными эрозивными процессами, имевшими место после верхнего мела и до накопления отложений среднего эоцена. В этом отношении немаловажное значение имело также интенсивное накопление терригенных материалов и продуктов вулканических извержений, сопутствовавшее погружению области.

В среднем лютете трансгрессия еще больше расширяется и частично затопляет прилегающие районы соседних Сомхето-Карабахской и Анка-



Фиг. 6. Палеогеографическая схема среднего эоцена (нижняя часть): 1—области размыва; 2—известняки с нуммулитовой фауной; 3—песчанистые и гравелистые известняки и известковистые песчаники с нуммулитами; 4—туфогенный флишоид (туфоалевролиты, туфопесчаники, туфоконгломераты, туфы, туфобрекчии с прослоями нуммулитовых известняков; 5—порфириды, кварцпорфиры, их туфы и туфобрекчии; 6—известняки с туфогенным элементом; 7—песчано-глинистый флиш; 8—конгломераты и песчаники; 9—центры вулканических извержений; 10—изопахиты; 11—направление сноса обломочного материала.



Фиг. 7. Палеогеографическая схема среднего эоцена (верхняя часть): 1—области размыва; 2—туфогенный флишоид (туфоалевролиты, туфопесчаники, туфоконгломераты, туфы, туфобрекчии с покровами эффузивов и прослоями известняков); 3—эффузивы, преимущественно андезитового состава, их туфы и туфобрекчии; 4—песчаники, частью туфогенные; 5—конгломераты и песчаники; 6—песчано-глинистый флиш; 7—известняки и мергели; 8—основные и ультраосновные интрузии; 9—гранитоидные интрузии; 10—центры вулканических извержений; 11—изопахиты; 12—направление сноса обломочного материала.

ван-Сюникской геоантиклинальных зон. В период формирования среднеэоценовых образований в указанных геоантиклинальных зонах намечаются приподнятые участки, которые служили основными источниками сноса обломочного материала. Разрушению подвергались в основном юрские и верхнемеловые отложения, слагающие наиболее приподнятые участки антиклинорий. Наличие суши на указанных участках доказывается сокращением мощностей среднеэоценовых отложений исследуемой зоны по направлению к этим участкам.

Отдельные участки исследуемой области (район Памбакского перевала, западная часть Иджеванского хребта и участок, расположенный к северу от линии *сс. Шамут—Антарамут—Дамурчиляр* и др.) при общей тенденции к опусканию испытывали также временное поднятие, превращаясь на некоторое время в сушу. К тому же при подводных излияниях поднимались вулканические острова, становившиеся новыми областями размыва и сноса материала. Излившиеся породы в эти периоды подверглись интенсивной дезинтеграции, продукты разрушения их шли на образование вулканогенно-терригенных свит. Наличие таких источников сноса в среднеэоценовом бассейне подтверждается присутствием на отдельных участках среднеэоценового разреза большого количества грубого конгломератового и песчаного материала, а также хорошо сохранившихся в нем терригенных частиц полевого шпата. Однако точно оконтурить эти острова в настоящее время еще трудно. На некоторых участках удается проследить их береговую линию. Так, например, осадками береговой полосы являются рифовые известняковые массивы и известковистые цветные конгломераты района *с. Куйбышево*, железистые песчаники бассейна *р. Агарцин*, угленосные отложения бассейна *р. Марцигет* и др. В большинстве случаев осадки береговой полосы или размывы, или же замаскированы более молодыми отложениями. По периферии вышеуказанных островов в ряде мест (*г. Лалвар*, полоса *сс. Шамут—Антарамут—Демурчиляр*, *г. Айри-тапа*) создались благоприятные условия для накопления угленосных отложений или же для развития мелководной бентонной фауны крупных фораминифер (нуммулитов), пелеципод, гастропод и др.

Климат исследуемой области в начале среднего эоцена был жаркий и, по-видимому, влажный, что выражается в появлении, а затем пышном развитии теплолюбивой фауны: нуммулитов, кораллов, морских ежей, теплолюбивых представителей гастропод и пелеципод. Повсюду нижние горизонты среднеэоценового разреза представлены известняками и известковистыми песчаниками, нередко с обильной нуммулитовой фауной. Среднеэоценовые известняки, как правило, содержат примесь терригенного и туфогенного материалов и нередко переслаиваются с грубыми песчаниками. Все это доказывает, что накопление известковых осадков происходило в сублиторальной зоне мелкого моря.

Нуммулиты являются, как правило, обитателями мелкого моря и живут на глубине не более 60—90 метров, т. е. характерны для сублиторальной зоны моря. Некоторые тонкостворчатые моллюски, встречающиеся в отложениях среднего эоцена, обитают в более глубоких частях моря. Та-

ким образом, среднеэоценовое море, судя по составу фауны и характеру осадков, было крайне мелководным и его глубина не превышала 200 м. Лишь на отдельных узких, но значительно вытянутых участках мульдовой части синклиория глубина бассейна была несколько больше. Об этом свидетельствует наличие на этих участках (водораздельная полоса и северный склон Ширакского хребта, район Пушкинского перевала, восточный склон г. Малый Маймех и др.) тонкозернистых кремнисто-вулканогенных формаций.

Изучая состав среднеэоценовой фауны Севано-Ширакского синклиория, мы не находим в нем представителей, указывающих на резкое осолечение или опреснение бассейна. Как известно, и нуммулиты, и кораллы, и морские моллюски не переносят резких колебаний солености. По-видимому, это был бассейн нормальной солености.

В среднеэоценовое время осадконакопление происходило в различных условиях: в прибрежной полосе морского бассейна, в заливах, в мелководной и сравнительно глубоководной части бассейна. Такое разнообразие обстановки обусловило и разнообразие среднеэоценовых пород, представленных известняками, глинами, аргиллитами, песчаниками, алевролитами, конгломератами, разнообразными эффузивами и эффузивно-осадочными породами. В период осадконакопления, в частности, в среднем и верхнем лютете, среднеэоценовый бассейн испытывал пульсационные колебательные движения, что выражено в ритмичном строении ряда свит туфогенно-осадочных отложений, а также чрезвычайной разнообразностью фаций и их сложным сочетанием.

В среднем эоцене, в связи с общим погружением области, сильно развивается эксплозионная вулканическая деятельность. Она начинается со средней половины нижнего лютета и с некоторыми перерывами продолжается до конца верхнего лютета. Огромные толщи вулканических продуктов и туфобрекчий, изменяющихся по составу от базальтов до кварцевых порфиров и кератофиров, накапливаются главным образом в средней части синклиория. В юго-восточной и северо-западной частях синклиория погружение было более интенсивным. Здесь накапливаются мощные толщи разнообразных вулканно-осадочных пород. Формирование как последних, так и эффузивных образований происходило в основном в подводных условиях, что доказывается обилием примеси нормально-осадочного материала и органических осадков в вулканогенно-осадочных породах, отчетливо выраженной горизонтальной, нередко тонкой слоистостью последних, некоторой окатанностью и отсортированностью обломочных частиц, слагающих вулканогенно-осадочные породы, а также наличием прослоев осадочных пород в эффузивных толщах.

К тому же накопление туфогенных осадков на многих участках синклиория (Ширакский хребет, района Памбаского перевала, северо-западное побережье оз. Севан, восточная оконечность Памбакского хребта и др.) происходило преимущественно в условиях флишевого режима бассейна.

Среднеэоценовый эффузивный вулканизм проявился преимущественно

но в форме взрывной деятельности, о чем свидетельствует огромное количество обломочного пирокластического материала и неоднократное чередование лавовых потоков с кластическими разностями. Он носил пульсационный характер, причем излиянию каждой новой порции лав предшествовало скопление их рыхлых брекчиевидных продуктов.

Изучение изменений фаций и мощностей вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород среднего эоцена позволило установить основные закономерности распределения центров вулканических извержений. Последние были сосредоточены в основном в центральной, наиболее сжатой части зоны (центральная часть Памбакского и Базумского хребтов). Любопытно, что к этой полосе приурочены все крупные гранитоиды и щелочные интрузивы исследуемой области. Вулканические центры подводного характера были расположены также на территории современного Мургузского хребта и в районе г. М. Маймех (2560 м).

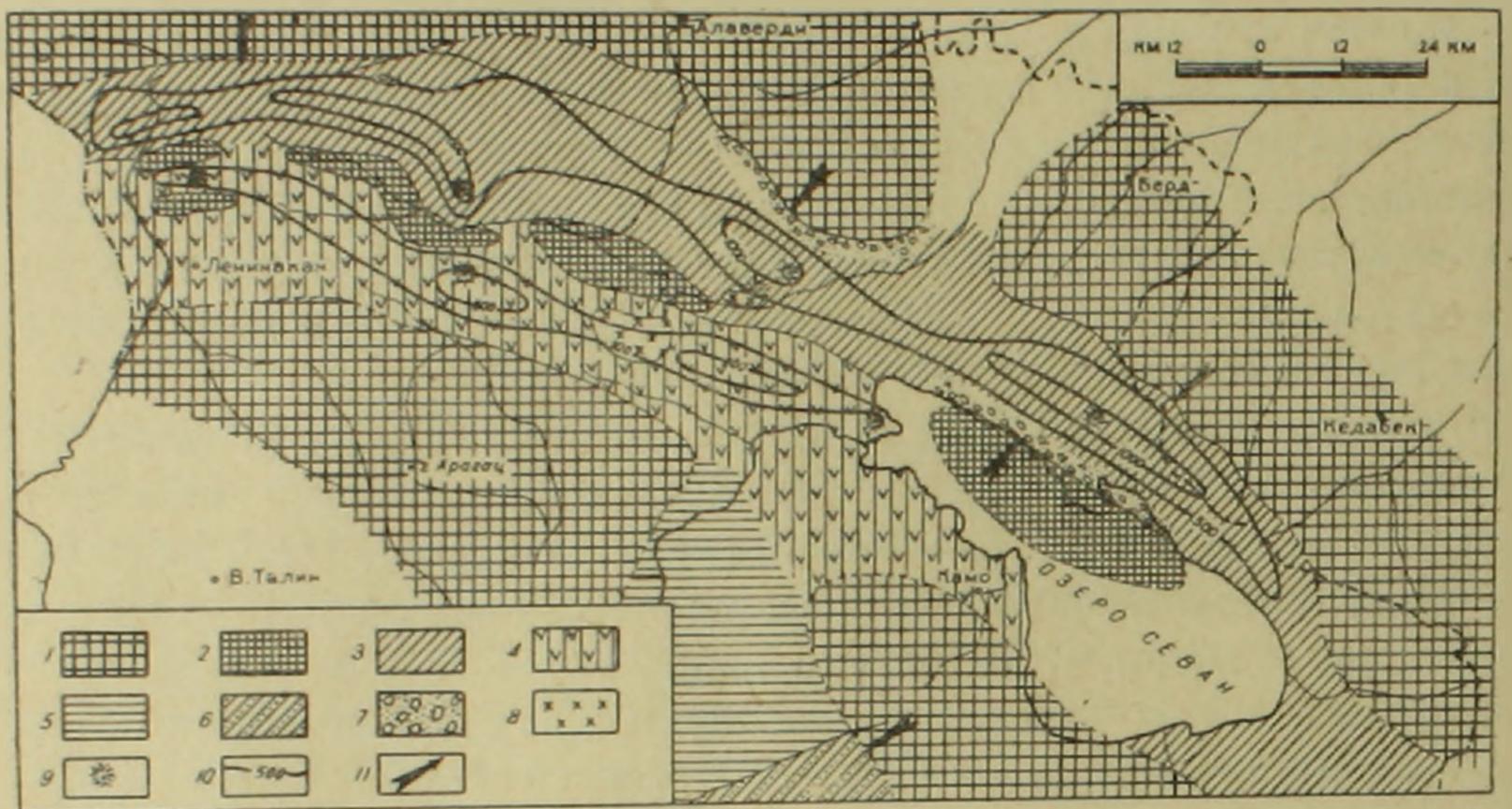
В конце среднего эоцена Севано-Ширакская интрагеосинклинали испытывает общее поднятие, оспорождающееся довольно интенсивным складкообразованием (Триалетская орофаза) и внедрением сначала основных и ультраосновных пород офиолитового пояса, затем гранитоидных пород Памбакского и Базумского хребтов (Базумский, Меградзорский, Такарлинский, Гамзачиманский массивы и др.). Этим заканчивается среднеэоценовый этап развития Севано-Ширакской интрагеосинклинали.

Верхний эоцен (фиг. 8)

В верхнеэоценовое время началось новое погружение Севано-Ширакского синклинория, но уже в несравненно меньшем масштабе. Отдельные участки указанного синклинория, в первую очередь синклиналильные депрессии, покрываются мелким морем. Несогласное залегание верхнего эоцена на подстилающих отложениях среднего эоцена и наличие в нижней половине верхнеэоценового разреза мощных слоев конгломератов свидетельствуют о трансгрессивном характере верхнеэоценового моря.

Колебательные движения в верхнеэоценовое время были резко дифференцированы. Одни участки, в основном синклиналильные депрессии, расположенные в верховьях р. Гетик и вдоль водораздельной полосы Памбакского, Базумского хребтов и в северной части Степанаванского района испытывают довольно интенсивное прогибание, другие остаются островами или же испытывают некоторое поднятие. Эти острова и приподнятые участки были расположены по линии, совпадающей примерно с осевой линией Севано-Ширакской интрагеосинклинали. Таким образом, в верхнеэоценовое время в мульдовой полосе указанной интрагеосинклинали отчетливо вырисовывается центральное поднятие, названное нами Чичхано-Тандзутским. Центральное поднятие разделяет единый прогиб на два краевых прогиба мощного накопления верхнеэоценовых отложений. Севернее указанного поднятия формируется Лорийский краевой прогиб. Он притягивается преимущественно по северному склону Базумского хребта, но охватывает также его водораздельную часть и бассейн р. Гетик. В

этом прогибе мощность отложений верхнего эоцена достигает 1,5 км. Южнее центрального поднятия располагается Памбакский краевой прогиб. Он схватывает южный склон и водораздельную часть Памбакского хребта и, по-видимому, центральную часть Севанской котловины. Здесь мощность верхнего эоцена несколько меньше, чем в Лорийском краевом прогибе, но все же достигает 1 км.



Фиг. 8. Палеогеографическая схема верхнего эоцена: 1—области размыва; 2—районы местного размыва; 3—эффузивы различного состава, туфоконгломераты и туфопесчаники; 4—преобладание в разрезе эффузивных и эффузивно-осадочных образований; 5—песчано-глинистый флиш с туфогенным элементом; 6—песчаники, глины, мергели; 7—конгломераты и песчаники, частью туфогенные; 8—щелочные интрузии; 9—центры вулканических извержений; 10—изопахиты; 11—направление сноса обломочного материала.

Таким образом, рельеф верхнеэоценового времени представлял собой обратную картину современного рельефа. Крупные современные горные хребты в то время являлись пониженными участками рельефа, а располагающиеся между ними долины крупных рек—возвышенными участками.

Верхнеэоценовые бассейны в исследуемой области отделялись друг от друга крупными островами, служившими основным источником питания грубообломочным материалом окружающих их бассейнов. Об этом же свидетельствует наличие в верхнеэоценовом разрезе мощных слоев грубообломочных конгломератов.

Неравномерно дифференцированное погружение области сопровождалось образованием разломов, по которым начались мощные излияния лав, изменяющиеся по составу от базальтов до липаритов, а также в подчиненном количестве выбросы рыхлого пирокластического материала. Максимальной мощности (1,5—2 км) кислые и средние эффузивы достигли в зоне Севано-Акеринского и Анкаван-Сюникского глубинных разломов. В отличие от среднего эоцена, где преобладает подводный вулканизм, в верхнем эоцене значительную роль играет наземная вулканиче-

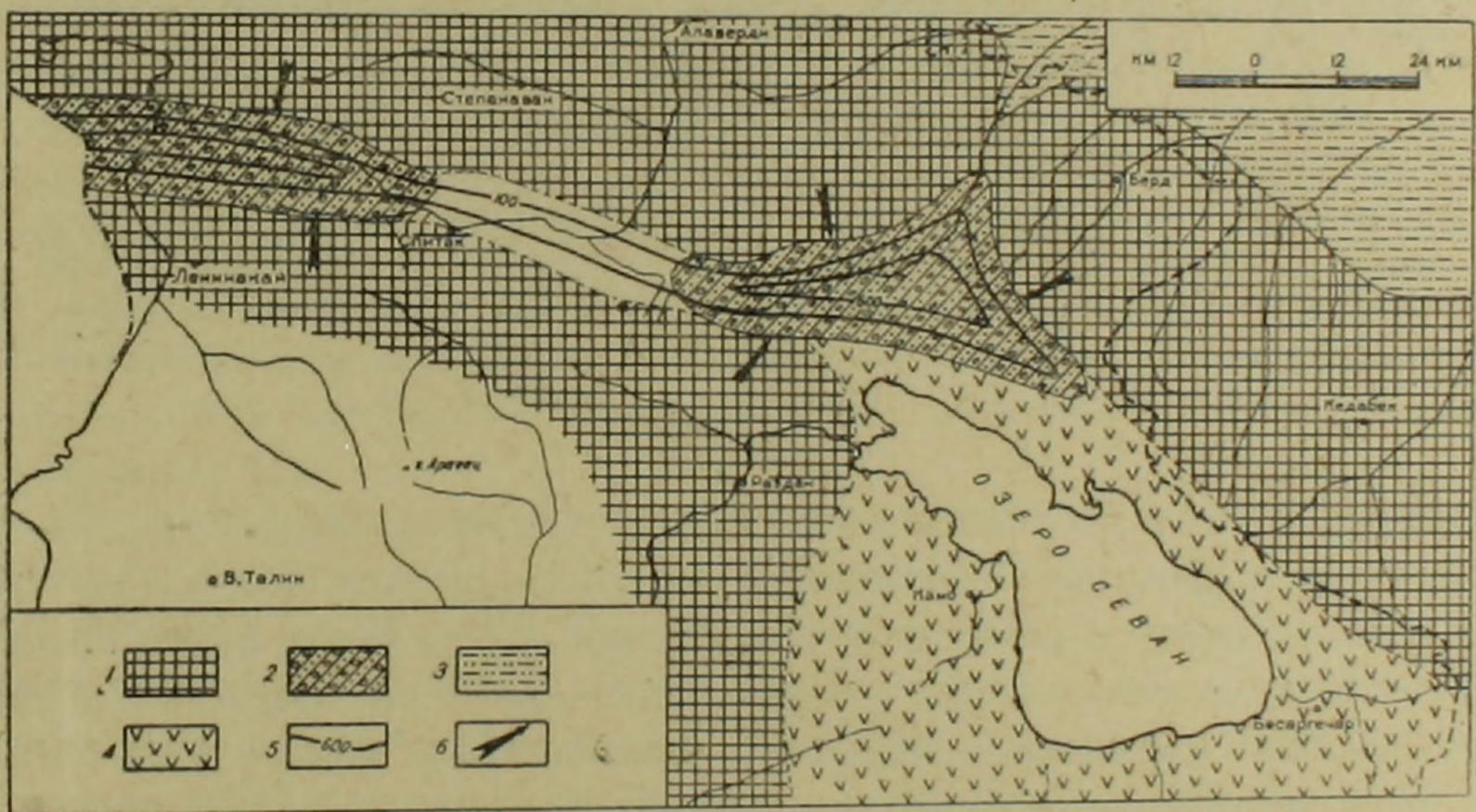
ская деятельность. Однако вулканическая деятельность в верхнем эоцене выражалась гораздо слабее, чем в среднем эоцене.

В конце верхнего эоцена и в начале олигоцена, в связи с происходящими мощными тектоническими движениями (пиренейская орофаза), Севано-Ширакская интрагеосинклиналь претерпевает сильное вздымание. Поднятие области сопровождалось энергичным складкообразованием и внедрением щелочных интрузий. К этому времени относится образование крупного Тежсарского массива щелочных пород и ряда более мелких интрузивов (Бундукский и др.). Преолигоценовые тектонические движения играли важную роль при формировании современной тектонической структуры данного региона.

После верхнего эоцена Севано-Ширакский синклинорий полностью вступает в континентальную фазу своего развития.

Олигоцен—нижний миоцен (фиг. 9, 10)

Конец верхнего эоцена и начало олигоцена можно считать переломным моментом в истории геологического развития Севано-Ширакского синклинория. Как уже указывалось, в конце эоцена и в начале олигоцена как в центральной части Малого Кавказа в целом, так и в Севано-Ширак-

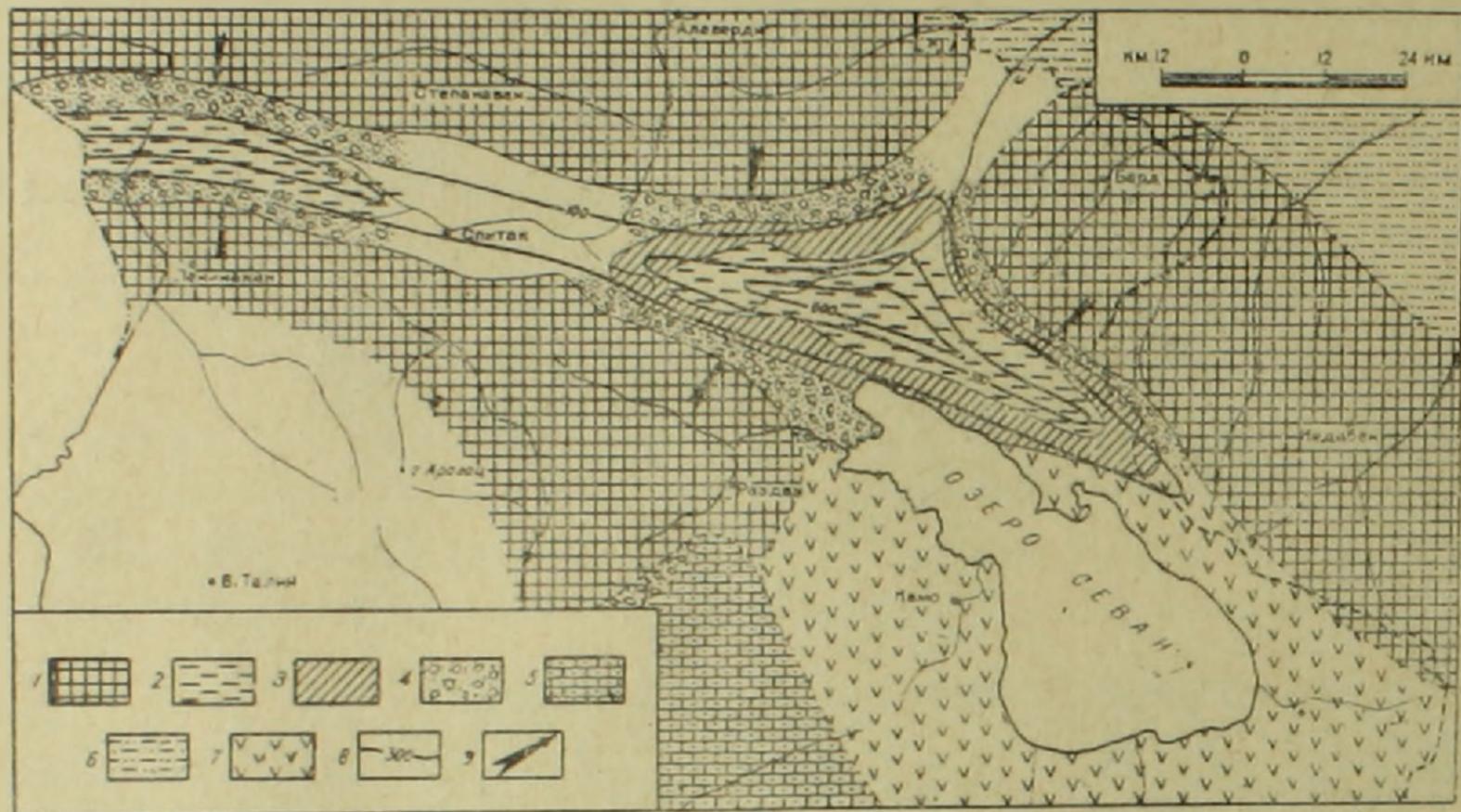


Фиг. 9. Палеогеографическая схема нижнего и среднего олигоцена: 1—области размыва; 2—пресноводно-озерные глины, песчаники и горючие сланцы; 3—озерные песчаники; 4—озерные конгломераты и песчаники; 5—глины и туфогенные песчаники с прослоями коралловых и нуммулитовых известняков; 6—морские песчано-глинистые отложения; 7—эффузивные и эффузивно-обломочные образования; 8—изопахиты; 9—направление сноса обломочного материала.

ской зоне имели место интенсивные тектонические движения, которые вывели указанную зону из состояния прогиба и превратили ее в область поднятия и денудации. Таким образом, в начале олигоцена происходили изменения физико-географических условий области. Поэтому различия между олигоценом и эоценом выражены наиболее отчетливо в фациях и мощностях отложений. Если в эоцене имелись мощные образования в вулка-

ногенных и, частично, нормально-морских фациях, то в олигоцене развиты исключительно пресноводно-озерные песчано-глинистые угле-сланцевые фаши сравнительно небольшой мощности.

Тектонические движения предолигоценового времени были достаточно энергичными, с резкой амплитудой колебания. В результате этих движений Памбакский и Лорийский краевые прогибы, непосредственно примыкающие к геоантиклинальным зонам, испытывали относительно интен-



Фиг. 10. Палеогеографическая схема верхнего олигоцена и нижнего миоцена: 1—области размыва; 2—пресноводно-озерные угленосные песчаники и конгломераты, частью туфогенные; 3—морские глины и песчаники; 4—эффузивные и эффузивно-обломочные образования; 5—изопахиты; 6—направление сноса обломочного материала.

сивное поднятие по сравнению с осевой частью интрагеосинклинали. В осевой зоне на общем фоне Чичхано-Тандзутского центрального поднятия намечаются участки с тенденцией к опусканию. Погружение этих участков сопровождалось ингрессией и образованием довольно крупных узко-вытянутых пресноводных бассейнов. В этих бассейнах накапливались песчано-глинистые битуминозные отложения (Дилижанская и Бандиванская свиты), которые резко несогласно покрывают различные горизонты эоцена.

Учитывая большое сходство литологических особенностей отложений Дилижанской и Бандезанской свит, можно не сомневаться в том, что они образовались в едином мелководном бассейне или же в отдельных небольших, но слабо изолированных бассейнах, которые располагались в осевой части Севано-Ширакского синклинали и узкими проливами сообщались друг с другом [5].

В разных горизонтах олигоценового разреза встречаются обильные остатки флоры. Общий комплекс флоры олигоценовых отложений окрестностей гор Дилижан в основном представлен вечнозелеными элементами тропического и субтропического типов. Кроме того, олигоценовые отло-

жения включают ряд пластов углей и углистых сланцев, что указывает на расцвет флоры. Отсюда можно прийти к выводу, что окружающая этот водоем суша представляла обширные заболоченные пространства с влажным близким к субтропическому климатом. Тонкозернистые отложения олигоценового разреза содержат пресноводную фауну (гастроподы, скелеты мелких рыб и др.), современные представители которых обитают на глубине не более 100—150 м. В центральных и наиболее глубоких частях бассейна среда была заражена сероводородом. Здесь происходило накопление илистых осадков, чрезвычайно богатых органическими остатками (сопрапеловые илы). Среда была восстановительная. Условия были благоприятные для образования битумов и нефти.

Остается еще неясным соотношение описанного пресноводного бассейна с майкоопским морским бассейном Куринской депрессии. Возможно, что через небольшой узкий пролив они сообщались друг с другом. Такая связь указанных бассейнов могла осуществляться только через Иджеванский поперечный синклинальный прогиб, формирование которого отмечается еще с альбского времени [5].

Источниками сноса обломочного материала служили Памбакский и Базумский хребты. Здесь разрушению подвергались эффузивные и эффузивно-осадочные породы эоцена, известняки верхнего мела, а также гранитоидные и щелочные интрузивные массивы. Осадконакопление в олигоценовом бассейне происходило при периодических опусканиях, происходивших на фоне общего поднятия синклинория. При такой трактовке характера колебательных движений хорошо объясняется ритмичное строение угле-сланценовых отложений. Основные особенности осадко- и угленакопления в олигоцен-нижнемиоценовом бассейне изложены в предыдущих работах автора [10, 12], поэтому нет необходимости на них здесь останавливаться.

В предчокракское время в рассматриваемой зоне имели место мощные орогенетические движения, сопровождавшиеся восходящими эпейрогенетическими движениями. Под влиянием этих тектонических движений зона окончательно преобразовывается в складчатую горную систему. Довольно интенсивные тектонические движения в рассматриваемой области происходили также в конце плиоцена и в начале постплиоцена.

Ереванский государственный
университет

Поступила 10.1.1963.

Հ. Հ. ՍԱՐԳՍՅԱՆ

ՍԵՎԱՆ-ՇԻՐԱԿԻ ՄԻՆԿԻՆՈՐԻՈՒՄԻ ՓԱՇՏՈՍՇԵՍՐՀԱԳՐՈՒԹՅԱՆ
ՀԱՄԱԹՈՏ ԱՎՆԱՐԿ

Սևան-Շիրակի սինկլինորիումը ձգվում է հյուսիս-արևմտյան ուղղությամբ, Սևանի ավազանից մինչև Շիրակի լեռնաշղթան և բնորոշվում է պալեոգենի հզոր (մինչև 4—5 կմ) հրաբխածին-նստվածքային հաստվածքների լայն տարածմամբ: Մեր պատկերացումները այդ զոնայի մինչկավճային եր-

կրաբանական զարգացման պատմության մասին խիստ սահմանափակ են պալեոզոյան և ստորին մեզոզոյան հասակի ապարների բացակայության պատճառով: Հոպալեոզոյան ապարներ հայտնի են բացառապես գոնայի հարավային եզրամասում և ներկայացված են մետամորֆիզացված ապարներով, որոնք ներարկված են տարբեր կազմի էֆուզիաներով և ինտրուզիաներով: Հետևապես, ստորին պալեոզոյում գոյություն է ունեցել գեոսինկլինալային ուժիմ: Մինչև ստորին կավիճը գոնայում գոյություն են ունեցել գեոանտիկլինալային պայմաններ՝ կապված հերցինյան լեռնակազմական շարժումների հետ:

Սևան-Շիրակի գոնայի երկրաբանական զարգացումը և պալեոաշխարհագրական փոփոխությունները հետյուրայան ժամանակաշրջանում աչքի են ընկնում մեծ բարդությամբ և բաժանվում են չորս էտապների՝ ստորին կավճային, սենոման-տուրոնյան, սենոնյան, դաու-պալեոցենյան, միջին էոցենյան, վերին էոցենյան, օլիգոցեն-ստորին միոցենյան և միոպլիոցեն պոստ-պլիոցենյան:

Սկսած ստորին կավճից մարզը թևակոխում է իր զարգացման գեոսինկլինալային ստադիան: Ստորին կավճում մարզի տերիտորիայի որոշ տեղամասերում (Բազումի լեռնաշղթայի արևմտյան մաս, Իջևանի լեռնաշղթա, Սպիտակի լեռնանցքի շրջան) նկատվում է գոգվածքների ձևավորում և ծովի ներթափանցում Իջևանի նեղուցով: Այս գոգվածքներում կուտակվում են հզոր (մինչև 1500 մ) տերիգեն-կարբոնատային և հրաբխածին-բեկորային նստվածքներ:

Վերին կավճի սկզբում (սենոման-տուրոն), կապված ավստրիական օրոֆազայի հետ մարզում ստեղծվում է ցամաքային ուժիմ, որը պահպանվում է մինչև սենոնի սկիզբը: Կոնյակի և սանտոնի դարերը բնութագրվում են մարզի նոր իջեցմամբ և ծովի տրանսգրեսիայով: Այդ ավազանում կուտակվում են ավազային և կարբոնատային նստվածքներ: Տեղի է ունենում նաև հրաբխային գործունեության զգալի ուժեղացում: Մարդի տերիտորիայում կամպան-մաստրիխտի կարբոնատային ֆորմացիաների համընդհանուր տարածումը և հրաբխային գործունեության խիստ թուլացումը համապատասխանում են վերին կավճային տրանսգրեսիայի մաքսիմումին, որը պայմանավորված է ուլեֆի պենեպլենիզացիայով և, հետևապես, տեկտոնական շարժումների ուժիմի կայունացմամբ:

Մաստրիխտի վերջում սկսվում է մարզի ընդհանուր նոր բարձրացում, որը շարունակվում է դանիական դարի և պալեոցենի ընթացքում: Մովային ուժիմը շարունակվում է պահպանվել միայն սինկլինորիումի առանցքային մասում, որտեղ կուտակվում են կարբոնատային և տերիգեն նստվածքներ: Ստորին էոցենում մարզի ընդհանուր բարձրացումը դեռևս շարունակվում է, սակայն առանձին տեղամասերում կապված գիֆերենցիալ շարժումների ուժեղացման հետ, նկատվում են ժամանակավոր իջեցումներ: Ստորին էոցենում տեղի է ունենում նաև հրաբխային գործունեության որոշ ուժեղացում և հրաբխածին-բեկորային ապարների կուտակում Սպիտակի շրջանում, Չիբուխլի գետի վերին հոսանքում և Սոմխեթյան լեռնաշղթայի հարավային լանջերում:

Ստորին էոցենի վերջում սկսվում է ծովի նոր ամենախոշոր տրանսգրեսիան, որը իր մաքսիմումին է հասնում միջին էոցենում: Միջին էոցենում Սևան-Շիրակի սինկլինորիումը ենթարկվում է ամենամեծ ճկման և բնդարձակման: Խորասուզումը ուղեկցվում է ինտենսիվ բնդջրյա հրաբխային գործունեությամբ և հզոր (մինչև 3 կմ) հրաբխածին-նստվածքային հաստվածք-

ների կուտակմամբ: Միջին էոցենում մարդի ամբողջ տերիտորիան ծածկվում է ծանծաղ ծովային ավազանով: Միջին էոցենի վերջում ռեգիոնում տեղի է ունենում ընդհանուր բարձրացում, որը ուղեկցվում է ինտենսիվ լեռնակազմությամբ (Թրիալեթային Ֆազա) և գրանիտոիդային ինտրուզիաների ներարկմամբ:

Վերին էոցենում սկսվում է սինկլինորիումի նոր իջեցում, բայց արդեն անհամեմատ փոքր մասշտաբով: Սինկլինորիումի առանձին տեղամասերը (հատկապես սինկլինալային դեպրեսիաները), ծածկվում են ծովով, մնացած տեղամասերը մնում են որպես կղզիներ: Անհավասարաչափ դիֆերենցիալ իջեցումը ուղեկցվում է բեկվածքների առաջացմամբ և լավաների արտավիժմամբ: Ի տարբերություն միջին էոցենի, վերին էոցենում զգալի տեղ է գրավում նաև ցամաքային հրաբխային գործունեությունը: էոցենի վերջում և օլիգոցենի սկզբում տեղի ունեցած հզոր լեռնակազմական շարժումների հետևանքով (պիրենեյան Ֆազա) սինկլինորիումը վեր է ածվում բարձրացման ու դենուդացիայի մարդի և լրիվ կերպով ընդգրկվում է իր զարգացման ցամաքային ֆազայի մեջ: Նախաօլիգոցենյան տեկտոնական շարժումները խոշոր դեր են խաղացել ռեգիոնի ժամանակակից ստրուկտուրայի ձևավորման գործում: Օլիգոցենի ընթացքում սինկլինորիումի առանցքային մասում ընդհանուր բարձրացման ֆոնի վրա նկատվում են իջեցման տենդենց ունեցող տեղամասեր: Այդ տեղամասերի իջեցումը ուղեկցվում է ինգրեսիայով և քաղցրահամ ջրային ավազանի առաջացմամբ, որտեղ կուտակվում են կավա-ավազային ածխաբխտումարեր նստվածքներ: Նախաչոկրակյան հզոր լեռնակազմական շարժումների հետևանքով սինկլինորիումը վերջնականապես վեր է ածվում ծալքավոր լեռնային մարդի:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении, Ереван, 1958.
2. Атабекян А. А. Открытие среднеэоценовых вулканогенных отложений в Казахском районе Азерб. ССР. ДАН АрмССР, т. XVI, № 3, 1953.
3. Атабекян А. А. О присутствии датско-палеоэоценовых отложений в бассейне р. Агстев. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, № 6, 1959.
4. Габриелян А. А. Этапы и типы структурного развития Армении и соответствующие формации горных пород. Изв. АН АрмССР, т. IX, № 2, 1956.
5. Габриелян А. А., Тахтаджян А. Л. и Саркисян О. А. О возрасте угленосно-сланцевой свиты окрестностей гор. Дилижана. ДАН АрмССР, т. XXIV, № 3, 1958.
6. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Ереван, 1959.
7. Габриелян А. А. Эффузивный вулканизм и тектоника. Изв. АН АрмССР, геолог. и географ. науки, т. XIII, № 1, 1960.
8. Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Тбилиси, 1949.
9. Ренгартен В. П. Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. Региональн. стратигр. СССР, т. 6, 1959.
10. Саркисян О. А. Палеогеографические условия формирования угленосных отложений Дилижанского района. АрмССР. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, т. X, № 5—6, 1957.
11. Саркисян О. А. Новые данные по стратиграфии верхнего эоцена Севано-Ширакского синклиория. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XI, № 4, 1958.

12. Саркисян О. А. О литостратиграфическом расчленении угленосных отложений Дилижанского района АрмССР. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XI № 2, 1958.
13. Саркисян О. А. Схема стратиграфического расчленения палеогеновых образований Севано-Ширакского синклинория. ДАН АрмССР, т. XXIX, № 3, 1959.